

**Eine regionale Klimasimulation für Europa
zur Zeit des späten Maunder-Minimums 1675–1705**

**(Vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
im Jahr 2003 als Dissertation angenommene Arbeit)**

**Eine regionale Klimasimulation für Europa
zur Zeit des späten Maunder-Minimums 1675–1705**
(Vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
im Jahr 2003 als Dissertation angenommene Arbeit)

Autorin:

B. Müller

(Institut für Küstenforschung)

Die Berichte der GKSS werden kostenlos abgegeben.
The delivery of the GKSS reports is free of charge.

Anforderungen/Requests:

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH
Bibliothek/Library
Postfach 11 60
D-21494 Geesthacht
Germany
Fax.: (49) 04152/871717

Als Manuskript vervielfältigt.
Für diesen Bericht behalten wir uns alle Rechte vor.

ISSN 0344-9629

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH · Telefon (04152)87-0
Max-Planck-Straße 1 · D-21502 Geesthacht / Postfach 11 60 · D-21494 Geesthacht

Eine regionale Klimasimulation für Europa zur Zeit des späten Maunder-Minimums 1675–1705

(Vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg im Jahr 2003 als Dissertation angenommene Arbeit)

Beate Müller

115 Seiten mit 77 Abbildungen und 20 Tabellen

Zusammenfassung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde erstmalig eine regionale Klimasimulation für die Zeit des späten Maunder-Minimums (LMM: 1675–1705) für Europa durchgeführt. Grundlage der Simulation war die erste globale 500jährige Simulation mit historischem Forcing, deren viel versprechende Ergebnisse mittels dynamischen Downscalings auf Konsistenz zu historischen Zeitreihen geprüft wurden. Zusätzlich wurde durch die regionale Simulation ein homogener, in sich konsistenter Datensatz erstellt, der zu weiterführenden Simulationsstudien verwendet werden kann. Das LMM wurde aufgrund seiner prägnanten Klimacharakteristik ausgewählt, die Vorgehensweise ist jedoch auf beliebige historische Zeiträume übertragbar.

Für die regionale Simulation wurde das Regional-Modell REMO mit den physikalischen Parametrisierungen des ECHAM4 verwendet. Das Modell wurde zur Simulation historischer Zeiten angepasst, indem die Solarkonstante als jährlich variierende Größe eingeführt wurde. Dem Einfluss des Aerosoleintrags historischer Vulkanausbrüche in die Atmosphäre wurde durch eine reduzierte effektive Solarkonstante Rechnung getragen. Die atmosphärischen Konzentrationen an CO₂ und Methan wurden ebenfalls als jährlich variable Größen eingeführt und an die historischen Werte angepasst. Historische Eisbedeckungen der Ostsee wurden als untere Randbedingung vorgeschrieben.

Um die Ergebnisse der Simulation des LMM klimatisch einordnen zu können, wurden sie auf die Simulationsergebnisse einer für die vorindustrielle Zeit repräsentativen Periode (1625-1655) bezogen. Die simulierten Anomalien des LMM wurden mit den Anomalien verschiedener Rekonstruktionen verglichen, wobei die Rekonstruktionen in Bezug zur vorindustriellen Zeit betrachtet wurden. Für die Regionen mit hoher Zuverlässigkeit der rekonstruierten Daten sind die Übereinstimmungen der simulierten Anomalien des LMM mit den rekonstruierten Anomalien für die Wintermonate gut. Auch in der Einschätzung, dass besonders die Winter mit strenger Ausprägung im LMM kälter als in der vorindustriellen Zeit ausfielen, zeigen sich simulierte und rekonstruierte Datensätze konsistent. Als besonders problematisch haben sich jedoch Aussagen über den skandinavischen Bereich herausgestellt.

Der Vergleich der Anomalien der mittleren saisonalen Niederschlagssummen zwischen Simulation und Rekonstruktion zeigte bei prozentualer Betrachtung gute Übereinstimmung in Winter und Frühling. Die absoluten Niederschlagssummen sind nicht vergleichbar, da der Unterschied zwischen Modell und den den Regressionsmodellen der Rekonstruktion zugrunde liegenden klimatologischen Daten der „Climate Research Unit“ für die heutige Zeit zu hoch ist.

A regional climate simulation for Europe in the time of the Late Maunder Minimum 1675–1705

Abstract

This thesis presents the results of the first regional climate simulation for the Late Maunder Minimum (LMM: 1675–1705) for Europe. The basis of this simulation was the first global simulation of the last 500 years with historical forcing. The promising results of that simulation have been verified for consistency with historical data by means of dynamic downscaling. Additionally, with the regional simulation a homogenous, consistent data set has been produced which can be used for further simulation studies. The LMM has been selected for its significant climatic characteristics; the simulation procedure, however, can be applied to any historic time period.

For the regional simulation the regional model REMO with the physical parameterisations of ECHAM4 was used. In order to adapt the model to the simulation of historical periods, the following adjustments have been made: (a) the solar constant has been introduced as a yearly changing variable, (b) the influence of the aerosols caused by historical volcanic eruptions has been reflected by reducing the solar constant for the respective period, (c) the atmospheric concentration of CO₂ and methane also have been introduced as yearly changing variables that have been adjusted to the historical values. The historical values of ice cover of the Baltic Sea were prescribed as a lower boundary condition.

In order to evaluate the results of the LMM-simulation they have been related to the simulation results of a period that is representative for the pre-industrial period (1625–1655). The simulated anomalies of the LMM have been compared to anomalies of several reconstructions. Those reconstructions have been considered with respect to the pre-industrial period. Regarding regions with good reliability of reconstructed data, the agreement between the simulated temperature anomalies of the LMM and the reconstructed anomalies is relatively good for the winter months. Simulated and reconstructed data are also consistent regarding the fact that in particular the pronounced winters during the LMM were colder than in pre-industrial time. Statements about the Scandinavian region, however, are especially uncertain.

Comparing the anomalies in the average seasonal precipitation amount of the simulation and the reconstruction for winter and spring show good agreement when taken as percentages.

The absolute values of the precipitation amount are not comparable, since the difference between the model and the climatological data of the "Climatic Research Unit", which are the basis of the regression model of the reconstruction, is too large for the present day.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	7
2	Das späte Maunder-Minimum	10
2.1	Literaturzusammenschau	11
2.2	Zeitreihen historischer Temperatur- und Niederschlagsdaten	24
2.2.1	Rekonstruierte Daten nach Luterbacher et al. für Europa	24
2.2.2	Die Temperatur-Messreihe für Zentral-England	31
2.2.3	Weitere Temperatur-Rekonstruktionen	32
2.3	Simulationen des LMM.....	39
2.3.1	Simulation mit ECHO-G	39
2.3.2	Weitere globale Simulationen des LMM	45
3	Methodische Ansätze zur regionalen Simulation des LMM...	48
3.1	Das Regionalmodell REMO: Modellversion und -erweiterungen.....	48
3.1.1	Spectral Nudging.....	50
3.1.2	Verlängerung des Antriebsintervalls von 6 auf 12 Stunden.....	51
3.1.3	Externes Forcing	52
3.1.4	Modellgüte.....	53
3.2	Randdaten.....	56
3.2.1	Daten zur Landnutzung im späten Maunder-Minimum.....	56
3.2.2	Daten zur Eisbedeckung der Ostsee.....	59
3.2.3	Antriebsdaten aus ECHO-G-Simulationen	61
3.3	Durchgeführte Simulationen	66
4	Analyse der Simulationen	67
4.1	Simulierte Temperatur-Anomalien im späten Maunder-Minimum	68
4.1.1	Monatliche Mitteltemperaturen und Anomalien des LMM	68
4.1.2	Saisonale Mitteltemperaturen und Anomalien des LMM	72
4.2	Vergleich zwischen simulierten und rekonstruierten Temperaturanomalien	81
4.2.1	Vergleich mit den Rekonstruktionen nach Luterbacher et al.	81
4.2.2	Vergleich mit anderen Zeitreihen	90
4.3	Vergleich zwischen simulierten und rekonstruierten Niederschlagsanomalien.....	94

5	Diskussion	102
5.1	Unsicherheitsquellen.....	102
5.2	Ausblick.....	104
6	Zusammenfassung.....	106
7	Abkürzungsverzeichnis	108
8	Literaturverzeichnis	109

1 Einleitung

Eine genaue Einschätzung der natürlichen Klimavariabilität ist für das Verständnis des Klimas unabdingbar. Deshalb ist es von besonderem Interesse, die Kenntnis des Klimageschehens so weit wie möglich in die Geschichte auszudehnen.

Mit zeitlich und räumlich detaillierten Informationen über die natürlichen Klimavariationen der letzten Jahrhunderte werden unter anderem Abschätzungen über heutige Klimatrends und den Anteil des Menschen an diesen Änderungen besser möglich. Deshalb wurden in den letzten Jahren umfangreiche Versuche unternommen (z.B. Frenzel et al., 1992; Bradley und Jones, 1992; Briffa, 1994; Wanner, et al. 1995; Pfister, 1999; Luterbacher et al., 2000; Jacobeit et al., 2003), das Klima der letzten Jahrhunderte immer genauer und weiter in die Vergangenheit zu rekonstruieren.

Auch die Entwicklung realistischer Prognosen für das zukünftige Klima profitiert von der Kenntnis vergangener Klimaänderungen. Klimaprognosen basieren zu einem großen Teil auf globalen Modellen, welche die Wechselwirkung von Ozean, Atmosphäre und Eis simulieren, und die z.B. auf Schwankungen der Erdbahnparameter und der solaren Einstrahlung, auf vulkanisch oder industriell bedingte Änderungen der Aerosolkonzentrationen, und auf natürliche oder von Menschen verursachte Änderungen der Treibhausgase reagieren. Ein Vergleich von Modell-Klimasimulationen mit langen Klimarekonstruktionen auf der Basis von Proxy-Daten kann Aufschluss über die Realitätsnähe der Modelle und Anhaltspunkte für ihre Weiterentwicklung geben.

In dem deutschen Projekt „Natürliche Klimavariationen in Historischen Zeiten bis 10.000 Jahre vor heute“ (KIHZ) arbeiteten deshalb Paläoklimatologen und Klimamodellierer zusammen, um räumliche Muster, Stärke, Häufigkeit und Geschwindigkeit natürlicher Klimaänderungen in der Vergangenheit zu charakterisieren. Dabei wurden eine Vielzahl unterschiedlicher Klimaarchive verwendet und die Datenanalyse mit der numerischen Modellierung kombiniert. Da Beobachtungen und Messreihen nur für bestimmte Gebiete der Erde und nur für die letzten Jahrhunderte zur Verfügung stehen, wurden zum Einen die Ableitung indirekter Klimainformationen (Proxy-Daten) aus natürlichen Klimaarchiven wie jahresgeschichteten Sedimenten, Eis, Baumringen und Korallen vorgenommen. Die biologische, chemische und physikalische Zusammensetzung dieser Klimaarchive reagiert auf die sich ändernden Klima- und Umweltbedingungen. Klimabeobachtungen aus den letzten Jahrzehnten dienen zur Entwicklung von Transferfunktionen, mit deren Hilfe den Proxy-Daten unter Voraussetzung des Aktualitätsprinzips Klimavariablen wie Temperatur und Niederschlag zugeordnet werden können. Zum Anderen wurde innerhalb von KIHZ die weltweit erste globale Klimasimulation eines Atmosphären-Ozean-Modells über 500 Jahre mit realistischem historischem Forcing durchgeführt (Zorita et al., 2003). Es wurde das Modell ECHO-G des Deutschen Klimarechenzentrums verwendet. Die Arbeiten von Zorita et al. wurden über das Projekt hinaus weitergeführt: Es entstand eine 1000-Jahres-Simulation zur Untersuchung weiterer natürlicher Klimaschwankungen (insbesondere des mittelalterlichen Klimaoptimums).

Des Weiteren wurde 'Simulations, Observations & Paleoclimatic data: climate variability over the last 500 years' (SO&P) als EU-finanziertes Projekt, mit Beteiligung von Gruppen aus fünf europäischen Nationen, ins Leben gerufen (Osborn und Briffa, 2003), um die Arbeiten der historischen Klimaforschung zu intensivieren. Innerhalb von SO&P wurde eine 500-Jahres-Simulation mit realem historischem Forcing am 'Hadley Centre for Climate Prediction

and Research' mit dem globalen Klimamodell HadCM3 durchgeführt (Widmann und Tett, 2003).

Wichtigste Bestandteile des realen natürlichen Forcing der Globalen Zirkulationsmodelle (Global Circulation Model, GCM) sind die Variabilität der Solarkonstante und der Einfluss der historischen Vulkanausbrüche nach Crowley (2000), sowie die historischen atmosphärischen Konzentrationen von Kohlendioxid nach Etheridge et al. (1996) und Methan nach Blunier et al. (1995).

Die zum Vergleich mit den Simulationen verfügbaren Rekonstruktionen umfassen sowohl die Homogenisierung der historischen Temperatur-, Druck- und Niederschlagsmessreihen als auch die Untersuchung der Relationen zwischen Proxy-Daten und Klimavariablen.

Die globalen Simulationen sind in der Lage, großräumige Klimaschwankungen zu reproduzieren (Zorita et al., 2003 und Widmann und Tett, 2003). Regionale Aussagen sind jedoch durch die geringe räumliche Auflösung und die insbesondere für Europa unzureichende Land-See-Maske nicht möglich. Das komplexe meteorologische Geschehen in Europa wird nicht umfassend genug wiedergegeben, z.B. können orographisch stark beeinflusste Größen wie der Niederschlag nicht zufrieden stellend simuliert werden. Auf der anderen Seite liegen historische Klimarekonstruktionen oft für lokal begrenzte Räume vor, z.B. für Zentral-England (Manley, 1974), Paris (Legrand und LeGoff, 1992), Tallinn (Tarand und Nordli, 2001), De Bilt (van den Dool et al., 1978) und die Benelux-Staaten (van Engelen et al., 2001). Um die Lücke zwischen den gering aufgelösten historischen Klimasimulationen der GCMs und den lokalen Klimarekonstruktionen zu schließen, bieten sich Simulationen mit Regionalmodellen an. Regionalmodelle sind in der Lage, räumlich hochaufgelöste, konsistente Informationen aller meteorologischen Parameter zu liefern. Durch die Anwendung der Methode des 'Spectral Nudging' bleiben die Informationen der gut aufgelösten Skalen der Global-Modelle erhalten und Informationen kleinerer Skalen werden erzeugt. Für bestimmte meteorologische Größen wie den Niederschlag werden erst dadurch sinnvolle Vergleiche mit historischen Rekonstruktionen möglich. Da eine regionale Simulation der 500 bzw. 1000 Simulationsjahre derzeit technisch nicht möglich ist, wurde das späte Maunder-Minimum (Late Maunder Minimum, LMM 1675-1705), aufgrund seiner prägnanten Klimacharakteristik beispielhaft für die regionale Simulation ausgewählt.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es somit, aus den global vorliegenden Daten mit einer Auflösung von etwa 3.75° einen hoch aufgelösten Datensatz der regionalen klimatischen Bedingungen in Europa über den Zeitraum des LMM zu erstellen, um überprüfen zu können, ob auch regionale Besonderheiten mit derzeit verfügbaren Modellen numerisch reproduzierbar sind. Eine weitere Motivation liegt in der Bereitstellung eines konsistenten historischen meteorologischen Datensatzes als Antrieb für weitere Modelle, z.B. zur Simulation von Sedimentablagerungen in der Ostsee (Fennel und Dippner, 2002).

Dazu werden Simulationen mit einem Regionalmodell für Europa durchgeführt und mit historischen Daten verschiedener Quellen verglichen. Der umfangreichste Datensatz wurde von Luterbacher et al. (2000) erstellt, er dient deshalb als Grundlage der Vergleiche zwischen Modell und historischen Daten.

Im Einzelnen ergibt sich folgender Aufbau der Arbeit: Zunächst wird in Kapitel 2 eine ausführliche Übersicht über bestehende Arbeiten zu den Klimabesonderheiten des späten Maunder-Minimums in Europa gegeben. Des Weiteren werden bestehende Datensätze meteorologischer Größen, welche die gesamte vorindustrielle Zeit (1550-1800) überdecken, vorgestellt. Hauptaugenmerk wird dabei auf Temperatur und Niederschlag gelegt. Im dritten Kapitel werden die methodischen Ansätze zur regionalen Simulation des LMM erläutert. Es

wird das verwendete Regionalmodell REMO mit den im Rahmen der Arbeit vorgenommenen Spezifikationen vorgestellt. Bei den Spezifikationen handelt es sich um die Einführung der jährlich variablen effektiven Solarkonstante und atmosphärischen Konzentrationen von Kohlendioxid und Methan und die Einführung der effektiven Form des ‚Spectral Nudging‘. Danach erfolgt die Beschreibung der Verarbeitung der Daten von ECHO-G zu Antriebsdaten für die regionale Simulation. Besondere Erwähnung findet das Vorschreiben der historischen Eisbedeckung der Ostsee. In Kapitel 4 folgen die Ergebnisse der Simulation in Form monatlicher und saisonaler Temperatur-Mittel zunächst in Relation zu den Antriebsdaten. Daran schließt sich ein umfassender Vergleich mit historischen Daten, Temperatur- und Niederschlags-Rekonstruktionen an. Im folgenden Kapitel 5 werden Betrachtungen darüber angestellt, welche Unsicherheitsbereiche für die durchgeführte Simulation gelten. Die gesammelten Erfahrungen und Schlussfolgerungen werden abschließend in Kapitel 6 zusammengefasst.

2 Das späte Maunder-Minimum

Frühe Daten über die Anzahl von beobachteten Sonnenflecken geben Aufschluss über eine Phase der Inaktivität der Sonne gegen Ende des 17. Jahrhunderts. Dieses Sonnenflecken-Minimum von 1645-1710 wurde nach dem englischen Astronomen E.W. Maunder benannt, der sich 1893 nach Oort und Spörer intensiv mit seiner Aufklärung befasst hatte (Beckman und Mahoney, 1998). In Abbildung 2.1 sind die jährlichen relativen Sonnenfleckenzahlen seit 1610 abgebildet.

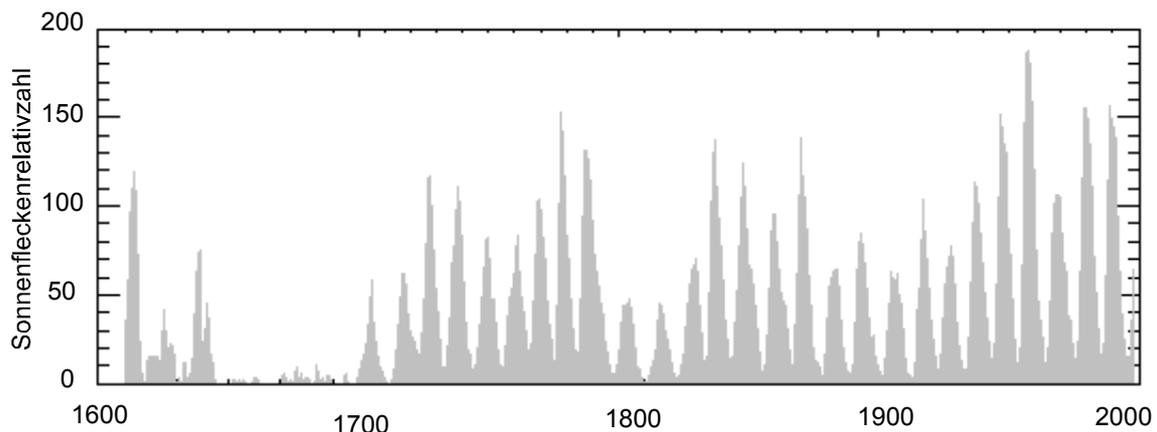


Abbildung 2.1: Sonnenfleckenrelativzahl¹ seit 1610 nach Eddy (1977) und Hoyt und Schatten (1998), aus (Wöhl, 2003).

In der Zeit von 1645-1705 ist eine stark reduzierte Sonnenfleckenaktivität zu verzeichnen, welche nicht durch mangelhafte Beobachtung zu begründen ist.

Das Maunder-Minimum war die kälteste Phase der „Kleinen Eiszeit“. Das späte Maunder-Minimum von 1675 bis 1705 ist durch über Dekaden hinweg auftretende Extremwerte in Temperatur und Niederschlag von besonderem Interesse. Bisher ist jedoch nicht abschließend geklärt, wie der Zusammenhang zwischen Sonnenfleckenanzahl und Klima beschrieben werden muss (z.B. Briffa, 1994; Pfister, 1999).

Zur historischen Einordnung des Maunder-Minimums als Teil der „Kleinen Eiszeit“ in wird in Abbildung 2.2 ein Überblick über die Temperaturverhältnisse der letzten Jahrtausende gegeben. Es sind die bodennahen Mitteltemperaturen der Nordhemisphäre dargestellt.

¹ Sonnenfleckenrelativzahlen werden aus der zehnfachen Anzahl der Sonnenfleckengruppen, die auf der Sonnenscheibe zu sehen sind, berechnet, die Anzahl der einzelnen Sonnenflecken werden zusätzlich addiert. Dieser Wert wird mit Korrekturfaktoren multipliziert, die die Erfahrung des Beobachters und die Normierung auf ein Teleskop bestimmter Größe und Qualität beinhalten. Sonnenfleckenrelativzahlen sind etwa proportional der Fläche aller Sonnenflecken.

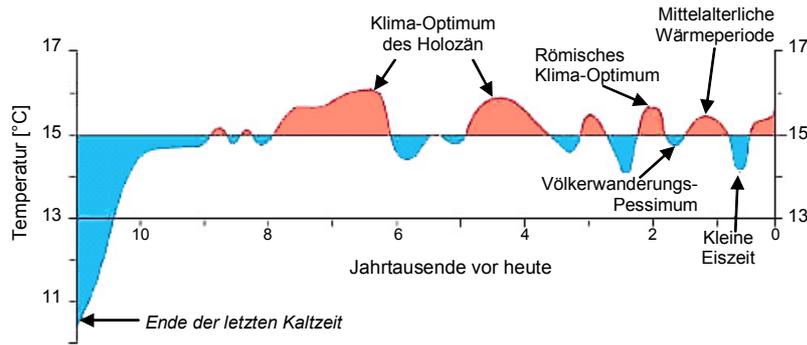


Abbildung 2.2: Bodennahe nordhemisphärische Mitteltemperaturen der letzten 11000 Jahre nach Dansgaard (1969) und Schönwiese (1995), aus (KIHZ, 2000).

Auf das mittelalterliche Klimaoptimum (900-1200) folgte eine Klimawende zwischen 1200 und 1400, und es schloss sich die so genannte „Kleine Eiszeit“ von 1250-1850 an.

Während im „Mittelalterlichen Optimum“ in England Wein angebaut werden konnte und es den Wikinger möglich geworden war, Grönland als das „grüne Land“ für 200 Jahre zu besiedeln, traten im späten Maunder-Minimum durch kühle Sommer und strenge Winter verheerende Hungersnöte und zahlreiche Missernten auf (z.B. Neumann und Lindgren, 1979). Diese Einschätzung des LMM gilt allerdings nicht für ganz Europa. Beispielsweise gibt zwar Lamb (1982) für den Zeitraum 1690-1699 für England eine Anomalie von -1.5 K gegenüber dem Zeitraum 1920-1960 an. In Ungarn jedoch waren zwar die Winter- und Frühlingstemperaturen von 1675-1715 die niedrigsten des Zeitraumes 1490-1800, die Sommertemperaturen des LMM waren indessen die höchsten (Racz, 1994).

Frenzel et al. (1994) haben klimatische Trends und Anomalien in Europa für das LMM zusammengetragen. Bei dieser sehr differenzierten Betrachtung des späten Maunder-Minimums für verschiedene Landstriche Europas wird deutlich, dass nicht nur kühle Sommer und strenge Winter bezeichnend für den Zeitraum sind, sondern vielmehr die Variabilität der klimarelevanten Größen erhöht ist.

Im folgenden Kapitel wird ein Überblick über die Darstellungen des LMM zahlreicher Autoren für verschiedene Teile Europas und die verfügbaren, mehrere 100 Jahre langen Datenreihen gegeben.

2.1 Literaturzusammenschau

Zunächst werden die Witterungsverhältnisse und Extremjahre verschiedener Regionen vorgestellt: Es wird auf Island, England, Russland bzw. die Russische Ebene, Ungarn, Finnland, das südliche Portugal, Italien, die Schweiz und auf Deutschland detailliert eingegangen.

Für **Island** werden die Winter 1680, 1688, 1690, 1695, 1696, 1699 und der Frühling 1699 als besonders kalt benannt (Ogilvie, 1994). Das Polareis breitete sich bis Island aus und die polaren Wassermassen bis zu den Färöer, 1695 war Island komplett von Eis umschlossen. Dadurch verstärkte sich der horizontale Temperaturgradient der oberen Wassermassen des Nordatlantik zwischen 50. und 61. bis 65. nördlichen Breitengrad erheblich. Damit wurde die gelegentliche Entstehung starker Sturmtiefs begünstigt (Lamb, 1982).

In Abbildung 2.3 ist der Eis-Index nach Ogilvie (1996) dargestellt: die Indizes 1 bis 8 geben die Summe der Richtungen (N, NO, O, SO, S, SW, W, NW) an, in welchen Eis beobachtet wurde. Zusätzlich wird dem Index die Anzahl der Jahreszeiten mit Eisbeobachtung pro Jahr hinzugerechnet. Der maximale Wert des Index ergibt sich damit zu 12. Die Vermischung räumlicher und zeitlicher Informationen ist von der Ogilvie explizit erwünscht, macht die Daten jedoch schwer interpretierbar. Der Temperaturindex nach Pfister (1994) reicht von -3 bis +3, normale Winter weisen den Index 0 auf, die Indizes folgen mit Differenzen von 65 %, 130 % und 180 % der Standardabweichung in positiver und negativer Richtung vom Mittelwert.

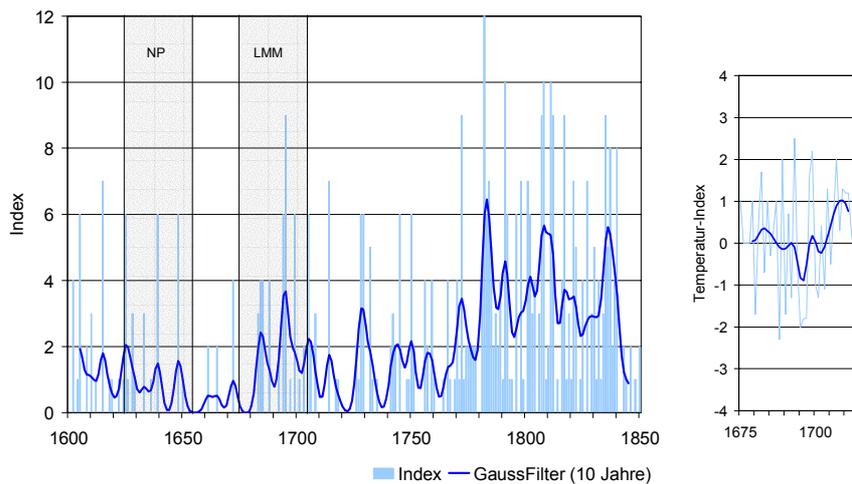


Abbildung 2.3: links: Eis-Index, grau unterlegt: Normal-Periode als späterer Referenzzeitraum (NP: 1625-1655) und LMM (1675-1705); rechts: Temperatur-Index für den Zeitraum 1675-1715 für Island nach Ogilvie (1996).

Ogilvie weist darauf hin, dass die Informationen über Landtemperaturen und Seeis widersprüchlich sind. Die Periode des späten Maunder-Minimums weist für Island einen mittleren Eis-Index von 2 auf, während der mittlere Eis-Index für den Zeitraum 1600-1800 ohne LMM 1 beträgt. Das deutet auf eine räumlich vermehrte oder länger anhaltende Eisbedeckung hin. Der mittlere Temperatur-Index des LMM beträgt für Island 0.

Im Winter 1683/1684 traten entlang der **südostenglischen** und **französischen Kanalküsten** 5 km breite Packeisgürtel auf, an der niederländischen Nordseeküste hatte der Eisgürtel eine Breite von 30-40 km (Lamb, 1982).

Eronen (1994) wertet Baumringdaten für **Finnland** aus, gibt aber keine Temperaturanomalien an, sondern beschränkt sich auf die Erwähnung einzelner Extrema, wie den sehr trockenen, mit Frost endenden Sommer 1693 und den sehr nassen, kalten Sommer 1696. Briffa (1994) untersucht ebenfalls Baumringdaten des **nördlichen Fennoskandiens** und betrachtet zusätzlich zum LMM auch andere Sonnenflecken-Minima und vergleicht sie miteinander: in Abbildung 2.4 sind die Temperaturanomalien für den Zeitraum 500-1980 mit zusätzlichem Focus auf das Maunder-Minimum dargestellt.

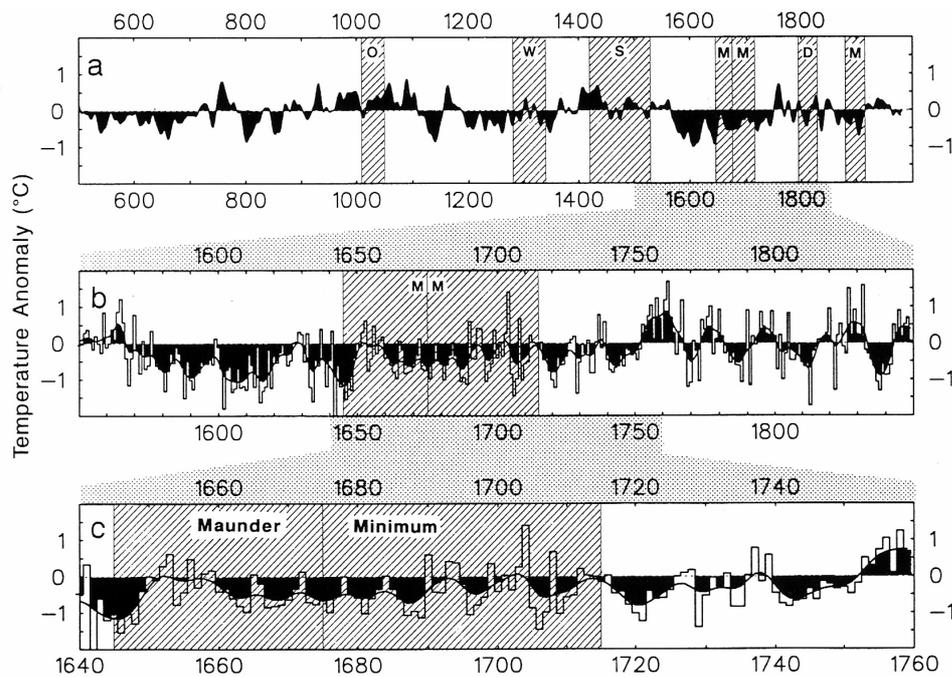


Abbildung 2.4: Mittlere April-August Temperaturanomalien relativ zum Mittel von 1951-1980 für das nördliche Fennoskandien, aus Baumringdaten rekonstruiert, a) 20-jährige Mittel für 500-1980 Perioden geringer Sonnenflecken-Aktivität sind mit O (Oort-), W (Wolf-) S (Spörer-) MM (Maunder-) D (Dalton-) und M (Mordern-) Minimum markiert, b) und c) Temperaturanomalien in jährlicher Auflösung mit 10-jährigem Mittel für 1550-1850 bzw. 1640-1760 (Briffa, 1994).

Nur für das Maunder-Minimum lässt sich eine mittlere negative Temperaturanomalie im Vergleich zu den Mitteltemperaturen von 1951-1980 nachweisen. Außerdem weist Briffa darauf hin, dass zwar das LMM in Fennoskandien durch kühle Sommer geprägt ist, die eine mittlere Temperaturanomalie von -0.4 °C in Bezug auf die Periode 1951-1980 aufweisen. Aber er betont auch, dass die Jahre 1595-1645 mit einer mittleren Temperaturanomalie (ebenfalls in Bezug auf 1951-1980) von -0.65 °C deutlich kühler waren als das LMM.

Neumann und Lindgren (1979) weisen darauf hin, dass aufgrund extremer Witterungsverhältnisse 1694 bis 1697, insbesondere kalter Winter und kalter und feuchter Ausprägungen der Frühlinge und Herbstes, extreme Hungersnöte in **Finnland** und **Estland** auftraten. Abschätzungen zu Folge starben in Finnland ein Viertel bis ein Drittel der Bevölkerung und in Estland ein Fünftel.

Durch die von Manley (1974) homogenisierte Zeitreihe der Temperaturen in **Zentral-England** lässt sich gut belegen, dass das LMM durch eine dichte Folge von Extremen geprägt ist. In Tabelle 2.1 sind die aus den monatlichen Temperaturen berechneten saisonalen Temperaturindizes, nach Pfister (1999), dargestellt, kalte bzw. feuchte Ausprägungen der Jahreszeiten sind blau markiert, warme bzw. trockene Ausprägungen rot.

Tabelle 2.1: Mittlere saisonale Temperaturindizes für Zentral-England.

Jahr	1675	1676	1677	1678	1679	1680	1681	1682	1683	1684	1685	1686	1687	1688	1689	1690	1691	1692	1693	1694	1695	1696	1697	1698	1699	1700	1701	1702	1703	1704	1705
Winter	-1	1	-3	-3	-3	-1	-3	0	0	-3	-2	3	0	0	-2	0	-2	-3	0	-2	-3	0	-3	-3	-1	-1	-1	1	0	0	-1
Frühling	-3	-1	0	-2	-1	-1	-1	0	0	-1	0	1	-2	-3	0	-2	-2	-3	-3	-3	-3	-3	0	-3	-3	-2	-3	-2	0	0	-1
Sommer	-3	3	0	0	1	-1	0	-1	0	0	-1	0	-1	-1	-1	-1	0	-1	0	-3	-3	-1	-1	-2	0	-1	1	0	0	1	0
Herbst	-3	-3	-2	0	-1	1	1	0	-3	-2	0	0	0	-3	-2	0	-2	-3	-1	-3	-2	-2	-2	-2	0	-1	0	0	-2	-1	-3

warm kalt sehr kalt

Negative Anomalien dominieren in allen Jahreszeiten deutlich: 65 % der Winter, 75 % der Frühlinge, 50 % der Sommer und 65 % der Herbste weisen negative Anomalien auf.

Auf die Zeitreihe selbst wird in Kapitel 2.2.2 noch genauer eingegangen.

In **Schottland** verschlechterte sich die Lage der Bevölkerung dramatisch: in den Jahren 1693-1700 traten in 7 von 8 Jahren Missernten auf. Landesweit starben in allen Pfarrbezirken ein bis zwei Drittel der Bevölkerung (Lamb, 1982).

Pfister und Bareis (1994) analysierten die historischen Zeitserien für **Paris** von Legrand und Le Goff (1992), die dem Manuskript von Louis Morin entnommen sind. Sie empfehlen jedoch, diese Datenreihe mit großer Vorsicht zu verwenden, da nichts über die Aufstellung der Instrumente bekannt ist und das Temperaturniveau höher als bei der Messreihe von Manley (1974) und den Rekonstruktionen von Pfister (1992) liegt. In Abbildung 2.5 sind die Wintermitteltemperaturen nach Legrand und Le Goff (1992) dargestellt.

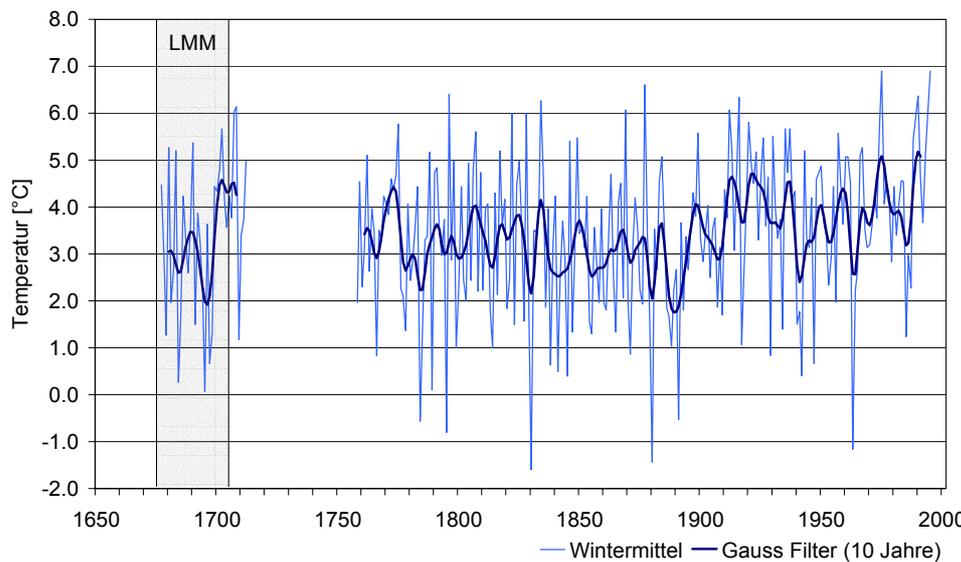


Abbildung 2.5: Wintermitteltemperaturen für Paris, berechnet aus Monatsmittelwerten nach Legrand und Le Goff (1992).

Es ist eine deutliche Abkühlung für die Winter im letzten Jahrzehnt des 17. Jahrhunderts zu verzeichnen. Die Mitteltemperatur weicht nicht von der des Zeitraumes 1757-1800 ab.

Pfister und Bareiss (1994) führen dazu aus: Nach den Daten von Morin (Legrand und LeGoff, 1992) ist eine Abkühlung für alle Jahreszeiten bis 1700 zu verzeichnen, welche im Frühling am stärksten und im Herbst am schwächsten ausgeprägt ist. Diese Tendenz ist mit einer Verstärkung der meridionalen Strömung in dieser Zeit verbunden. Nach 1700 findet eine schnelle Erwärmung statt. Die Variabilität der Wintertemperaturen ist außerordentlich hoch

1684, 1695 und 1697 werden als besonders kalt hervorgehoben und die Winter von 1676, 1682 als besonders mild. Die Winter, Frühlinge und Herbste zeichnen sich durch geringe Niederschlagsmengen aus, was die Autoren auf die erhöhte Häufigkeit von Blocking Situationen zurückführen. 1693/1694 litt die Bevölkerung in Frankreich an einer starken Hungersnot.

Chernavskaya (1994) stellt fest, dass in der **Russischen Ebene** im LMM eine große Variabilität des Klimas zu verzeichnen ist, die Schwankungsbreite aber durchaus mit derjenigen der heutigen Zeit vergleichbar ist.

Borisenkov (1994) bestätigt, dass es sich beim LMM für den russischen Raum nicht um den kältesten Zeitabschnitt handelt, sondern eher um eine Zeit hoher klimatischer Variabilität. In Tabelle 2.2 sind klimatische Besonderheiten des LMM für Russland zusammengestellt. Der Doppeleintrag der Winter 1680 und 1703 als milde und als kalte Winter ergibt sich aus der unterschiedlichen regionalen Prägung: in Nordrussland war der Winter kalt, während er in Südwest- und Südrussland mild ausfiel.

Tabelle 2.2: Beobachtete Extreme in Russland nach Borisenkov (1994).

Witterungsmerkmal	Jahr																													
	1675	1676	1677	1678	1679	1680	1681	1682	1683	1684	1685	1686	1687	1688	1689	1690	1691	1692	1693	1694	1695	1696	1697	1698	1699	1700	1701	1702	1703	1704
Dürren				x	x	x	x		x		x		x			x	x	x				x		x						x
regnerische Sommer	x	x			x		x	x										x					x							
Fröste im Spätsommer					x					x																x				x
kalte Winter	x	x	x	x	x	x																								x
milde Winter						x			x																		x	x	x	
kalte, späte Frühlinge	x	x	x																							x				
frühe Frühlinge							x																							
frühe Sommerfröste										x		x			x						x									x

Racz (1994) gibt eine Übersicht über die Verhältnisse in **Ungarn**. Er gibt Temperatur- und Niederschlagsindizes auf saisonaler Basis an. Sie wurden aus monatlichen Indizes mit einem Range von +3 bis -3 nach Pfister (1994) gebildet und erreichen deshalb im Extremfall +9 bzw. -9. Sie beziehen sich auf den Zeitraum 1901-1960.

In Tabelle 2.3 sind die Temperatur- und in Tabelle 2.4 die Niederschlagsindizes des späten Maunder-Minimums nach Racz (1994) zusammengestellt.

Tabelle 2.3: Temperaturindizes von Ungarn in der Zeit des LMM relativ zu 1901-1960 (Racz, 1994).

Jahr	1675	1676	1677	1678	1679	1680	1681	1682	1683	1684	1685	1686	1687	1688	1689	1690	1691	1692	1693	1694	1695	1696	1697	1698	1699	1700	1701	1702	1703	1704	1705
Winter	-4	-3	-2	-1	-2	0	-2	4	-2	-3	-5	0	-1	0	-4	-1	-2	-3	-1	-2	-3	0	-2	-3	-1	-4	-3	1	-1	-3	-7
Frühling	3	-2	1	0	-2	1	-1	-1	0	0	-4	0	-1	-2	1	0	-3	-3	1	2	-1	2	0	-2	-2	-2	-1	-1	1	-3	-2
Sommer	0	3	3	4	3	4	0	1	2	1	0	-1	1	2	3	1	0	0	1	4	-2	0	1	0	0	1	7	1	1	2	2
Herbst	0	-1	0	1	0	0	0	0	0	1	2	1	0	-1	0	0	-3	-3	1	-1	0	1	0	-1	-1	0	6	-3	0	2	0

warm kalt sehr kalt

Tabelle 2.4: Niederschlagsindizes von Ungarn in der Zeit des LMM relativ zu 1901-1960 (Racz, 1994).

Jahr	1675	1676	1677	1678	1679	1680	1681	1682	1683	1684	1685	1686	1687	1688	1689	1690	1691	1692	1693	1694	1695	1696	1697	1698	1699	1700	1701	1702	1703	1704	1705
Winter	2	1	3	2	2	0	1	0	3	2	1	1	0	2	2	1	1	2	1	4	2	0	2	1	1	2	2	2	3	2	3
Frühling	4	2	3	3	1	2	-2	0	1	1	2	0	1	0	2	1	1	5	6	3	0	1	0	1	3	5	4	3	1	4	5
Sommer	4	-1	3	-3	2	1	-1	0	-4	4	2	-3	3	0	4	1	2	3	0	1	2	2	2	5	3	5	-3	2	3	-3	2
Herbst	3	1	3	2	1	0	3	2	3	5	0	0	2	2	1	3	0	2	4	1	1	4	2	3	2	0	1	3	2	-1	

trocken feucht sehr feucht

Durch die farbliche Kennzeichnung wird besonders deutlich, dass die negativen Anomalien im Winter dominieren. 80 % der Winter zeigen negative Anomalien, 13 % normale und 7 % milde Ausprägung. 87 % der Winter waren feuchter als normal, die restlichen 13 % wiesen keine Anomalie auf. Die kältesten Winter weisen die Jahre 1685 und 1705 auf. 1685 schloss sich ein kalter Frühling an.

60 % der Frühlinge im LMM weisen negative Anomalien auf, gegenüber 20 % normalen und 20 % positiven Ausprägungen. Gleichzeitig zeigten sie sich sehr feucht.

Die Sommer erwiesen sich als die wärmsten des untersuchten Zeitraumes von 1490 bis 1800. Die feuchten Sommer überwiegen mit einem Anteil von 70 % deutlich.

Die Herbsttemperaturen zeigten sich sehr variabel. Auch in dieser Jahreszeit überwiegen die negativen Anomalien des Niederschlags.

Die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse im **südlichen Portugal** wurden von Alcoforado (2000) untersucht. In Tabelle 2.5 sind die Temperaturindizes für das LMM zusammengestellt.

Tabelle 2.5: Temperaturindizes für Portugal nach Alcoforado (2000): Null steht sowohl für normale Bedingungen als auch für fehlende Informationen.

Jahr	1675	1676	1677	1678	1679	1680	1681	1682	1683	1684	1685	1686	1687	1688	1689	1690	1691	1692	1693	1694	1695	1696	1697	1698	1699	1700	1701	1702	1703	1704	1705
Winter	0	0	0	0	0	0	-3	0	0	0	0	0	0	-3	0	0	0	0	0	-3	-2	0	-1	0	3	-2	0	-1	-1	0	0
Frühling	0	0	0	0	0	0	0	0	-1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-2	0	0	0	-3	-2	-2	-1	0	0	0	1
Sommer	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2
Herbst	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Der Anteil an kalten Wintern ist erhöht. Allerdings ist der Anteil an normalen Monaten im LMM signifikant höher als in der Referenzperiode 1961-90 (81 % gegenüber 53 %), was auf fehlende Informationen im LMM zurückgeführt wird. Deshalb sollen die Daten nur mit großer Vorsicht verwendet werden. Für die Wintermonate allein ist dies nicht der Fall, so dass von den vorhandenen Daten auf niedrigere Temperatur in dieser Jahreszeit geschlossen werden kann. Es traten innerhalb von 37 Jahren in 8 Jahren Schneefälle in Lissabon auf

(davon im LMM 1680, 1684, 1693, 1699, 1703, 1704) – in den letzten 40 Jahren gab es nur zwei Schneefallereignisse, beide im Februar 1954. Die interannuelle Variabilität des Niederschlages ist der heutigen ähnlich, auch wenn es im LMM einige sehr trockene Perioden gegeben hat.

Die Hauptunterschiede zwischen Portugal und dem zentralen Europa treten am Ende des LMM auf, insbesondere nach 1700. In Portugal bleiben die Winter kalt, während in Mitteleuropa die Wintertemperaturen wieder zunehmen. Im Gegensatz zu Mitteleuropa, wo die 1690er Jahre die kältesten sind, ist in Südwest-Europa, wie auch in Ost-Europa, der Beginn des 18. Jahrhunderts die kälteste Periode.

Serre-Bachet (1994) rekonstruierte Jahresmittel- und Sommermittel-Temperaturen für **West- und Südeuropa** aus Baumringdaten. In den rekonstruierten Jahresmitteltemperaturen ist das LMM deutlicher als Zeit der Temperaturdepression zu erkennen als in den Mitteltemperaturen von April bis September. Im Bereich von 55°N ist im LMM im Jahresmittel eine deutliche Abkühlung zu verzeichnen, 1687-1703 ist der Zeitraum mit der stärksten Temperaturabnahme. Im Bereich von Nord-Italien tritt ebenfalls eine Abkühlung am Ende des LMM auf. Die Sommertemperaturen weisen nur geringe Abnahmen auf. Im Vergleich zu anderen kalten Perioden innerhalb der Zeit von 1500 bis 1850 kann das LMM nicht als Extrem bezeichnet werden.

Grove und Conterio (1994) stellen für den **östlichen und zentralen Mittelmeerraum** nur den Winter 1682/1683 als besonders streng heraus.

Camuffo und Enzi (1994) ordnen das LMM in **Italien** als klimatisch nicht anomal, doch durch einige Extremereignisse und eine Vielzahl untergeordneter Fluktuationen gekennzeichnete Zeit ein. Sie untersuchten Vorkommen von strengen Wintern, Sturmfluten in Venedig, Heuschrecken- und Bienenplagen, vulkanischen Aerosolnebeln, Hochwässern im Tiber und der Adige und fanden heraus, dass sich mehrere Anomalien zwar im Spörer-Minimum nachweisen ließen jedoch nicht im Maunder-Minimum.

Der Winter von 1684 wird als besonders streng mit schweren Schneefällen, gefrorenen Flüssen und Brunnen und starken Verlusten in der Bevölkerung, bei Tieren und Pflanzen hervorgehoben, er erreichte allerdings nicht das Ausmaß des kältesten Winters der letzten 500 Jahre von 1709.

In Tabelle 2.6 sind die Jahreszeiten nach den Charakterisierungen von Camuffo und Enzi (1994) in kälter als normal (-1) und wärmer als normal (1) klassifiziert.

Tabelle 2.6: Warme (1) bzw. (-1) kalte Jahreszeiten im LMM in Bezug zu 1901-1960 in Italien nach Camuffo und Enzi (1994).

Jahr	1675	1676	1677	1678	1679	1680	1681	1682	1683	1684	1685	1686	1687	1688	1689	1690	1691	1692	1693	1694	1695	1696	1697	1698	1699	1700	1701	1702	1703	1704	1705
Winter			-1							-1	-1						-1							-1			-1		1		
Frühling														-1	-1												1		-1		
Sommer	-1							-1			-1									1							1				
Herbst																1															

warm
 kalt

Lindgren und Neumann (1981) stellen den Winter 1695 als strengsten Winter in **Europa** heraus. Von Rudloff (Lindgren und Neumann, 1981) geht von einer Anomalie von 4.5 bis 5 K aus. Der Bodensee war komplett zugefroren, was innerhalb von 750 Jahren nur 16 mal aufgetreten ist (Lamb, 1977).

Für die **Schweiz** hat Pfister (1999) die Witterungsverhältnisse der letzten 500 Jahre zusammengestellt und in Indizes umgewandelt. Die Temperaturindizes für den Zeitraum 1675-1705 sind in Tabelle 2.7 dargestellt.

Tabelle 2.7: Monatliche Temperaturindizes und Jahresmittel von 1675-1705, relativ zu 1901-1960 für die Schweiz, mit „12“ ist der Dezember des Vorjahres bezeichnet nach Pfister (1994).

Jahr	Temperaturindex für Monat											Jahr	
	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		11
1675	0	-1	-1	-1	0	-1	-3	-1	-2	-1	1	-3	-1.1
1676	0	-2	0	3	0	2	2	0	1	0	-1	-3	0.2
1677	-3	1	0	1	0	0	-1	-1	0	2	-3	-1	-0.4
1678	-1	1	0	-1	-1	1	0	1	1	0	-1	0	0.0
1679	0	-1	-3	-3	-1	1	0	-1	-1	0	0	-1	-0.8
1680	-1	2	3	0	-1	2	1	1	0	2	3	2	1.2
1681	-2	-3	-3	-3	0	1	-1	1	2	2	0	1	-0.4
1682	2	2	1	-1	0	2	-1	-1	-1	0	0	1	0.3
1683	1	1	-1	-2	-1	2	2	1	0	1	-1	0	0.3
1684	0	-3	-3	-2	0	2	2	1	0	-1	0	-3	-0.6
1685	-2	-3	0	-2	2	2	-2	-2	0	0	1	0	-0.5
1686	1	2	-1	3	-1	2	0	0	1	1	0	0	0.7
1687	0	-3	-3	-1	-3	1	0	1	0	-2	0	0	-0.8
1688	1	-3	-3	-3	-3	1	-2	0	0	1	-3	-1	-1.3
1689	1	-2	0	-3	1	-2	-1	0	0	0	0	0	-0.5
1690	0	1	0	-2	-2	0	-1	-1	0	0	0	0	-0.4
1691	-1	-3	-3	-2	0	-1	0	0	2	0	0	-1	-0.8
1692	-1	-3	-3	-3	0	-2	-2	-1	-2	-1	-1	0	-1.6
1693	0	0	0	-3	0	-2	1	0	1	0	0	-1	-0.3
1694	-1	-3	0	-2	0	2	0	0	1	0	-3	1	-0.4
1695	-2	-3	-3	-3	0	-2	0	0	-1	-2	1	1	-1.2
1696	0	1	1	-1	-1	0	-1	0	1	0	0	0	0.0
1697	-1	-3	-3	-3	0	0	0	0	0	0	-1	-1	-1.0
1698	0	-2	-1	0	0	-3	-2	0	-2	-2	-1	0	-1.1
1699	0	0	-2	-3	-3	-2	-1	1	0	1	-2	0	-0.9
1700	0	-2	-1	-3	-3	-1	-1	0	0	-1	1	-1	-1.0
1701	0	1	0	-3	-3	-2	-1	1	-1	1	-1	0	-0.7
1702	0	1	2	0	-2	-1	0	0	0	0	-2	-3	-0.4
1703	0	-2	0	-2	-1	1	-1	-1	1	0	-2	0	-0.6
1704	0	-2	-2	-2	2	1	0	1	2	0	1	1	0.2
1705	0	0	0	0	-1	-2	0	1	2	-1	1	0	0.0

Zwei Drittel der Winter, 70 % der Frühlinge und fast 60 % der Sommer und Herbste weisen negative Anomalien auf. Januar, Februar und März zeigen mit mittleren Indizes von -1, -0.9 und -1.5 die stärksten negativen Anomalien. Mai, Juli und September weisen mit mittleren Indizes von 0.0 die einzigen positiven Anomalien auf. Pfister (1999) gibt das winterliche Temperaturmittel von **Zürich** von 1683 bis 1700 mit 1.5 K unter dem Mittel des Vergleichszeitraumes 1901-1960 an; größere Abweichungen zeigten sich im Monat März: Er war durchschnittlich 2.2-2.7 K kälter als in der Vergleichsperiode.

Um auch hier den Bezug zur vorindustriellen Zeit herzustellen, ist in Abbildung 2.6 der Verlauf des Winter-Index als Mittel der Dezember-, Januar- und Februar-Indizes dargestellt.

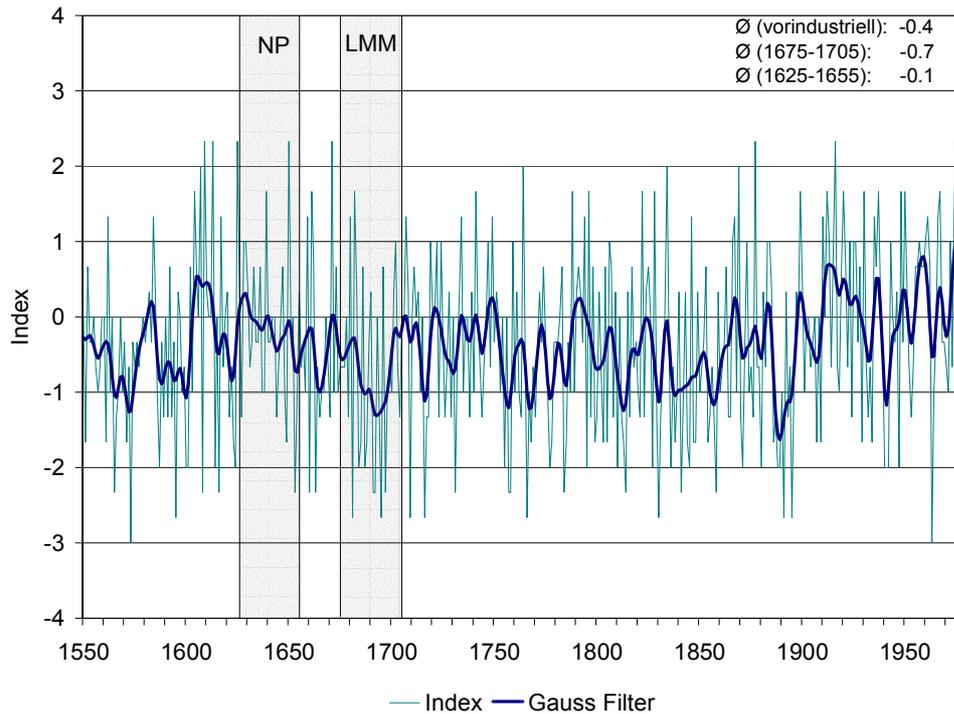


Abbildung 2.6: Wintertemperaturindex für die Schweiz als Mittel der Indizes von Dezember, Januar und Februar seit 1550 nach Pfister (1992).

Der mittlere Wintertemperaturindex der vorindustriellen Zeit ist -0.4, für das LMM -0.7.

Die kältesten Frühlinge traten von 1687 bis 1704 auf, die Abkühlung begann 1680, März und Mai 1693 werden als besonders kalt und schneereich hervorgehoben.

In der Zeit von 1684 bis 1705 wurde kein warmer oder trockener Sommer beobachtet. Um einen Überblick über die Niederschlagsverhältnisse in der Schweiz während des LMM zu geben, sind in Abbildung 2.7 die Anteile der normalen, feuchten und trockenen Jahreszeiten im Vergleich zu den Anteilen in der vorindustriellen Zeit dargestellt.

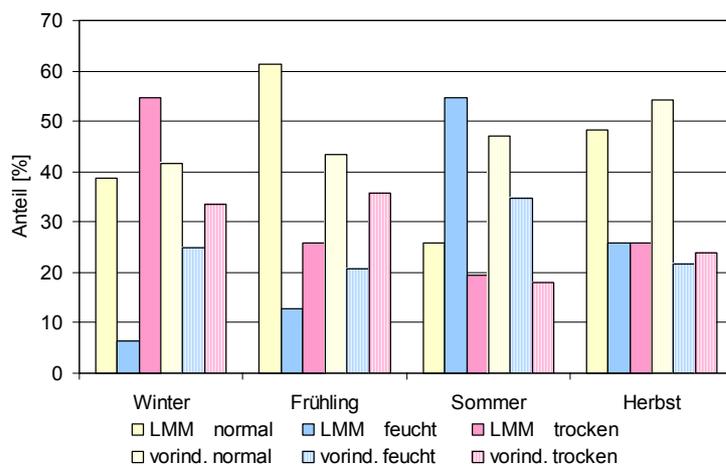


Abbildung 2.7: Prozentualer Anteil der normalen, feuchten und trockenen Jahreszeit für das LMM und die vorindustrielle Zeit ohne LMM für die Schweiz für die vier Jahreszeiten nach Pfister (1992), aus (Bradley, 1992).

Besonders hervorzuheben ist die Erhöhung des Anteils an trockenen Wintern auf Kosten der feuchten Winter im LMM gegenüber der vorindustriellen Zeit. Für den Frühling sind sowohl die feuchten als auch die trocknen Frühlinge reduziert, Frühlinge mit normaler Ausprägung dominieren. Im Sommer ist der Anteil feuchter Ausprägungen auf Kosten der normalen erhöht. Im Herbst sind die Unterschiede zwischen LMM und restlicher vorindustrieller Zeit gering.

Koslowski (1998) hat anhand einer Vielzahl von historischen Daten und Dokumenten über die Eisbedeckung der Ostsee einen Eiswinterindex zur Klassifizierung der Winter in Bezug auf ihre Strenge erstellt. Der Index variiert, im Gegensatz zu dem bisher verwendeten Index nach Pfister, zwischen 0 und 3.

Tabelle 2.8: Winterindizes nach Koslowski.

Index	0	0.1	0.3	0.5	1	2	3
Eiswinterstrenge	schwach	moderat-	moderat+	streng-	streng+	sehr streng	extrem

Anhand der in Abbildung 2.8 dargestellten Zeitreihe des Winterindex lässt sich eine Häufung extremer Winter im Maunder-Minimum feststellen.

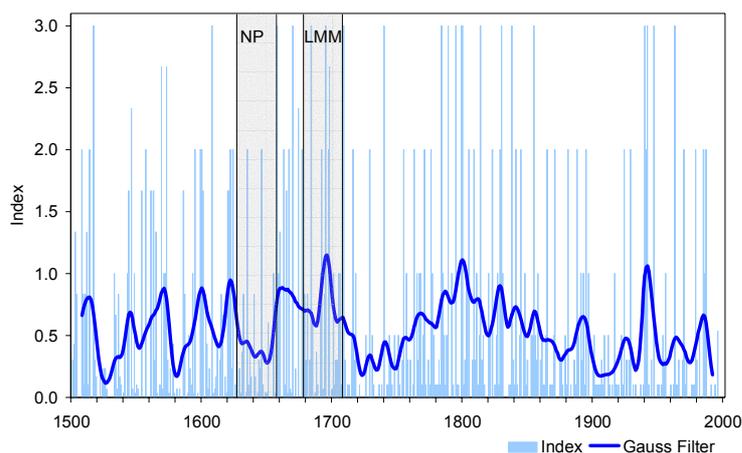


Abbildung 2.8: Eiswinterindex für die westliche Ostsee nach Koslowski (1999).

Besonders hervorzuheben ist auch hier die besonders ausgeprägte Häufung kalter Winter im letzten Jahrzehnt des 17. Jahrhunderts.

Für **Deutschland** und zum Teil **Mitteleuropa** gibt Glaser (2001) in seinem Buch eine umfassende Beschreibung der Extreme der letzten 1000 Jahre. In den Abbildung 2.9 und Abbildung 2.10 sind die 31-jährigen gleitenden Mittel der Temperatur und des Niederschlages nach Glaser (2001) dargestellt.

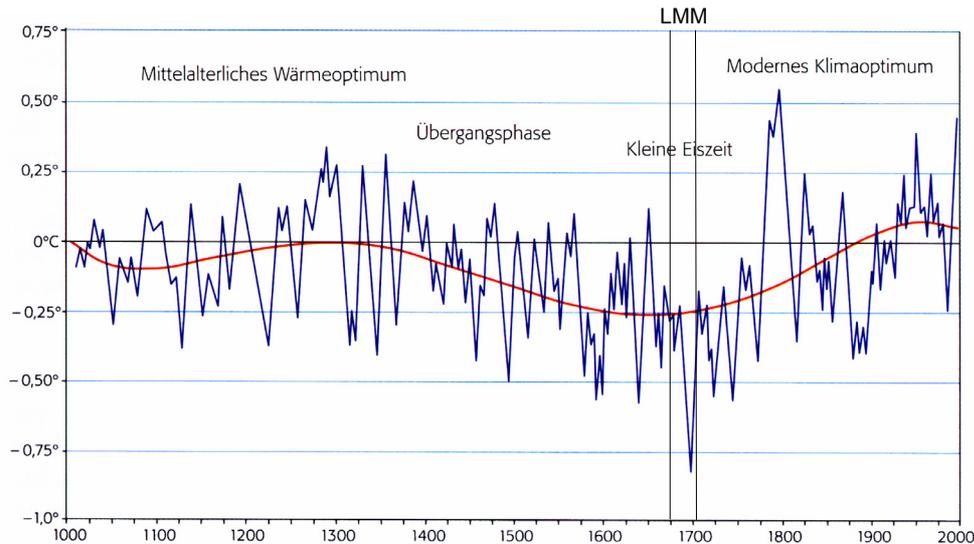


Abbildung 2.9: 31-jähriges gleitendes Mittel der Anomalie der Jahresmitteltemperatur für Mitteleuropa nach Glaser (2001).

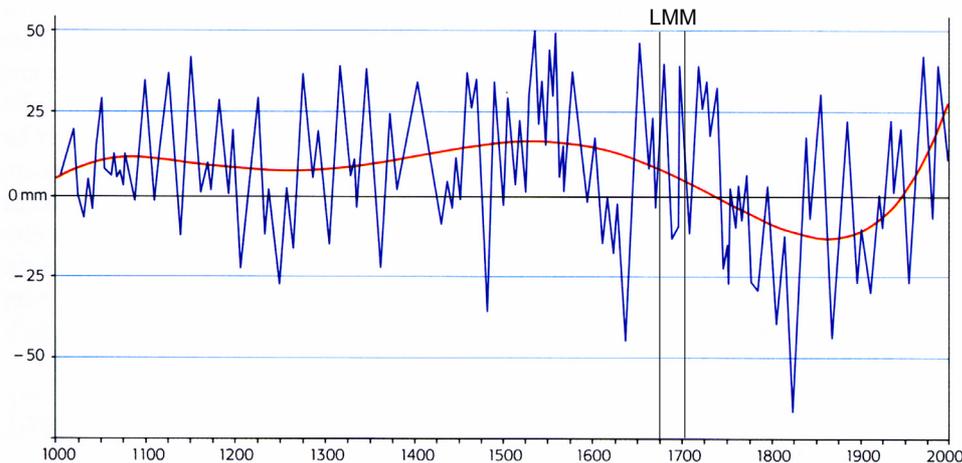


Abbildung 2.10: 31-jähriges gleitendes Mittel der Anomalie des Jahresniederschlages für Mitteleuropa nach Glaser (2001).

Das LMM zeichnet sich durch eine starke Temperaturabnahme aus. Die Anomalien der Jahresniederschlagssummen schwanken zwischen 40 mm/Jahr und -10 mm/Jahr.

Die Beschreibungen der Jahre 1675-1705 werden im Folgenden mit Hauptaugenmerk auf den Temperaturverlauf zusammengefasst²:

1675 Winter Süddeutschland: warm, frostarm, stürmisch.

1676 Winter warm und feucht. Frühling sehr kalt, Sommer mit Wärmephasen. Herbst trocken und zudem zu kühl. Früher Wintereinbruch.

1677 Winter nicht einheitlich, insgesamt aber nass und kalt (früher Wintereinbruch, Tauperiode in erster Januardekade, Mitte Januar Abkühlung, dann Tauphase und im Februar länger anhaltende Kälte. Anfang März schwere Starkregen im Osten. Anfang April mit Kaltlufteinbruch starker Regenfälle mit Schneefällen im Osten. Frühling insgesamt kalt. Sommer im Westen kühl-feucht in Franken moderat feucht. September trocken und warm. Oktober zu kalt, Mitte des Monat Sturmflut mit schweren Verwüstungen. Insgesamt ein **kaltetes Jahr**.

² Der folgende Text ist eine verkürzte Wiedergabe der Beschreibung von Glaser (2001).

1678 Winter regional unterschiedlich: im Süden und Osten mild, im Norden, vor allem Nordosten, kalt. In Franken im Januar stürmisch, Wintergewitter. Im Februar Kälterückfall. Anfang April erneuter Kälteeinbruch. Frühling durchschnittlich. Sommer ausgesprochen heiß und trocken; im Juli Probleme mit der Wasserversorgung (im Osten Deutschlands wird der Sommer mit dem Extremsommer von 1666 verglichen). Da es seit langem die erste richtige Sommerwärme war und auch die anderen Jahreszeiten oft zu kühl verliefen, lässt sich die Euphorie in den Quellen gut nachvollziehen. Trockenheit reicht zumindest im Süden Deutschlands bis in den September hinein und erreichte Rekordwerte.

1679 erhebliche regionale Unterschiede im Vorwinter, dann einheitliche Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse: Kalte und extrem schneereich; Kälte reicht bis in den Frühling hinein an. Frühling im Süden noch zu trocken, dann jedoch zu feucht. Sommerverhältnisse von stürmischen und regenreichen Phasen geprägt: Anfang und Ende Juni und Anfang Juli mit Schäden an Vegetation und Überschwemmungen. Keine üblichen Hochdrucklagen Anfang September. Erst folgende Schönwetterperioden brachten die übliche herbstliche Wärme, allerdings war es nicht warm genug für den Wein, so dass die Bewertung in den Quellen überwiegend negativ ausfiel. Im November Kälte und Schnee.

1680 in Mitteleuropa keine einheitlich thermische Prägung. Im Westen und Norden kalte und strenge Verhältnisse, im Süden eher überdurchschnittlich Temperaturen. Frühling durchschnittlich, regional auch zu kühl. Sommer starker Anstieg der Temperaturen, ab Juli zunehmende Hitze und Trockenheit. Anhaltende Wärme im September. Ab Monatswechsel Oktober/November verschlechtern sich die Bedingungen: länger anhaltende Regenfälle, begleitet von Temperaturrückgang, besonders stark in Ostpreußen. Dezember: durch Kälte kam es zu Niedrigwasser (Mühlen stehen still).

1681 Wassermangel im ganzen Winter; außergewöhnliche Kälte. Kalter, sehr trockener Frühling, vor allem im Osten Deutschlands. Sommer ebenfalls zu trocken. Im Herbst regnete es viel (Monsunwelle IV Mitte September länger und nachhaltiger ausgeprägt als sonst üblich). In Berlin stürmische Verhältnisse mit schweren Niederschlägen. November: Keine Winterkälte. Dezember: stürmisches und regnerisches Wetter hält an, mehrere Stürme über ganz Mitteleuropa.

1682 stürmische und regnerische Witterung hält an. Winter durchschnittlich, regional auch zu mild, sehr nass. Ende Januar längere Regenphase. Wie oft nach feuchten Wintern wurde Frühling ebenfalls zu feucht. Sommer kühl und feucht. Monsunwelle III Ende August. Nasser Herbst am Niederrhein und anderswo. Ende des Jahres wieder dynamisiertes Witterungsgeschehen mit Stürmen in mehrtägigen Sequenzen. Dezember nicht sehr kalt bis zu mild; mit Weihnachtstauwetter, Sturmsequenz.

1683 Erste Januardekade zu mild mit stürmischem Regenwetter, Ende des Monats Kälte. Winter nur durchschnittlich kalt, regional zu mild. Gegenläufige Temperaturentwicklung zwischen Ostpreußen und mitteleuropäischen Regionen: Ostpreußen eindeutig zu kalt, dann stürmisch und unbeständig. Ende März im Osten zu trocken. April in ganz Deutschland regnerische und stürmische Wetter, kalt. Mai zu trocken, damit Frühling insgesamt zu trocken. Sommer regional unterschiedlich: September normal. Oktober/November zu kalt, in west und Süddeutschland eher trockene Verhältnisse, aber auch unbeständig. November kalt.

1684 Strenge Kälte in Januar. Februar fast durchgehend kalt und schneereicher als üblich. Im März in vielen Regionen noch Frost, Eis, Schneefall und Kälte. Im Westen spätes Frühjahr. Zunehmende Trockenheit in den Sommer hinein.

1685 Strenger Winter. Im Osten (im Gegensatz zum Süden) besonders der Januar sehr streng. Februar im Süden beständig kalt. Lange Küstenvereisungen im Norden lassen auf insgesamt strengen Winter schließen. Überdurchschnittliche Zahl von Schneefalltagen. Kaltes Frühjahr. Frühsommer verregnet. 2. und 3. Junidekade im Osten regnerisch und stürmisch; im Westen trocken und warm, dann auch hier kalt. Juli im Osten ausgesprochen niederschlagsreich. Zusammengefasst ein nasser, kalter Sommer. Dann große Trockenheit und Kälte. Dezember in allen Regionen als zu mild eingestuft, Niederschlag regional verschieden. Osten noch eher trocken, Westen feucht, Süden nass. Weihnachtstauwetter sehr warm.

1686 Winter zu mild; Süden und Osten trocken, Westen und Norden eher nass. Im Frühjahr und Sommer gleiche regionale Prägung. Sommer im Westen sehr warm und nass, in Franken große Trockenheit. Im November im Süden unbeständig und sehr regnerisch. Dezember durchschnittlich.

1687 Januar kalt, Mitte Februar in den meisten Regionen Deutschlands der Winter zu Ende. Winter durchschnittlich, regional zu mild. März und April regenreich und kalt. Im Mai warm und trocken. Dann zu kühl und regnerisch und stürmisch (gut für Eichenwachstum). Herbst zu kühl und regional auch feucht; keine Schönwetterphasen im Herbst (erst im Oktober). Dezember niederschlagsreich und zu mild.

1688 Winter im Norden und Osten eher kalt, im Süden eher durchschnittlich; im Osten zu wenig Niederschlag. Frühling kalt und feucht, in ersten beiden Sommermonaten fehlte der Regen, im Westen blieb es warm. Im Süden im Juli recht trocken, bei Leipzig im August besonders trocken, im Westen starke Regenfälle, Ein kühler, regional auch überwiegend trockener Sommer. Herbst zu feucht. Dezember eher trocken.

1689 Milder Winter lediglich Mitte Januar kurze Kälteperiode, dann Stürme mit schweren Regenfälle, im Osten als Schnee. Februar im Süden und Osten nicht die übliche Kälte: Winter durchschnittlich. Frühling: Grundtendenz stürmischer und regenreicher Prägung, zu nass und zu kalt. Extreme Niederschläge im März. Wenig Niederschlag im Sommer, warm und zu trocken. Differenziertes Witterungsgeschehen im Herbst: im Western September zu kühl, im Westen trocken gegen Ende zu kalt, im Osten auch kalt aber überdurchschnittlich nass. Früher Schneefall im Osten.

1690 Winter zu mild, wie fast immer hervorgerufen durch eine verstärkt zyklonale Komponente. Frühling kalt und im Süden zu feucht. Im Sommer auch regionale Unterschiede: im Süden eher durchschnittlich, im Norden und Osten ausgesprochen heiß und trocken. Witterungsverhältnisse im Herbst wieder einheitlich: kühl und feucht. Dezember nass, Winter zunächst mild.

1691 Winter dann kalt, Frühling kalt abschnittsweise sehr kalte Witterung.

1692 Lang anhaltende Kälte zum Teil bis zum März: im Januar erheblich und leicht im Feb. Ost- und Südostlagen leicht über Vergleichperiode. Der Frühling war überwiegend kalt und regional zu feucht. Dezember zu mild.

1693 Milde Witterung über alle Wintermonate. In Gesamtbilanz kann man von nassem und kaltem Frühling sprechen, Sommer ebenfalls kühl und zu feucht (in Ostpreußen trocken). Der Herbst war extrem nass, mit stärkeren Westkomponenten.

1694 Sturm und niederschlagsreiches Wetter hält an mit hohem Anteil an Süd- und Westwinden. Mitte Januar kühlere Prägung mit erhöhten Belegungen der Ostrichtungen. Der Winter muss im Osten und Nordosten als kalt, im Westen und Süden eher durchschnittlich und abschnittsweise zu mild gewesen sein. Der Frühling war zu Beginn zu kühl und zu feucht. Im Mai Erwärmung, im Sommer wieder zyklonale Prägung der Witterung und damit zu kühles, feuchtes Wetter. In Ostdeutschland schwere Stürme und Überschwemmungen, aber moderate Temperaturen. Herbst sehr kalt und auch nass, früher Wintereinbruch.

1695 Äußerst strenger Winter. Kern der Kälte lag zwischen Mitte Januar und Mitte Februar. Im Frühling ebenfalls sehr kalte Witterung. Anfangs noch zu trocken. Ab Mitte Mai stellte sich das Niederschlagsgepräge grundlegend um, es regnete fortwährend. Im ganzen Sommer nass-kalte Witterung. Im Herbst regionale Differenzierung der Verhältnisse: im Osten gute, warmes Wetter, was die extrem negative Wärmebilanz des Jahres jedoch nicht ändert.

1696 Ein milder, mitunter sogar warmer Winter. Wetterumschwung zum Monatswechsel Februar/März. Der März war sehr kalt und auch die anderen Frühlingsmonate verliefen zu kühl. Der Sommer war kühl. Früher Wintereinbruch.

1697 Erneuter Rekordwinter. Gesamtbilanz des Frühlings normal, März zu kalt, Mai zu warm. Der Sommer verlief eher unbeständig, Herbst ebenfalls.

1698 Der Winter wird als kalt und lang beschrieben. Große Trockenheit. März kalt, rau und regnerisch. Diese Grundprägung dauerte den Frühling über an: zu kalt und zu nass. Sommer sehr niederschlagsreich wie auch der Herbst. Dezember mild, stürmisch niederschlagsreich.

1699 Die durchschnittliche, stellenweise auch zu milde Prägung setzte sich den ganzen Winter über fort. Auch der Frühling verlief eher durchschnittlich. Sommer ebenfalls wenig auffällig. Der September war heiß, regional sehr heiß.

Zusammenfassung:

Im LMM ist eine sehr markante und drastische Abkühlung zu verzeichnen, besonders im letzten Jahrzehnt des 17. Jahrhunderts fielen die Dezennienwerte für Deutschland und weite Teile Europas extrem ab. Von diesem negativen Temperaturtrend wurden alle Jahreszeiten erfasst: der Kernbereich der Abkühlung sind die Jahre 1684-1700. Nur für Portugal und Ost-Europa gilt der Beginn des 18. Jahrhunderts als kälteste Periode.

Im europaweiten Vergleich war die Abkühlung in West- und Mitteleuropa besonders stark.

Die Winterverhältnisse zeigten im Nordwesten Europas eine ausgeglichene Bilanz, während im kontinentalen Südosten Europas die stärkste Temperaturdepression auftrat, dort gab es in keinem Jahr mehr milde oder durchschnittliche Winterverhältnisse. In allen übrigen Regionen zeigt sich eine deutliche Dominanz kalter strenger Winter.

Die Abweichung kalter und kühler Frühlingsverhältnisse war über Gesamteuropa gleich stark ausgebildet, nur die westeuropäischen Verhältnisse wichen von diesem Gesamtbild etwas ab.

Größere Unterschiede gab es in den Sommermonaten: ein Übergewicht an warmen und heißen Sommern in Ungarn. Frankreich und die Schweiz, wie auch alle übrigen Regionen wiesen ein Übergewicht an kühlen und kalten Sommern gegenüber den eindeutig warmen und heißen auf. Vorherrschend waren jedoch ausgeglichene Sommer. In Nordwest- und Mitteleuropa waren deutliche Abweichungen kühl-kalter Sommer zu beobachten, auf den britischen Inseln fehlen heiße Sommer (vergleiche auch Abbildung 2.19 b).

Die Herbstverhältnisse zeigen sich ähnlich differenziert: eher ausgeglichen mit leichter Tendenz zu kühleren Temperaturverhältnissen wird die Jahreszeit im Nordwesten und der Schweiz charakterisiert. Ähnliche Verhältnisse lagen in Frankreich vor, wo jedoch kalte Herbstverhältnisse gegenüber warmen schon deutlich überwiegen. In Mitteleuropa und Großbritannien sind die Abweichungen besonders deutlich.

2.2 Zeitreihen historischer Temperatur- und Niederschlagsdaten

Im folgenden Kapitel werden verschiedene Zeitreihen vorgestellt. Dabei spielen die Rekonstruktionen von Luterbacher et al. (2001) eine zentrale Rolle, auf sie wird als erstes eingegangen. Es folgen Datenreihen, welche in diese Rekonstruktionen von Luterbacher et al. eingingen und somit nicht als unabhängig zu betrachten sind, sowie Zeitreihen, welche noch nicht in die Rekonstruktion eingeflossen sind.

2.2.1 Rekonstruierte Daten nach Luterbacher et al. für Europa

Luterbacher et al. (2001) rekonstruierten die Landoberflächentemperatur, die Niederschlagsmenge über Land und den auf Meeresspiegelniveau reduzierten Luftdruck für Europa. Im Folgenden werden diese Rekonstruktionen mit „Rekonstruktionen nach Luterbacher“ bezeichnet. Für den Zeitraum 1659-1998 stellen sie Monatsmittelwerte dieser Größen als Felder mit einer Auflösung von $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ in geografischen Koordinaten zur Verfügung. Der bearbeitete Ausschnitt reicht von 30° Nord bis 70° Nord und von 30° West bis 40° Ost. Für den Zeitraum 1500-1658 stehen zusätzlich saisonale Daten bereit.

Die Zeitreihen wurden mit Hilfe von Regressionsmodellen aus einer großen Vielzahl von Proxydaten und historischen Messreihen erstellt. Für die Entwicklung der Regressionsmodelle wurden die Daten der ‘Climatic Research Unit’ (CRU) der Universität von East Anglia (New et al., 2001) verwendet. Die Relationen zwischen den Variablen wurden für die Kalibrationsperiode von 1901-1960 entwickelt und anhand der Daten der Periode 1961-1990 verifiziert. Bei dieser Vorgehensweise wird vorausgesetzt, dass die statistischen Zusammenhänge zwischen Klimavariablen und Proxydaten über die letzten 500 Jahre gleichermaßen Gültigkeit besitzen, wofür der Nachweis noch erbracht werden muss. Trotz dieses Mangels ist der Datensatz derzeit einzigartig und stellt die beste Grundlage für einen Vergleich mit simulierten Daten dar.

Da in dieser Arbeit die vorindustrielle Zeit von 1550 bis 1800 als Bezugsperiode verwendet wird und bis 1659 nur saisonale Rekonstruktionen vorliegen, wurden die Daten nach 1659 ebenfalls als saisonale Mittel verwendet.

Auf die Temperatur- und Niederschlagsdaten wird im Folgenden kurz eingegangen. Da für die Luftdruckrekonstruktionen erst ab 1700 Stationsdaten existieren, wurden die Rekonstruktionen im Rahmen dieser Arbeit nicht verwendet und deshalb auch nicht näher beschrieben.

Temperatur

Zum Vergleich mit simulierten Daten wurde der gesamte Datensatz auf das REMO-Gitter mit rotierten Koordinaten (vgl. Kapitel 3.1) projiziert, die Auflösung von $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ bleibt erhalten. In Abbildung 2.11 sind die aus Monatsmitteln berechneten, saisonalen Mittel des LMM im REMO-Gitter dargestellt. Zusätzlich sind die Küstenlinien der Land-See-Maske des REMO eingezeichnet, wodurch deutlich wird, dass im Datensatz von Luterbacher Land-Pixel existieren, die im REMO als Wasser behandelt werden.

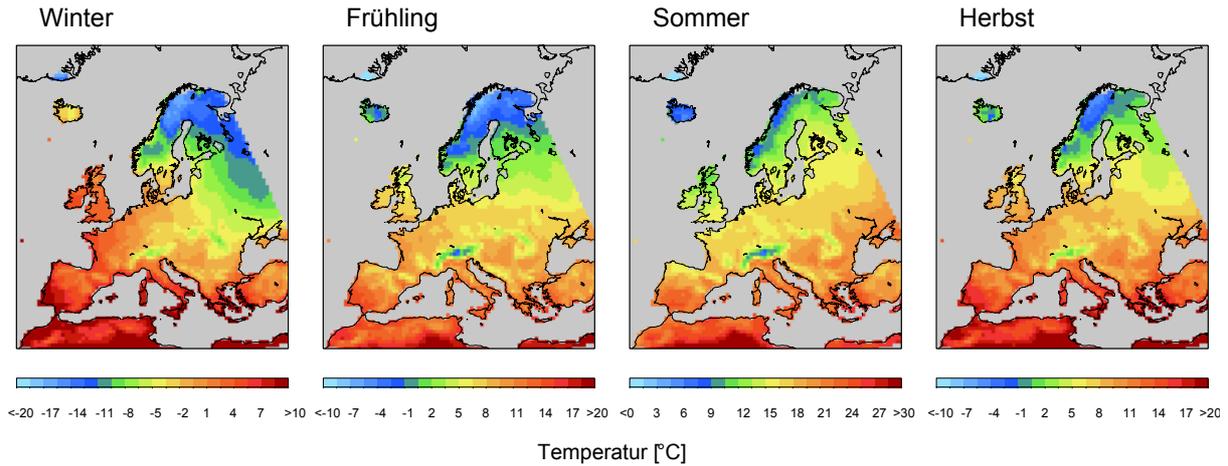


Abbildung 2.11: Saisonale Temperaturmittelwerte des LMM nach Luterbacher et al. (2002).

Die räumliche Temperaturverteilung innerhalb Europas gleicht der heutigen Verteilung (Abbildung 3.3). Zur Beurteilung des LMM ist in Abbildung 2.12 die Anomalie der Wintermitteltemperatur des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit (1550-1800) für Europa abgebildet.

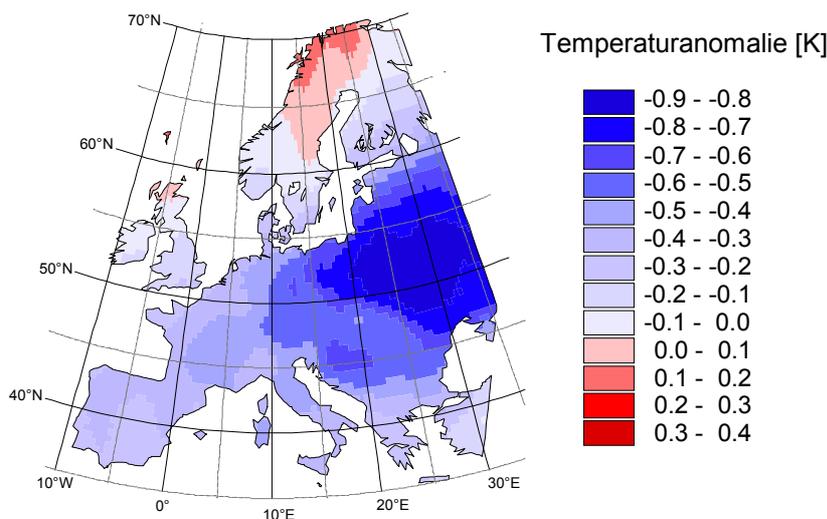


Abbildung 2.12: Anomalie der Wintertemperatur des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit, ohne LMM (1550-1675 und 1706-1800) für Europa nach Luterbacher et al. (2000).

Während die mittleren rekonstruierten Wintertemperaturen im LMM in Skandinavien und Nord-Schottland höher waren als in der der übrigen vorindustriellen Zeit ohne LMM, weisen die übrigen Gebiete negative Anomalien bis zu 0.9 K auf.

Für das Gebiet im Bereich der deutlichsten negativen Wintertemperaturanomalie im LMM mit den Grenzen 50° - 52° N und 25° - 30° E ist in Abbildung 2.13 a die Zeitreihe der mittleren Wintertemperaturanomalien dargestellt. Im Teil b der Abbildung sind zusätzlich zu den gaußgefilterten Daten dieser Zeitreihe die gaußgefilterten Daten des Gesamtgebiets Europa nördlich von 36° N dargestellt, die ungefilterten Daten wurden zur Übersichtlichkeit nicht geplottet. Das räumliche Temperaturmittel von Gesamt-Europa nördlich von 36° zeigt allein

dadurch, dass es ein Vielfaches der Fläche des Gebietes der deutlichsten negativen Anomalie aufweist, eine geringe Variabilität. Deshalb wurden die Daten standardisiert und in Teil c der Abbildung 2.13 dargestellt.

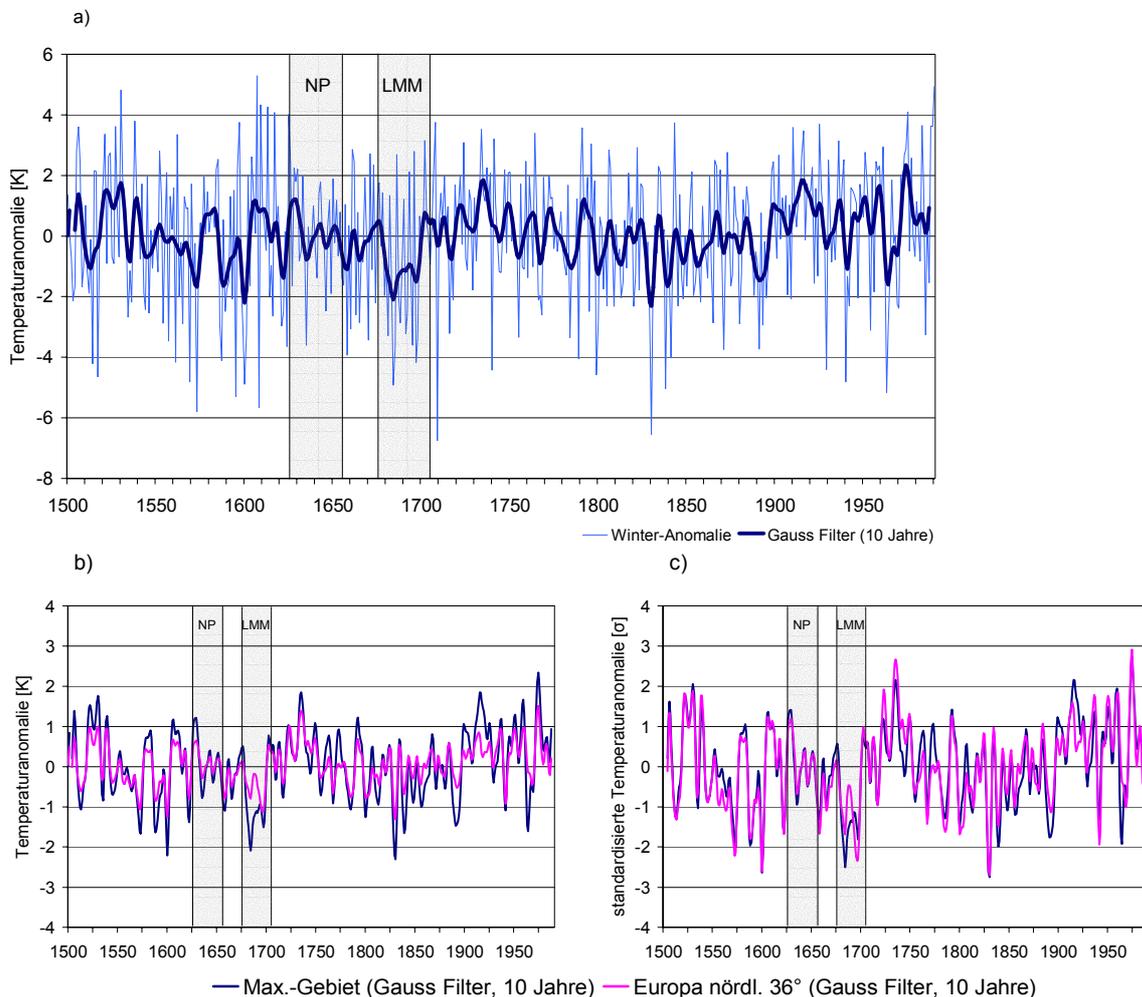


Abbildung 2.13: Anomalie der Wintermitteltemperatur in Bezug auf die Temperatur der vorindustriellen Zeit (1550-1800, ohne LMM) a) des Gebiets mit den Grenzen 50°-52°N und 25°-30°O, b) gaußgefilterte Daten von a) (blaue Linie) und des Gesamtgebietes nördlich 36°N (rote Linie), c) standardisierte Daten beider Gebiete nach Luterbacher et al. (2000).

Für beide Gebiete zeigt sich eine negative Anomalie im späten Maunder-Minimum. Für das Gebiet im Bereich des negativen Anomaliemaximums beträgt die Anomalie -0.7 K und im Gesamtgebiet nördlich 36°N -0.4 K. Durch die Standardisierung der Daten wird deutlich (Abbildung 2.13c), dass die Anomalien in Bezug auf die Variabilität der Mitteltemperatur für beide Gebiete gleich stark sind.

In dieser Arbeit werden die Temperaturen des LMM vielfach in Bezug zu den Temperaturen der vorindustriellen Zeit ohne LMM gesetzt. Zur Berechnung von Anomalien ist es nötig, die Temperaturen der vorindustriellen Zeit ohne LMM (1550-1674, 1706-1800: 220 Jahre) geeignet statistisch zu beschreiben. Es bieten sich drei Methoden an, die in Tabelle 2.9 beschrieben sind.

Tabelle 2.9: Methoden zur statistischen Beschreibung des LMM.

Methode	Vorgehen
Methode A (in vorliegender Arbeit verwendet)	- Aufsteigende Sortierung der 220 Mitteltemperaturen - Skalierung dieser sortierten 220 Werte auf 30 Werte: Mittelung von jeweils 220/30≈7.33 Jahren. Für das erste Mittel geht das achte Jahre zu einem Drittel ein, im zweiten Mittel zu zwei Dritteln usw.
Methode B	- Aufteilung des Zeitraumes in aufeinander folgende Intervalle von 30 Jahren Länge (z.B. 1551-1580, 1581-1610, 1611-1640, 1641-1670, 1711-1740, 1741-1770, 1771-1800) - Aufsteigende Sortierung der Temperaturen innerhalb der 7 ausgewählten Intervalle - Berechnung des Mittelwertes und der Standardabweichung für jedes der 30 „Ziel-Jahre“
Methode C	- Auswahl aller möglichen zusammenhängenden 30-Jahres-Zeiträume innerhalb der 220 Jahr vorindustrieller Zeit - Aufsteigende Sortierung aller 190 Zeiträume - Berechnung des Mittelwertes und der Standardabweichung für jedes der 30 „Ziel-Jahre“

Diese drei Methoden wurden angewendet und die Ergebnisse in Abbildung 2.14 dargestellt. Bei den Methoden B und C wurden zusätzlich die Wintermitteltemperaturen des LMM aufsteigend sortiert eingetragen.

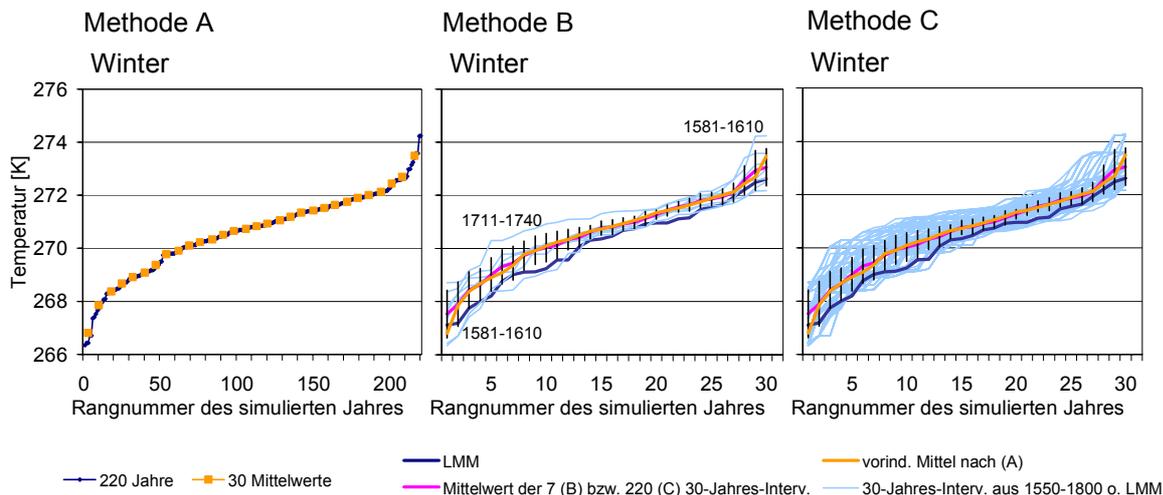


Abbildung 2.14: Anwendung der drei Methoden zur statistischen Beschreibung der vorindustriellen Zeit auf die Wintermitteltemperatur nach Luterbacher: Mittelwerte der Methode A orange, Mittelwerte von B bzw. C pink, sowie deren Standardabweichung schwarz.

Methode A hat den Vorteil, dass alle 220 Jahre in gleicher Weise in die Mittelung einbezogen werden. Ein weiterer Vorteil ist, dass die Jahreszeiten ihrem Rang entsprechend genau mit dem Rangbereich der vorindustriellen Zeit verglichen werden: Z.B. wird der kälteste Winter mit den 7 kältesten Wintern³ verglichen. Die Methode hat den Nachteil, dass am Rand der Verteilung das Minimum bzw. Maximum „abgeschnitten“ wird.

Methode B hat den Nachteil, dass die Auswahl der 30-Jahres-Intervalle willkürlich ist und dadurch das Ergebnis verfälscht werden kann. 10 Jahre bleiben unberücksichtigt. Es werden z.B. die kältesten Winter bestimmter Perioden mit dem kältesten Wintern des LMM verglichen, was einen Nachteil gegenüber Methode A darstellt.

³ Wie oben beschrieben gehen in die Mittelbildung 7.33 Wintertemperaturen ein.

Methode C hat den Vorteil, dass alle Jahre in die Mittelung eingehen. Auch hier bewirkt die Mittelung über die 190 Intervalle eine an den Enden flachere Verteilung, was nicht im Sinne der Anomalie-Bestimmung liegt.

Nach Abwägen der Vor- und Nachteile der drei Methoden, wurde Methode A für die weitere Arbeit verwendet.

Luterbacher et al. führten eine umfangreiche Modellverifikation durch, indem sie für jede der 297 monatlichen und 36 saisonalen Regressionen überprüften, wie gut die Übereinstimmung zwischen Rekonstruktion und Beobachtung von Daten der heutigen Zeit (1961-1990) ist: Die Güte der rekonstruierten Daten von heute wird durch den RE-Wert (reduction of error) beschrieben (Cook et al., 1994):

$$RE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_{r_i})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2},$$

mit Y tatsächlicher Wert der Variable,

Y_r rekonstruierter Werte der Variable mit Hilfe des Regressionsmodells und

\bar{Y} Klimatologisches Mittel der Variable im Kalibrierungszeitraum.

Dieses Maß entspricht dem in der Hydrologie sehr verbreiteten Nash-Sutcliffe-Koeffizienten zur Kalibrierung von Abfluss-Modellen (Nash und Sutcliffe, 1970). Es handelt sich nicht um eine statistische Maßzahl, wie z.B. Bestimmtheitsmaß und Korrelation. Im Vergleich zum Bestimmtheitsmaß werden beim RE-Wert zusätzlich zu den Abweichungen der Varianzen die Abweichungen der Mittelwerte bewertet.

Der Wertebereich reicht von $-\infty$ bis $+1$. Bei einer perfekten Rekonstruktion resultiert der Wert 1, den Wert 0 erreichen die klimatologischen Daten selbst und Rekonstruktionen mit negativen RE-Werten repräsentieren die Realität schlechter als die klimatologischen Daten. Für den Zeitraum 1659-1990 stehen monatliche RE-Werte in der gleichen räumlichen Auflösung wie die Temperatur-Daten zur Verfügung (Luterbacher, 2002). Für die Zeit des LMM sind die RE-Werte innerhalb einer Jahreszeit gleich. 1697 treten geringe Änderungen auf, ansonsten sind die RE-Werte konstant. In Abbildung 2.15 sind die RE-Werte des späten Maunder-Minimums für die Winter- und Sommerdaten dargestellt. Es wurde für jeden Punkt das Minimum aus dem Zeitraum 1676-1705 verwendet. Herbst und Frühlingsdaten stehen derzeit noch nicht zur Verfügung. Im zweiten Teil der Abbildung sind die relativen Häufigkeiten der klassifizierten RE-Werte für Winter und Sommer dargestellt. Die erste Klasse beinhaltet alle RE-Werte kleiner gleich 0, deren zugehörige Daten weniger repräsentativ für das Gebiet sind als klimatologische Daten, die darauf folgenden Klassen haben eine Stärke von 0.1.

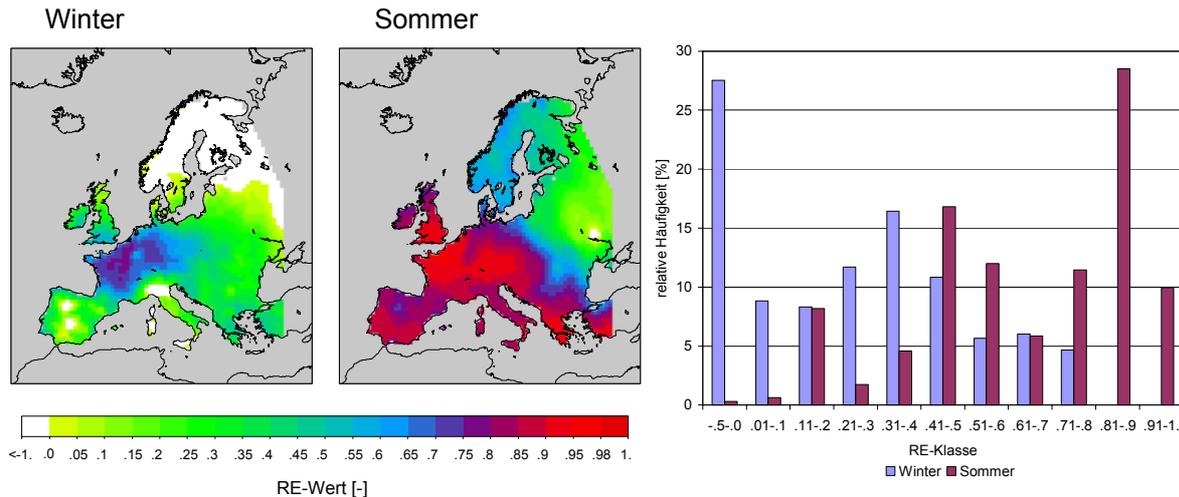


Abbildung 2.15: RE-Werte der Temperaturrekonstruktion für Winter und Sommer den Zeitraum 1676-1705 (Luterbacher, 2002) und relative Häufigkeiten der klassifizierten RE-Werte für Europa.

Gemessen an der Rekonstruierbarkeit des heutigen Klimas ist die Regressionsmethode für den Winter in Skandinavien nicht geeignet, die RE-Werte liegen dort unter 0, d.h. die Annahme der klimatologischen Werte würde der Realität näher kommen, als die mit dem Regressionsmodell bestimmten Werte. Insgesamt betrifft dies 28 % der Fläche Europas. Für die Winterrekonstruktionen liegen keine Daten mit RE-Werten größer als 0.8 vor. Akzeptable RE-Werte ergeben sich nur für den nordwestlichen Bereich des europäischen Festlandes. Die Rekonstruktionen der Sommertemperaturen weisen eine deutlich höhere Güte auf: 40 % der Fläche weisen RE-Werte von über 0.8 auf und 85 % der Fläche Werte größer 0.4.

Diese Verifikation gibt allerdings nur Hinweise darauf, wie gut die Rekonstruktionen unter heutigen Klimabedingungen wären. Es ist keine Aussage darüber getroffen, wie zuverlässig die Rekonstruktionen des LMM selbst sind, da bisher nicht bekannt ist, ob die statistischen Beziehungen zwischen den Klimavariablen selbst und zwischen den Klimavariablen und den Proxy-Daten, die aus heutigen Daten abgeleitet wurden, Gültigkeit für das besondere Klima von vor 300 Jahren aufweisen. Allerdings arbeiten alle Rekonstruktionen historischer und geologischer Klimate auf der Basis von Proxies mit dieser Annahme; in der Geologie wird für dieses Vorgehen die Bezeichnung „Aktualitätsprinzip“ verwendet.

Die vorgestellten Gütewerte müssen bei der Interpretation der Daten selbst und abgeleiteter Größen, wie den Anomalien und vor allem beim Vergleich mit simulierten Daten als „Mindest-Fehler“ unbedingt beachtet werden. Insbesondere ist zu beachten, dass das negative Anomalie-Maximum im Bereich von RE-Werten von 0.3 liegt.

Zusätzlich ist zu beachten, dass bei Rekonstruktionen mittels Regression die Varianz gegenüber der Realität reduziert ist. Extreme werden damit zu gering wiedergespiegelt. Es ergeben sich Verteilungskurven wie in Abbildung 2.14 mit zu schwachen Anstiegen an den Rändern der Verteilung gegenüber der Realität. Bei der Berechnung von Verteilungen von Anomalien sind deshalb besonders im Randbereich der Verteilungen Fehler zu erwarten.

Niederschlag

Luterbacher hat mit seinem Regressionsmodell neben den Oberflächentemperaturen den Niederschlag mit gleicher räumlicher und zeitlicher Auflösung bestimmt.

Um einen Eindruck über die regionale Verteilung zu vermitteln, sind zunächst in Abbildung 2.16 die saisonalen Niederschlagssummen des LMM dargestellt.

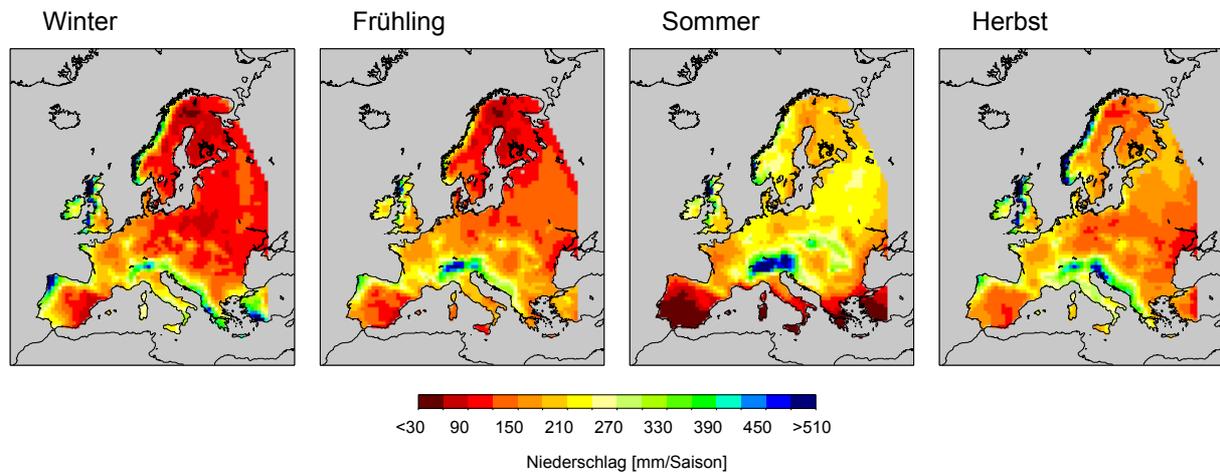


Abbildung 2.16: Saisonaler Niederschlag im LMM nach Luterbacher (2000).

In der räumlichen Verteilung gleichen die rekonstruierten Niederschlagssummen des LMM sehr stark den heutigen Werten (1961-1990) nach New (2001) (siehe Abbildung 3.4). Zur genaueren Beschreibung des LMM sind weitere Betrachtungen nötig:

In Abbildung 2.17 ist die Zeitreihe der Anomalie der Winterniederschlagssumme für Europa in Bezug auf die vorindustrielle Zeit dargestellt.

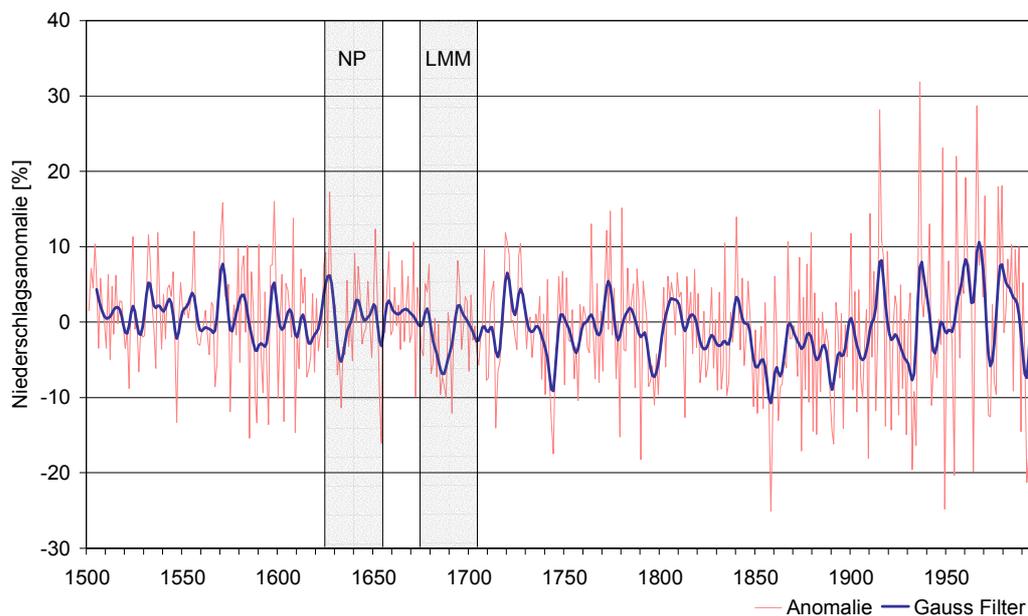


Abbildung 2.17: Anomalie der Winterniederschlagssumme für Europa von 1500 bis heute als prozentualer Anteil der Winterniederschlagssumme der vorindustriellen Zeit nach Luterbacher (2000).

Die zeitliche Standardabweichung ist in Winter und Herbst im LMM gegenüber der vorindustriellen Zeit um 20 % reduziert. Sie ist im Sommer nur um 5 % reduziert und im Frühling um 8 % erhöht.

Die Abweichungen zu den saisonalen Niederschlagssummen der vorindustriellen Zeit reichen für den Europa-Ausschnitt im Winter von -30 bis 50 mm, im Frühling von -55 bis 40 mm, im Sommer von -15 bis 20 mm und im Herbst von -30 bis 20 mm und im Mittel für die vier Jahreszeiten -3.5 mm bzw. -2 %, 4 mm bzw. 2 %, -1 mm bzw. -0.5 % und 3.5 mm bzw. 2 %. Im Vergleich sind die Abweichungen der heutigen klimatologischen saisonalen Niederschlagssumme von der vorindustriellen Zeit in allen Jahreszeiten positiv, sie betragen 4 %, 3 %, 1 % und 3 %.

Die räumliche Verteilung der Anomalien der Niederschlagssummen des LMM sind in Abbildung 2.18 zusammengestellt.

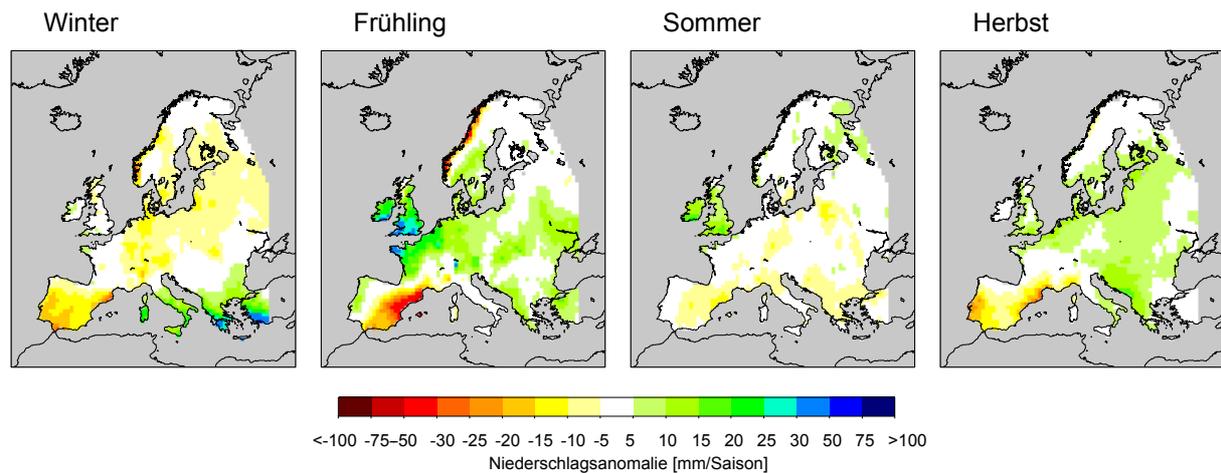


Abbildung 2.18: Saisonale Niederschlagsanomalie des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit nach Luterbacher.

Niederschlagszunahmen zeigen sich vor allem im Winter in Südost-Europa, im Frühling über den Britischen Inseln und den Benelux-Staaten, während die stärksten Abnahmen über der Iberischen Halbinsel und im Frühling an der Westküste Norwegens zu verzeichnen sind.

Die positiven Winteranomalien für Griechenland, im Gegensatz zu Zentral- und Westeuropa, werden auch von Xoplaki et al. (2001) angegeben, während Grove und Conterio (1994) eher das Auftreten von Winterdürren betonen.

RE-Werte liegen für die Rekonstruktion des Niederschlages bisher nicht vor.

2.2.2 Die Temperatur-Messreihe für Zentral-England

Eine der längsten bestehenden Temperaturmessreihen ist die Messreihe für Zentral-England, die von Manley (1974) homogenisiert wurde. Sie wurde von Parker et al. (1992) aktualisiert und wird nun durch das 'British Atmospheric Data Centre' (BADC, 2002) fortgeführt. In Abbildung 2.19 a ist das Gebiet, für welches diese Zeitreihe charakteristisch ist, dargestellt. Die Jahres-, Sommer- und Wintermittelwerte dieser Reihe sind in Abbildung 2.19 b für den Zeitraum 1659-2000 dargestellt. Die Jahresmittel wurden dem Datensatz des BADC entnommen, die Wintermittel und Sommermittel als Mittel der Monate Dezember, Januar und Februar bzw. Juni, Juli und August berechnet.

Problematisch ist, dass die Rekonstruktionsmethode bis 1734 nur für Wintermitteltemperaturen kleiner als 4.16°C gültige Daten liefert, da sie auf einer linearen Regression anhand der Tage mit Eisbedeckung auf dem Haarlem-Leiden-Kanal beruht. Es kann deshalb nur darauf geschlossen werden, dass die Wintermitteltemperatur über 4.16°C lag, wenn ausschließlich eisfreie Tage auftraten.

Darauf geht de Vries nicht ein, nennt aber Fehlerbereiche für die gesamte Zeitreihe, auch wenn er sie selbst „mehr als geraten, als berechnet“ einschätzt (siehe Tabelle 2.10).

Tabelle 2.10: Geschätzte Fehler der Wintermitteltemperatur in den verschiedenen Perioden.

Periode	Geschätzter Fehler in $^{\circ}\text{C}$
1634-1656	1.1
1657-1734	0.7
1735-1847	0.5
1848-1897	0.3
1898-1977	<0.1

In Abbildung 2.20 a sind die rekonstruierten Wintermitteltemperaturen für De Bilt ab 1650 dargestellt, wobei die Zeitspanne, in der Temperaturen größer als 4.16°C nicht reproduziert werden können (1650-1734), mit einer gelben Linie gekennzeichnet ist.

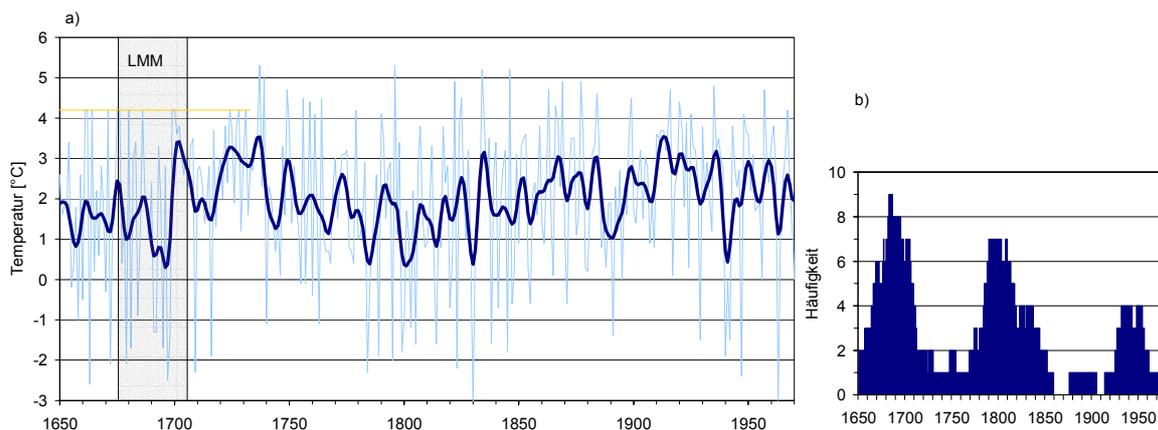


Abbildung 2.20: a) Wintermitteltemperatur seit 1650 nach van den Dool et al. (1978) b) Anzahl der Winter innerhalb gleitender 30-Jahres-Intervalle mit Temperaturen von unter -0.8°C .

Auch in den Daten von van den Dool et al. zeichnet sich eine deutliche Wintertemperaturabnahme im letzten Jahrzehnt des 17. Jahrhunderts ab. Eine mittlere Anomalie bezüglich der vorindustriellen Zeit ist nicht bestimmbar, da bis 1734 nur Temperaturen bis zu 4.16°C rekonstruiert wurden und der Datensatz „erst“ 1634 beginnt.

Zur Verdeutlichung der Häufung kalter Winter im LMM wurde in Abbildung 2.20 b die Anzahl der Winter mit Mitteltemperaturen unter -0.8°C innerhalb gleitender 30-Jahres-Intervalle dargestellt. Eine weitere Häufung tritt 1800 auf.

Tallinn

Tarand und Nordli (2001) liefern saisonale Mitteltemperaturen für Tallinn von 1500 bis heute. Erste instrumentelle Beobachtungen datieren von 1774. Zur Rekonstruktion der Temperaturen der vorinstrumentellen Zeit wurden deshalb folgende Proxydaten verwendet:

- „erster Tag des Eisaufbruchs im Tallinner Hafen“ für die mittlere Wintertemperatur (Dezember bis März),
- „erster Tag des Eisaufbruchs auf den Flüssen im nördlichen Estland“ für den Frühlingsbeginn,
- „erster Tag der Roggenernte“ für die Mitteltemperatur in Frühling und Sommer (April bis Juli).

Tallinns Hafen befindet sich am mittleren, westlichen Eisrand des Finnischen Meerbusens, so dass Abweichungen in der Eisbedeckung hier äußerst deutlich werden. Die mittlere Wintertemperatur wird durch lineare Regression aus dem Tag des erstens Eisaufbruchs im Hafen berechnet – bei außergewöhnlich milden Wintern ohne Eis und damit Temperaturen über -2.8°C wird die Mitteltemperatur durch eine Monte-Carlo-Methode rekonstruiert.⁴ Das Mittel der vorindustriellen Zeit ist durch dieses Vorgehen nicht unverfälscht bestimmbar.

In Abbildung 2.21 ist die mittlere Wintertemperatur des Tallinner Hafens von 1550 bis 2000 dargestellt. Der Temperaturbereich oberhalb von -2.8°C ist mit gelber Schraffur gekennzeichnet, so dass Temperaturrekonstruktionen im unzuverlässigen Bereich sofort erkennbar sind. Zusätzlich ist die Rekonstruktion von Luterbacher eingetragen. Da erst ab 1659 monatliche Daten vorliegen und es sich bei den Wintermitteln von Tarand und Nordli um Mittel über Dezember, Januar, Februar und März handelt, beginnt die Zeitreihe der Rekonstruktion nach Luterbacher erst mit dem Winter 1660. Das Mittel der vorindustriellen Zeit (1550-1800) ist dadurch nicht bestimmbar.

⁴ Dies ist eine ungewöhnliche Vorgehensweise, die Daten liegen jedoch nur in dieser Form vor.

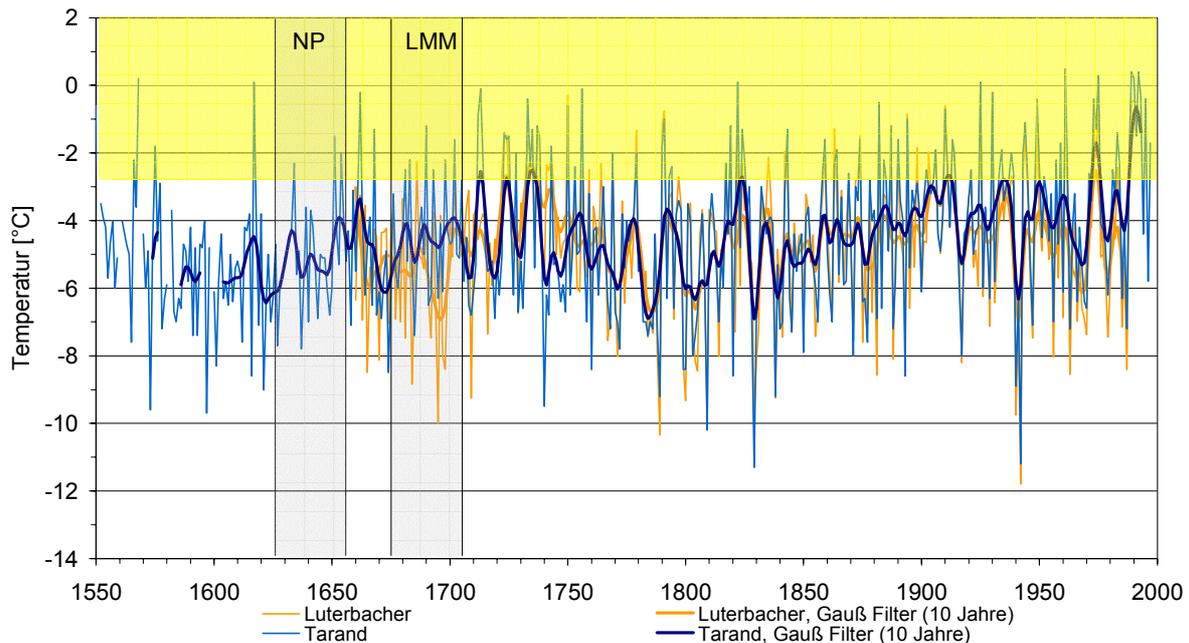


Abbildung 2.21: Mittlere Wintertemperaturen (Dezember-März) des Tallinner Hafens; grau unterlegt: Normal-Periode (1625-1655) und LMM (1675-1705); gelb unterlegt: mit Monte-Carlo-Methode erzeugte Temperaturen oberhalb von -2.8°C nach Tarand und Nordli (2001) und Luterbacher (2000).

In vielen Perioden ist die Übereinstimmung beider Datensätze gut, ab 1760 ist sie sehr gut (Korrelation zwischen beiden Datenreihen: 0.93), im späten Maunder-Minimum ist die Abweichung allerdings besonders groß: sie beträgt im Mittel 1.1 K (Korrelation zwischen den beiden Reihen: 0.3). In einem Vergleich mit anderen historischen Quellen (Brückner, 2000) erwiesen sich die Daten nach Tarand und Nordli (2001) als konsistent.

In Tabelle 2.11 sind die Mitteltemperaturen für LMM, Normalperiode und vorindustrielle Zeit zusammengestellt.

Tabelle 2.11: Wintermitteltemperatur für Tallinn für verschiedene Zeiträume (nach Tarand und Nordli verfälscht durch Monte-Carlo-Methode für $T > -2.8^{\circ}\text{C}$).

Zeitraum			Mitteltemperatur
LMM	(1675-1705)	Tarand & Nordli	-4.4°C
NP	(1625-1655)	Tarand & Nordli	-5.0°C
vorindustriell	(1550-1800; ohne LMM)	Tarand & Nordli	-5.0°C
LMM	(1675-1705)	Luterbacher	-5.5°C

Das LMM weist nach Tarand und Nordli (2001) eine positive Anomalie, sowohl in Bezug auf die Normal-Periode als auch auf die vorindustrielle Zeit auf.

In Abbildung 2.22 sind die Wintertemperaturen des späten Maunder-Minimums im Vergleich der vorindustriellen Zeit dargestellt. Es wurden aus den 220 aufsteigend sortierten Werten der vorindustriellen Zeit 30 Mittelwerte für die vorindustrielle Zeit ohne LMM berechnet. Auch hier ist der Temperaturbereich oberhalb von -2.8°C gelb unterlegt.

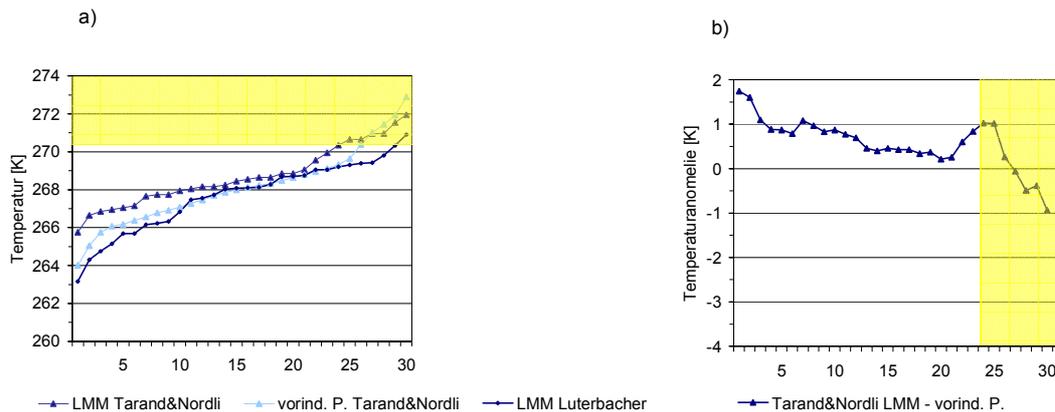


Abbildung 2.22: a) Sortierte rekonstruierte Wintertemperaturen (Dezember-März) von Tallinn für das LMM und die vorindustrielle Zeit. b) Anomalien des LMM bezogen auf die aufsteigend sortierten Temperaturen der vorindustriellen Zeit Tarand und Nordli (2001).

Bis auf die vier wärmsten Winter sind die nach Tarand und Nordli rekonstruierten Wintertemperaturen des späten Maunder-Minimums höher als die der vorindustriellen Periode. Diese Winter liegen mit Mitteltemperaturen über -2.8°C allerdings im unsicheren Bereich. Schließt man diese Winter aus, ergibt sich eine positive Anomalie von 0.8 K .

Die Anomalie der Tallinner Temperatur bezüglich der vorindustriellen Zeit aus den Daten von Luterbacher ist nicht bestimmbar, da monatliche Temperaturen erst ab 1659 vorliegen.

Benelux-Staaten

Van Engelen et al. (2001) liefern Zeitserien für Winter- und Sommer-Temperatur-Indizes von 751 bis heute für den Bereich der 'Low Countries', den heutigen Benelux-Staaten. Es wurden für diese Rekonstruktionen nicht nur Quellen aus diesem Gebiet verwendet, sondern auch Quellen aus dem nördlichen Frankreich und Norddeutschland.

Grundsätzlich wurden Quellen aus folgenden Bereichen verwendet:

- Instrumentelle Beobachtungsreihen der historischen instrumentellen Periode (ca. 1700-1850) von 12 historischen Beobachtungsstationen
- Wettertagebücher und -zeitschriften mit qualitativen Beschreibungen des Wetters vom Beginn des 17. Jahrhunderts an. Vereinzelt Tagebücher existieren von 1337 an und wurden in die Rekonstruktion einbezogen.
- Buchhaltungsunterlagen von Städten, Häfen, aus der Landwirtschaft, von Wind- und Wassermühlen und über Flusszölle. Die ersten Zollunterlagen datieren aus dem 14. Jahrhundert.
- Briefe. Die Hauptquelle für die Rekonstruktion von 1659-1673 ist das umfangreiche Briefmaterial eines Juristen des Gerichtshofes von Holland.
- Tagebücher und Zeitungen
- Jahrbücher und Chroniken

Die Temperatur-Indizes variieren zwischen 1 und 9 von extrem milden bzw. kalten über normale bis zu extrem strengen bzw. warmen Ausprägungen der Jahreszeiten. Diesen Indizes sind wahlweise Mitteltemperaturen für die Zeiträume Dezember-Februar (DJF) und

November-März (NDJFM) bzw. Juni-August (JJA) und Mai-September (MJJAS) zugeordnet. In Abbildung 2.23 sind die Anomalien dieser Wintermitteltemperaturen bezogen auf die vorindustrielle Zeit ohne LMM dargestellt.

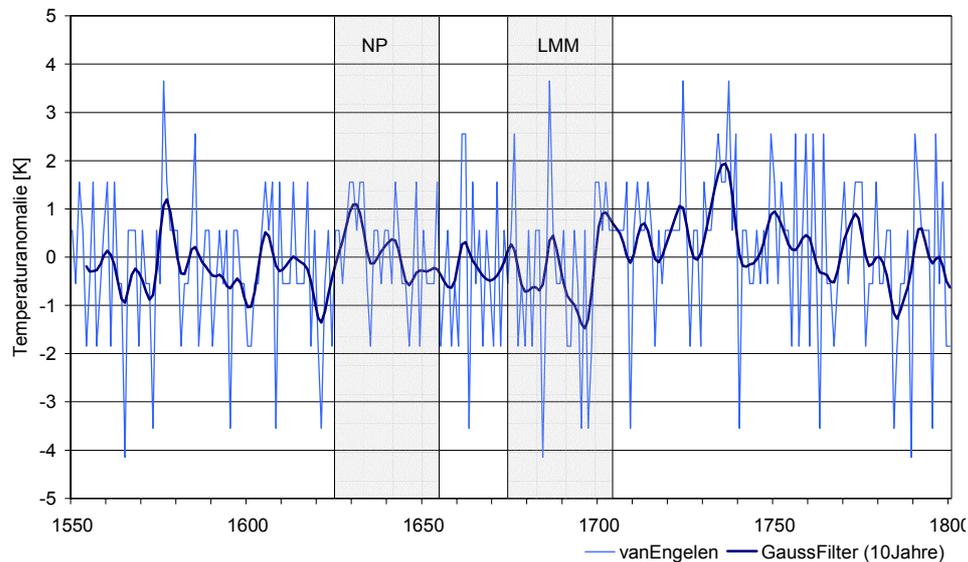


Abbildung 2.23: Anomalie der Wintermitteltemperatur (DJF) für die Benelux-Staaten aus rekonstruierten Winter-Temperaturindizes nach van Engelen et al. (2001), bezogen auf die Mitteltemperatur der vorindustriellen Zeit ohne LMM.

Das letzte Jahrzehnt des 17. Jahrhundert wird auch durch diesen Datensatz als besonders kalt beschrieben. Die Korrelation zwischen den Daten von van Engelen et al. (2001) und von van den Dool et al. (1978) ist mit einem Wert von 0.9 hoch.

In Tabelle 2.12 sind die mittleren Temperaturen zusammengestellt.

Tabelle 2.12: Wintermitteltemperatur für die Benelux-Staaten für verschiedene Zeiträume nach van Engelen et al. (2001).

Zeitraum	Mitteltemperatur	Anomalie des LMM
LMM (1675-1705)	1.5° C	
NP (1625-1655)	1.8° C	-0.3 K
vorindustriell (1550-1800; ohne LMM)	1.7° C	-0.2 K

Für das Gebiet der heutigen Benelux-Staaten ergibt sich eine Temperaturanomalie des LMM in Bezug auf die vorindustrielle Zeit von -0.2° C.

In Abbildung 2.24 sind die aufsteigend sortierten Wintermitteltemperaturen des LMM und der vorindustriellen Periode ohne LMM dargestellt. In Teil b folgen die Anomalien des LMM in Bezug auf die vorindustrielle Zeit ohne LMM.

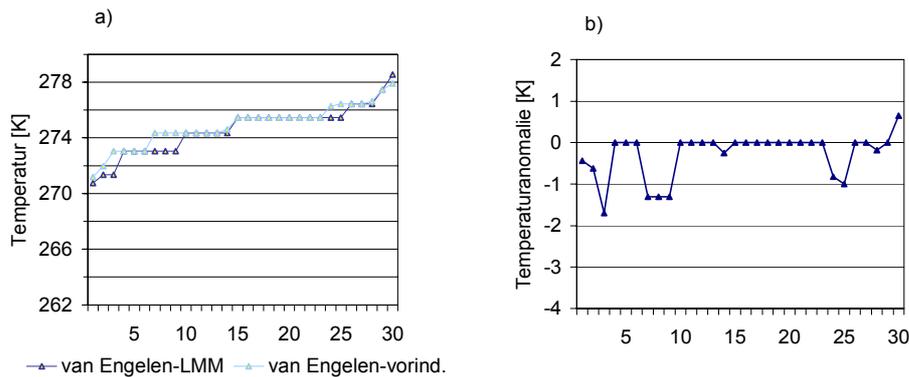


Abbildung 2.24: a) Sortierte rekonstruierte Wintertemperatur für die Benelux-Staaten für das LMM und die vorindustrielle Zeit, b) Temperaturdifferenzen der aufsteigend sortierten Wintertemperaturen des LMM und den sortierten Wintermitteltemperaturen der vorindustriellen Zeit nach van Engelen et al. (2001).

Die aufsteigend sortierten Temperaturen des LMM sind bis auf eine Ausnahme tiefer oder gleich hoch wie in der vorindustriellen Zeit. Durch die Ableitung der Temperaturen aus Indizes sind die Kurven zum Teil deckungsgleich. Bei den strengen und kalten Wintern sind die negativen Abweichungen stärker als bei den milden und sehr milden, im Mittel betragen sie -0.3 K. Nach Luterbacher beträgt die mittlere Anomalie -0.4 K.

Zusammenfassung:

Die Daten der Luterbacher-Rekonstruktion stellen durch ihre räumliche Ausdehnung über Europa mit einer Auflösung von 0.5° einen sehr umfassenden Datensatz dar, der sehr gut zum Vergleich mit Modelldaten geeignet ist.

Die in diesem Kapitel beschriebenen Zeitreihen, einschließlich der Luterbacher-Rekonstruktion, befinden sich zum überwiegenden Teil in Übereinstimmung mit den in Kapitel 2.1 vorgestellten Einschätzungen für die Winteranomalien des LMM. In den Zeitreihen lässt sich die besonders starke Abkühlung in den Wintern des letzten Jahrzehnts des 17. Jahrhunderts nachweisen. Eine Ausnahme bildet die Rekonstruktion nach Tarand und Nordli (2001), welche positive Winteranomalien des LMM gegenüber der vorindustriellen Zeit für den Tallinner Raum aufweist.

Die in Europa überwiegenden negativen Anomalien der Frühlinge wird in der Rekonstruktion nach Luterbacher in Einklang mit den Daten aus Kapitel 2.1 festgestellt.

In der Einordnung der Sommeranomalien weichen die verschiedenen Datensätze voneinander ab. Während die Sommer von Pfister (1999) und Manley (1974) für die Schweiz bzw. Zentral-England mit stärkeren negativen Anomalien als von Luterbacher angegeben ausgewiesen werden, werden die Sommer von Racz (1994) für Ungarn mit deutlich positiverer Anomalie angegeben als Luterbacher sie vorschlägt.

Für den Herbst lagen insgesamt weniger Daten als für die übrigen Jahreszeiten vor, die negativen Anomalien für Großbritannien und Nordwest-Europa werden konsistent angegeben.

2.3 Simulationen des LMM

Zurzeit existieren verschiedene Simulationen Gekoppelter Atmosphären-Ozean Zirkulationsmodelle (AOGCM), die auch die Zeit des späten Maunder-Minimums abdecken. In Tabelle 2.13 sind die Merkmale der verwendeten und zur Evaluierung eingesetzten Modellläufe zusammengestellt.

Tabelle 2.13: Spezifika einiger AOGCM-Modellläufe.

Modell	Bezeichnung	Version	Name	Simulierter Zeitraum	Ausgabe-Intervall
ECHO-G	C01	f77	Columbus	1500-2000	12h
ECHO-G	C02	f77		1650-1730	6h
ECHO-G	A01	f90	Erik-der-Rote	1000-2000	12h
ECHO-G	A04	f90		1600-1750	6h
HadCM3				1500-2000	

2.3.1 Simulation mit ECHO-G

ECHO-G ist die gekoppelte Version des atmosphärischen Globalmodells des Max-Planck-Instituts für Meteorologie ECHAM4 mit dem globalen Ozean Modell HOPE-G. Beschreibungen des ECHAM4 sind in (Roeckner et al., 1995) und des HOPE-G in (Legutke und Maier-Reimer, 1999 und Wolff et al., 1997) zu finden. Das gekoppelte Modellsystem ECHO-G ist von Legutke und Voss (1999) detailliert beschrieben. Die Auflösungen betragen für die Atmosphäre ca. $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ (T30) und für den Ozean ca. $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ (T42) mit erhöhter Auflösung in den niedrigen Breiten. Flusskorrekturen an der Ozean-Oberfläche für Wärme und Frischwasser sind vonnöten. Die Kopplung selbst erfolgt mit Hilfe des Softwaretools OASIS (Terry et al., 1998).

Es handelt sich um Modell-Läufe mit externem Forcing. Bei den Simulationen mit ECHO-G handelt es sich um jährlich variable Solarkonstante und Konzentrationen von CO_2 und Methan. Um die Auswirkung der vulkanischen Aerosole auf die Strahlungsbilanz der Erde zu berücksichtigen, wurde eine effektive Solarkonstante nach Crowley (2000) verwendet. Die globale Absenkung der effektiven Solarkonstante nach Vulkanausbrüchen in den Tropen birgt das Problem in sich, dass die Winter in mittleren nördlichen Breiten nicht korrekt modelliert werden können. Während sich die post-Vulkan-Winter in der Realität durch ausgesprochene Milde auszeichnen⁵ (Robock, 2000), werden sie durch die stark reduzierte Einstrahlung vom Modell kalt reproduziert.

Die verwendeten Forcing-Daten sind für den Zeitraum 1500 bis 2000 in Abbildung 2.25 dargestellt, das LMM und die ausgewählte Normal-Periode (NP) wurden speziell markiert.

⁵ Bei Eruptionen in den Tropen tritt durch in die Stratosphäre eingebrachte Aerosole dort eine verstärkte Erwärmung auf, welches insbesondere im Winter zu einem verstärkten Pol-Äquator-Temperatur-Gradienten führt. Dies impliziert einen verstärkten Polar-Vortex, mit der Folge eines verstärkten Jet-Streams und daraus resultierenden hohen Wintertemperaturen in der Nordhemisphäre. Die indirekte advective Wirkung der Vulkanaerosole ist stärker als der direkte strahlungsbedingte Abkühlungseffekt, der im Sommer und in geringeren Breiten dominiert. Dieser Effekt wurden durch Vergleich von Satelliten-Daten für die Ausbrüche des Agung 1963, El Chichón 1982 und Pinatubo 1991 nachgewiesen. In einer früheren Studie von Robock wurden die Temperaturen nach Ausbrüchen des Krakatau 1883, Santa Maria 1902, Katmai 1912 sowie Agung, El Chichón und Pinatubo mit Daten der CRU (New et al., 2000) verglichen und ebenfalls Erwärmungen im Winter für Europa festgestellt. Kirchner et al. (1999) führten Simulationen mit ECHAM4 für die Folgejahre des Pinatubo-Ausbruchs mit realistischen Aerosolverteilungen in der Stratosphäre durch und wiesen in Konsistenz zu den Beobachtungen eine globale Abkühlung mit deutlicher Winter-Erwärmung in der Nordhemisphäre nach.

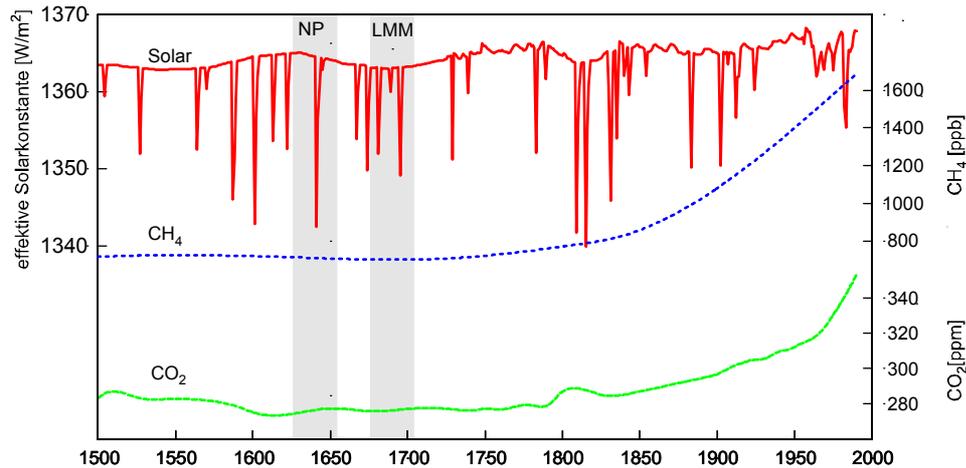


Abbildung 2.25: Effektive Solarkonstante, Konzentration von CO_2 und Methan (CH_4), nach Fischer-Bruns et al. (2002) seit 1500; grau unterlegt: Normal-Periode (1625-1655) und LMM (1675-1705).

In Abbildung 2.26 sind die Zeitreihen der Anomalien der Jahresmitteltemperaturen Europas für die ECHO-G-Simulationen C01, C02 und A01 dargestellt. Dabei ist für die Anomalien von C01 und C02 der Bezugspunkt das Mittel der vorindustriellen Zeit (1550-1800) der Simulation C01, und für die Anomalie von A01 das der Simulation A01 selbst. Die Mitteltemperaturen von C01 und A01 unterscheiden sich um 0.8 K. Bei der Interpretation werden in dieser Arbeit deshalb immer Anomalien verwendet.

Bei dem Modelllauf ECHO-G-C01 handelt es sich um die erste Simulation weltweit, die, unter Verwendung realistischer, zeitlich variabler Forcing-Faktoren, einen Simulationszeitraum von 500 Jahren aufweist. Speziell für diese Arbeit wurde der Lauf ECHO-G-C02 mit einem Ausgabeintervall von 6 Stunden durchgeführt. Da das ECHO-G in der FORTRAN77-Version (bis 04/2002 im Einsatz) nicht reproduzierbare Ergebnisse lieferte (Gonzales-Rouco, 2002), wurde der Lauf C02 nur für Studien bezüglich des Einflusses des Antriebsintervalls auf regionale Simulationen verwendet.

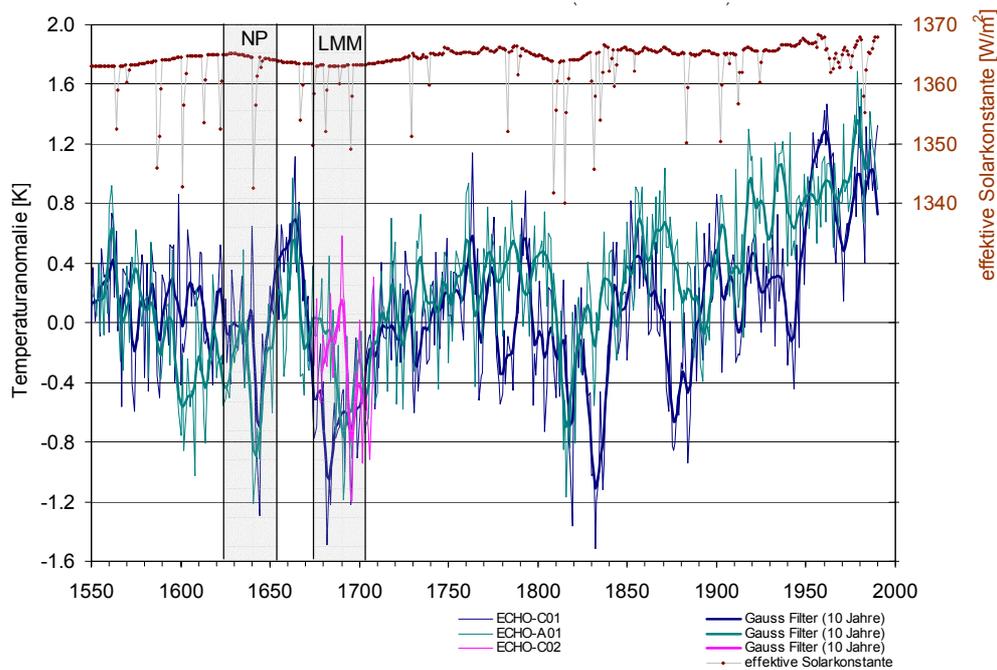


Abbildung 2.26: Anomalie der Jahresmitteltemperatur für Europa.

Die Simulationen C01 und A01 zeigen eine deutliche Temperaturabnahme in Europa zur Zeit des LMM. Die Ausprägung des LMM ist nicht auf die natürliche Variabilität des Modells zurückführbar, da es in allen drei Realisierungen simuliert wird. Während im Lauf C01 in der ersten Hälfte des LMM die stärksten Anomalien auftreten, sind sie in A01 erst in der zweiten Hälfte des Maunder-Minimums zu finden. Das Modell liefert keine jahrgenaue Abbildung, so dass eine signifikante Streuung zwischen den Realisationen zu erwarten ist.

Genauere Analysen des Laufes C01 finden sich in (Zorita et al., 2003).

In Abbildung 2.27 ist die winterliche Temperaturanomalie der Simulation C01 des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit (1550-1800) in Europa abgebildet, links der gesamte Bildausschnitt und rechts unter Beachtung der Land-See-Maske des ECHO-G, da im Vergleich mit Rekonstruktionen (Abbildung 2.12) nur Land-Punkte relevant sind. In Abbildung 2.28 folgt die winterliche Anomalie des LMM der Simulation A01.

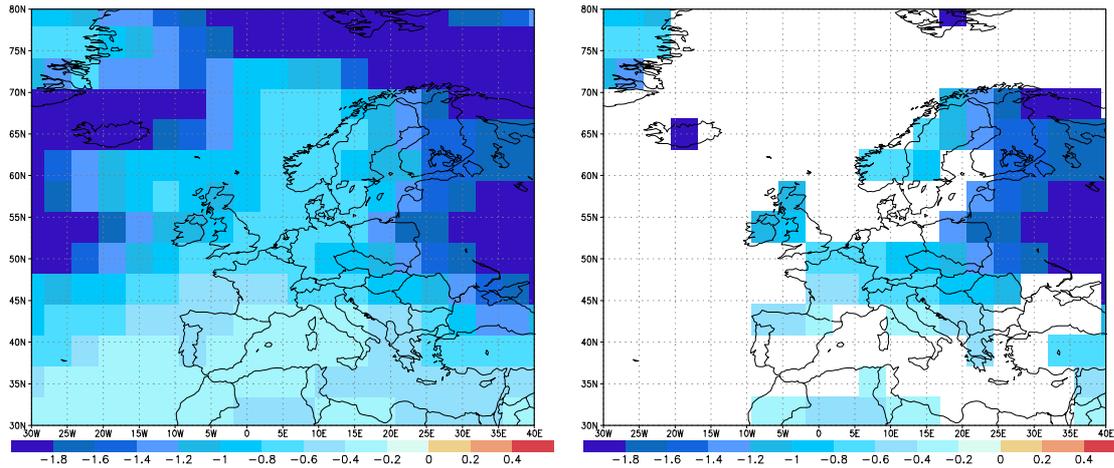


Abbildung 2.27: Winter-Temperaturanomalie des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit der Simulation ECHO-G-C01; rechts: nur Landpixel.

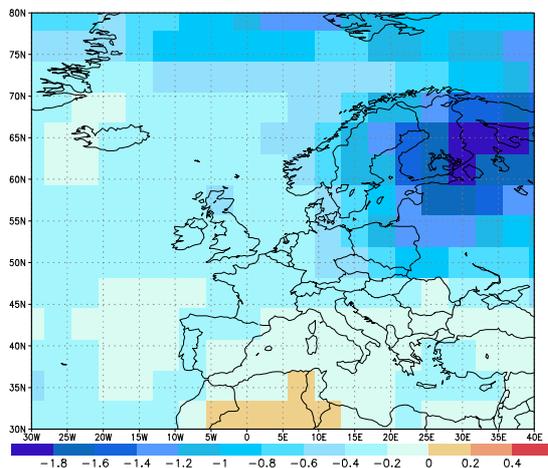


Abbildung 2.28: Winter-Temperaturanomalie des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit der Simulation ECHO-G-A01.

Beide Läufe stimmen darin überein, negative Anomalien über Europa zu simulieren. Die Größe der Anomalien ist jedoch unterschiedlich und weicht von der Größe der Anomalie der Rekonstruktion nach Luterbacher (siehe Abbildung 2.12) ab. Mit weiteren Ensemble-Simulationen wäre eine gesicherte Abschätzung der internen Variabilität der Modellrechnungen besser möglich.

Bewertung der Zirkulation an Hand des Blocking Indexes

Um einen Hinweis auf die Güte der globalen Simulationen zu bekommen, wird im Folgenden kurz auf die mittlere Zirkulation von ECHO-G mit der Auflösung T30 (ca. 3.75°) eingegangen.

Die mit Hilfe von ECHO-G simulierte Zirkulation wurde anhand des Blocking Indexes untersucht. Um die Ergebnisse mit denen einer Studie im Rahmen des Atmosphären-Modell-Vergleich-Projektes (AMIP) vergleichen zu können, wurde der dort leicht variierte Blocking Index nach Tibaldi und Molteni (1990) verwendet. In der Studie wurden 15 GCMs

auf ihre Fähigkeit hin, das atmosphärische Blocking zu simulieren, untersucht (D'Andrea et al., 1998).

Es werden der nördliche Geopotentielle-Höhe-Gradient (GHGN) und der südliche Gradient (GHGS) wie folgt berechnet:

$$GHGN = \frac{Z(\varphi_N) - Z(\varphi_0)}{\varphi_N - \varphi_0} \quad \text{und}$$

$$GHGS = \frac{Z(\varphi_0) - Z(\varphi_S)}{\varphi_0 - \varphi_S} ,$$

mit $\varphi_N = 78.75^\circ N + \Delta$, $\varphi_0 = 60^\circ N + \Delta$ und $\varphi_S = 41.25^\circ N + \Delta$, wobei $\Delta = -3.75^\circ, 0^\circ, 3.75^\circ$.

Eine bestimmte geografische Länge gilt dann als blockiert, wenn die beiden folgenden Bedingungen für mindestens einen Wert von Δ erfüllt sind: $GHGS > 0$ und $GHGN < -5 \text{ m}^\circ / \text{Breite}$.

Damit konnte gezeigt werden, dass mit dem ECHAM4 mit der Auflösung T42 (ca. 2.8°) die Häufigkeit des Blockings im Europäischen Raum gut reproduziert werden kann. Im Rahmen der Arbeit durchgeführte Untersuchungen der ECHO-G Simulationen haben gezeigt, dass dies im gekoppelten Modellsystem bei Auflösungen von T30 nicht der Fall ist: Die Häufigkeit von Blocking Situationen wird um bis zu 50 % unterschätzt. In Abbildung 2.29 sind der Bereich der beobachteten relativen Blockinghäufigkeiten und die mit ECHAM4 (T42-Auflösung), unter Vorgabe der beobachteten Oberflächen-Temperaturen der Ozeane und Meere (Sea Surface Temperature, SST) simulierten, sowie die relative Blockinghäufigkeit, die mit ECHO-G (T30-Auflösung) erreicht wird, dargestellt.

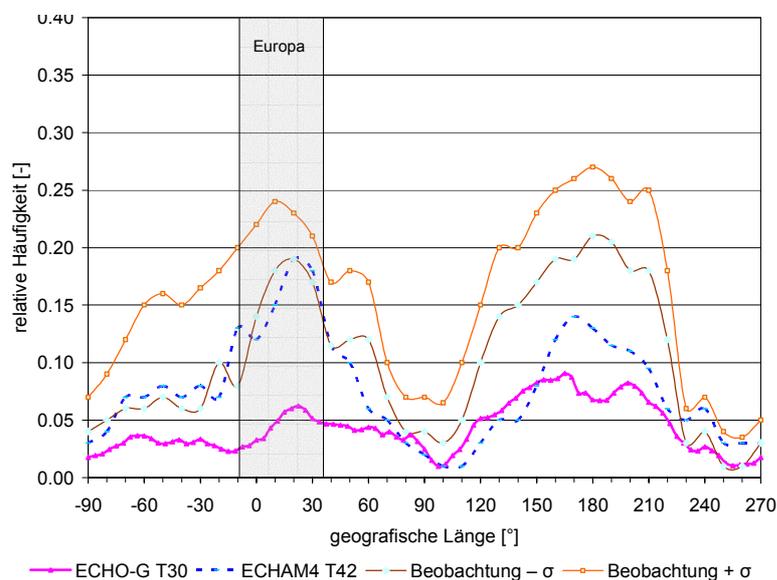


Abbildung 2.29: relative Blockinghäufigkeit des ECHAM4 mit T30 und des ECHAM4 mit T42 Auflösung; Bereich der Beobachtungsdaten nach D'Andrea et al. (1998).

Die Blocking Häufigkeit des ECHO-G (T30 Auflösung) weist im Gegensatz zu den Beobachtungen nur schwache lokale Maxima in den erwarteten Bereichen auf. Die Häufigkeit wird gegenüber den Beobachtungen stark unterschätzt.

Dieses Ergebnis deckt sich mit dem einer älteren Untersuchung Tibaldi et al. (1990), in welcher die Blocking-Häufigkeiten mit Hilfe des ECHAM3 in den Auflösungen T21 und T42 simuliert wurden. Während bei einer Auflösung von T42 die Reproduktion der relativen Häufigkeit des Blockings und des Jahresganges gegeben waren, wurden die Blockingsituationen bei Simulationen mit einer Auflösung von T21 drastisch unterschätzt. Dabei war die Vorgabe der SST als klimatologische bzw. beobachtete SSTs von untergeordnetem Einfluss. Tibaldi (1997) weist explizit darauf hin, dass bei ungenügender Repräsentation des Blockings Niederschlagsanomalien nicht richtig erfasst werden können.

Da die Zirkulation im Regionalmodell entscheidend durch die vorgegebene Zirkulation der Antriebssimulation bestimmt ist, ist dies für die regionale Simulation von großer Bedeutung. Bisher sind globale Simulationen mit höherer Auflösung technisch kaum durchführbar. Da aber die verfügbare Rechenleistung ständig wächst, sollte bei zukünftigen Simulationen der Vorteil einer Auflösung von T42 unbedingt beachtet werden.

Niederschlag

In einem Vergleich des ECHAM4 mit Auflösung T42 mit globalen Niederschlagsdaten nach Legates und Willmott (1990) werden die jährlichen mittleren Niederschläge in Skandinavien überschätzt und im restlichen Europa fast ausnahmslos unterschätzt (Roeckner et al., 1995). Für ECHO-G mit einer Auflösung von T30 wurden die saisonalen Niederschlagssummen des Zeitraumes 1961-1990 mit den saisonalen Niederschlagssummen der 'Climatic Research Unit' (CRU) der Universität von East Anglia (New et al., 2001) verglichen (Abbildung 2.30).

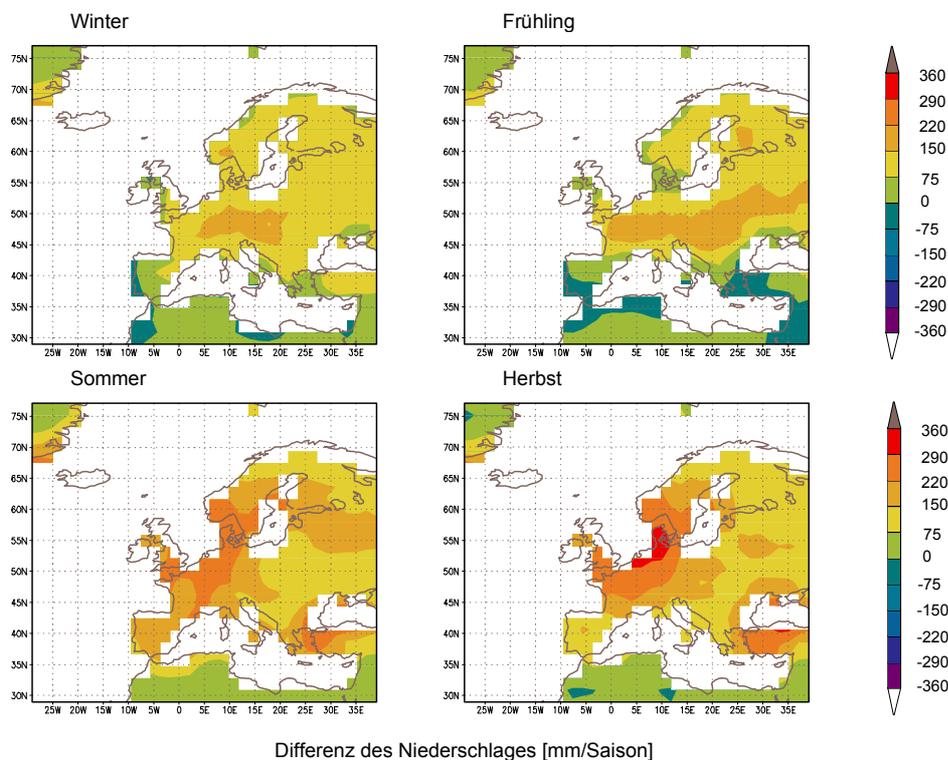


Abbildung 2.30: Differenz der saisonalen Niederschlagssummen zwischen ECHO-G und Niederschlagsdaten über Land der CRU (New et al., 2001) nach Zorita et al. (2003).

Die mittleren Niederschlagssummen von 1961-1990 von ECHO-G mit einer Auflösung von T30 liegen im Mittel für Europa deutlich über den von CRU angegebenen Werten. Extreme

Abweichungen von bis zu 360 mm/Saison zeigen sich im Herbst im Bereich der deutschen und dänischen Nordseeküste.

2.3.2 Weitere globale Simulationen des LMM

Eine weitere Simulation des LMM wurde am 'Hadley Centre for Climate Prediction and Research' mit dem HadCM3 im Rahmen des Projektes 'Simulations, Observations & Paleoclimatic data: climate variability over the last 500 years' (SO&P), (Osborn und Briffa, 2003) durchgeführt. Außerdem wurde von Shindell et al. (2001) mit dem GCM des 'Goddard Institute for Space Studies' (GISS) ein weiterer Versuch, das Klima im LMM zu simulieren, unternommen. Es handelt sich hierbei allerdings um ein sogenanntes Zeitscheibenexperiment, bei welchem anstelle von variablem Forcing die Bedingungen eines bestimmten Zeitpunktes verwendet werden. Im Folgenden werden diese beiden Studien kurz vorgestellt.

Das HadCM3 wird mit Auflösungen von $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ (Ozeanmodell) und $2.75^\circ \times 3.75^\circ$, entspricht in etwa T42, für das Atmosphärenmodell betrieben, wodurch auf Flusskorrekturen verzichtet werden kann. Die Solarkonstante geht jährlich variabel in die Simulation ein, die atmosphärischen Konzentrationen von CO_2 , CH_4 und NO_x sind konstant auf die vorindustriellen Werte gesetzt. Die Landnutzung wurde ebenfalls auf vorindustrielle Werte gesetzt. Die vulkanischen Aerosole wurden entsprechend des von Crowley angegebenen solaren Forcings (Crowley, 2000) vorgegeben.

In Abbildung 2.31 ist die Anomalie der mittleren Wintertemperatur gegenüber der vorindustriellen Zeit dargestellt.

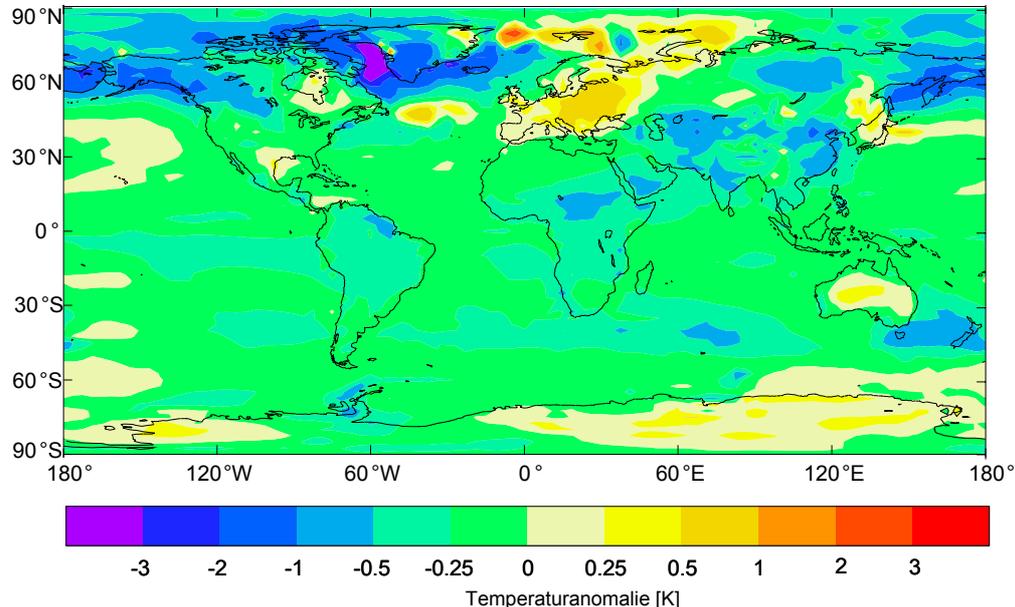


Abbildung 2.31: Mittlere Wintertemperatur-Anomalie des LMM bezogen auf die vorindustrielle Zeit (1550-1800) nach Widmann und Tett (2003).

Während das späte Maunder-Minimum im globalen Mittel eine negative Anomalie aufweist, ist dies in Europa nur für Teile Skandinaviens der Fall. Ansonsten sind die Anomalien in Europa positiv, mit Werten von bis zu 1 K. Dies steht sowohl im Gegensatz zu den Rekonstruktionen als auch zu den Simulationen des ECHO-G. In Abbildung 2.32 ist der

Temperaturverlauf der Europa-Wintermitteltemperatur als Anomalie bezüglich der Mitteltemperatur der vorindustriellen Zeit dargestellt. Auffällig ist der fehlende Anstieg zur heutigen Zeit, der durch die Annahme von konstanten Modell-Konzentrationen des CO_2 und CH_4 zu begründen ist.

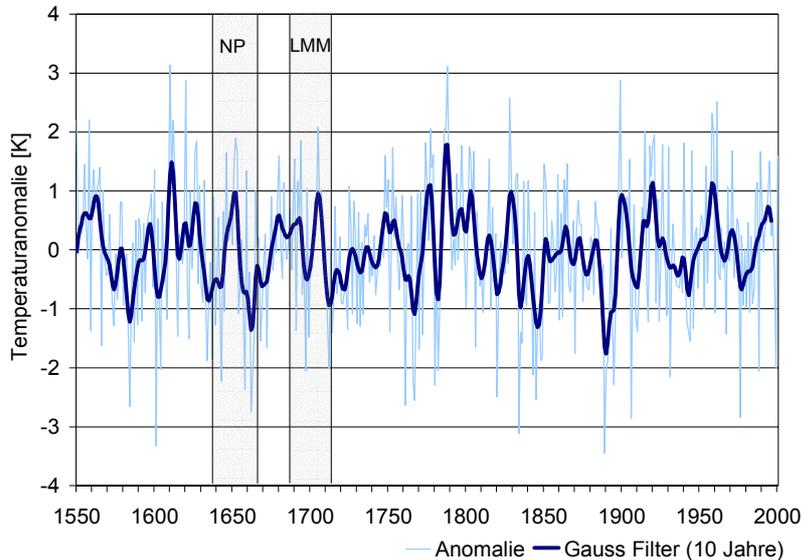


Abbildung 2.32: Verlauf der Wintertemperatur-Anomalie für Europa bezogen auf den Mittelwert der vorindustriellen Zeit; grau unterlegt: Normal-Periode (NP) und LMM mit HadCM3 nach Tett (2003).

Die Jahresmitteltemperatur Europas zeigt einen leichten Abfall in der Mitte und nach einem Anstieg wieder am Ende des LMM. Das LMM weist keine Häufung von Extremen auf. Die mittlere Anomalie des LMM in Europa in Bezug auf die vorindustrielle Zeit beträgt 0.3 K und weicht damit deutlich von den Simulationen des ECHO-G und den Rekonstruktionen ab. Die globalen Anomaliewerte stimmen zwischen HadCM3 und ECHO-G gut überein (Widmann und Tett, 2003).

Shindell et al. (2001) simulierten einzelne Jahre mit dem GCM des ‘Goddard Institute for Space Studies’ (GISS): 1680 und 1780 als Mittelwerte 30-jähriger Simulationen mit konstanten Bedingungen und berechneten daraus Anomalien des späten Maunder-Minimums gegenüber der vorindustriellen Zeit. Abbildung 2.33 zeigt rechts die räumliche Verteilung der Anomalie der Jahresmitteltemperatur und links die der Anomalie der Wintertemperatur.

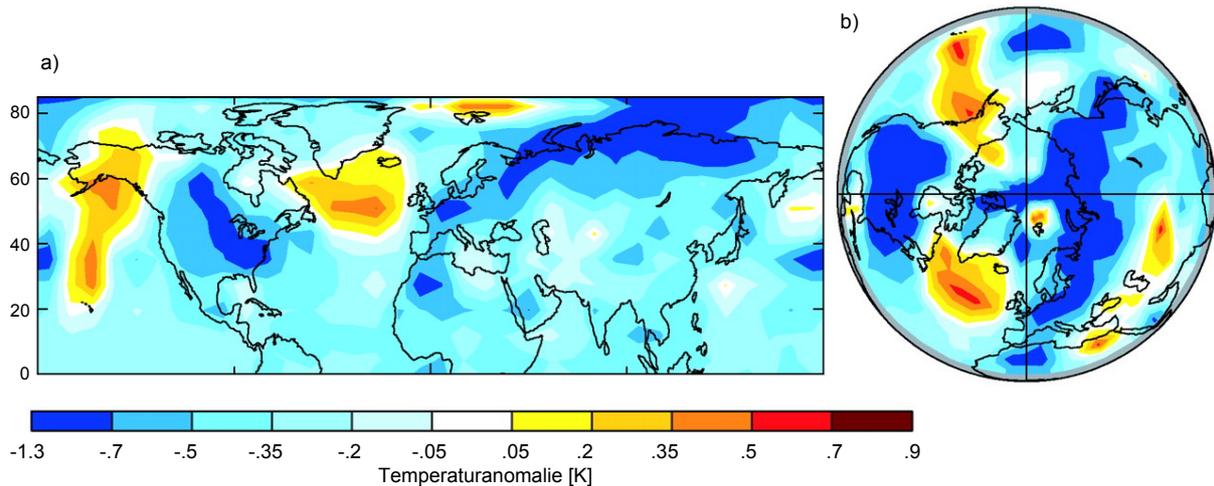


Abbildung 2.33: Temperaturanomalie von 1680 bezüglich 1780 nach Shindell (2001): a) der Jahresmitteltemperatur und b) der Wintermitteltemperatur.

Global beträgt die Anomalie -0.3 K, innerhalb von Europa variiert sie zwischen -0.2 und -1.3 K. Die Werte der Wintertemperatur liegen in Europa deutlich unter denen der Jahresmitteltemperatur, sie reichen bis zu -1.75 K. Sie sind damit zwar stärker jedoch in ihrer räumlichen Verteilung konsistent zu den simulierten Anomalien von ECHO-G. In ihrer Ausprägung weichen sie ebenfalls von den Rekonstruktionen von Luterbacher ab.

Vorteil des von Shindell et al. verwendeten Modells ist die bessere Repräsentanz der Stratosphäre und damit die Möglichkeit, den Einfluss der vulkanischen Aerosole realistischer zu beschreiben. Als Antrieb für regionale Modelle wären die Daten von Shindell et al. ebenfalls geeignet, es wäre jedoch keine Beschreibung der gesamten Periode des LMM möglich.

Zusammenfassung:

Es lässt sich feststellen, dass bisher existierende Simulationen mit Globalmodellen deutlich von einander abweichende Ergebnisse für die Anomalie des Maunder-Minimums liefern. Verschiedene Vor- und Nachteile der beschriebenen Modelle und Simulationsmerkmale machen es jedoch derzeit unmöglich, eine Rangfolge für den Vertrauensbereich der simulierten Größen anzugeben.

Es besteht demnach noch weiterer Forschungsbedarf im Bereich der globalen Modellierung historischer Zeiten.

Die Konsistenz der Simulationsergebnisse von ECHO-G mit den Ergebnissen von Shindell et al. und die qualitative Übereinstimmung mit den Rekonstruktionen des LMM legen eine regionale Simulation zur Prüfung der lokalen Abweichungen nahe.

3 Methodische Ansätze zur regionalen Simulation des LMM

Im ersten Teil des Kapitels werden das verwendete Modell REMO und die im Rahmen der Arbeit durchgeführten Modelländerungen, Einführung des effektiven ‘Spectral Nudging’ und Einführung variabler effektiver Solarkonstante und variabler Konzentrationen an Kohlendioxid und Methan, kurz vorgestellt. Es wird die Ausdehnung des Antriebsintervalls von bisher 6 Stunden auf 12 Stunden erläutert.

Im Anschluss daran werden die Eingangsdaten detailliert dargestellt: Es wird auf die Landnutzung im 17. Jahrhundert eingegangen, die eingehenden Ostseeisbedeckungsdaten und nicht zuletzt auf die Antriebsdaten des Modells, welche aus den in Kapitel 2.3 vorgestellten Modellsimulationen des ECHO-G gewählt wurden.

Im dritten Teil werden die durchgeführten Modellsimulationen vorgestellt.

3.1 Das Regionalmodell REMO: Modellversion und -erweiterungen

Für alle durchgeführten Simulationen der vorliegenden Arbeit wurde das atmosphärische Regionalmodell REMO Version 5.0 verwendet.

REMO wurde ausgewählt, weil es bei der Simulation des heutigen Klima im Europäischen Raum gute Ergebnisse liefert (Feser et al., 2001), (Jacob et al., 2001) und (Jacob, 2001) und bereits für Klimaszenarien verwendet wurde.

REMO ist ein numerisches, dreidimensionales, hydrostatisches Modell, welches aus dem Europa-Modell des Deutschen Wetterdienstes (DWD) (Majewski et al., 1995) hervorgegangen ist. Es wurde am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg (MPI) in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) und dem Forschungszentrum Geesthacht (GKSS) weiterentwickelt. Durch das MPI wurde REMO um eine optionale Änderung der zugrunde liegenden Physik erweitert: es besteht nun die Möglichkeit, für Klimasimulationen die physikalischen Parametrisierungen des Hamburger Globalmodells ECHAM4, anstelle der Parametrisierungen des Europa-Modells des DWD, zu verwenden.

Wesentliche Vorteile der Parametrisierungen des ECHAM4 sind die bessere Anpassung des Modells zur Wiedergabe langsam wirkender Prozesse:

- Parametrisierung der Bodenprozesse,
- Parametrisierung der Meereistemperatur und
- Berechnung der Absorption aus vertikaler Verteilung des Ozons in der Atmosphäre gegenüber dem integrierten Ozongehalt und der Höhe des Konzentrationsmaximums.

Um diese Vorteile zu nutzen und eine Konsistenz der Simulation zu den Antriebsdaten zu gewährleisten, wurde REMO mit den Parametrisierungen des ECHAM4 betrieben.

Prognostische Variablen sind die horizontalen Windkomponenten, das Luftdruckfeld, die Temperatur, die spezifische Feuchte und der Flüssigwassergehalt der Atmosphäre.

Das Koordinatensystem des Modells ist durch Drehung um Eulersche Winkel aus dem geographischen System hervorgegangen. Die Rotation wurde so gewählt, dass der entstehende Äquator in der Modellgebietsmitte liegt und somit die Änderungen der Gitterpunktabstände in meridionaler Richtung minimal sind. Der Nordpol des rotierten Gitters liegt bei 170° West und 32.5° Nord des geografischen Koordinatensystems.

Die Vertikalkoordinate ist durch ein hybrides System definiert: Während in Bodennähe die Modellflächen geländefolgend im σ -System (Definition der Variablen auf Isoflächen gleichen Verhältnisses von Luftdruck zu Bodendruck) definiert sind, gehen sie mit Höhe in das p-System über, bis im Bereich oberhalb von 50 hPa nur noch das p-System (Definition der Variablen auf Druckflächen) Gültigkeit besitzt. Die Simulationen wurden mit 20 vertikalen Modellschichten durchgeführt.

Für die Arbeit wurde ein Standardgebiet mit 81 x 91 Gitterpunkten und einer Auflösung von 0.5° x 0.5° verwendet (vgl. Abbildung 3.1).

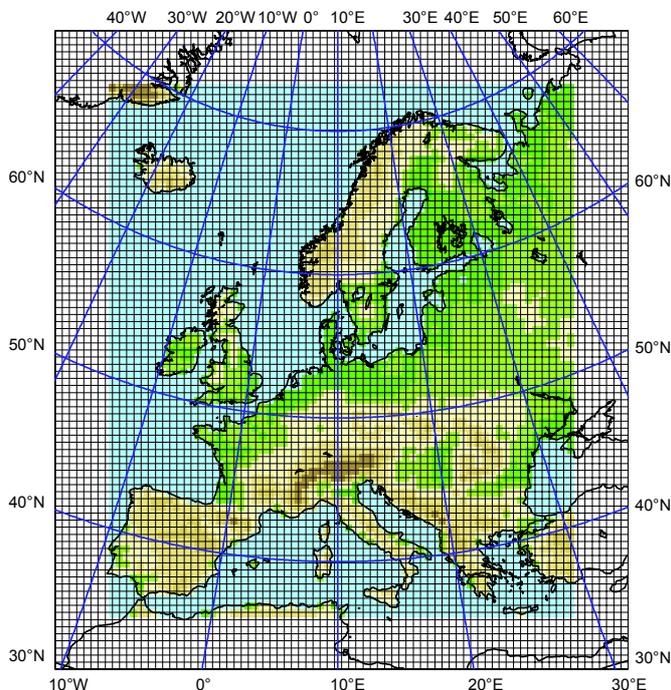


Abbildung 3.1: Modellgebiet mit REMO-Gitter unter Ausblendung der 8 Randpixel.

Regionale Modelle müssen grundsätzlich initialisiert und im Laufe der Simulation kontinuierlich mit Daten des oberen, seitlichen und für Wasserpixel, wenn kein Ozeanmodell angekoppelt ist, des unteren Randes versorgt werden. Hagedorn (2000) entwickelte ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell mit REMO als Atmosphärenmodell, stellte jedoch in einer Kosten-Nutzen-Analyse dar, dass der enorme zusätzliche Ressourcenverbrauch für lange Simulationen kaum zu rechtfertigen ist. Deshalb wird für die vorliegende Arbeit kein gekoppeltes System verwendet. Es werden die Daten des antreibenden Globalmodells auf das Gitter des Regionalmodells räumlich interpoliert. Als seitliche Randdaten werden die Felder der prognostischen Variablen für jeden Zeitschritt zeitlich interpoliert. Für das äußere Randpixel werden die interpolierten Daten des Globalmodells übernommen, danach nimmt der Einfluss des Globalmodells exponentiell bis zum achten Pixel hin ab. Dadurch sind die Ergebnisse des Regionalmodells im Randbereich durch den Antrieb stark beeinflusst und

nicht dynamisch balanciert. Deshalb werden bei der Auswertung der Ergebnisse am Rand des Modellgebietes 8 Pixel ausgeblendet.

Es wurde mit einem Zeitschritt von 300 Sekunden simuliert.

Als Antriebsdaten wurden die in Kapitel 2.3 näher beschriebenen Modellsimulationen des ECHO-G mit der Auflösung T30 (ca. 3.75°) verwendet.⁶ Aufgrund der geringen Auflösung des Global-Modells sind für Europa nur sehr begrenzte Aussagen beispielsweise hinsichtlich der regionalen Ausprägung des späten Maunder-Minimums möglich. Allerdings sind die kleinen Wellenzahlen (große Wellenlängen, ca. 1000 km und mehr) im Global-Modell gut aufgelöst und die Information soll deshalb auch in der Simulation des Regionalmodells erhalten bleiben. In Abbildung 3.2 ist der Zugewinn an Information durch regionale Modellierung schematisch nach von Storch (2003) dargestellt.

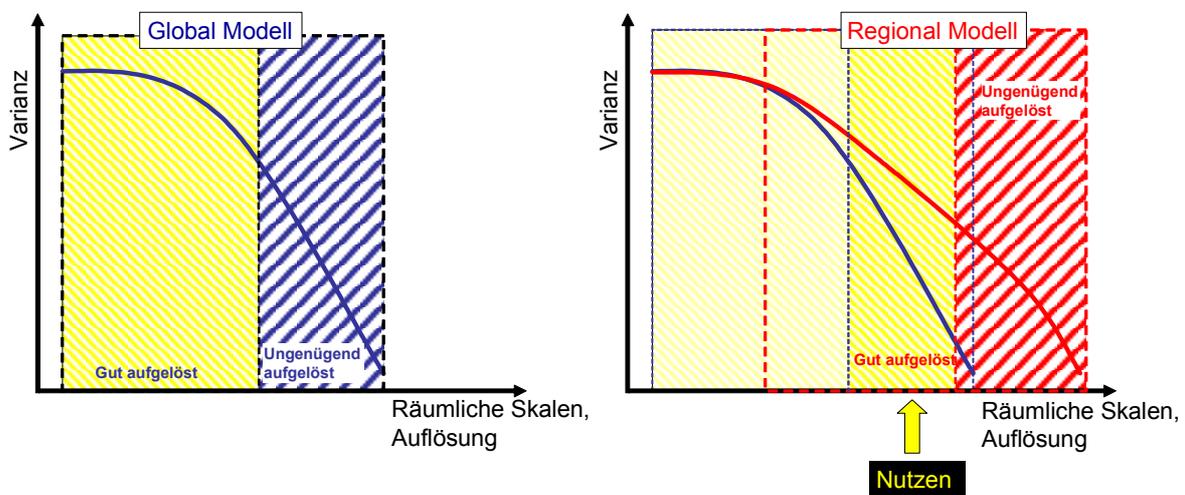


Abbildung 3.2: Schematische Darstellung der Leistung von Global- (blaue Linie) und Regionalmodellen (rote Linie) nach von Storch (2003).

Um den Informationserhalt der großen Skalen zu gewährleisten und damit die Reproduktion der großräumigen Zirkulation innerhalb der regionalen Simulation zu verbessern, haben von Storch et al. (2000) die Methode des 'Spectral Nudging' entwickelt und das Modell um die Möglichkeit, mit spektralem Nudging zu rechnen, erweitert. Der Antrieb über den seitlichen und unteren Rand des Modells bleibt von dieser Methode unberührt.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Routinen des 'Spectral Nudging' zur Rechenzeiteinsparung effizienter gestaltet. Im Folgenden Abschnitt wird das Vorgehen in dieser überarbeiteten Form kurz erläutert.

3.1.1 Spectral Nudging

Es werden die großen Skalen der Windkomponenten U und V der Daten des Globalmodells auf die Größen des Regionalmodells vom oberen Rand der Atmosphäre bis hin zu 850 hPa übertragen.

⁶ Die zusätzliche globale Simulation A01 konnte für die regionale Simulation nicht verwendet werden, da sie erst 2003 fertig gestellt wurde.

Die entsprechenden Felder der Variable ψ aus REMO und ECHO-G werden so zerlegt, dass die Fourierkoeffizienten der zu „nudgenden“ Wellenzahlen bekannt sind und einen Restterm, der den Feldanteil Ψ_{rest} aller nicht verwendeten Skalen, d.h. der Skalen, die vom Globalmodell nicht mehr genügend aufgelöst werden, beinhaltet. Die ursprüngliche Form sieht eine komplette Zerlegung von ψ vor:

$$\Psi(\lambda, \phi, t) = \sum_{j=-J}^J \sum_{k=-K}^K \alpha_{j,k}(t) \cdot e^{ij\lambda/L_\lambda} \cdot e^{ik\phi/L_\phi} + \Psi_{rest}(\lambda, \phi, t),$$

mit λ und ϕ als Koordinaten in zonaler bzw. meridionaler Richtung,
 j und k als zonaler bzw. meridionaler Wellenzahl,
 L_λ und L_ϕ als zonale und meridionale Ausdehnung des Modellgebietes in Pixeln,
 α Fourier-Koeffizienten der zu „nudgenden“ Skalen,
 J und K der Anzahl der zu „nudgenden“ Skalen in zonaler und meridionaler Richtung
und t der Zeit.

Die Anzahl der „genudgden“ Skalen hängt von der Auflösung des Globalmodells ab und wurde für die Anwendung in dieser Arbeit auf 2 gesetzt.

Das „genudgde“ Feld für das Regionalmodell ergibt sich damit zu:

$$\Psi_{nudged}(\lambda, \phi, t) = \sum_{j=-J}^J \sum_{k=-K}^K [\alpha_{R,j,k}(t) + \eta(p) \cdot (\alpha_{E,j,k}(t) - \alpha_{R,j,k}(t))] \cdot e^{ij\lambda/L_\lambda} \cdot e^{ik\phi/L_\phi} + \Psi_{rest}^R(\lambda, \phi, t),$$

mit α_R Fourierkoeffizient des REMO-Feldes,
 α_E Fourierkoeffizient des ECHO-G-Feldes,
 $\eta(p)$ „Nudging-Faktor“,
 p Druck und
 Ψ_{rest}^R Feldanteil aller nicht verwendeten Skalen des REMO-Feldes.

Der „Nudging-Faktor“ wird höhenabhängig berechnet, um zu gewährleisten, dass mit Annäherung der Modellschicht an die Erdoberfläche orographische Beeinflussung stärker möglich ist: (Giorgi et al., 1993)

$$\eta(p) = \alpha_n \left(1 - \frac{p}{850 \text{ hPa}} \right)^2,$$

mit $\alpha_n = 0.05$.

Mit der Methode des ‘Spectral Nudging’ wird verhindert, dass das Regionalmodell von vorgegebenen Mustern der Zirkulation gravierend abweicht.

3.1.2 Verlängerung des Antriebsintervalls von 6 auf 12 Stunden

Bisherige Erfahrungen mit dem verwendeten Regionalmodell besagten, dass stabile Simulationen im gewählten Modellausschnitt nur bei einem Antriebsintervall von 6 Stunden möglich seien (Podzun et al., 1995). Da Denis et al. (2002) mit dem Kanadischen Regionalmodell der ‘Université du Québec à Montréal’ und der Ostküste Nordamerika als

Modellgebiet jedoch ein Antriebsintervall von 12 Stunden als ausreichend für gute Simulationsergebnisse ermittelte, wurden umfangreiche Tests durchgeführt, um zu überprüfen, ob auch Simulationen mit Hilfe des REMO mit dem in Abbildung 3.1 dargestellten Gebiet bei 12 Stunden als Antriebsintervall zu akzeptablen Ergebnissen führen.

Dafür wurden vier Experimente mit jeweils drei Realisationen mit der Länge von einem Jahr durchgeführt: 1) Simulationen mit der Standard-Version 5.0 des REMO mit jeweils 6- und 12-stündlichen Antriebsdaten und 2) Simulation mit der um 'Spectral Nudging' erweiterten Version ebenfalls mit 6 und 12 stündlichen Antriebsdaten. Durch die jeweils 3 Realisationen, welche sich durch einen jeweils 12 Stunden versetzten Anfangstermin der Simulation unterscheiden, ergeben sich 12 Simulationen. Die verschiedenen Realisationen wurden durchgeführt, um abschätzen zu können, welcher Anteil an Variabilität auf modellinterne Variationen zurückgeführt werden kann und welcher Anteil tatsächlich auf der unterschiedlichen zeitlichen Auflösung der Antriebsdaten basiert.

Als Antrieb dienten NCEP/NCAR-Daten (Kalnay et al., 1996), es wurde das Jahr 1995 simuliert.

Es konnte gezeigt werden, dass die Ergebnisse weitgehend unabhängig von der Art der Realisierung der Experimente zufrieden stellend ausfallen. Bei den Simulationen mit 12-stündlichem Antrieb treten Situationen auf, in denen die Lage und Ausprägung von Druckgebieten von denen ihrer Lage in Simulationen mit 6-stündlichem Antrieb abweicht. Die Anzahl der Situationen ist bei der Anwendung von 'Spectral Nudging' reduziert. Die mittlere quadratische Abweichung der Simulationen mit 12-stündlichem Antrieb bezüglich dem Mittel der Simulationen mit 6-stündlichem Antrieb ist bei der Anwendung von 'Spectral Nudging' um 60 % reduziert.

Diese Erkenntnis ist von immens großem Wert, da die Globalmodelle bei Simulationen länger als 100 Jahre bisher nur mit 12-stündlichem Output betrieben werden, um die Datenmenge zu reduzieren. Bisher wurde 6-stündlicher Output verlangt, wenn dynamisches Downscaling mit einem Regionalmodell erfolgen sollte. Mit dem Nachweis der Verwendbarkeit 12-stündlichen Output können jedoch alle vorhandenen Daten der Global-Modelle genutzt werden.

3.1.3 Externes Forcing

Um die Größe der Variablen solare Einstrahlung, atmosphärische Konzentration von CO₂, und Methan an die historischen Werte anpassen zu können, wurden im Rahmen dieser Arbeit zusätzliche Routinen in das REMO eingefügt. Die genannten Parameter gehen nun jährlich variabel in das Modell ein. Aus Konsistenzgründen werden die gleichen Parameter verwendet, wie bei der Simulation der Antriebsdaten mit ECHO-G (siehe Abbildung 2.25). Wie bei den Simulationen des ECHO-G, führt die Verwendung der regional nicht differenzierten effektiven Solarkonstante, dadurch zu Fehlern, dass der Einfluss der Vulkane unabhängig vom Ort und der Stärke ihres Ausbruchs als global konstant angenommen wird.

In Tabelle 3.1 sind alle Charakteristika der Modellläufe zusammengefasst.

Tabelle 3.1: Zusammenfassung aller Charakteristika der Modellläufe.

Kriterium	Charakteristikum
Modellversion	REMO 5.0
Modellerweiterungen	Spectral Nudging, variable solare Einstrahlung, Konzentration von CO ₂ und CH ₄
Auflösung, räumlich	0.5°, rotiertes Gitter
Auflösung, zeitlich	Simulation: 300s; Ausgabe: 6h
Antriebsdaten	ECHO-G Auflösung, räumlich: T30 (ca. 3.75°) Auflösung, zeitlich: 6h, 12h

3.1.4 Modellgüte

Im folgenden Abschnitt wird eine grobe Abschätzung der Modellgüte vorgenommen. Eine ausführliche Modell-Validierung von REMO wird derzeit im DEKLIM⁷-Projekt „Quantifizierung von Ungenauigkeiten regionaler Klima- und Klimaänderungs-Simulationen“ (QUIRCS) durchgeführt (Keuler, 2002).

Es werden die klimatologischen Temperatur- und Niederschlagsdaten von REMO 5.0 (Feser et al., 2001) mit Daten der ‘Climatic Research Unit’ (CRU) der Universität von East Anglia (New et al., 2001) verglichen. Die CRU-Daten wurden aus Messdaten aggregiert. Der Vergleich mit diesen Daten ist gerade im Hinblick darauf, dass sie für die Entwicklung der Regressionsmodelle für die Rekonstruktion nach Luterbacher verwendet wurden, interessant.

Die REMO 5.0-Daten liegen im rotierten Gitter, die CRU-Daten in geografischen Koordinaten vor. Die Daten werden als repräsentativ für die Fläche der Gitterbox, für deren Mittelpunkt sie vorliegen, angenommen. Beide Datensätze wurden in eine Referenzprojektion transformiert und unter Erhaltung der Gitter subtrahiert. In Gebieten mit starken Gradienten ist der Vergleich dort besonders unsicher, die Anomalien sollten damit nicht punktgenau bewertet werden, regionale Aussagen sind jedoch gut möglich.

In Abbildung 3.3 sind die Temperaturmittel des Zeitraumes 1961-1990 aus REMO 5.0 und CRU, sowie die Differenz beider Datensätze und die flächengemäße Verteilung der Differenzklassen saisonal dargestellt.

⁷ Deutsches Klimaforschungsprogramm

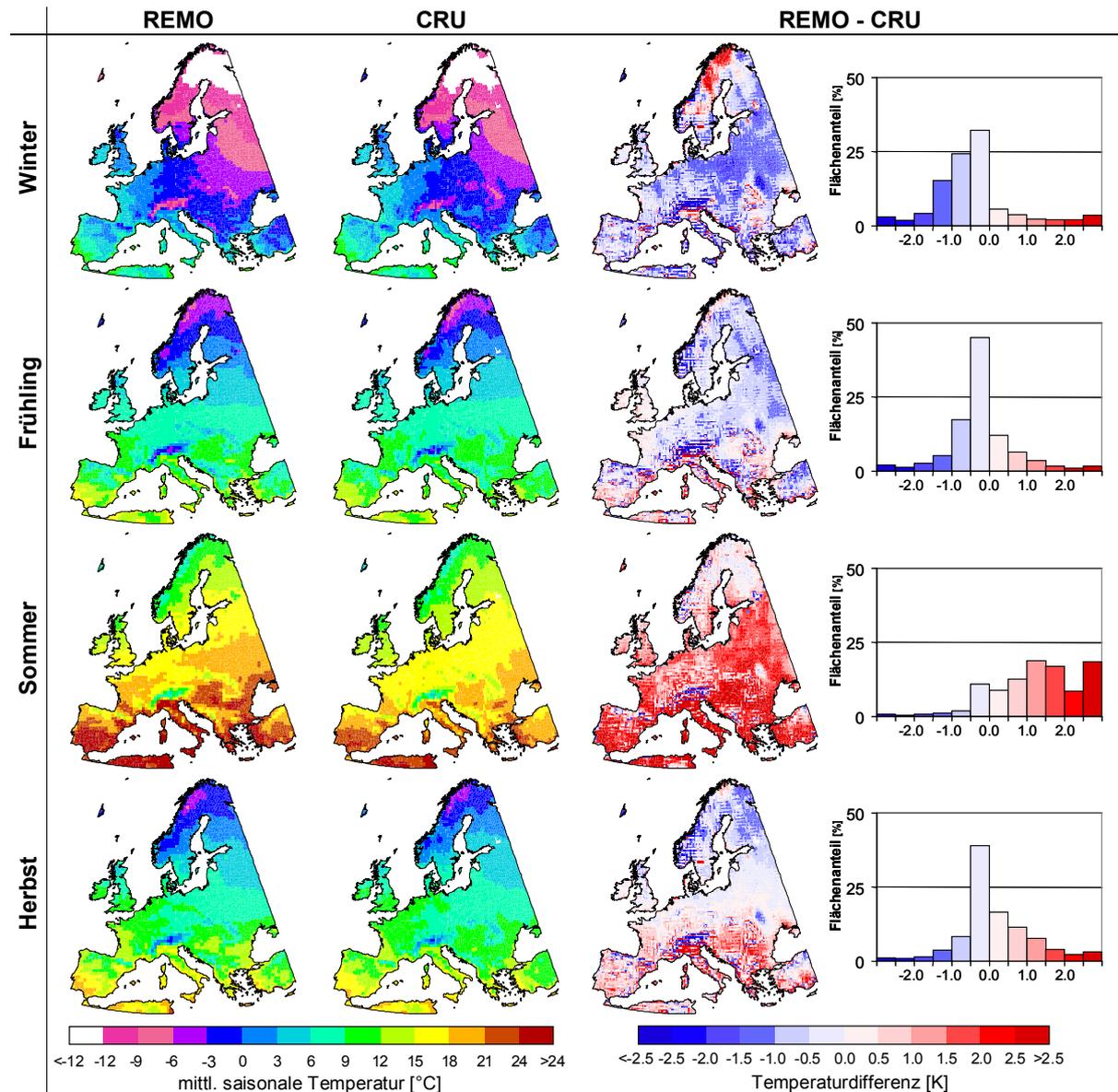


Abbildung 3.3: Saisonale Mittel-Temperaturen für 1961-1990 von REMO 5.0 (Feser et al., 2001) und CRU (New et al., 2000) und die Differenzen der Mittel beider Datensätze sowie die Häufigkeitsverteilungen der auftretenden Differenzwerte.

Es lässt sich keine einheitliche Aussage für alle Jahreszeiten treffen.

Im Winter dominieren in weiten Teilen Europas negative Abweichungen zwischen REMO 5.0- und CRU-Daten, einzig in Nord-Skandinavien sind großräumige positive Differenzen zu verzeichnen.

Im Frühling stimmen die REMO 5.0- und CRU-Mittelwerte sehr gut überein.

Die Sommertmittelwerte von REMO 5.0 sind für weite Teile Europas deutlich höher als die Mittelwerte aus CRU-Daten. In Skandinavien sind die Differenzen gering.

Im Herbst stimmen die Datensätze gut überein, für Skandinavien werden eher geringere und im Süden Europas eher höhere Temperaturen simuliert, als die CRU-Daten aufweisen.

In Abbildung 3.4 sind die räumlichen Verteilungen der saisonalen Niederschlagssummen nach REMO 5.0 und CRU und deren Differenzen, sowie die Häufigkeitsverteilung der Differenzklassen dargestellt.

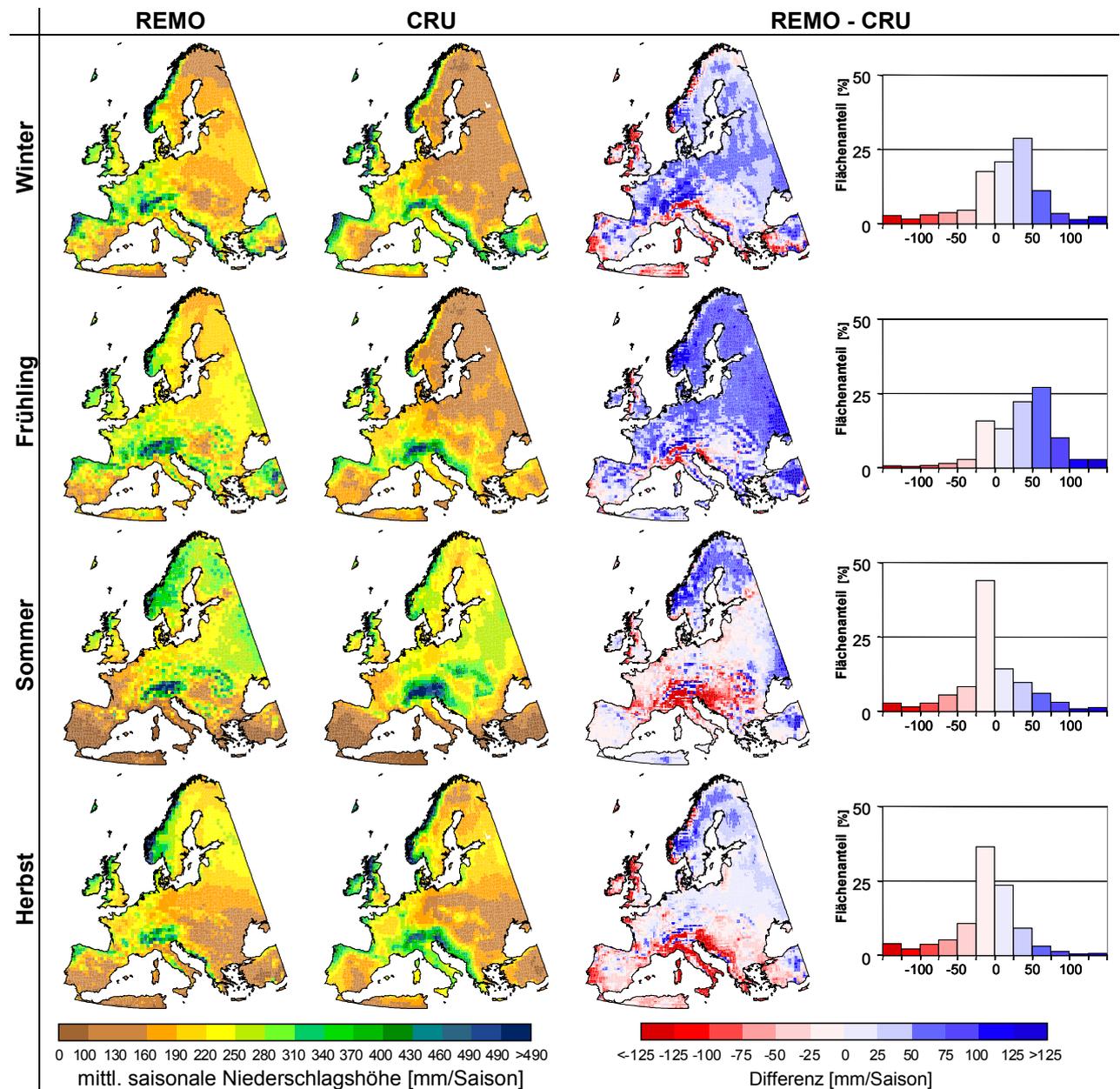


Abbildung 3.4: Saisonale mittlere Niederschlagssummen für 1961-1990 von REMO 5.0 (Feser et al., 2001) und CRU (New et al., 2000) und die Differenzen der Mittel beider Datensätze sowie die Häufigkeitsverteilungen der auftretenden Differenzwerte.

Wie im Falle des Temperaturvergleiches lässt sich keine einheitliche Tendenz für alle Jahreszeiten feststellen.

Im Winter dominieren bei REMO 5.0 höhere Niederschläge als durch CRU angegeben, nur in Küstenbereichen fallen die Niederschlagssummen geringer als bei CRU aus.

Im Frühling sind sehr große Differenzen zwischen den beiden Datensätzen zu verzeichnen: Mehr als 40 % der Fläche des untersuchten Ausschnitts weisen Differenzen größer als 50 mm/Saison auf. Bei Bezug dieser Differenzen auf den absoluten Betrag der saisonalen Niederschlagssumme der CRU-Daten ergeben sich für mehr als 30 % der Fläche Differenzen, welche den 50 %-Anteil der saisonalen CRU-Niederschlagssumme überschreiten.

Die Sommer-Niederschlagssummen beider Datensätze stimmen gut überein. In Skandinavien wird von REMO 5.0 mehr Niederschlag und im mittleren Süden Europas weniger simuliert als von CRU angegeben.

Im Herbst ist die Übereinstimmung ebenfalls gut, Hauptunterschiede zeigen sich vor allem an den West-Küsten Europas, wo weniger Niederschlag simuliert wird als von CRU angegeben. Im Ost-Europa und Skandinavien wird größtenteils mehr Niederschlag simuliert als von CRU angegeben.

Zusammenfassung:

Im Winter und Frühling und Herbst sind die Übereinstimmungen zwischen REMO 5.0 und CRU-Daten für die Mittel der Periode 1961-1990 gut, mit Tendenz zu geringeren Temperaturen im REMO-Datensatz im Vergleich zu den CRU-Daten. Die Sommertemperaturen sind im REMO 5.0-Mittel deutlich höher als im CRU-Mittel.

Vor allem im Winter und Frühling wird mit REMO 5.0 im Mittel deutlich mehr Niederschlag simuliert als von CRU angegeben. Die mittleren Differenzen der Niederschlagssummen in Sommer und Herbst sind gering, wobei regionale Besonderheiten zu beachten sind.

Die Zirkulation ist im Regionalmodell vom antreibenden Modell bestimmt.

3.2 Randdaten

Es wurde bereits erwähnt, dass die Randbedingungen für die regionale Modellierung von entscheidender Bedeutung sind. Deshalb wird nun im folgenden Kapitel auf die verschiedenen Daten eingegangen, die für den Betrieb des Modells nötig sind.

3.2.1 Daten zur Landnutzung im späten Maunder-Minimum

Wie auch im Bereich der Rekonstruktion der Klimadaten historischer Zeiten gibt es in den letzten Jahren umfangreiche Bemühungen, sowohl aus wirtschaftsgeschichtlichem, als auch aus naturwissenschaftlichem Interesse die historischen Landnutzungen bzw. Bodenbedeckungen zu rekonstruieren.

Klemm et al. (1998) haben in ihrem Buch umfangreiches Datenmaterial über die Landnutzung in Mitteleuropa in historischer Zeit zusammengestellt. In Abbildung 3.5 ist der Flächenanteil der Hauptnutzungstypen Ackerland, Dauergrünland, Wald, Infrastruktur und Wasser seit dem 7. Jahrhundert dargestellt.

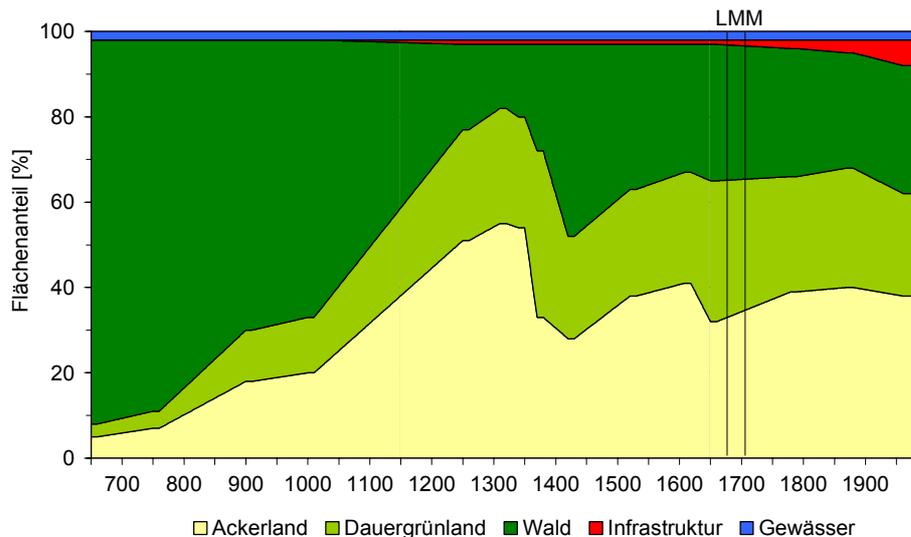


Abbildung 3.5: Flächenanteile der Landnutzung in den letzten 1300 Jahren in Mitteleuropa nach Klemm et al. (1998).

Da sich der Anteil der Waldflächen nur von 31 Prozent im LMM auf heute 30 Prozent verringert hat und die Differenzen der Flächenanteile von Ackerland und Dauergrünland zwischen LMM und heute mit 3 und -7 Prozent gering sind, wurden die von der Landnutzung beeinflussten Modell-Parameter Rauigkeitslänge, Pflanzenbedeckungsgrad, Blattflächenindex und Albedo bei den Werten von heute belassen.

Nach Beginn der Simulationen, die dieser Arbeit zugrunde liegen, wurden von Klein Goldewijk (2001) zwei globale Datensätze (A und B) zur Landnutzung der letzten 300 Jahre mit einer räumlichen Auflösung von $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ und einer zeitlichen Auflösung von 50 Jahren zusammengestellt.

Grundlage dieser Datensätze sind globale Analysen der Bevölkerungszahlen in historischen Zeiten und die heutige Landnutzung. Entsprechend den Bevölkerungszahlen wurden den Flächen der Typ landwirtschaftliche Nutzfläche bzw. Wald in historischer Zeit zugewiesen. Flächen, die heute nicht landwirtschaftlich genutzt werden, wurden auch für historische Zeiten keiner landwirtschaftlichen Nutzung zugewiesen.

Die beiden Datensätze A und B unterscheiden sich in der Anzahl und Auswahl der Landnutzungstypen. In Abbildung 3.6 sind die zeitlichen Änderungen der Flächenanteile von 1700 bis heute für beide Datensätze gezeigt.

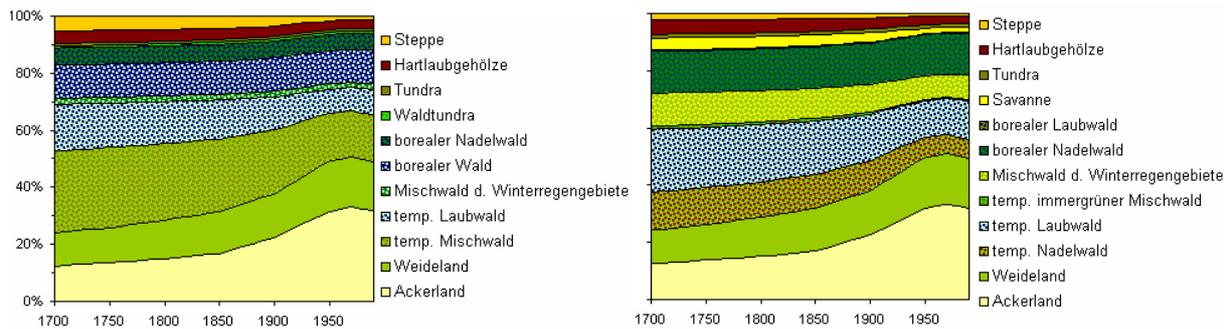


Abbildung 3.6: Flächenanteile der Langnutzungstypen in Europa (Gebiet siehe Abbildung 3.7) von 1700 bis heute; links: Klassifizierung A, rechts: Klassifizierung B nach Klein Goldewijk (2001).

Die Datensätze haben gemein, dass die Summe der Flächenanteile von Weidefläche und Ackerland von 1700 bis 1990 um 25 % zunimmt, während der Anteil der Waldflächen um 21 % bzw. 23 % zurückgeht. Beides steht im Gegensatz zu den Ergebnissen von Klemm et al. (1998).

In Abbildung 3.7 ist die räumliche Verteilung der Landnutzung für 1700 und 1990 mit den Landnutzungstypen der Klassifizierung A dargestellt.

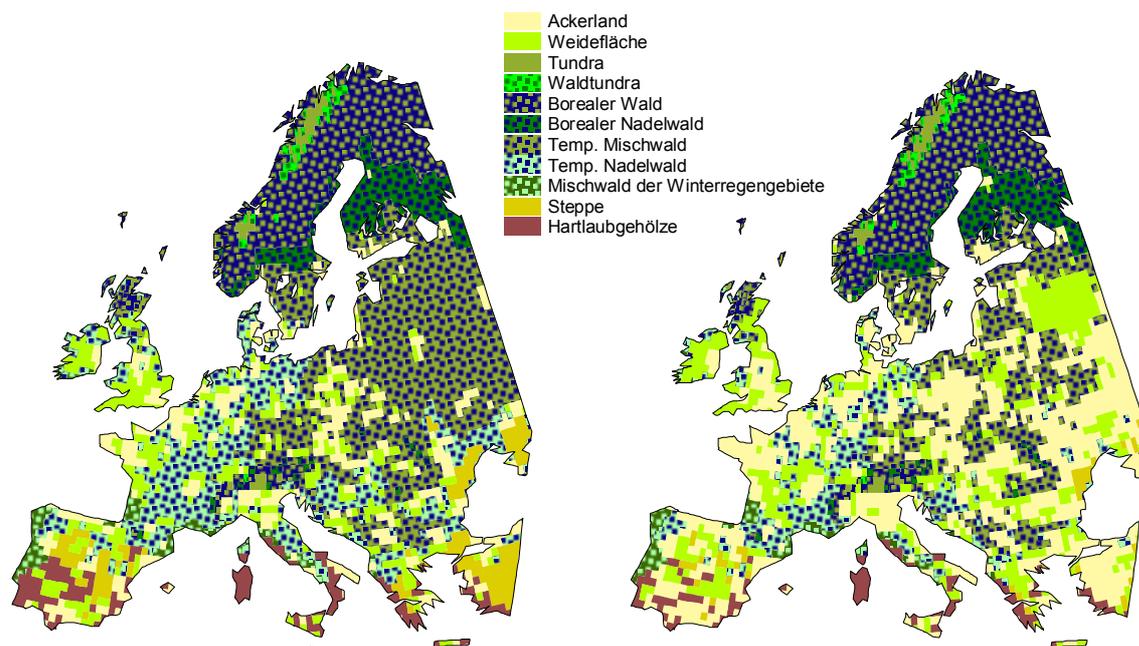


Abbildung 3.7: Historische Landnutzung nach Klein Goldewijk (2001) und RIVM (2002) links: 1700 und rechts: 1990.

Es wird deutlich, dass im skandinavischen Raum kaum Änderungen eingetreten sind, während sich im osteuropäischen Raum gravierende Änderungen zeigen: Die ausgedehnten Mischwälder wurden stark dezimiert. Große Teile der Nadelwälder Westeuropas wurden ebenfalls in Acker- und Weideflächen umgewandelt. Da die Wälder einen starken Einfluss auf

den Wärme- und Wasserhaushalt haben, sollten diese Erkenntnisse nach weitergehender Überprüfung bei zukünftigen Simulationen Beachtung finden.

Die Überprüfung ist nötig, da die Erkenntnisse von Klemm et al. und Klein Goldewijk nicht übereinstimmen. Sie wird jedoch erst möglich, wenn zusätzliche historische Daten der Landnutzung zur Verfügung stehen.

3.2.2 Daten zur Eisbedeckung der Ostsee

Um das Regionalmodell zusätzlich zum solaren Forcing in die Zeit des LMM zu zwingen, wurde die Eisbedeckung der Ostsee dieser Zeit vorgeschrieben.

Koslowski (1999) stellte wochen- bis dekadenweise aufgelöste Eisdaten für elf Teilgebiete (Abbildung 3.8) der Ostsee für die Winter 1675-1705 zur Verfügung. Es handelt sich hierbei um Angaben in neun Eisklassen, welche in Tabelle 3.2 zusammengestellt sind. Die in Abbildung 2.8 dargestellten Daten des Eiswinter-Indexes sind in die Rekonstruktion eingeflossen.

Tabelle 3.2: von Koslowski verwendete Prozentbereiche und zugeordnete Mittelwerte der Eisbedeckung.

Klasse	Prozentbereich der Eisbedeckung	Zugeordnete Eisbedeckung für REMO
1	0	0.00
2	71-100	0.85
3	11-40	0.25
4	40	0.40
5	41-70	0.55
6	70	0.70
7	71-90	0.80
8	91-100	0.95
9	41-90	0.65

Diese Daten wurden zu einem homogenen Datensatz für die gesamte Ostsee umgewandelt, digitalisiert und mit einem Geographischen Informationssystem in das Koordinatensystem des Regionalmodells transformiert. Dabei wurde jeweils einer Eisklasse der Mittelwert des Wertebereiches zugeordnet. Am Übergang zwischen den verschiedenen Gebieten ergeben sich die Eiskonzentrationen als flächengewichtetes Mittel der Konzentrationen der beteiligten Gebiete.

Abbildung 3.8 zeigt im Kartenausschnitt die Ostseepixel des REMO-Gitters, wie sie durch Land-See-Maske des Modells vorgegeben sind mit ihren exemplarischen Eisbedeckungsgraden für den 3. März 1692.

Um die Daten zeitlich zu glätten, wurden bei der Eisbildung die Bedeckungsgrade des jeweiligen Gebietes über 4 Tage gemittelt, beim Auflösen des Eises wurde über 2 Tage gemittelt.

Gebietsnummer	Gebietsbezeichnung
1	westliche Ostsee; westlich von 12°
2	westliche Ostsee; östlich von 12°
3	östliche Ostsee
4	Bottenvik
5	Bottensee
6	Finnischer Meerbusen; östlich von 25°
7	Finnischer Meerbusen; westlich von 25°
8	Ostsee nördl. von Gotland
9	Ostsee nördl. von Gotlands Südspitze
10	Kattegat
11	Skagerrak

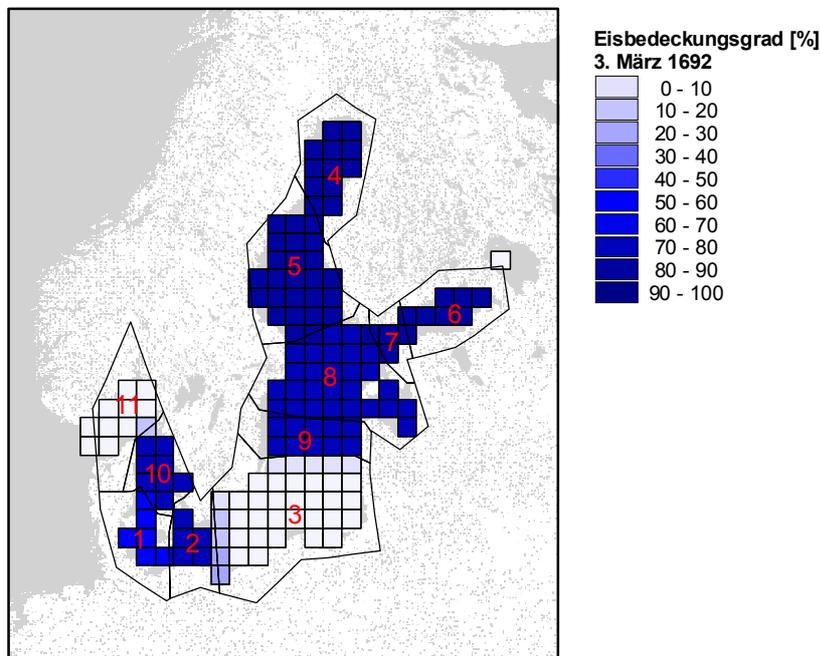


Abbildung 3.8: Beispielhafte Darstellung der Eisbedeckung für den 03.03.1692 nach Koslowski.

Es wurden tägliche Karten erstellt, die in die Berechnung der Ostseetemperatur der Randdaten einfließen.

Problematisch erscheint, dass die Eisbedeckungs-Daten von Koslowski auf verstärkte Eisbedeckung in der gesamten Ostsee im späten Maunder-Minimum hinweisen (siehe auch Abbildung 2.8), während andere Datenquellen für die nördlichen Bereiche der Ostsee, insbesondere den finnischen Meerbusen, gegenteilige Angaben machen (Tarand und Nordli (2001), siehe Kapitel 2.2.3).

3.2.3 Antriebsdaten aus ECHO-G-Simulationen

Die grundsätzlichen Merkmale der ECHO-G-Simulationen wurden bereits im Kapitel 2.3 beschrieben. Im folgenden Abschnitt geht es um die speziellen Anforderungen für die regionale Modellierung.

Die räumlich niedrig aufgelösten Daten des ECHO-G werden zunächst in das Gitter des Regionalmodells (siehe Kapitel 3.1) interpoliert, zusätzlich ist eine vertikale Interpolation auf die Modellschichten von REMO nötig. Hierfür wurde ein aufwendiges Interpolationsprogramm vom DWD entwickelt (Majewski et al., 1995) und vom Max-Planck-Institut für Meteorologie für die Modellkette ECHAM-REMO anwendungsbereit zur Verfügung gestellt (Jacob und Podzun, 1997).

Folgende Schritte werden bei der Interpolation durchlaufen:

1. Interpolation von Gaußischem Gitter von ECHO-G auf das rotierte sphärische Gitter
 - a. Anwendung von 16-Punkte-Formel für die Atmosphären-Felder Temperatur, Feuchte, Windgeschwindigkeit.
 - b. Bilineare Interpolation für alle Bodenfelder unter Berücksichtigung der Land-See-Maske.
2. Bodendruckkorrektur: hydrostatische Anpassung des horizontal interpolierten Bodendrucks an die REMO-Orographie.
3. Vertikale Interpolation der horizontal interpolierten ECHO-G-Felder zu REMO-Schichten.
4. Zweite Bodendruckkorrektur zur Glättung des Feldes in topografisch stark gegliedertem Gelände.
5. Korrektur der Bodendrucktendenz mit einem divergenten Windpotential: durch die vertikale Interpolation der Wind-Felder entstehen im Bereich der Starkwindbande und bei starken orographischen Gradienten Artefakte in der Bodendrucktendenz. Die Bodendrucktendenz wird auf die horizontal interpolierte Tendenz reduziert.
6. Anpassung der Bodentemperaturen und –feuchten. Der Bodenwassergehalt wird auf den Bereich zwischen Porenvolumen und Lufttrockenheit beschränkt.

Durch die Kopplung des Atmosphärenmodells ECHAM4 mit der Auflösung T30 (ca. 3.75°) auf Arakawa-A-Gitter und dem Ozeanmodell HOPE-G mit der Auflösung T42 (ca. 2.8°) auf Arakawa-E-Gitter, wurde es notwendig, die Land-See-Maske des gekoppelten Systems anzupassen. Dadurch kommt es zum Teil zu recht unrealistischen Darstellungen bestimmter Gebiete (z.B. Ostsee, Skandinavien, iberische Halbinsel). Der Zugang zur Ostsee weist im Gegensatz zu realen ca. 30 Kilometern eine Weite von ca. 750 Kilometern auf. Dadurch kann die warme Strömung des Nordatlantikstromes ungehindert in die Ostsee vordringen (siehe Abbildung 3.9).

Die realitätsferne Repräsentanz der Ostsee ist besonders dann von großem Nachteil, wenn die Daten des Globalmodells für regionale Studien weiterverwendet werden sollen, denn die Temperaturen der Ostseepixel weichen stark von zu erwartenden Werten ab.

3.2.3.1 Korrektur der Ostsee-SST

Es wurde eine Methode entwickelt, diese fehlerhaften Temperaturen zu korrigieren:

1. Verwerfen der ECHO-G-Ostseeoberflächentemperaturen (SST).
2. Auswahl eines für die Ostseemitteltemperatur möglichen repräsentativen Gebietes:
 - a. Terrestrische Ostseerandpixel
 - b. Nord-Europa
 - c. Nordatlantik
 - d. Nordhemisphäre und

Auswahl der Referenzgebiete in Abhängigkeit vom Korrelationskoeffizienten zwischen monatlicher Ostseetemperatur und Temperatur des Referenzgebietes anhand von NCEP/NCAR-Daten mit realistischer Land-See-Maske.

3. Untersuchung des Zusammenhanges zwischen den Temperaturen des Referenzgebietes und der Ostsee mittels Regressionsanalyse von NCEP/NCAR-Daten.
4. Anwendung der Regressionskoeffizienten auf die ECHO-G Daten zur Ermittlung der mittleren Ostseetemperatur.
5. Regionalisierung des Mittelwertes auf REMO-Auflösung.

Im Folgenden wird auf diese einzelnen Punkte eingegangen:

Punkt 1:

Bei der Interpolation der ECHO-G-Daten als Vorbereitung zur Verwendung als Antriebsdaten für das REMO werden die Ostseepixel eliminiert.

Punkt 2:

Zunächst werden verschiedene Gebiete ausgewählt, welche möglicherweise repräsentative Temperatur-Charakteristika für die Ostsee aufweisen. Anhand von NCEP/NCAR-Analyse-Daten von 1968-1998 (Kalnay et al., 1996) wird untersucht, welche Gebietsmitteltemperaturen die höchste Korrelation zu den Ostseemitteltemperaturen aufweisen. Für diese Untersuchung wurden die in der Auflösung T62 vorliegenden NCEP-Daten zunächst auf das später (bei der Korrektur der ECHO-G-Daten) relevante T30-Gitter unter Beachtung der Land-See-Maske des ECHO-G gemittelt.

In Abbildung 3.9 sind zwei der wichtigsten untersuchten Gebiete farblich gekennzeichnet: Die Landpunkte der Ostseeküste (Ziffer 3) und die Nordatlantikpunkte (Ziffer 2). Ihre Mittelwerte und die der gesamten Nordhalbkugel wurden verwendet, während andere Gebiete sich aufgrund der geringen Korrelationskoeffizienten als nicht geeignet erwiesen.

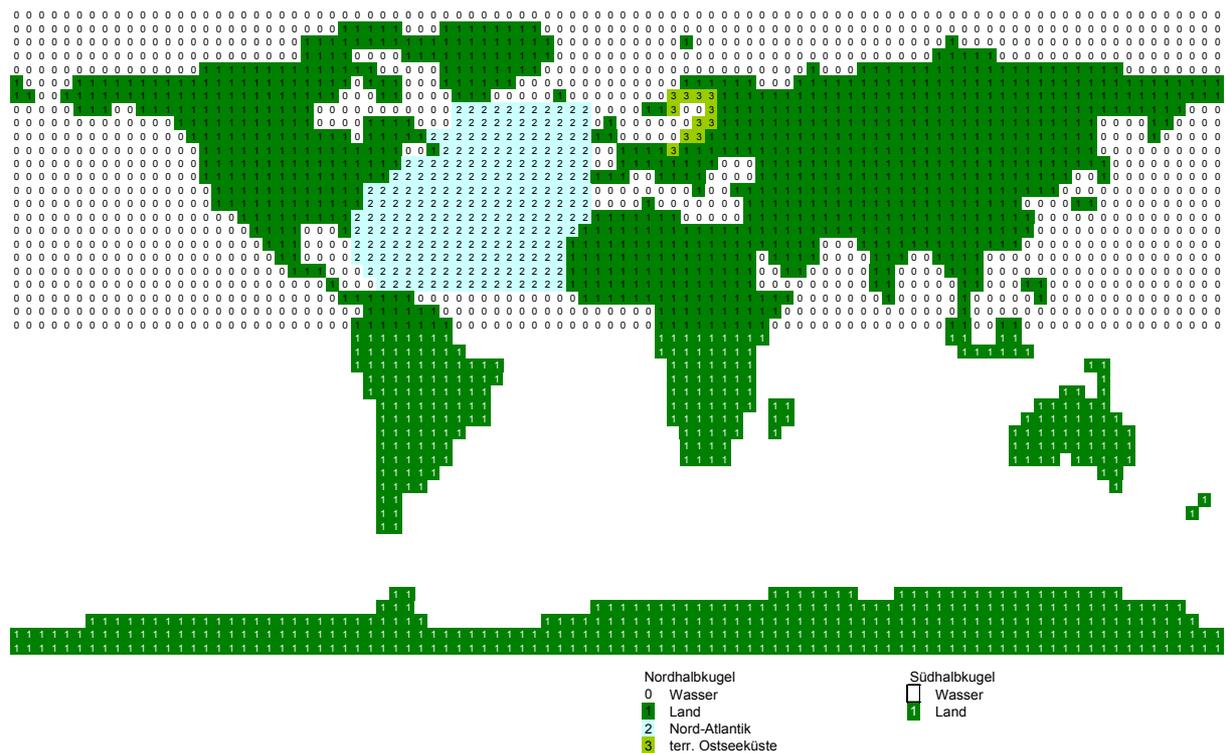


Abbildung 3.9: Land-See Maske des gekoppelten Globalmodells ECHO-G mit Auflösung T30.

Punkt 3:

Für die Monate April-Juli und Oktober-Dezember ist die Korrelation zwischen Ostseetemperatur und Nordatlantiktemperatur mit Werten des Korrelationskoeffizienten zwischen 0.80 und 0.98 sehr hoch. Im August und September sind die Nordatlantiktemperaturen nicht zur Rekonstruktion der Ostseetemperaturen geeignet, da die Temperatur des Nordatlantiks noch steigt, während die der Ostsee schon abnimmt. Für diese Monate ist die Mitteltemperatur der Nordhalbkugel am besten geeignet, die Ostseetemperatur zu reproduzieren.

Da sich Eis prinzipiell anders verhält als Wasser, müssen Winter mit starker Eisbedeckung gesondert behandelt werden. Für die Monate Januar bis März wurde in Winter mit starker und schwacher Eisbedeckung auf der Ostsee unterschieden. Zur Klassifizierung wurde der Eiswinterindex von Koslowski herangezogen, der ab 1500 zur Verfügung steht (siehe Abschnitt 3.2.2).

Für Winter mit starker Eisbedeckung ist die Mitteltemperatur der Land-Pixel um die Ostsee deutlich repräsentativer als alle anderen Gebietsmitteltemperaturen.

Punkt 4:

Es wird davon ausgegangen, dass die Mitteltemperaturen der ausgewählten Gebiete vom ECHO-G realistisch berechnet werden und diese Gebietsmittel zur Korrektur der zu hohen Ostseetemperaturen verwendet werden können.

In Tabelle 3.3 sind die aus NCEP-Daten berechneten Regressionskoeffizienten $Intercept_{Gebiet}$ und $Slope_{Gebiet}$ zusammengestellt, die zur Rekonstruktion der Ostseegebetsmitteltemperatur $\overline{SST_GCM}_{TMMJJ}$ nach folgender Gleichung ermittelt wurden:

$$\overline{SST_GCM}_{TMMJJ} = \overline{T_GCM}_{\text{Gebiet}} \cdot Slope_{\text{Gebiet}} + Intercept_{\text{Gebiet}} \cdot$$

$\overline{T_GCM}_{\text{Gebiet}}$ bezeichnet dabei die jeweilige Gebietsmitteltemperatur der ECHO-G-Gebiete Nordatlantik, Nordhalbkugel bzw. Land2 (terrestrische Ostseeküste).

Tabelle 3.3: Monatliche Regressionskoeffizienten und Achsenabschnitt für die Berechnung der Ostseemitteltemperatur.

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Slope _{NA}	1.49	1.21	2.09	2.85	3.04	2.70	2.08			2.44	2.05	1.77
Intercept _{NA}	155.4	74.05	328.3	549.8	603.6	504.6	323.0			433	319.2	238.5
Slope _{NHK}									0.68	0.76		
Intercept _{NHK}									-93.4	-69.2		
Slope _{Land2}	0.39	0.39	0.44									
Intercept _{Land2}	-168	-166	-153									

Die Rekonstruktion weist einen RE-Wert⁸ von 0.95 auf.

Abbildung 3.10 zeigt die täglichen Mitteltemperaturen der Ostsee, des Nordatlantiks, der Nordhalbkugel und Ostseeküsten-Landpunkte für die Jahre 1968-1998. Zusätzlich ist die neu berechnete Ostseemitteltemperatur in violett eingetragen.

Für die Rekonstruktion der Ostseetemperaturen in der Simulation werden die Regressionskoeffizienten aus Tabelle 3.3 auf die Gebietsmitteltemperaturen der ECHO-G-Daten angewendet.

⁸ Zur Definition des RE-Wertes siehe Seite 28.

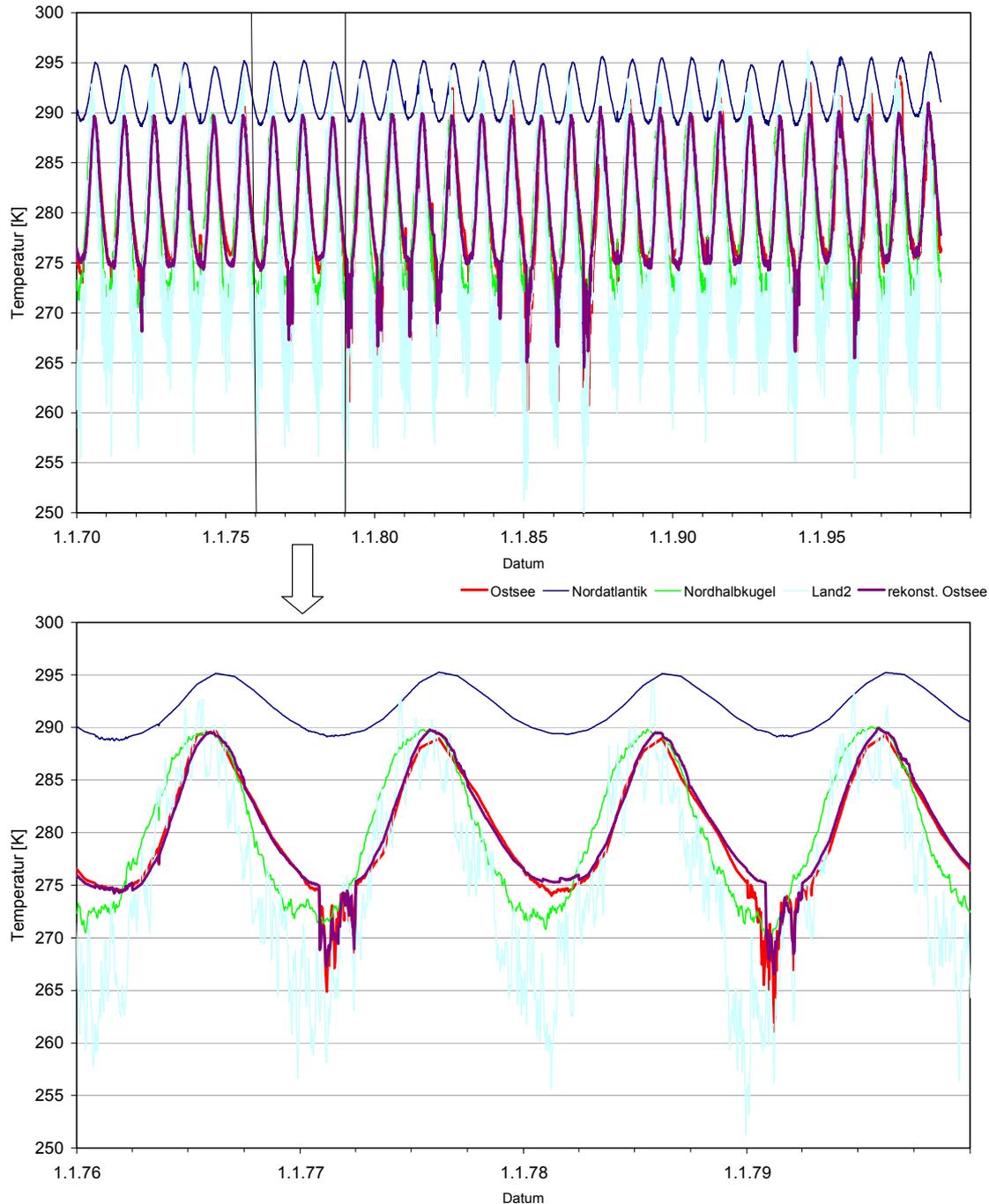


Abbildung 3.10: Tägliche Gebietsmittelwerte von 1970 bis 1998 für die Ostsee, den Nordatlantik, die Nordhalbkugel, die Landpunkte, die die Ostsee umgeben und die daraus rekonstruierten Ostseemitteltemperaturen.

Punkt 5:

Der korrigierte Tagesmittelwert der Oberflächentemperatur des Tages $TTMMJJ$ des Ostseepixels (i,j) $SST_{TTMMJJ}(i,j)$ im Gitter des Regionalmodells wird nach folgender Gleichung berechnet:

$$SST_{TTMMJJ}(i,j) = \overline{SST_GCM_{TTMMJJ}} + SST_Klima_{MM}(i,j) - \overline{SST_Klima_{MM}},$$

wobei

$SST_Klima_{MM}(i, j)$ die klimatologische Oberflächentemperatur des Ostseepunktes (i, j) im Monat MM,

$\overline{SST_GCM_{TTMMJJ}}$ die aus GCM-Gebietsmitteln berechnete räumlich gemittelte Ostseetemperatur und

$\overline{SST_Klima_{MM}}$ die klimatische, räumlich gemittelte Oberflächenmitteltemperatur der Ostsee sind.

Die klimatologische Oberflächentemperatur des Ostseepunktes (i, j) im Monat MM wurden vom Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg bereitgestellt (Schrum et al., 2002).

3.3 Durchgeführte Simulationen

Das LMM wurde mit REMO von 1675-1705 simuliert. Als Antrieb wurden die Daten der Simulation C01 von ECHO-G mit korrigierter Ostseetemperatur und vorgeschriebener Eiskonzentration auf der Ostsee verwendet.

Da sowohl das antreibende ECHO-G als auch REMO Daten systematische Abweichungen zu den Beobachtungen liefern (Kapitel 2.3.1 und 3.1.4), ist es notwendig, die Simulationsergebnisse des LMM als Abweichung von einer Referenzperiode zu bewerten. Optimal wäre es, die gesamte vorindustrielle Zeit von 1550 bis 1800 zu simulieren, um dann die Anomalie des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit ohne LMM berechnen zu können.

Da regionale Simulationen zurzeit aus technischen Gründen jedoch nur für ausgewählte Zeiträume (und Gebiete) durchgeführt werden können, werden derzeit nur ausgewählte Perioden simuliert. Aufgrund des Verlaufs der Globaltemperatur im ECHO-G-C01 wurde die Periode 1625-1655 als repräsentativ für die vorindustrielle Zeit ausgewählt und regional simuliert.

Im Rahmen der Untersuchung zur Verlängerung des Antriebsintervalls wurden 12 regionale Simulationen mit NCEP/NCAR-Daten als Antrieb durchgeführt (Kapitel 3.1.2).

4 Analyse der Simulationen

In diesem Kapitel wird zunächst eine Analyse der simulierten Temperatur-Anomalien durchgeführt. Dabei werden die Ergebnisse der regionalen Simulation mit den Daten des Globalmodells verglichen. In diesen Vergleich gehen jedoch nicht die gering aufgelösten Original-Daten des ECHO-G ein, sondern die auf das Gitter des REMO interpolierten Daten, die als Antriebsdaten für die regionale Simulation genutzt wurden.

Diese interpolierten Daten beinhalten schon deutlich mehr Informationen als die Original-Daten, denen eine grob aufgelöste Orographie und damit viel schwächere Gradienten der Höhe zugrunde liegen. Während in den Originaldaten zum Teil Landpunkte als Wasserpunkte definiert sind, um Inkonsistenzen in der Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre zu umgehen, weisen die interpolierten Daten die Land-See-Maske von REMO auf. Der Rechenaufwand der Interpolation im Vergleich zur regionalen Simulation ist verhältnismäßig gering, so dass Ergebnisse von Globalmodellen sehr schnell in diese Form gebracht werden können.

Für die Temperatur-Vergleiche werden nur Landpunkte verwendet, da das Regionalmodell ein Atmosphären-Modell zwar mit Bodenmodell, jedoch ohne Ozeanmodell ist und deshalb die Ozeantemperaturen als untere Randbedingung vorgeschrieben werden müssen (siehe Kapitel 3.1).

Im zweiten Teil des Kapitels folgt ein Vergleich mit verschiedenen historisch rekonstruierten Datensätzen, bei dem die Daten von Luterbacher (siehe Kapitel 2.2.1) eine zentrale Rolle spielen.

Als Grundlage für alle Vergleiche dient aus Konsistenzgründen eine Europa-Maske aus Modell-Punkten von REMO (exklusive des Randbereiches von 8 Pixeln), für die von Luterbacher rekonstruierte Temperaturen vorliegen. Sie wurde mit der Land-See-Maske des REMO abgeglichen, um auszuschließen, dass Temperaturen, die Luterbacher als Landtemperaturen definiert hat, mit Wasseroberflächentemperaturen aus dem Modell verglichen werden. Außerdem wurden die Daten von Grönland und Island wegen ihrer großen Unsicherheit (Luterbacher et al., 2001) nicht in die Vergleiche mit den Modelldaten einbezogen.

Die saisonalen oder monatlichen Temperaturen sind ihrem Rang nach sortiert aufsteigend dargestellt, da zwei verschiedene Perioden miteinander verglichen werden. Dabei kommt es auf die statistischen Merkmale der simulierten Größen in den zwei Perioden an, nicht auf den Vergleich spezifischer Jahre, da eine jahrgenaue zeitliche Zuordnung zwischen simuliertem und historischem Jahr nicht möglich ist. Bei einer Simulationsdauer von 30 Jahren stehen Rangzahlen von 1 bis 6 für strenge Ausprägungen, von 7 bis 12 für kühle, von 13 bis 18 für normale, von 19 bis 24 für milde und von 25 bis 30 für sehr warme bzw. heiße Ausprägungen der Jahreszeiten bzw. Monate in Bezug auf das Mittel der dargestellten Periode (Abbildung 4.1).

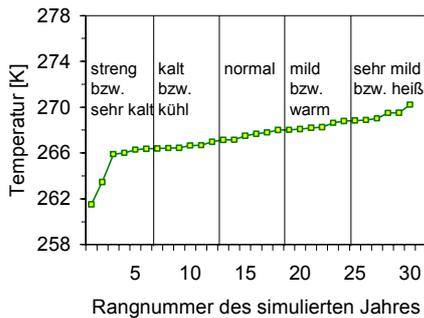


Abbildung 4.1: Benennung der Ausprägung vom Wintern bzw. Sommern am Beispiel der sortierten Mitteltemperatur eines 30-jährigen Zeitraumes.

Diese Art der Darstellung wird für alle weiteren Temperatur-Vergleiche verwendet.

Bei der Verwendung von geografischen Bezeichnungen werden die heute üblichen Begriffe und Ländergrenzen verwendet.

4.1 Simulierte Temperatur-Anomalien im späten Maunder-Minimum

Es werden die Temperaturen des LMM mit denen der Normal-Periode (1625-1655) verglichen und die resultierenden Anomalien beider Modelle analysiert. Da die ECHO-G-Daten nur in 12-stündlicher Auflösung vorliegen, wurden für Vergleiche zwischen ECHO-G und REMO die Mittelwerte aller Modell-Datensätze auf Basis der 0:00 Uhr und 12:00 Uhr Daten berechnet.

Eine Einbeziehung aller vorhandenen Daten der REMO-Simulation in die Mittelung, d.h. der Werte der Termine 0:00 Uhr, 6:00 Uhr, 12:00 Uhr und 18:00 Uhr, ergäben um bis zu 1.5 K tiefere Monatsmitteltemperaturen.

Zunächst werden die Monatsmitteltemperaturen und deren zeitliche Variabilität dargestellt, darauf folgend die saisonalen Mitteltemperaturen.

4.1.1 Monatliche Mitteltemperaturen und Anomalien des LMM

In Abbildung 4.2 sind die Monatsmitteltemperaturen der regionalen Simulation und der Antriebsdaten als Gebietsmittel der Landpunkte Europas des LMM und der Normal-Periode dargestellt. Monate einer Jahreszeit werden in Abbildung 4.2 jeweils mit einheitlicher Temperaturskala dargestellt und der Temperaturbereich umfasst für alle Monate 18 K.

Die Anomalien des LMM, das heißt, die Differenzen zwischen den sortierten Temperaturen des LMM und der Normal-Periode, sind zur einfacheren Beurteilung in Abbildung 4.3 zusammengestellt. In die Abbildung 4.3 sind die mittleren Differenzen beider Datensätze eingefügt.

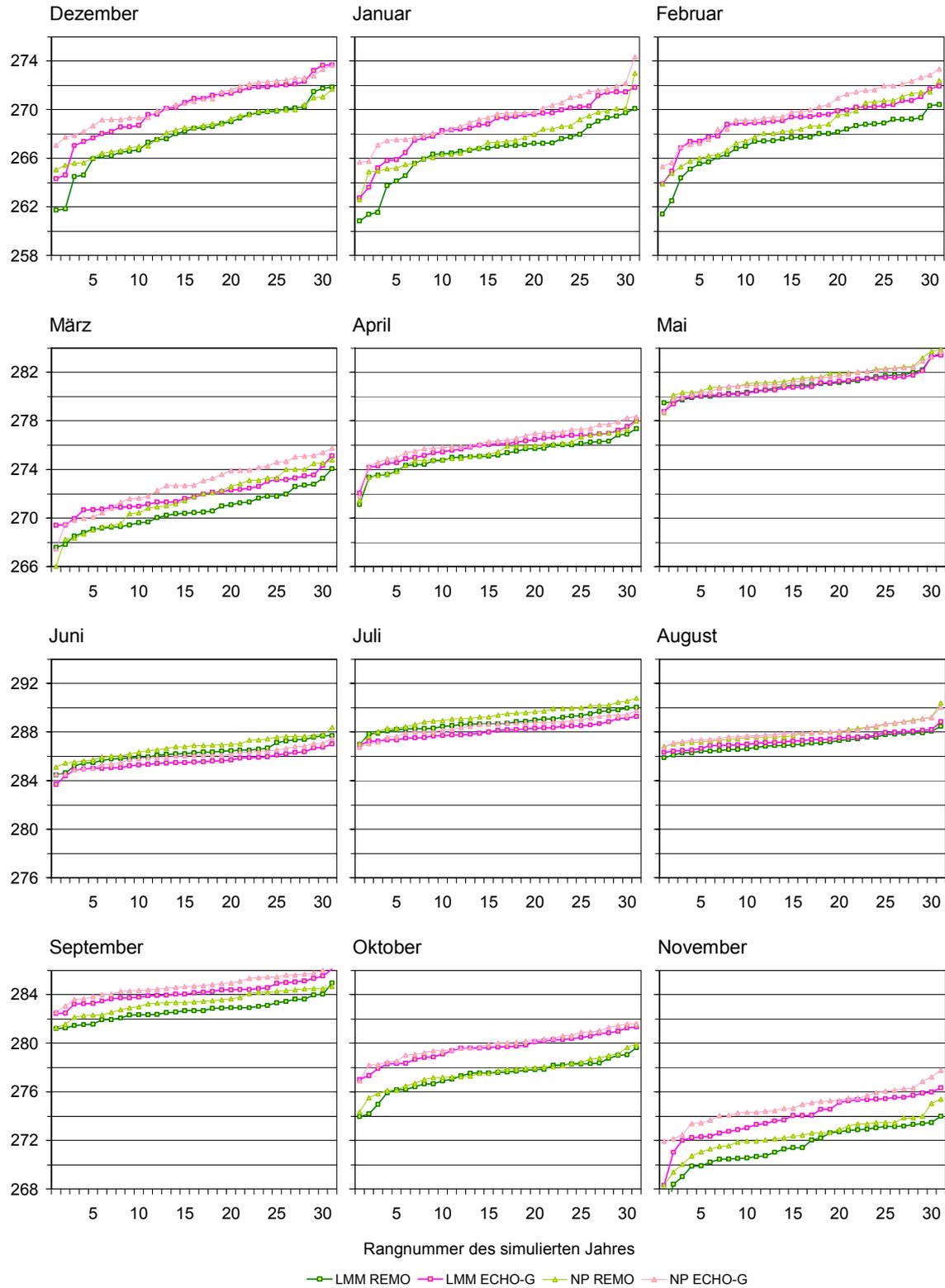


Abbildung 4.2: Sortierte Gebietsmitteltemperaturen (Europa Landpunkte) des LMM (1675-1705) und der Normal-Periode (1625-1655).

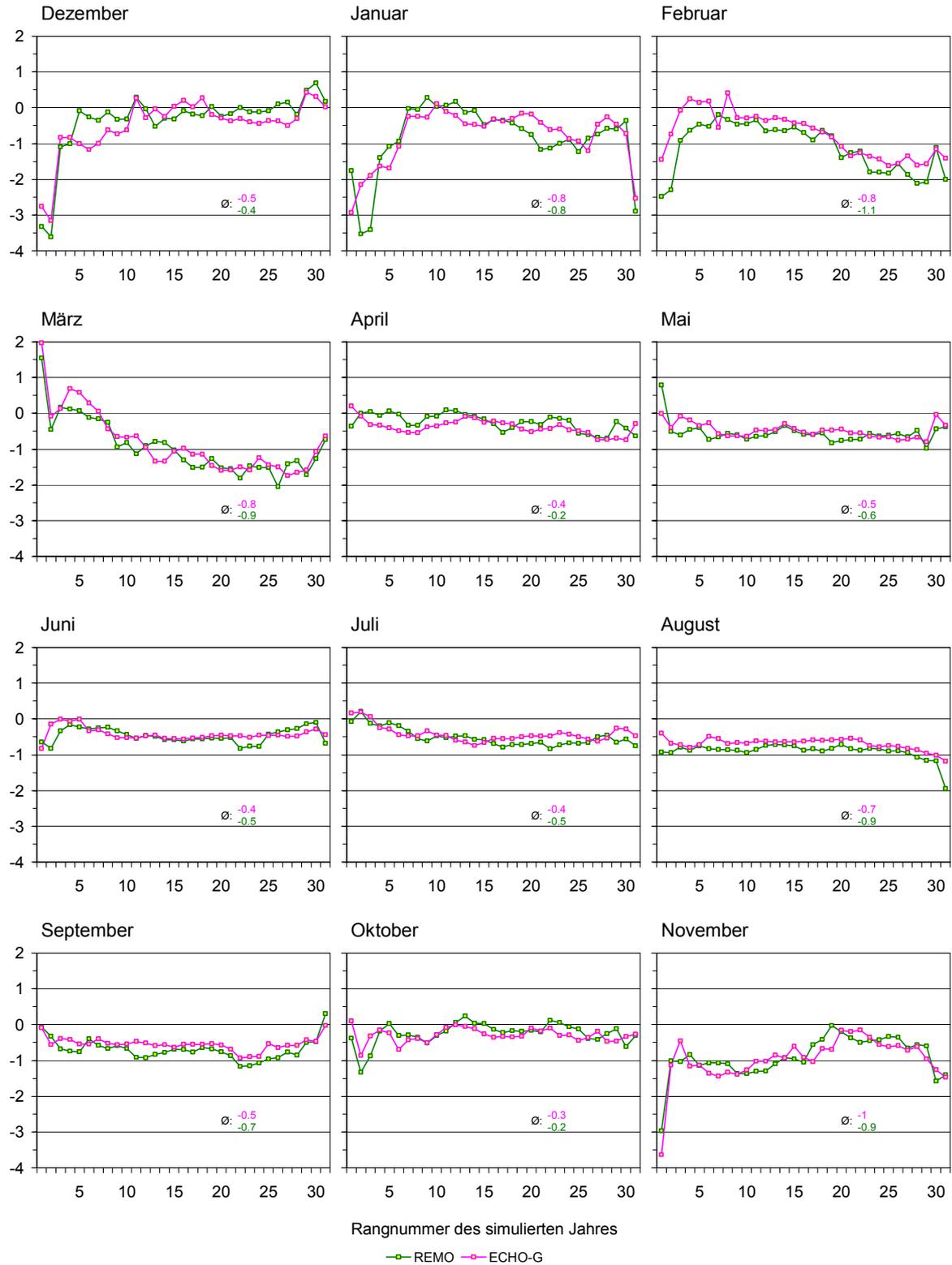


Abbildung 4.3: Differenzen der Gebietsmitteltemperaturen für Europa zwischen LMM (1675-1705) und der Normal-Periode (1625-1655).

Die Verläufe der Anomaliekurven der regionalen Simulation und der interpolierten ECHO-G Daten sind grundsätzlich sehr ähnlich, was durch die starke räumliche Mittelung zu

begründen ist. Die simulierten Monatsmittel und die Anomalien des LMM bezüglich der Normal-Periode werden im Folgenden jahreszeitenweise beschrieben:

Winter: Deutliches Charakteristikum des simulierten LMM beider Modelle sind die in allen drei Wintermonaten simulierten strengen Winter, die deutlich kälter als die strengen Winter der Normal-Periode simuliert wurden. Die strengen Wintermonate (Rangnummer 1-6) der REMO-Simulation weisen Anomalien im Mittel von -1.6 K für Dezember, -2.0 K für Januar und -1.2 K für Februar auf, die der ECHO-G-Simulation Anomalien von im Mittel -1.6 K, -1.9 K und -0.2 K. Die geringere Anomalie der strengen Winter (-0.2 K) im Februar resultiert daraus, dass nur die kältesten beiden Winter starke negative Anomalien aufweisen. Im Gesamt-Mittel wird der Februar auch mit ECHO-G im LMM kälter als in der Normal-Periode simuliert (Anomalie -0.8 K).

Die Abweichungen zwischen LMM und Normal-Periode sind dagegen bei höheren Rangzahlen (>10) in den drei Wintermonaten verschieden stark ausgeprägt: im Dezember mit -0.0 K bzw. -0.1 K sehr gering, im Januar deutlicher mit -0.6 K bzw. -0.5 K und im Februar mit -1.0 K bzw. -1.3 K sehr deutlich, bei einem Trend zu kühlerer Einschätzung sehr milder Winter. Insgesamt wurde der Dezember in der regionalen LMM-Simulation 0.4 K kälter als in der Normal-Periode simuliert, in Januar und Februar sogar 0.8 K und 1.1 K.

Die Temperaturen unterscheiden sich im Gebietsmittel in den Wintermonaten zwischen den Realisationen der beiden Modelle stärker als zwischen den Perioden. Die Temperaturen der REMO-Simulation liegen deutlich unter denen der ECHO-G-Simulation.

Frühling: Im März zeigen sich starke negative Anomalien nur in den höheren Rangzahlen (ab Rangnummer 8): es wurden im LMM in Bezug auf die Normal-Periode keine extrem kalten Monate simuliert, der kälteste März weist eine positive Anomalie von 2 K auf, aber die Monate warmer Ausprägung waren im simulierten LMM deutlich kühler als in der Normal-Periode. Insgesamt wurde der März mit einer ECHO-G-Anomalie von -0.8 K im Mittel genauso kalt wie die Monate Januar und Februar simuliert.

Im April sind die Abweichungen gering und gleichmäßig, die Anomalien betragen für REMO -0.2 K und -0.4 K für ECHO-G. Im Mai fallen die mittleren Abweichungen mit -0.5 K und -0.6 K etwas höher aus. Sie sind bis auf die Ausnahme des kältesten Mai, welcher mit einer positiven Anomalie simuliert wurde, gleichmäßig verteilt.

Die Temperaturdifferenzen zwischen den Modellen sind im März deutlich geringer als in den Wintermonaten und nehmen bis zum Mai auf einen Wert von unter 0.1 K ab.

Sommer: Von Juni bis August nehmen die mittleren REMO-Anomalien von -0.5 K in Juni und Juli auf -0.9 K im August ab, wobei die Variabilität mit einer Standardabweichung von 0.2 K gering ist.

Die Temperaturdifferenzen zwischen den Modellen sind in den Sommermonaten ähnlich gering wie in den Frühlingsmonaten.

Herbst: Im September sind die Temperaturen des mit REMO simulierten LMM im Mittel 0.7 K tiefer als in der Normal-Periode. Mit -0.2 K sind die mittleren Abweichungen im Oktober ähnlich gering, wie im April, während die mittleren Temperaturen im November mit -0.9 K Differenz im LMM deutlich tiefer sind. Die Abweichungen von der Normal-Periode betreffen vor allem die November mit kalter Ausprägung (Rangnummer kleiner als 15), deren Anomalie in der regionalen Simulation 1.2 K beträgt.

Die Temperaturdifferenzen zwischen den Modellen nehmen in den Herbstmonaten von September bis November zu und erreichen ähnliche Abweichungen wie in den Wintermonaten.

Die mittleren monatlichen Anomalien sind in Tabelle 4.1 noch einmal zusammengefasst: negative Abweichungen der Simulation über 0.5 K sind dunkelblau und Abweichungen zwischen -0 K und -0.5 K hellblau markiert.

Tabelle 4.1: Mittlere monatliche Anomalie der Gebietsmitteltemperaturen für Europa (LMM-NP).

Monat	Winter			Frühling			Sommer			Herbst		
	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ECHO-G	-0.5	-0.8	-0.8	-0.8	-0.4	-0.5	-0.4	-0.4	-0.7	-0.5	-0.3	-1.0
REMO	-0.4	-0.8	-1.1	-0.9	-0.2	-0.6	-0.5	-0.5	-0.9	-0.7	-0.2	-0.9

In den Monaten Januar bis März und Mai bis September sind die mittleren Anomalien des LMM der REMO-Simulation größer als die der Antriebsdaten.

In den Monaten Juni und Juli liegen die Gebietsmittelwerte der regionalen Simulation über denen des Globalmodells, in den Winter- und Herbst-Monaten und im März liegen die Temperaturen des Regionalmodells deutlich unter denen des ECHO-G und in den übrigen Monaten April, Mai und August sind die Unterschiede gering.

Zusammenfassung:

Alle Mittel der Monatsanomalien des LMM bezogen auf die Normal-Periode liegen bei beiden Modellen im negativen Bereich. Die Unterschiede zwischen den Modellen bei Betrachtung des Gebietsmittels von Europa sind gering. Nur in den Monaten Juni und Juli werden mit REMO höhere Temperaturen simuliert als mit ECHO-G, was sich durch den sommerlichen Modell-Bias erklären lässt (siehe Kapitel 3.1.4).

Dieser Betrachtung der monatlichen Mittelwerte werden Analysen auf saisonaler Ebene angeschlossen, da spätere Vergleiche mit historisch rekonstruierten Daten nur auf dieser Ebene möglich sein werden.

4.1.2 Saisonale Mitteltemperaturen und Anomalien des LMM

Um zunächst einen Überblick über die räumliche Temperaturverteilung vermitteln zu können, wurden die saisonalen Temperaturmittelwerte der jeweils 30 Simulationsjahre des LMM und der Normal-Periode des REMO und der interpolierten ECHO-G-Daten und ihre zeitliche Standardabweichung berechnet. In Abbildung 4.4 a) sind die Wintermittelwerte der Temperatur und in Abbildung 4.4 b) ihre zeitliche Standardabweichung dargestellt.

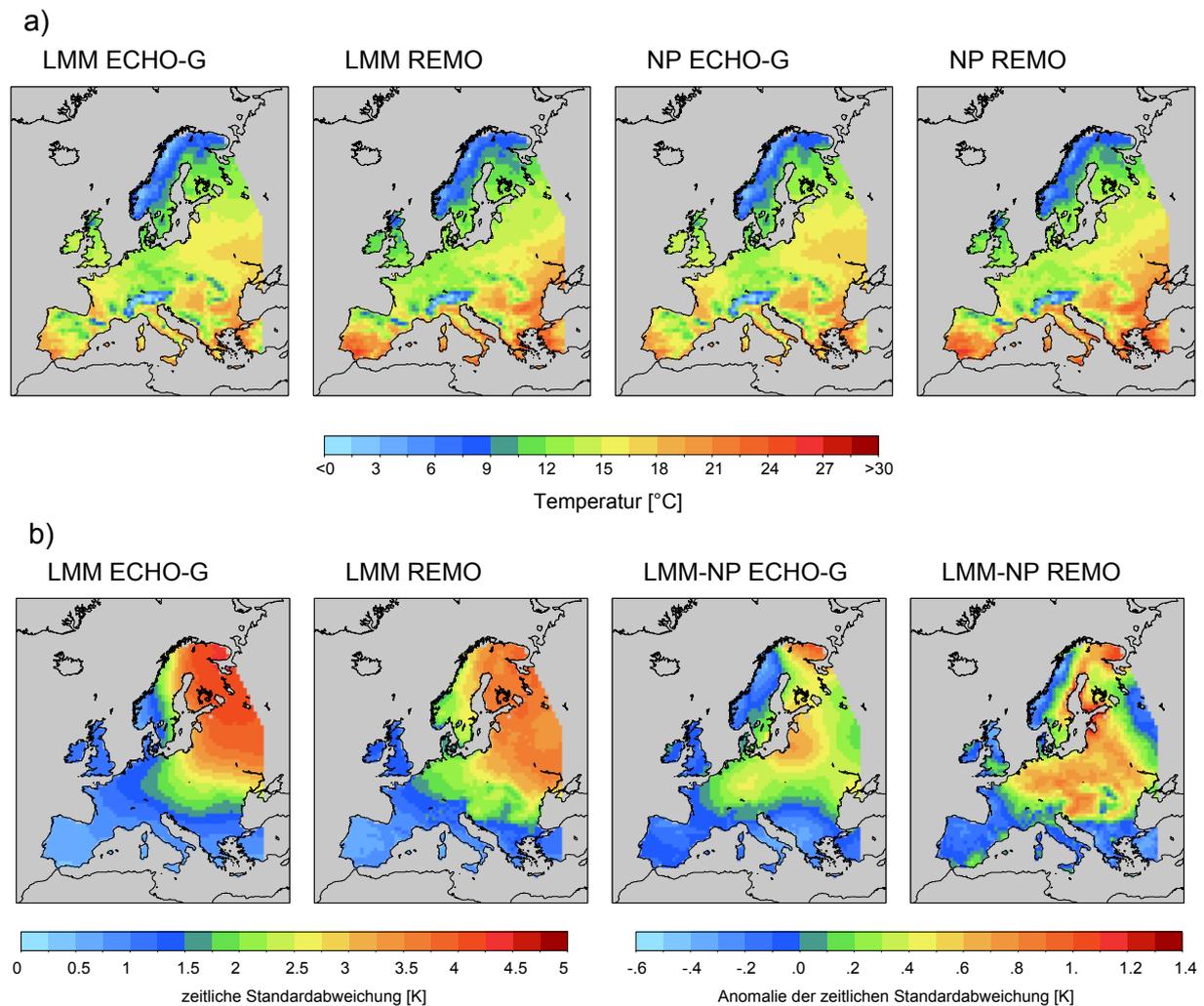


Abbildung 4.4: a) Wintermitteltemperaturen für das LMM und die Normal-Periode beider Modelle und b) zeitliche Standardabweichung im LMM und Differenz der Standardabweichungen LMM-NP der Wintermitteltemperaturen.

Die simulierten Winter-Temperaturen mit ECHO-G sind für beide Zeiträume als mit REMO simuliert (Abbildung 4.4 a).

Durch die Interpolation der ECHO-G-Daten auf das REMO-Gitter unter besonderer Beachtung des Einflusses der Orographie⁹ erreicht die räumliche Standardabweichung in allen vier Jahreszeiten die gleiche Größe wie die der REMO-Daten. Die räumliche Verteilung der zeitlichen Variabilität (Abbildung 4.4 b) weist jedoch auf der regionalen Skala deutlich homogenere Strukturen auf. Für beide Modelle ergibt sich im Winter für beide Perioden eine hohe Variabilität im Nordosten Europas und eine geringe Variabilität im Westen und Süden Europas (Abbildung 4.4 b links).

Im Nordosten Skandinaviens und Mittel- und Ost-Europa herrscht bei beiden Modellen im LMM im Winter eine höhere Variabilität als in der Normal-Periode. Die Zunahme der Variabilität im LMM ist in den REMO-Simulationen stärker als bei ECHO-G. Im Süden dagegen ist die zeitliche Variabilität im Winter im LMM geringer als in der Normal-Periode.

⁹ Details zur Interpolationsroutine siehe S. 61.

Im Mittel über das gesamte Untersuchungsgebiet ist die zeitliche Variabilität im LMM höher als in der Normal-Periode.

Mit REMO werden im Süden geringere Wintermitteltemperaturen simuliert als die interpolierten ECHO-G Daten. Und auch im skandinavischen Raum weisen die REMO-Winter-Mitteltemperaturen deutlich geringere Werte als die interpolierten ECHO-G Daten auf.

In Abbildung 4.5 folgt die Darstellung für die Sommermittelwerte.

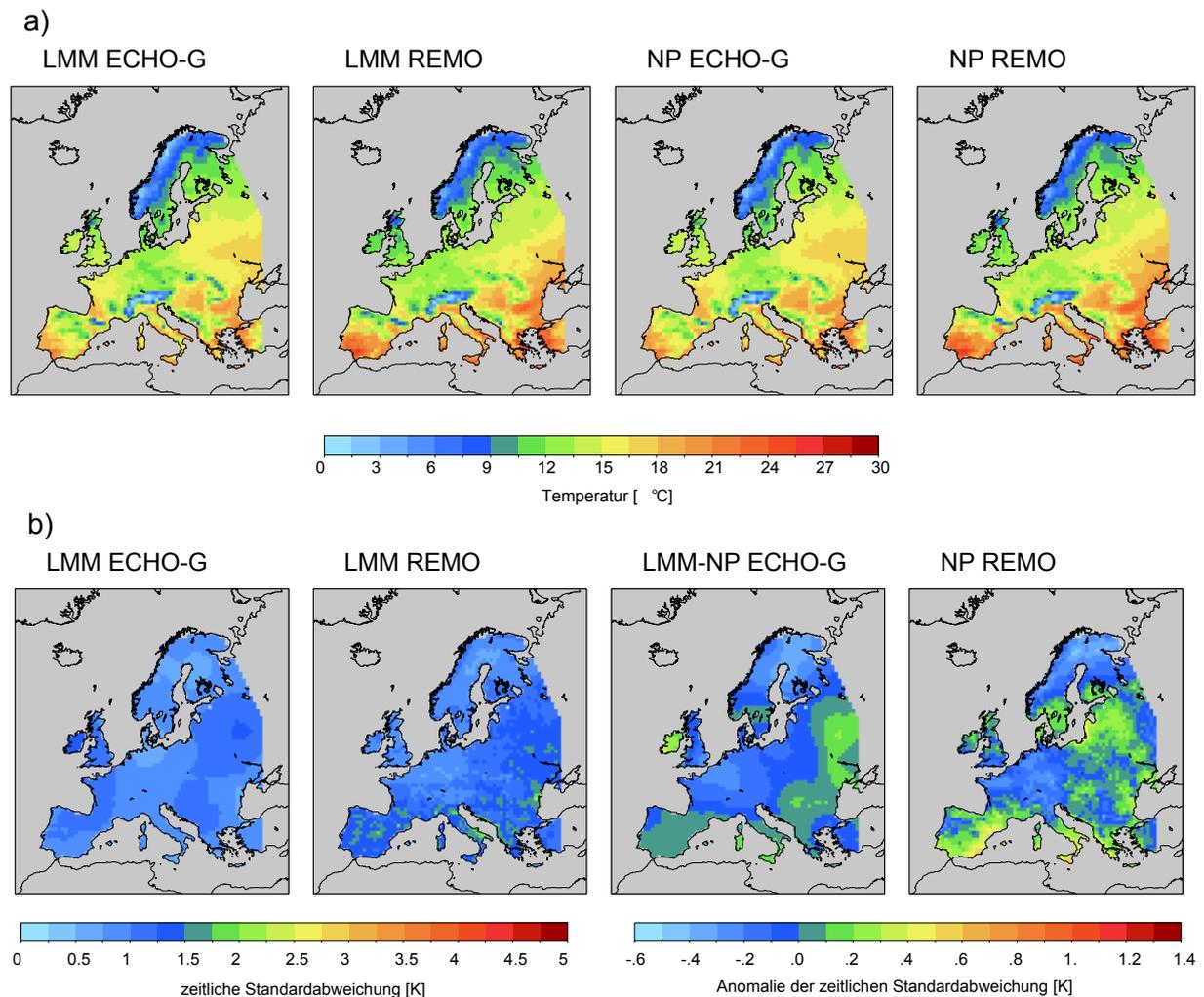


Abbildung 4.5: a) Sommermitteltemperatur und b) deren zeitliche Standard-abweichung im LMM und Differenz der Standardabweichungen LMM-NP der Sommermitteltemperaturen analog zu Abbildung 4.4.

Im Sommer werden, im Gegensatz zu den Wintertemperaturen, mit REMO im Süden höhere Temperaturen als mit ECHO-G simuliert. Während der Jahresgang für das Gesamtgebiet um 2.5 K stärker ist als in den Antriebsdaten von ECHO-G, ist er im Süden und in Südost-Europa sogar um 4.5 K intensiviert.

Die räumliche Standardabweichung ist für beide Modelle und Perioden gleich, die zeitliche Standardabweichung der mit REMO simulierten Daten ist jedoch auf regionaler Skala deutlich inhomogener als die der ECHO-G-Simulation. Es gibt in der räumlichen Verteilung

der zeitlichen Standardabweichung keinen Nordost-Südwest Gradienten wie im Winter (Abbildung 4.4 b): Im Nordosten Europas ist die Variabilität im Sommer deutlich geringer als im Winter.

Die über das Untersuchungsgebiet gemittelte zeitliche Standardabweichung der ECHO-G-Daten ist im Sommer in der Normal-Periode höher als im LMM, die der REMO-Daten ist in beiden Perioden gleich. Allerdings zeigen sich für die REMO-Simulationen in Nord-Skandinavien eine Variabilitätsabnahme im LMM und auf der Iberischen Halbinsel und in Teilen Osteuropa eine Variabilitätszunahme.

Im Norden und Nordosten ist der Jahrgang der Temperatur für beide Modelle im LMM geringfügig stärker als in der Normal-Periode. Im Süden ist er jedoch etwas schwächer.

In den Abbildung 4.6 und Abbildung 4.7 sind die saisonalen Anomalien des LMM bezüglich der Normal-Periode der interpolierten ECHO-G-Daten und der REMO-Daten dargestellt.

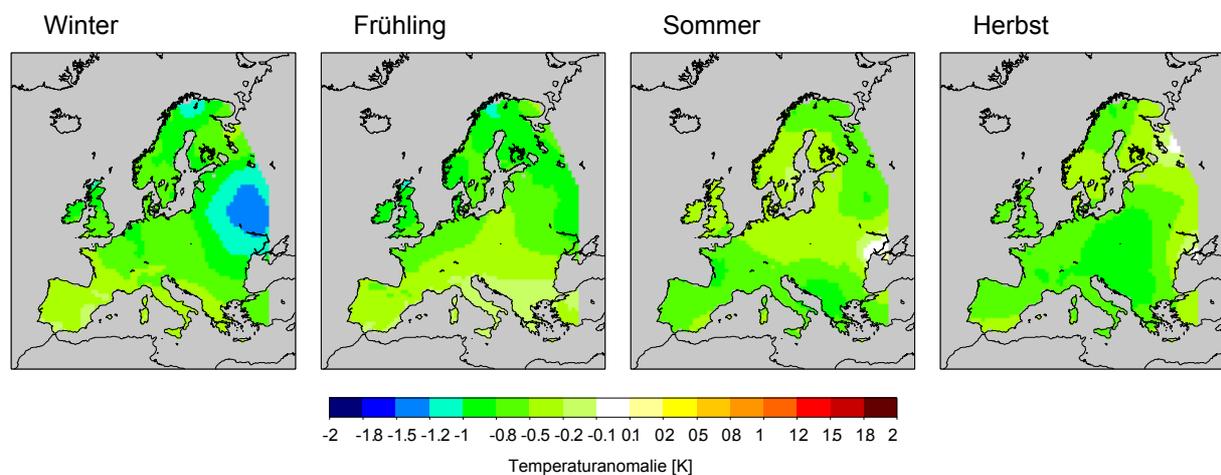


Abbildung 4.6: Saisonale Anomalie des LMM bezogen auf die Normal-Periode (1625-1655) der interpolierten ECHO-G Daten.

Dabei zeigt sich zunächst, dass für das gesamte Untersuchungsgebiet zu jeder Jahreszeit, bis auf äußerst geringe Ausnahmen negative Temperaturanomalien des LMM vorliegen.

Folgende Details sind erkennbar:

- Im Winter werden für den gesamten betrachteten Bereich negative Anomalien simuliert. Es treten zwei lokale Minima mit Anomaliewerten von -1.4 K für Osteuropa und -1.2 K für Nord-Skandinavien auf. Für die Iberische Halbinsel werden die geringsten Anomalien simuliert.
- Im Frühling werden ebenfalls ausschließlich negative Anomalien für das LMM simuliert. Es herrscht im Mittel ein Nord-Süd-Gradient vor: in Nord-Skandinavien liegt die maximale negative Anomalie bei -1.0 K. Im Süden erreichen die negativen Anomalien -0.1 K (Griechenland).
- Im Sommer gibt es keine ausgeprägten negativen Anomalien. Die stärksten negativen Anomalien werden mit -0.8 K in Griechenland erreicht. Insgesamt weisen Südwest- und Nordost-Europa die stärkeren Anomalien gegenüber dem Bereich von den Britischen Inseln zum Schwarzen Meer einschließlich Süd-Skandiaviens auf. Im Bereich nördlich des Schwarzen Meeres gibt es einzelne Gitterpunkte, die positive Anomalien aufweisen.

- Im Herbst sind die Anomalien im östlichen Bereich, im Süden der Iberischen Halbinsel und Süd-Skandinavien schwächer ausgeprägt als im übrigen Bereich. Die Anomalien erreichen im östlichen Mitteleuropa Werte von -0.9 K.

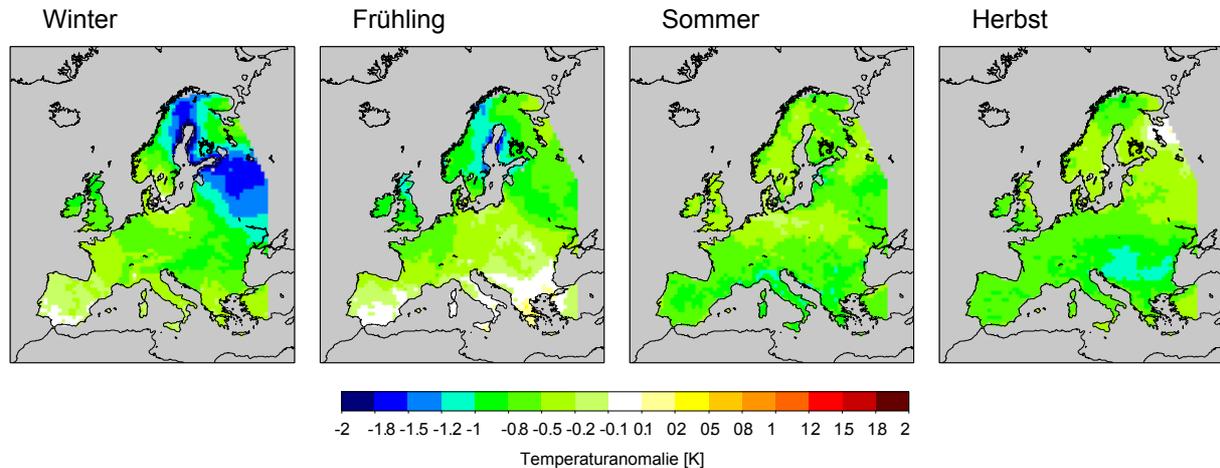


Abbildung 4.7: Saisonale Anomalie des LMM bezüglich der Normal-Periode (1625-1655) der REMO-Simulation.

Erwartungsgemäß sind die Grundstrukturen der Anomalie-Muster der ECHO-G-Simulation bei den Anomalien der REMO-Simulation wieder zu finden, allerdings sind die Anomalien räumlich inhomogener und in ihrer Ausprägung verschieden von denen der ECHO-G Simulation:

- Im Winter existieren auch in der Realisation des REMO zwei Maxima der negativen Anomalie, welche mit Werten von -1.7 K stärker ausgeprägt sind als die der ECHO-G Simulation. Das Minimum in Nord-Skandinavien weist eine deutlich größere räumliche Ausdehnung auf.
- Der Nord-Süd-Gradient der Frühlingsanomalie der ECHO-G-Simulation ist auch bei der REMO-Simulation vorhanden, er ist etwas stärker ausgeprägt. In Süd-Europa sind die negativen Anomalien weniger stark ausgeprägt und stehen im Wechsel mit positive Anomalien.
- Im Sommer werden nur negative Anomalien simuliert, im Bereich der Griechischen Halbinsel werden mit Hilfe des REMO negative Anomalien von lokal bis zu -1.1 K simuliert. Das Minimum der Anomalien liegt in den Alpen mit -1.2 K.
- Im Herbst weisen die Realisationen beider Modelle ebenfalls sehr ähnliche Muster auf, wobei die Amplituden der REMO-Anomalien mit bis zu -1.2 K im Bereich zwischen Adria und Schwarzem Meer stärker sind. In Ost-Europa und Süd-Skandinavien werden geringere Anomalien simuliert als für das restliche Europa.

Nachdem die räumliche Verteilung der Anomalien dargestellt wurde, wird die zeitliche Variabilität näher untersucht. Da bei der Mittelung über das gesamte Untersuchungsgebiet Details, die den Vorteil der regionalen Simulation ausmachen, verloren gehen, wurden vier kleinere Gebiete ausgewählt, um spezielle Merkmale der verschiedenen Simulationen verdeutlichen zu können: die Benelux-Staaten, die Iberische Halbinsel, Südost-Europa und Skandinavien. In Abbildung 4.8 sind die verwendeten Gebiete dargestellt.

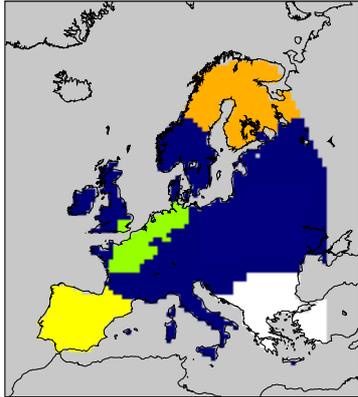


Abbildung 4.8: Gebiete, für welche Gebietsmittel untersucht werden: Iberische Halbinsel (gelb), erweiterte Benelux-Staaten (grün), Skandinavien (orange) und Südost-Europa (weiß).

In Abbildung 4.9 sind zunächst die saisonalen Mitteltemperaturen dieser Gebiete dargestellt. Der Temperaturbereich ist für Europa, die Benelux-Staaten, Südost-Europa und die Iberische Halbinsel gleich, Skandinavien weist deutlich niedrigere Temperaturen auf, so dass für dieses Gebiet ein anderer Skalenbereich gewählt wurde.

Die real simulierten Temperaturen sind im Hinblick darauf, dass die absoluten Modellergebnisse ebenfalls zu bewerten sind, von Interesse. Zur Einordnung des LMM sind jedoch die Anomalien, die für das LMM berechnet werden, von größerer Bedeutung, weil hier der Modellbias weitgehend eliminiert ist.

Wie bei den monatlichen Simulationsergebnissen der Gebietsmittel Europas (Abbildung 4.2 und Abbildung 4.3) werden zusätzlich zu den Mitteltemperaturen die Anomalien des LMM als Differenzen der sortierten saisonalen Mitteltemperaturen des LMM und der Normal-Periode für die fünf Gebiete in Abbildung 4.10 zusammengestellt.

Im Folgenden werden die saisonalen Mittel der ausgewählten Gebiete beschrieben:

Winter

Für alle Gebiete unterscheiden sich die Mitteltemperaturen (Abbildung 4.9) zwischen den Realisationen der beiden Modelle stärker als zwischen LMM und Normal-Periode. Die Temperaturen der REMO-Simulation liegen für alle Gebiete unter denen der ECHO-G-Simulation.

Für Gesamt-Europa unterscheiden sich die Anomalien (Abbildung 4.10) des LMM bezogen auf die Normal-Periode von REMO und ECHO-G weder in ihrem Mittelwert (-0.7 K) noch in ihrer Standardabweichung und auch der Kurvenverlauf ist sehr ähnlich. Für die Benelux-Staaten zeigt die REMO-Simulation für die strengen Winter eine Anomalie von -1.2 K, die um 0.3 K stärker als die des ECHO-G ist. Insgesamt beträgt die REMO-Anomalie für dieses Gebiet -0.5 K. In Südost-Europa beträgt die Anomalie ebenfalls -0.5 K, jedoch werden im Wesentlichen die Winter milder Ausprägung kälter als in der Normal-Periode simuliert.

Die mittlere Anomalie der Iberischen Halbinsel ist mit -0.2 K schwach ausgeprägt, die Standardabweichung ist mit 0.2 K gering.

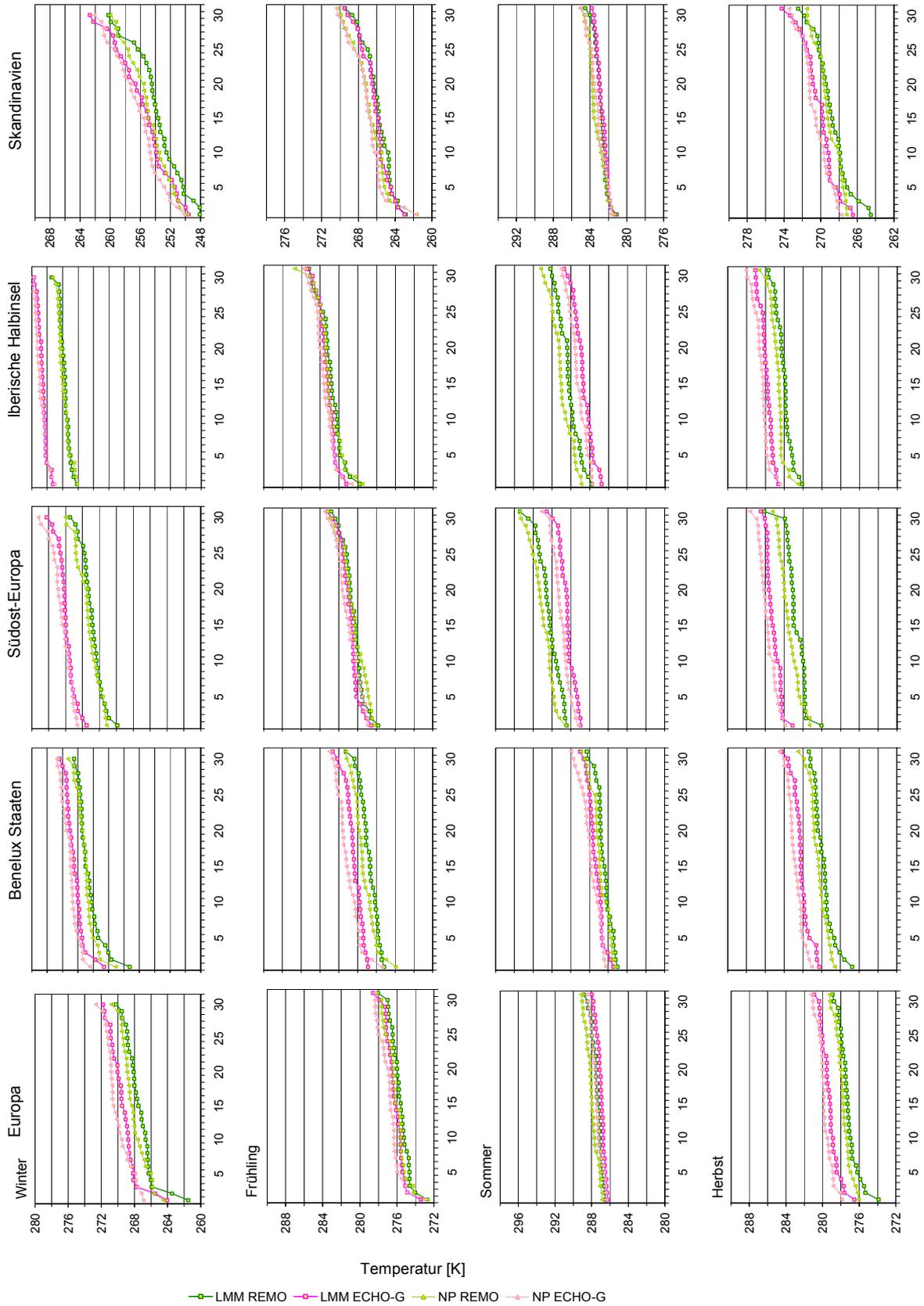


Abbildung 4.9: Sortierte saisonale Mitteltemperaturen für das LMM und die Normal-Periode für die Gebiete Europa, Benelux-Staaten, Südost-Europa, Iberische Halbinsel und Skandinavien.

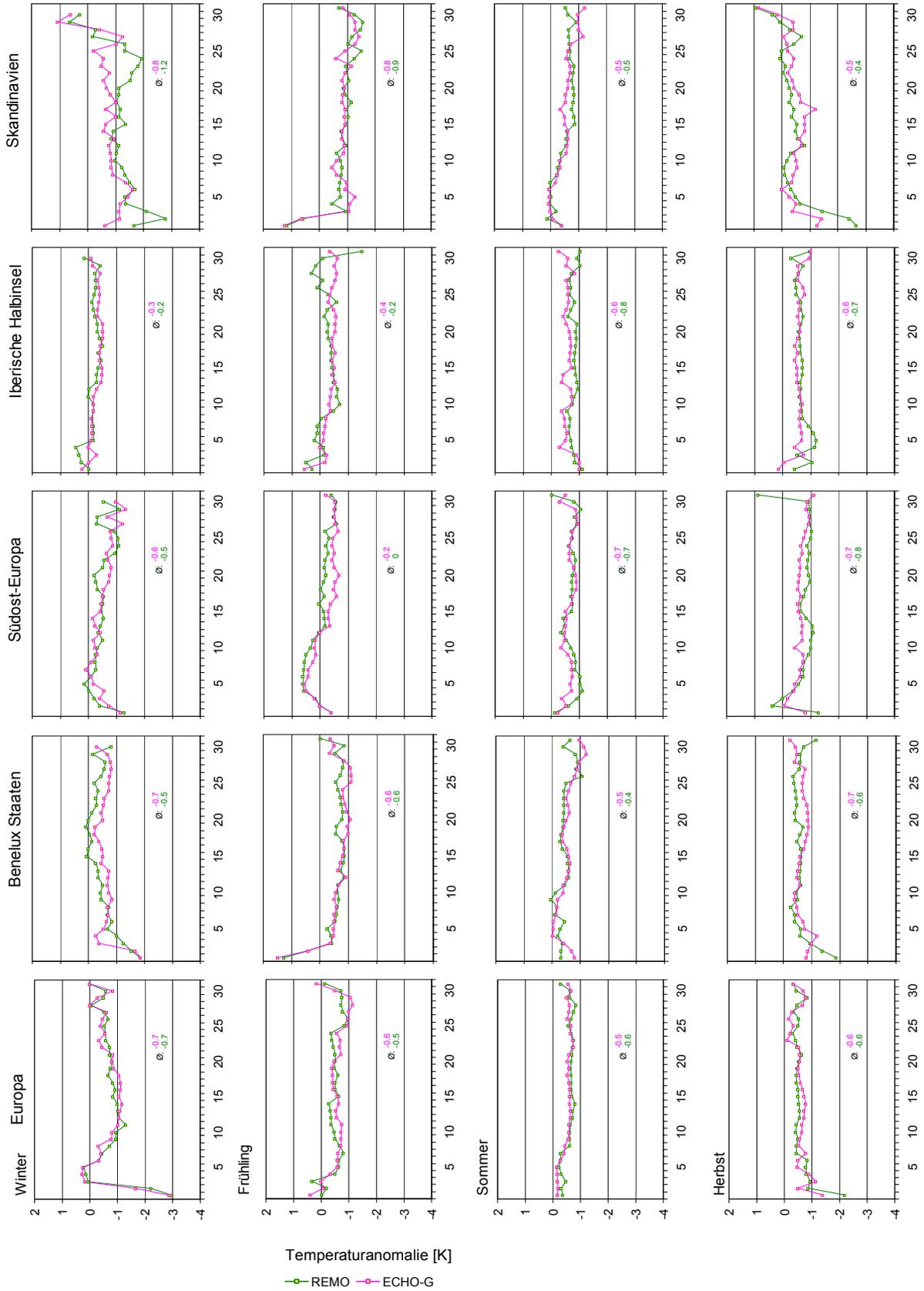


Abbildung 4.10: Saisonale Temperaturanomalien des LMM bezüglich der Normal-Periode beider Modelle für die Gebiete Europa, Benelux-Staaten, Südost-Europa, Iberische Halbinsel und Skandinavien.

Die deutlichsten Unterschiede zwischen den Realisationen der beiden Modelle zeigen sich für Skandinavien: die mittleren Anomalien betragen -1.2 K (REMO) und -0.8 K (ECHO-G). Hauptunterschiede treten bei der Simulation der strengen Winter (Rangnummer 1-6) mit Anomalien von -1.8 K und -1.2 K und den Wintern milder Ausprägung (Rangnummern 19-24) mit Anomalien von -1.5 K und -0.7 K auf.

Frühling

Im Bereich der Britischen Inseln und Westfrankreichs liegen die REMO-Mitteltemperaturen (Abbildung 4.9) unter denen des ECHO-G. Nur für das Mittel der Benelux-Staaten weichen die Temperaturen der REMO-Simulation stärker von denen der ECHO-G-Simulation ab, als die Temperaturen des LMM von denen der Normal-Periode.

Für Gesamt-Europa und die Benelux-Staaten unterscheiden sich die Anomalie-Kurven (Abbildung 4.10) nur geringfügig, sie weisen einen Mittelwert von -0.5 K und -0.6 K bzw. -0.6 K und -0.6 K auf. Für Südost-Europa werden die kalten und kühlen Frühlinge (Rangnummern 1-12) mit positiven Anomalien von 0.3 K (REMO) und 0.2 K (ECHO-G) als im LMM wärmer als während der Normal-Periode eingeschätzt. Die sehr warmen Frühlinge werden für beide Realisationen mit -0.5 K Anomalie simuliert. Die Iberische Halbinsel weist mittlere Anomalien von -0.2 K und -0.4 K auf, die Variabilität ist mit -0.4 K Standardabweichung beim REMO größer als beim ECHO-G mit -0.2 K . In Skandinavien sind die Unterschiede zwischen den Modellrealisationen gering, die mittleren Anomalien betragen -0.9 K und -0.8 K . Die beiden kältesten Winter werden als 0.9 K und 0.8 K wärmer als in der Normal-Periode simuliert.

Sommer

Im Sommer werden mit Hilfe von REMO für Gesamt-Europa, Südost-Europa, die Iberische Halbinsel und Skandinavien höhere Mitteltemperaturen (Abbildung 4.9) als mit dem ECHO-G simuliert. Für die Britischen Inseln und Westfrankreich sind die REMO-Mitteltemperaturen niedriger als die des ECHO-G (nicht dargestellt). Für Südost-Europa und die Iberische Halbinsel sind die Differenzen zwischen den Realisationen der beiden Modelle größer als die Differenzen zwischen den beiden Perioden.

Im Sommer sind die Unterschiede zwischen den Anomalien (Abbildung 4.10) der beiden Realisationen für alle betrachteten Gebiete gering und die Variabilität ist geringer als in Winter und Frühling.

Im Europa-Mittel werden die kalten Sommer mit Anomalien von -0.3 und -0.2 K simuliert und Sommer mit höheren Rangnummern (10-30) mit Anomalien von -0.7 K und -0.6 K .

In Skandinavien ergibt sich für die kalten Sommer (Rangnummer 1-6) eine Anomalie von -0.1 K , während die normalen bis heißen Sommer (Rangnummer 13-30) mit einer Anomalie von -0.7 K als deutlich kälter klassifiziert werden müssen.

Herbst

Im Herbst sind die mit Hilfe von REMO simulierten Gebietsmitteltemperaturen (Abbildung 4.9) für alle Gebiete tiefer als die Mitteltemperaturen des ECHO-G.

Im Europa-Mittel werden die kalten Herbstes mit -1.0 K und -0.8 K im Gegensatz zu den Gesamtmitteln von -0.6 K simuliert (Abbildung 4.10). Für die Benelux-Staaten und Skandinavien weisen die Herbstes strenger Ausprägung ebenfalls stärkere negative

Anomalien als die mittleren Anomalien auf. In Südost-Europa sind die kalten Herbste weniger streng ausgeprägt und auf der Iberischen Halbinsel unterscheiden sie die Einschätzung der kalten Herbste zwischen den beiden Realisationen: bei der REMO-Simulation werden der kalten Herbste 0.2 K kälter und bei der ECHO-G-Simulation 0.2 K wärmer simuliert.

In Tabelle 4.2 sind die mittleren saisonalen Anomalien beider Modelle für die fünf Gebiete zusammengefasst, Anomalien kleiner als -0.5 K sind dunkelblau, Anomalien zwischen 0 K und -0.5 K hellblau markiert.

Tabelle 4.2: Mittlere saisonale Anomalien des LMM bezogen auf die Normal-Periode der verschiedenen Gebiete und deren zeitliche Standardabweichung.

	Iberische Halbinsel		Benelux-Staaten		Südost-Europa		Europa		Skandinavien	
	ECHO-G	REMO	ECHO-G	REMO	ECHO-G	REMO	ECHO-G	REMO	ECHO-G	REMO
Winter	-0.3±0.2	-0.2±0.2	-0.7±0.4	-0.5±0.5	-0.6±0.4	-0.5±0.3	-0.7±0.6	-0.7±0.6	-0.8±0.5	-1.2±0.7
Frühling	-0.4±0.2	-0.2±0.4	-0.6±0.5	-0.6±0.4	-0.2±0.4	-0.0±0.4	-0.6±0.3	-0.5±0.3	-0.8±0.5	-0.9±0.5
Sommer	-0.6±0.2	-0.8±0.1	-0.5±0.3	-0.4±0.2	-0.7±0.2	-0.7±0.2	-0.5±0.2	-0.6±0.2	-0.5±0.3	-0.5±0.3
Herbst	-0.6±0.2	-0.7±0.2	-0.7±0.2	-0.6±0.3	-0.7±0.2	-0.8±0.4	-0.6±0.3	-0.6±0.3	-0.5±0.4	-0.4±0.7

Auch in diesen Mittelwerten spiegeln sich die bisher getroffenen Aussagen wider: Alle bestimmten Anomalien sind negativer Natur. Die Anomalien weichen nur für den Skandinavischen Raum um mehr als 0.2 K voneinander ab. Die zeitliche Variabilität ist in Mittel- und Nord-Europa in Winter und Frühling höher als in Sommer und Herbst bzw. für südliche Bereiche gleich hoch.

Zusammenfassung:

Es lässt sich feststellen, dass die großräumigen Strukturen erwartungsgemäß zwischen den Modellen übereinstimmen. Die größten Unterschiede ergeben sich im Winter für den skandinavischen Raum und Ost-Europa: Sowohl hinsichtlich der Lage der maximalen negativen Anomalien als auch bezüglich deren Intensität.

Nur die Sommermitteltemperaturen von REMO im Süden Europas liegen deutlich über denen von ECHO-G, was durch den Modellbias von REMO zu erklären ist. Ansonsten werden mit ECHO-G höhere Temperaturen simuliert.

Nachdem nun die Unterschiede zwischen den Antriebsdaten und der regionalen Simulation beschrieben worden sind, geht es im folgenden Kapitel um den Vergleich der Temperaturdaten der regionalen Simulation mit den historisch rekonstruierten Daten.

4.2 Vergleich zwischen simulierten und rekonstruierten Temperaturanomalien

4.2.1 Vergleich mit den Rekonstruktionen nach Luterbacher et al.

Da das Gebietsmittel der Antriebsdaten (ECHO-G) über Europa der vorindustriellen Zeit im Jahresmittel um -3 K vom Gebietsmittel der rekonstruierten Daten dieses Zeitraumes abweicht, ist nicht zu erwarten, dass reale Temperaturen vom Regionalmodell reproduziert werden können (siehe auch Kapitel 2.3). Deshalb liegt das Hauptaugenmerk auf dem Vergleich der simulierten Anomalien mit den rekonstruierten Anomalien, wengleich auch

absolute Temperaturkurven dargestellt werden, um die Übereinstimmung der Simulation mit den rekonstruierten Daten einordnen zu können.

In Abbildung 4.11 ist zunächst die saisonale Anomalie des späten Maunder-Minimums bezüglich der „vorindustriellen Zeit ohne LMM“, welche die Zeiträume 1550-1674 und 1706-1800 umfasst, der Luterbacher-Daten dargestellt.¹⁰

Ein Bezug zur Normal-Periode 1625-1655, wie bei den Modelldaten, ist nicht sinnvoll, da die Daten für den gesamten vorindustriellen Zeitraum vorliegen und zusätzlich die Qualität der Daten von 1625 bis 1655 deutlich geringer ist als in der Zeit des LMM und der folgenden Zeit, was zusätzliche Fehlerquellen einbringen würde.

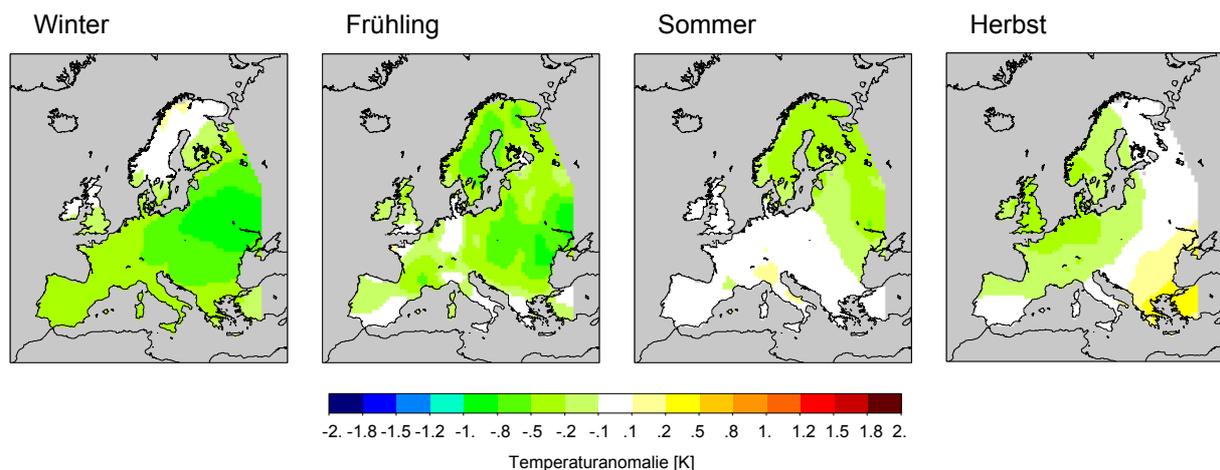


Abbildung 4.11: Mittlere Anomalie der saisonalen Mitteltemperatur des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit ohne LMM nach Luterbacher.

Weite Teile Europas weisen im Winter negative Anomalien auf. Das Maximum liegt bei -0.9 K (siehe auch Kapitel 2.2). Pfister (1999) und Manley (1974) geben für den Winter in der Schweiz bzw. Zentral-England stärkere negative Anomalien an. Der Betrag der Anomalie Skandinaviens liegt im Winter unterhalb von 0.1 K . Es handelt sich hierbei jedoch um ein Gebiet mit negativen RE-Werten, so dass die Glaubwürdigkeit dieser Daten sehr begrenzt ist! In den übrigen Jahreszeiten sind die Anomalien schwächer als im Winter ausgeprägt. Die von Racz (1994) beschriebene starke positive Sommer-Anomalie für Ungarn und die von Manley (1974) angegebene negative Sommer-Anomalie sind in der Rekonstruktion nach Luterbacher nicht erfasst. Im Herbst sind in Südost-Europa positive Anomalien zu verzeichnen. Nach Manley (1974) ist die negative Anomalie in Zentral-England noch etwas stärker ausgeprägt.

Zum Vergleich der Gebiete mit signifikanten Anomalien im LMM zwischen Luterbacher-Rekonstruktion und REMO-Simulation werden in Abbildung 4.12 die Anomalien der Gebiete dargestellt, deren Zeitreihe der saisonalen Mitteltemperatur sich im LMM mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 10 % signifikant von der Zeitreihe der vorindustriellen Periode ohne LMM unterscheiden. Es wurde dafür ein Signifikanztest (t-Test), der Mittelwerte auf signifikante Abweichungen von einer Konstante bei vorgegebenem Signifikanzniveau testet, durchgeführt. Voraussetzung für die Anwendung dieses Tests ist, dass für die zu testende Größe keine serielle Korrelation vorliegt (von Storch und Zwiers, 1999). Mit einem Test der

¹⁰ Die Mitteltemperaturen des LMM nach Luterbacher wurden bereits in Abbildung 2.11 dargestellt.

Autokorrelation konnte bestätigt werden, dass die saisonalen Temperaturen von denen der Vorjahre unabhängig sind.

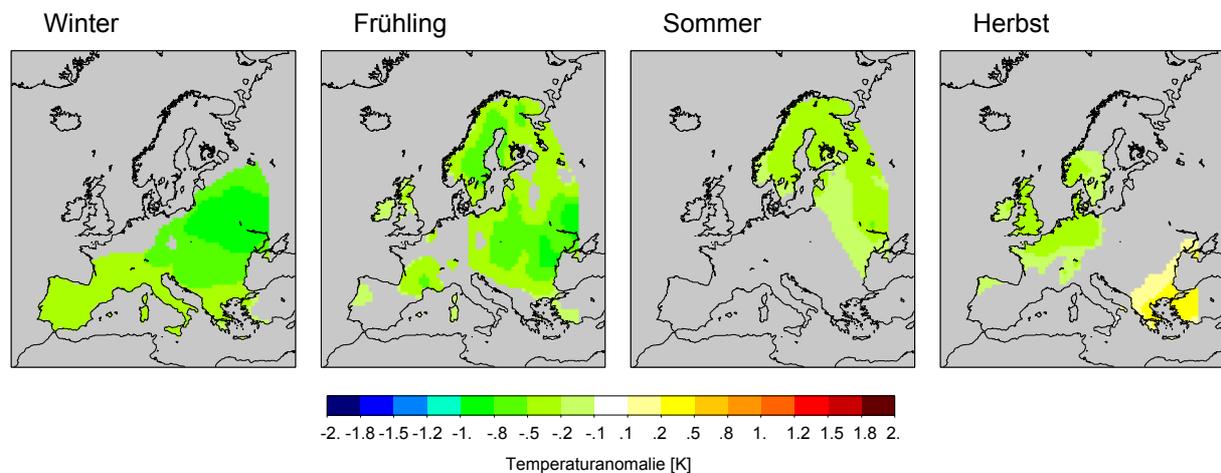


Abbildung 4.12: Temperaturanomalien aus Abbildung 4.11 mit einem Signifikanzlevel von 90 %.

Folgende Aussagen können getroffen werden (alle Aussagen gelten auch hier vorbehaltlich der Irrtumswahrscheinlichkeit von 10 %):

- Die Winteranomalien sind für die Bereiche Skandinavien, Britische Inseln und Benelux-Staaten nicht signifikant. Bereiche mit dem größten Vertrauensbereich (Abbildung 2.15: Nord-europäische Tiefebene) liegen außerhalb des signifikanten Bereiches.
- Die Frühlingsanomalien sind für Teile West- und Süd-Europas nicht signifikant.
- Die Sommeranomalien sind für den gesamten Bereich von West-, Mittel- und Süd-Europa nicht signifikant. Die Gebiete mit signifikanten Sommeranomalien liegen in Bereichen mit geringen RE-Werten (siehe Kapitel 2.2).
- Die Herbstanomalien sind nur in den Bereichen Britische Inseln, Süd-Skandinavien, Nord-europäische Tiefebene und Südost-Europa signifikant.

Nachdem bis hier noch einmal die Temperatur-Rekonstruktionen nach Luterbacher genauer untersucht wurden, folgen nun die Ergebnisse der regionalen Simulation und der Vergleich mit der Rekonstruktion.

In Abbildung 4.13 sind die saisonalen Anomalien des LMM bezüglich der Normal-Periode der REMO-Simulation dargestellt. Im Unterschied zu den in Abbildung 4.7 dargestellten Anomalien, die auf der Grundlage der 0:00 Uhr- und 12:00 Uhr-Temperaturen berechnet wurden, gehen jetzt alle Daten (00:00 Uhr, 06:00 Uhr, 12:00 Uhr und 18:00 Uhr) ein. Die Differenz beträgt maximal 0.1 K, im Mittel liegt sie jedoch unter 0.002 K.

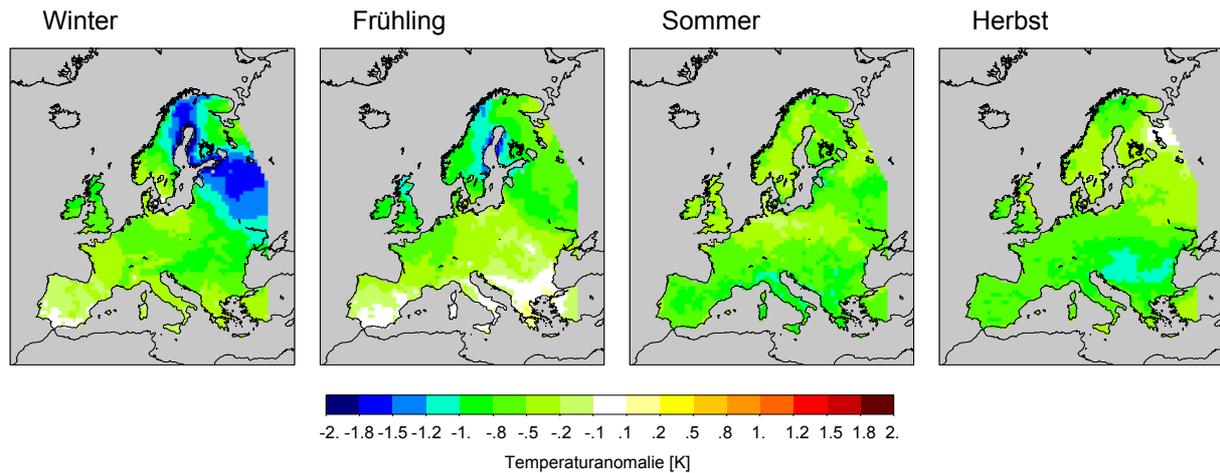


Abbildung 4.13: Mittlere simulierte REMO-Anomalie der saisonalen Mitteltemperatur des LMM bezüglich der Normal-Periode

Da die Unterschiede zu Abbildung 4.7 gering sind, werden die Details der Temperaturanomalien nicht noch einmal aufgeführt.

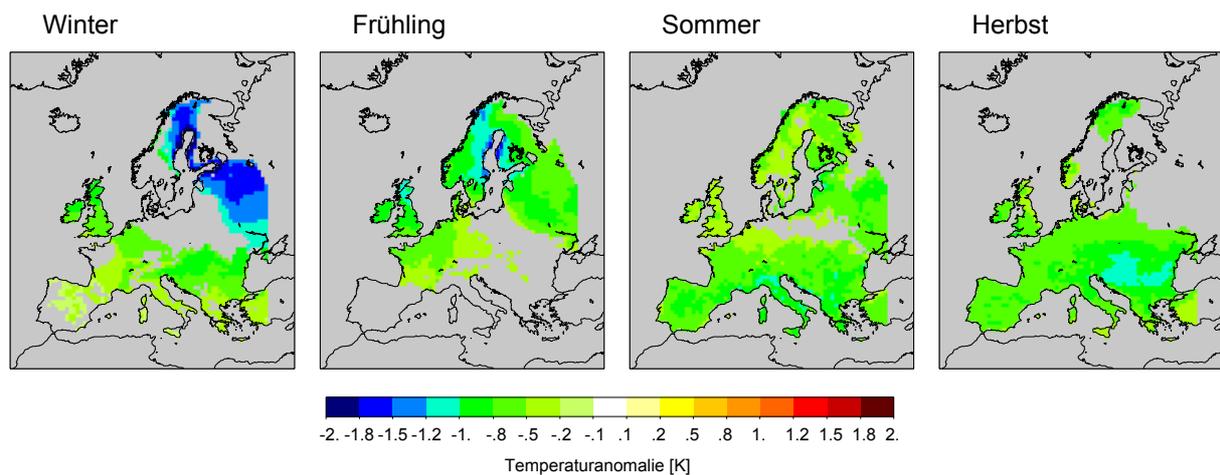


Abbildung 4.14: Mittlere REMO-Anomalie der saisonalen Mitteltemperatur des LMM bezüglich der Normal-Periode unter Beachtung des Signifikanzniveaus von 90 %.

Alle Aussagen gelten auch hier vorbehaltlich der Irrtumswahrscheinlichkeit von 10 %.

Die räumliche Verteilung der Gebiete mit signifikanten Anomalien unterscheidet sich deutlich von der der Luterbacher Rekonstruktion:

- Im Winter weisen Teile Mittel-Europas nicht signifikante Anomalien auf, für Süd- und West-Europa gibt es kein geschlossenes Gebiet mit signifikanten Anomalien. Ost-Europa und die „REMO-signifikanten“ Gebiete Süd- und West-Europas sind für beide Datensätze signifikant.
- Im Frühling sind die Anomalien der Iberischen Halbinsel, Süd-Europas und Teilen Mittel-Europas nicht signifikant. Skandinavien und Ost-Europa sind für beide Datensätze signifikant

- Im Sommer sind nur wenige Anomalien in Mittel-Europa, einzelne in Skandinavien und Ost-Europa nicht signifikant. Die signifikanten Bereiche Skandinaviens und Ost-Europas sind für beide Datensätze signifikant.
- Im Herbst sind die Anomalien Süd-Skandinaviens und Ost-Europas nicht signifikant. Die Anomalien der Britischen Inseln, der Nord-europäischen Tiefebene und Südost-Europas sind für beide Datensätze signifikant.

In Tabelle 4.3 sind die Anomalien des Gesamtausschnittes zusammengefasst.

Tabelle 4.3: Mittlere Anomaliewerte des LMM bezogen auf die Normal-Periode (REMO) bzw. die vorindustrielle Zeit (Luterbacher).

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
REMO	-0.8	-0.5	-0.6	-0.6
Luterbacher	-0.4	-0.3	-0.1	-0.0

Die Simulation erzeugt im Mittel höhere negative Anomalien als die Rekonstruktionen von Luterbacher. Zu beachten ist hierbei, dass es sich bei den Luterbacher-Daten um Rekonstruktionen mittels Regressionsmodellen handelt, so dass die Varianz gegenüber der Realität reduziert ist. Extreme werden damit zu gering wiedergespiegelt. Deshalb ist zu erwarten, dass Modell-Simulationen von extremen Perioden, wie dem LMM, größere Anomalien aufweisen.

Im Anschluss an die Betrachtungen der mittleren Anomalien des LMM werden die Anomalien in ihrer zeitlichen Abfolge analysiert. Zunächst werden die Auswirkungen der unrealistisch reproduzierten Einflüsse von Vulkanausbrüchen dargestellt. Zu Beginn des Kapitels wurde darauf hingewiesen, dass die Modelle nicht einzelne Jahre realistisch reproduzieren, sondern die Zeiträume aus statistischer Sicht richtig widerspiegeln. Für die Untersuchung des Einflusses von Vulkanausbrüchen wurden die Jahre jedoch in ihrer tatsächlichen Abfolge in Rekonstruktion und Modell miteinander verglichen.

Abbildung 4.15 zeigt die modellierten und rekonstruierten Wintertemperaturen als Mittel über Europa und das solare Forcing für a) das LMM und b) die Normal-Periode. Die Jahre mit Vulkanausbrüchen 1681 und 1695 sowie 1642 und 1643 sind markiert.

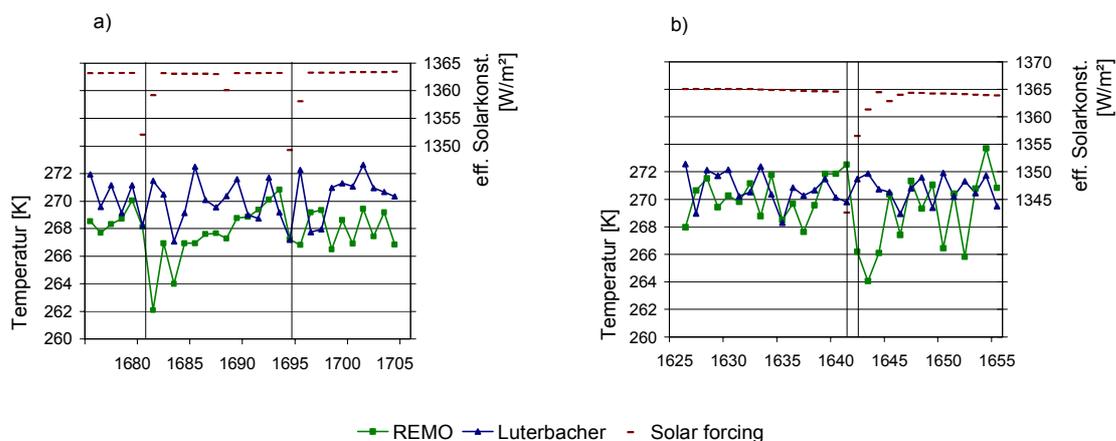


Abbildung 4.15: Modellierte und rekonstruierte Wintertemperaturen (Europa Landpunkte) und das Solar Forcing der Modellsimulationen a) des LMM und b) der Normal-Periode.

Bereits in Kapitel 2.3 wurde darauf hingewiesen, dass die Winter nach Vulkanen (im Folgenden Nach-Vulkan-Winter) durch die Art des Forcings nicht entsprechend den Beobachtungen simuliert werden können. Dies wird durch die in Abbildung 4.15 dargestellten Mittel-Temperaturen bestätigt. Während die Nach-Vulkan-Jahre in der Rekonstruktion nach Luterbacher höhere Winter-Temperaturen als normal aufweisen, werden die Winter der Nach-Vulkan-Jahre in der Simulation als äußerst streng realisiert.

In Tabelle 4.4 sind die Anomalien des LMM unter Auslassung der Nach-Vulkan-Jahre im Vergleich zur Anomalie der gesamten Periode zusammengestellt.

Tabelle 4.4: Mittlere Winter-Anomaliewerte für Europa unter Auslassung der Nach-Vulkan-Winter.

	Winter ohne Nach-Vulkan- Jahre	Alle Winter
REMO	-0.8	-0.8
Luterbacher	-0.6	-0.4

Dadurch, dass beide Simulationszeiträume (LMM und Normal-Periode) Vulkanausbrüche aufweisen und es innerhalb der 30 Jahre nur jeweils zwei Ausbrüche waren, ist der Einfluss auf die mittlere Anomalie des LMM gering: Für die REMO-Simulation betragen die Änderungen -0.04 K für die Luterbacher Rekonstruktion 0.13 K.

In Abbildung 4.16 a) sind die für das LMM und die Normal-Periode simulierten, sortierten Mitteltemperaturen für Europa im Vergleich zu den rekonstruierten, sortierten Mitteltemperaturen von Luterbacher des LMM und der vorindustriellen Zeit dargestellt. Dafür wurden die sortierten Werte der 220 Jahre vorindustrieller Zeit (1550-1674 und 1706-1800) auf einen Zeitraum von 30 Jahren skaliert. In Teil b) folgen die resultierenden Anomalien.

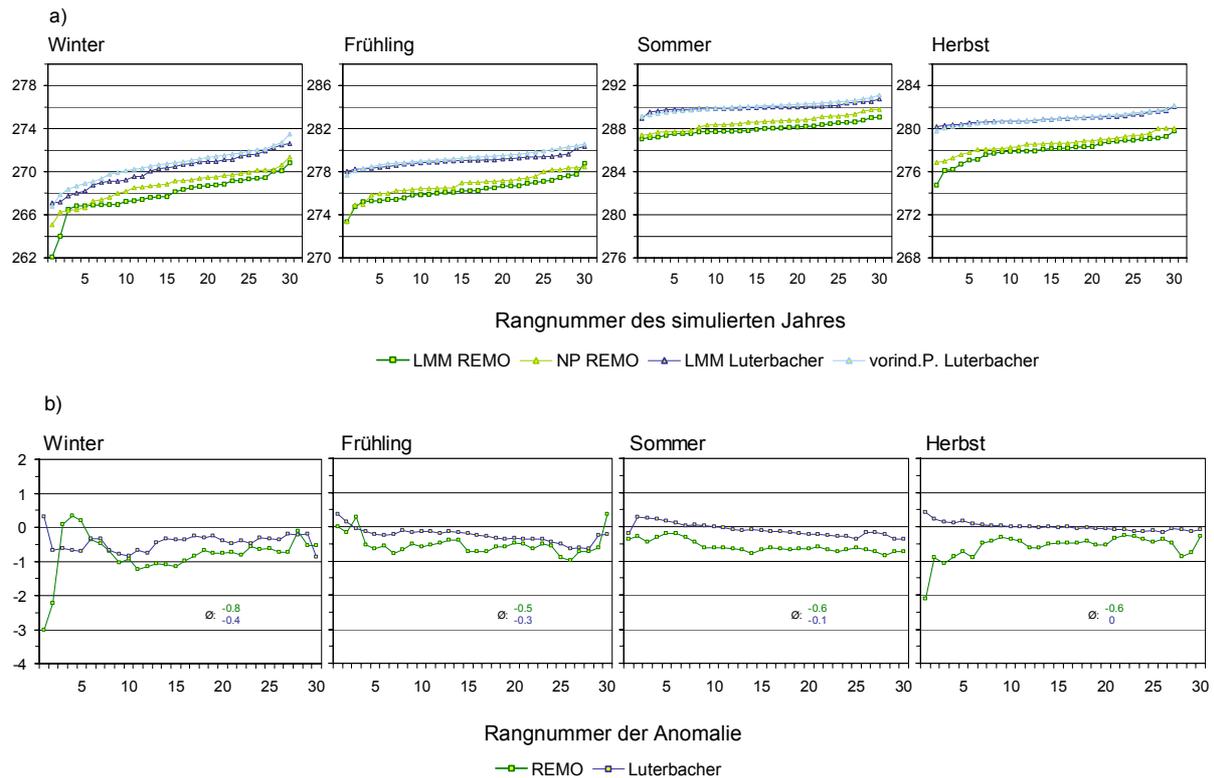


Abbildung 4.16: a) aufsteigend sortierte Gebietsmittel der simulierten und der rekonstruierten Oberflächentemperatur für das LMM und die Normal-Periode (REMO) bzw. die vorindustrielle Zeit (Luterbacher-Daten) für Europa (Ausschnitt siehe z.B. Abbildung 4.16), b) Anomalien der Temperaturen des LMM bzgl. der NP bzw. der vorindustriellen Zeit für die simulierten und die rekonstruierten Daten.

Wie erwartet, weichen die absoluten Temperaturen der Modell-Simulation stark von den rekonstruierten Temperaturen Luterbachers ab. Die Abweichungen sind in Winter und Sommer geringer als in den Übergangsjahreszeiten, wobei die geringeren Abweichungen im Sommer mit durch den Modellbias von REMO zu erklären sind.

Für die Variabilität der Anomalien für Europa lassen sich folgende Aussagen treffen:

- Im Winter besonders in den zwei strengsten Wintern deutlich: simulierte Anomalie beträgt -2.6 K, die Anomalie nach Luterbacher 0.3 K. Die strengen Winter insgesamt werden mit -0.8 K simuliert und -0.5 K rekonstruiert. Im Bereich normaler und milder Winter (Rangnummern größer als 10) verhalten sich die Anomalien wie im Gesamtmittel.
- Für den Frühling sind die Anomalien der Rekonstruktion bis auf wenige Ausnahmefälle geringer als die der Simulation.
- Im Sommer liegen die rekonstruierten Anomalien ausnahmslos über denen der Simulation, die Variabilität ist für beide Datensätze gering. Beide Datensätze weisen einen Trend zu stärkeren negativen Anomalien in warmen und heißen als in kühlen und kalten Sommern auf.
- Im Herbst werden die Jahreszeiten strenger Ausprägung mit 0.2 K und die übrigen Jahreszeiten mit -0.1 K rekonstruiert, während die Simulation Anomalien von -1.1 K bzw. -0.5 K ausweist.

In Abbildung 4.15 wurde gezeigt, dass die Nach-Vulkan-Winter nicht realistisch simuliert wurden, deshalb sind in Abbildung 4.17 die sortierten Wintermitteltemperaturen und die Anomalien des LMM noch einmal, jetzt unter Auslassung der Nach-Vulkan-Jahre, dargestellt.

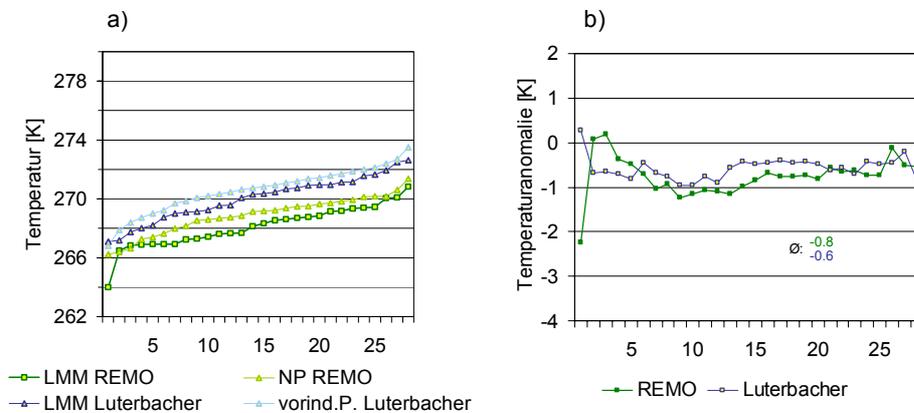


Abbildung 4.17: Wie Abbildung 4.16, Wintertemperaturen von Jahren nach Vulkanausbrüchen wurden nicht berücksichtigt.

Die Übereinstimmung zwischen den Winteranomalien nun stärker als unter Einbeziehung aller LMM-Jahre in den Vergleich. Die strengen Winter werden mit Anomalien von -0.6 K simuliert und -0.5 K rekonstruiert.

Um Aussagen über die regionalen Ausprägungen der Anomalien treffen zu können, wurden in Abbildung 4.18 die Winteranomaliewerte der vier, in Abbildung 4.8 dargestellten, Gebiete zusammengestellt. Die RE-Werte für die Rekonstruktion der Skandinavien-Temperaturen, sind negativ, deshalb haben diese Anomalie-Werte eine geringe Glaubwürdigkeit.

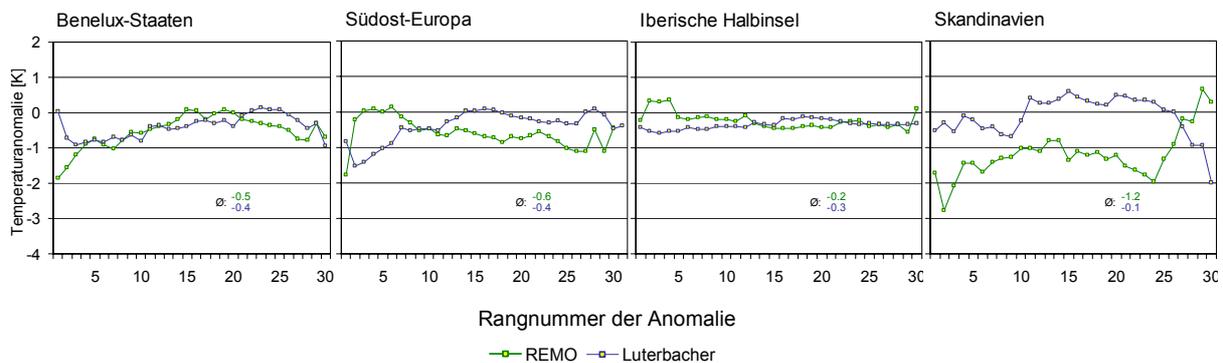


Abbildung 4.18: Winteranomalien der Gebiete Benelux-Staaten, Südost-Europa, Iberische Halbinsel und Skandinavien.

Die Übereinstimmungen für die Gebiete Benelux-Staaten, Südost-Europa und die Iberische Halbinsel sind sehr gut.

Für die verschiedenen Gebiete lassen sich folgende Aussagen treffen:

- Für die Benelux-Staaten und die Iberische Halbinsel stimmen die Anomalien gut überein und deutliche Abweichungen zeigen sich nur in den strengen Wintern: während die kalten Winter (Rangnummern 1-6) der Luterbacher Rekonstruktion eine

Anomalie von -0.7 K bzw. -0.5 K aufweisen, liegt die Anomalie der Simulation bei 0.1 K bzw. -1.2 K.

- Für Südost-Europa weichen die mittlere Anomalien mit -0.6 K (REMO) und -0.4 K (Luterbacher) nicht besonders stark ab, jedoch sind der Anomalien der Winter unterschiedlicher Ausprägung verschieden: kalte Winter (Rangnummer kleiner 11) werden mit Anomalien von -0.3 K und -0.9 K simuliert bzw. rekonstruiert. Während die Winter mit Rangnummern größer als zehn Anomalien von -0.7 K und -0.2 K aufweisen.
- Für Skandinavien zeigen sich größere Diskrepanzen. Es ergeben sich keine Gemeinsamkeiten: die simulierte mittlere Anomalie beträgt -0.1 K. Dieser steht eine rekonstruierte mittlere Anomalie von -1.2 K gegenüber. Während die Simulation die Winter kalter Ausprägung die stärksten negativen Anomalien aufweisen, ist dies bei der Rekonstruktion bei den besonders milden Wintern der Fall. Es wird jedoch nochmals darauf hingewiesen, dass für Skandinavien die Güte der Rekonstruktion besonders schlecht und die Anomalien als nicht signifikant getestet wurden.

Um den von Luterbacher angegebenen Güte-Werten (siehe Kapitel 2.2.1) der Rekonstruktion Rechnung zu tragen, sind in Abbildung 4.19 die Anomalien des LMM der REMO-Simulation und der rekonstruierten Daten von Luterbacher für das Gebiet dargestellt, für welches die RE-Werte im Winter größer als 0.5 sind.

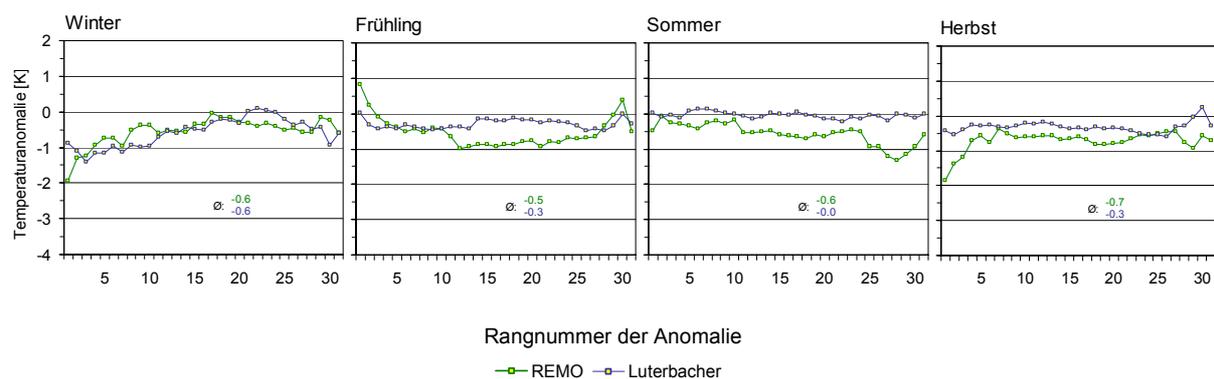


Abbildung 4.19: Saisonale Temperaturanomalien für alle Pixel mit RE>0.5.

Folgende Aussagen lassen sich zu den Jahreszeiten treffen:

- Die Übereinstimmungen für die Wintermittel sind sehr gut. Die mittlere Anomalie beträgt für beide Datensätze -0.6 K und die Kurvenverläufe stimmen überein, einzig der kälteste Winter unterscheidet sich in der Einschätzung der beiden Datensätze.
- Die mittlere Anomalie der Frühlingstemperaturen beträgt für die REMO-Simulation -0.5 K und für die Luterbacher Rekonstruktion -0.3 K. Die Anomalien der Simulation sind für die normalen Frühlinge am stärksten, während die normalen und milden Frühlinge der Rekonstruktion nur geringe Anomalien aufweisen. Die Variabilität der Anomalien ist bei einer Standardabweichung von 0.1 K bei der Rekonstruktion deutlich kleiner als bei der Simulation mit 0.4 K.
- Im Sommer werden für das LMM die heißen Sommer mit schwächerer Ausprägung simuliert, die Rekonstruktion weist für alle Sommer kaum Abweichungen während des LMM auf.

- Im Herbst werden deutlich kühlere Herbste für das LMM simuliert, die Rekonstruktion ergibt eine mittlere Anomalie von -0.3 K gegenüber einem Anomaliemittel von -0.7 K der Simulation.

Zusammenfassung:

Es lässt sich feststellen, dass die Simulation der Winteranomalien gut mit den rekonstruierten Anomalien im Mittel und in der Einschätzung der Winter unterschiedlicher Ausprägung für den Bereich großer Zuverlässigkeit der Rekonstruktion übereinstimmt. Für den Skandinavischen Raum lässt sich keine Übereinstimmung feststellen. In diesem Bereich ist jedoch auch die Glaubwürdigkeit der rekonstruierten Temperaturen besonders gering. Im Frühling ist die Übereinstimmung zufrieden stellend. Im Sommer treten starke Unterschiede auf, durch die Simulation werden die Sommer des LMM für das gesamte West- und Süd-Europa mit stärkeren negativen Anomalien ausgewiesen als die Rekonstruktion ergibt. Im Herbst ist die Übereinstimmung zufrieden stellend, Hauptunterschiede zeigen sich in der Einschätzung der Herbste mit strenger Ausprägung.

Bisher wurden die Anomalien der regionalen Simulation ausschließlich mit den Rekonstruktionen von Luterbacher verglichen. Im Folgenden werden die in Kapitel 2.2 neben den Daten nach Luterbacher vorgestellten Zeitreihen ebenfalls mit den Ergebnissen der Simulationen verglichen.

4.2.2 Vergleich mit anderen Zeitreihen

In Abbildung 4.20 sind die Ergebnisse der REMO-Simulation in Bezug zu der homogenisierten Temperaturmessreihe von Manley dargestellt. Da diese Messreihe erst 1659 beginnt, wurde die vorindustrielle Periode als 1660-1800 definiert. Im Teil a) sind die absoluten Temperaturen gegenübergestellt, im Teil b) die Anomalien des LMM nach Manley und aus REMO und in Teil c) zusätzlich zu den Anomaliekurven aus b) die rekonstruierten Anomalien nach Luterbacher.

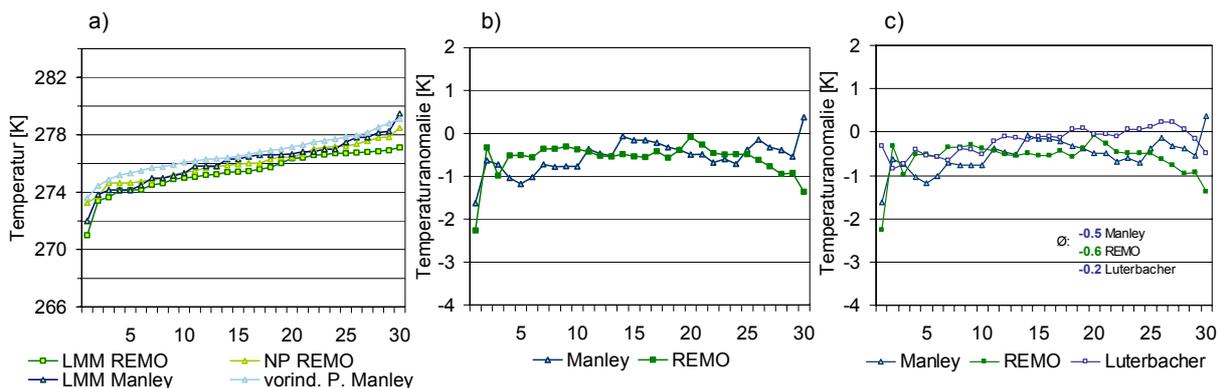


Abbildung 4.20: a) Wintermitteltemperatur für Zentral-England nach Manley und REMO b) Wintertemperatur-Anomalien (Bezug für Manley: 1660-1800 ohne LMM, für REMO: Normal-Periode) und c) wie b) zusätzlich nach Luterbacher (Bezug wie Manley).

Die mittlere Anomalie des LMM bezüglich der Periode 1660-1800 ohne LMM beträgt -0.5 K , die aus REMO-Simulationen errechnete -0.6 K und die aus den Rekonstruktionen von Luterbacher berechnete -0.2 , für beide Bezugszeiträume (1660-1800 ohne LMM und

1550-1800 ohne LMM). Die Abweichungen zwischen Messreihe und Simulation sind gering, Unterschiede treten in der Beurteilung sehr milder Winter auf (Rangnummern größer als 25): während die REMO-Simulation eine Anomalie von -0.8 K ausweist, ergibt die Messreihe nach Manley 0.3 K (Luterbacher: 0 K). Die Standardabweichungen betragen für REMO und Manley 0.4 K und für Luterbacher 0.3 K.

Dabei sei nochmals darauf hingewiesen, dass die Messreihe nach Manley in die Rekonstruktionen von Luterbacher eingegangen ist, die Reihen also nicht unabhängig von einander sind.

In Abbildung 4.21 a) und b) bzw. c) sind die Sommertemperaturmittel und mittleren Anomalien analog zu Abbildung 4.20 dargestellt.

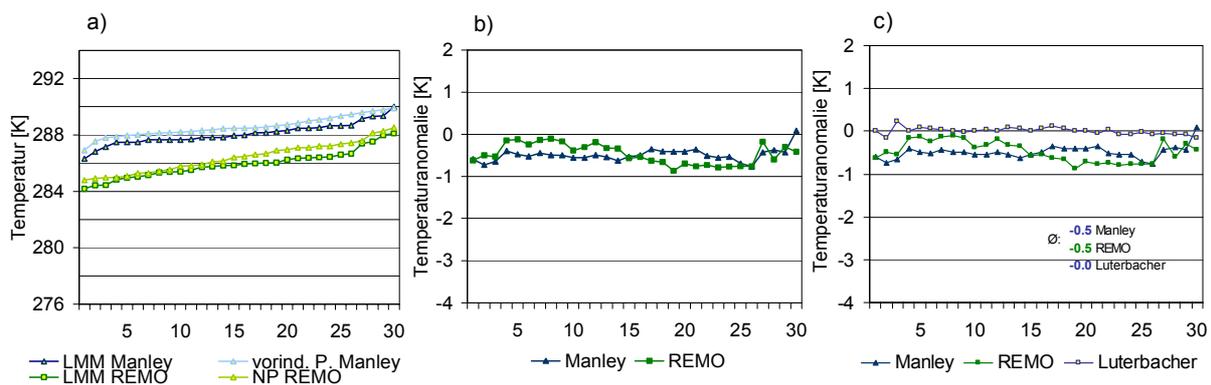


Abbildung 4.21: a) Sommermitteltemperatur für Zentral England nach Manley und REMO b) Sommertemperatur-Anomalien (Bezug für Manley: 1660-1800 ohne LMM, für REMO: Normal-Periode) und c) wie b) zusätzlich nach Luterbacher (Bezug wie Manley).

Die simulierten Sommertemperaturen liegen deutlich unter denen der Messreihe. Die Abweichungen zwischen Simulation und Messreihe treten bei allen Sommern gleichmäßig auf.

Die Anomaliekurve der Simulation stimmt sehr gut mit der der Messreihe überein.

Die mittleren Anomalien betragen für die REMO-Simulation und die Temperaturmessreihe nach Manley 0.5 K und nach der Rekonstruktion von Luterbacher 0.0 K für beide Bezugszeiträume. Die Standardabweichung der Anomalien sind geringer als die Standardabweichungen der Winter-Anomalien, die der simulierten Anomalie ist geringfügig höher als die der Messreihe (beide 0.2 K), gegenüber 0.1 K der Luterbacher Rekonstruktion.

Es folgt der Vergleich der Simulationsergebnisse mit den Ergebnissen der Rekonstruktion von van Engelen et al. (Abbildung 4.22).

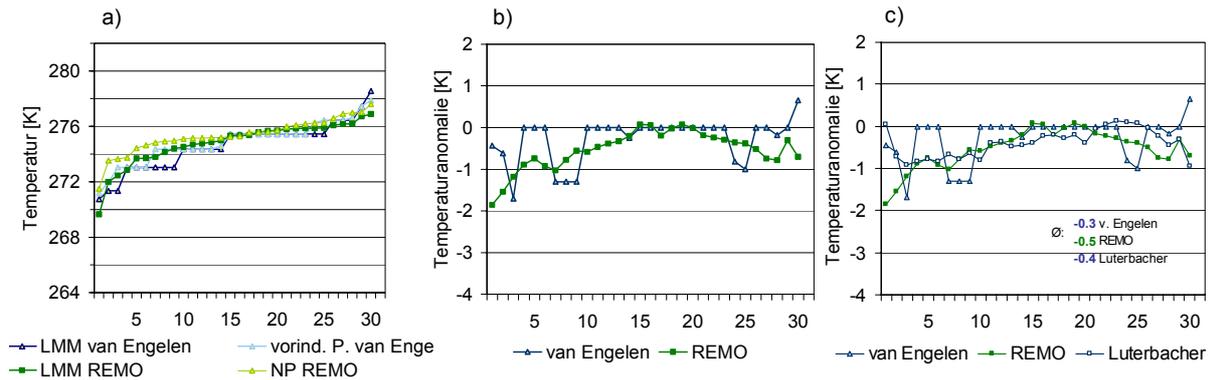


Abbildung 4.22: a) Wintermitteltemperatur für die Benelux-Staaten nach van Engelen (2001) und REMO b) Wintertemperatur-Anomalien und c) wie b) zusätzlich nach Luterbacher.

Die Übereinstimmung der Anomaliekurven nach van Engelen (2001) und aus REMO ist gut. Die Temperaturen der warmen Winter werden vom Modell sehr gut reproduziert, die kalten Winter werden etwas wärmer simuliert als von van Engelen vorgeschlagen. Die mittlere Anomalie beträgt bei den Rekonstruktionen von van Engelen -0.3 K, bei der Rekonstruktion von Luterbacher -0.4 K und bei der REMO-Simulation -0.5 K. Der Vergleich des Kurvenverlaufs ist durch die Sprünge in den Anomalie-Werten der Rekonstruktion von van Engelen etwas erschwert. Für den Bereich der kühlen bis milden Winter (Rangzahlen 6-25) stimmen die Anomalien der REMO-Simulation und der van Engelen-Rekonstruktion mit -0.3 K überein.

Es folgt der Vergleich der REMO-Simulation mit der Rekonstruktion von van den Dool für De Bilt. In Abbildung 4.23 a) werden die sortierten Wintermitteltemperaturen nach van den Dool und aus der REMO-Simulation für De Bilt gezeigt. Im Teil b) folgen die Anomaliekurven der beiden Datensätze, in c) ist die Anomaliekurve nach Luterbacher ergänzt.

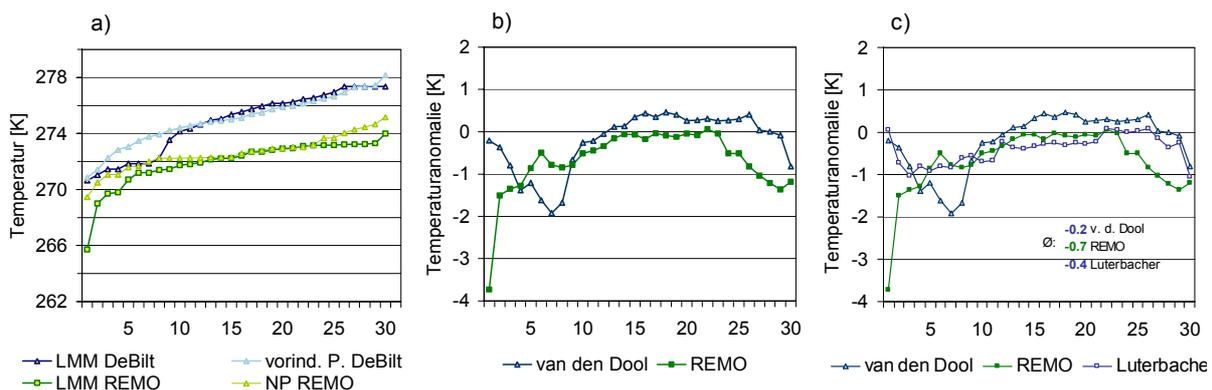


Abbildung 4.23: a) Wintermitteltemperatur für De Bilt nach van den Dool und REMO b) Wintertemperatur-Anomalien und c) wie b) zusätzlich nach Luterbacher.

Durch die Unterschiede in der Einschätzung der strengen und der sehr milden Winter unterscheiden sich die mittleren Anomalien wie folgt: REMO -0.7 K, van den Dool -0.2 K und Luterbacher -0.4 K.

Im Bereich der normalen Winter ist die Abweichung zwischen den Rekonstruktionen größer als diejenige zwischen Simulation und den Rekonstruktionen. Im Bereich der Winter strenger und kalter Ausprägung (Rangnummern 1-12) reproduziert das Modell mit -1.1 K etwas stärkere negative Anomalien als die Rekonstruktionen: -0.9 K (van den Dool) und -0.7 K (Luterbacher). Im Bereich der sehr milden Winter (Rangnummern 25-30) werden die Winter nach der Simulation mit einer Anomalie von -1.1 K deutlich kälter eingestuft als nach den Rekonstruktionen mit -0.1 K nach van den Dool und -0.3 K nach Luterbacher.

Zum Abschluss der Vergleiche von Mitteltemperaturen und Temperaturanomalien wird die Rekonstruktion für den Tallinner Hafen nach Tarand und Nordli mit den Ergebnissen der Simulation durchgeführt. In Abbildung 4.24 a) sind die sortierten Mitteltemperaturen des REMO mit den Rekonstruktionen der Wintermitteltemperaturen nach Tarand und Nordli dargestellt. Es handelt sich um Mittel über die Temperaturen von Dezember bis März. Im Teil b) folgen die Anomaliekurven von REMO, und der Rekonstruktionen von Tarand und Nordli und Luterbacher.

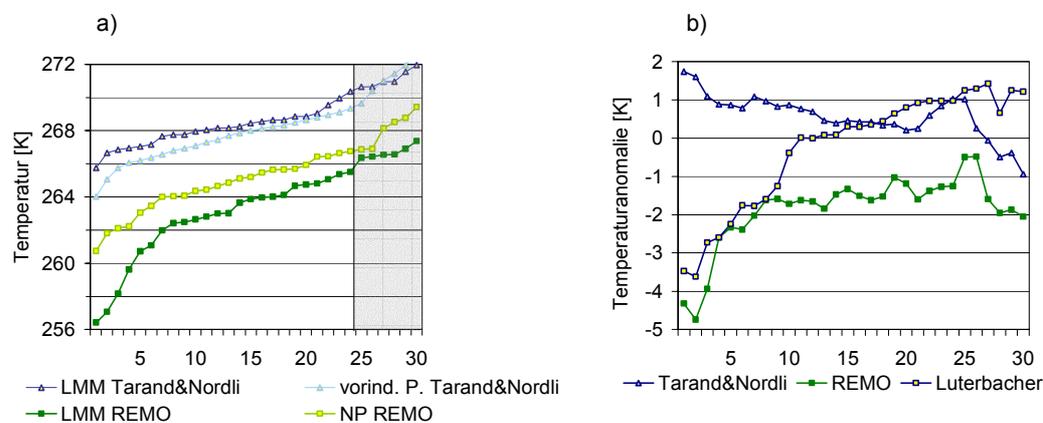


Abbildung 4.24: a) Wintermitteltemperatur (Dezember-März) am Tallinner Hafen nach Tarand und Nordli und REMO, b) Wintermitteltemperatur-Anomalien (Tarand&Nordli und REMO: DJFM, Luterbacher: DJF).

Die absoluten Temperaturdifferenzen sind sehr deutlich. Auch der Verlauf der Anomaliekurven unterscheidet sich sehr stark zwischen allen drei Datensätzen: durch die REMO-Simulation werden alle Winter des LMM als kälter als in der Normal-Periode eingeschätzt, die Rekonstruktion nach Tarand und Nordli weist im LMM wärmere strenge Winter auf als in der vorindustriellen Zeit, während die Rekonstruktionen nach Luterbacher auf deutlich kältere strenge Winter im LMM hinweisen. Die mittleren Anomalien und Standardabweichungen unterscheiden sich wie folgt: REMO $-1.9\text{ K} \pm 1.0\text{ K}$, Tarand und Nordli $0.6\text{ K} \pm 0.6\text{ K}$ und Luterbacher $-0.2\text{ K} \pm 1.5\text{ K}$.

Die in Abbildung 4.24 zutage tretenden starken Diskrepanzen zwischen Simulation und Rekonstruktion haben verschiedene Ursachen: zum einen weist die Simulation des ECHO-G im Skandinavischen Raum andere Charakteristika als die Rekonstruktionen auf, zum anderen gehen zusätzlich die Eisdaten nach Koslowski mit verstärkter Eisbedeckung und damit geringeren Temperaturen im späten Maunder-Minimum ein.

Zusammenfassung:

Es lässt sich feststellen, dass die Übereinstimmungen zwischen den Ergebnissen der Simulationen und den Rekonstruktionen nach Manley, van Engelen und van den Dool

besser sind als die Übereinstimmung zwischen den Simulationen und den Luterbacher-Rekonstruktionen.

Für Tallinn weichen sowohl das Modell als auch die Rekonstruktionen nach Luterbacher stark von den Rekonstruktionen nach Tanrand und Nordli ab.

4.3 Vergleich zwischen simulierten und rekonstruierten Niederschlagsanomalien

Bei der Simulation des Niederschlages werden die Vorzüge eines Regionalmodells gegenüber dem Globalmodell besonders deutlich. Während die Interpolation der Daten des Globalmodells für Größen wie Temperatur, Windgeschwindigkeit und Druck gut möglich ist, ist dies für den Niederschlag nicht ohne weiteres möglich, da verschiedene Prozesse im Globalmodell nicht aufgelöst werden und damit Intensität und Menge des Niederschlages lokal (entsprechend der Pixelgröße) nicht der Realität entsprechen können. Um einen Überblick über die simulierten saisonalen Niederschläge und ihre räumliche Heterogenität im LMM zu geben, sind diese in Abbildung 4.25 dargestellt.

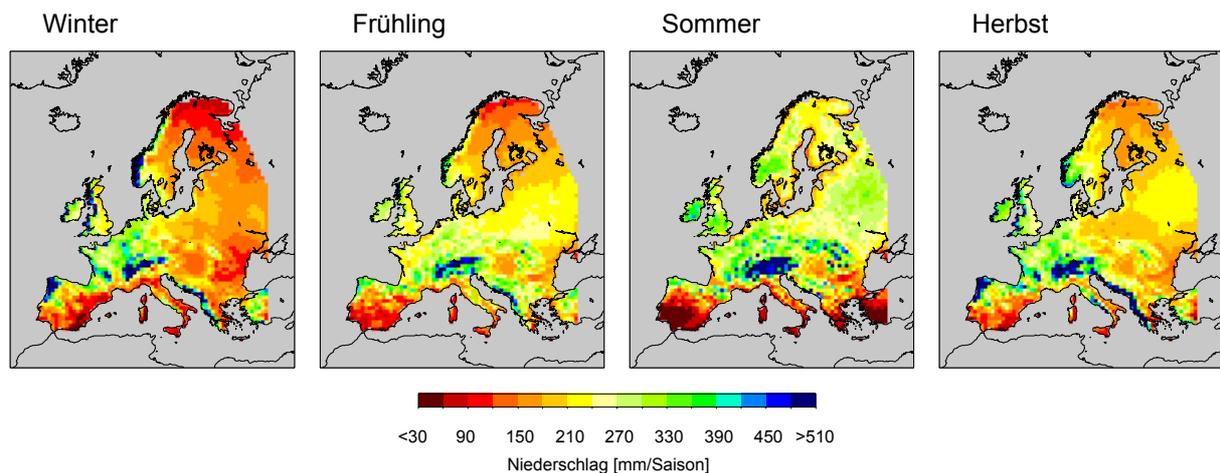


Abbildung 4.25: Mit REMO simulierte saisonale Niederschlagssumme im LMM.

Die räumliche Verteilung stimmt qualitativ mit den simulierten Niederschlagssummen von heute überein (Abbildung 3.3):

- Im Winter hohe Niederschlagssummen an den Westküsten des Kontinents zum Atlantik und der Ostküste der Adria, geringe Niederschlagssummen in Nord-Skandinavien, im Süden der Iberischen Halbinsel und in Ost-Europa, das Mittel der saisonalen Niederschlagssumme beträgt 210 mm.
- Im Frühling nehmen die Niederschläge zu: das Mittel der saisonalen Niederschlagssumme beträgt 230 mm. Minima liegen im Süden der Iberischen Halbinsel und in Nord-Skandinavien.
- Im Sommer ist eine Niederschlagsabnahme für Süd-Europa zu verzeichnen, in den übrigen Gebieten, besonders im Bereich der Alpen eine Zunahme. Das Gebietsmittel beträgt 250 mm.
- Im Herbst beträgt das Gebietsmittel 240 mm. Die Niederschlagsmengen an der Atlantikküste nehmen wieder zu.

Die mittleren Abweichungen zwischen der REMO-Simulation und den Luterbacher-Daten betragen 40 mm, 60 mm, 50 mm und 50 mm für die vier Jahreszeiten. Die lokalen Differenzen sind jedoch um ein Vielfaches größer. Um dies zu veranschaulichen sind in Abbildung 4.26 die absoluten Differenzen zwischen den mittleren Niederschlagssummen der REMO-Simulation und dem Mittel der Luterbacher-Rekonstruktion für das LMM dargestellt. Rote Farben kennzeichnen Gebiete, in denen die Niederschläge geringer simuliert als rekonstruiert werden, für Gebiete mit blauen und grünen Farben wurden die Jahreszeiten feuchter simuliert als rekonstruiert. Es sei an dieser Stelle noch einmal darauf hingewiesen, dass für die Niederschlags-Rekonstruktion bisher keine RE-Werte vorliegen, so dass keine Aussagen über die Glaubwürdigkeit der Rekonstruktion gemacht werden kann. Es muss davon ausgegangen werden, dass die Rekonstruktion des Niederschlags keine höheren RE-Werte aufweist als die Temperatur-Rekonstruktion, so dass insbesondere der Winterniederschlag in Skandinavien eine geringe Glaubwürdigkeit hat.

Zusätzlich muss darauf hingewiesen werden, dass der direkte Vergleich zwischen REMO- und Luterbacher-Daten nur begrenzt sinnvoll ist, da die Simulationsdaten der heutigen Zeit deutliche Abweichungen gegenüber den CRU-Daten (der Basis der Luterbacher-Rekonstruktion in heutiger Zeit) aufweisen (Kapitel 3.1.4).

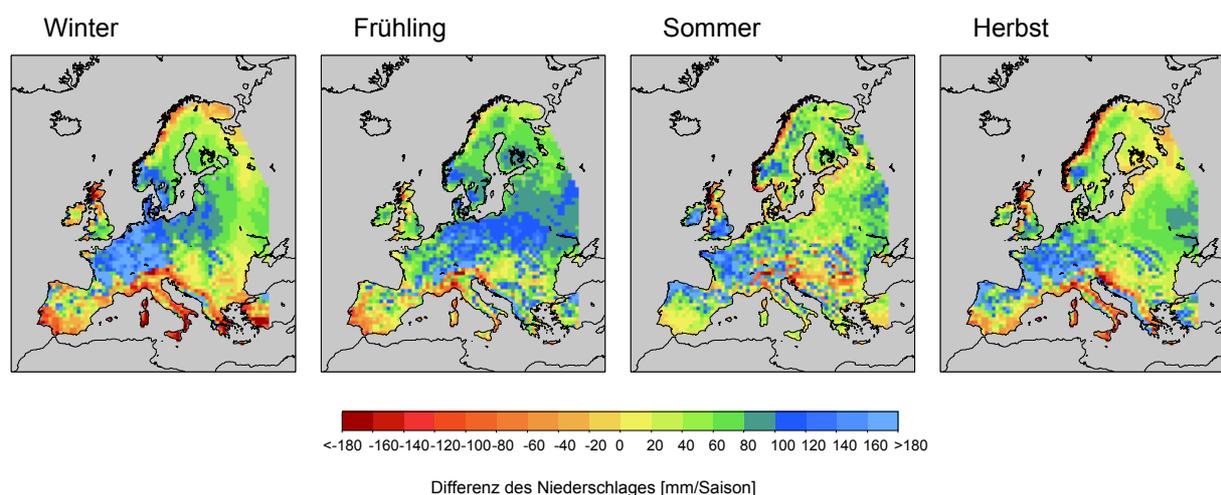


Abbildung 4.26: Absolute Differenzen zwischen mittlerem Niederschlag der REMO-Simulation und dem Mittel der Luterbacher-Rekonstruktion für das LMM.

Es treten in allen Jahreszeiten sowohl Gebiete mit starken Über- als auch starken Unterschätzungen auf. Die absoluten Differenzen lassen sich wie folgt beschreiben:

- Im Winter treten die stärksten Abweichungen in West-Europa auf. Im nördlichen Teil überwiegen positive Differenzen, d.h. die simulierten Niederschlagssummen übertreffen die rekonstruierten um bis zu 200 mm. Maximale Abweichungen treten an einzelnen Pixeln der Alpen und an der Westküste Schottlands mit 500 mm auf. Für Italien und die Westküste der Adria, sowie Südost-Europa sind die Differenzen negativ mit Werten von bis zu 250 mm.
- Im Frühling sind die realen und auch prozentualen Abweichungen zwischen den Gebietsmitteln beider Datensätze höher als im Winter. Die prozentuale Abweichung beträgt 30 % der Niederschlagssumme nach Luterbacher.

- Im Sommer sind die Gebiete positiver bzw. negativer Differenzen weniger zusammenhängend als in den übrigen Jahreszeiten. Die mittlere prozentuale Abweichung liegt bei 20 %.
- Im Herbst beträgt die mittlere prozentuale Abweichung ebenfalls 20 %, die räumliche Verteilung ähnelt der des Winters, die räumliche Standardabweichung beträgt 40 % im Vergleich zu 45 % im Winter und 25 % in Frühling und Sommer.

Wie bereits angemerkt wurde, ist jedoch nur, wie im Falle der Temperaturvergleiche zwischen Rekonstruktion und REMO, ein Vergleich der Anomalien des späten Maunder-Minimums in Bezug auf die vorindustrielle Zeit (für die Luterbacher-Daten) bzw. die Normal-Periode (für die REMO-Simulation) angebracht.

In Abbildung 4.27 sind die saisonalen Niederschlagsanomalien des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit nach Luterbacher dargestellt.

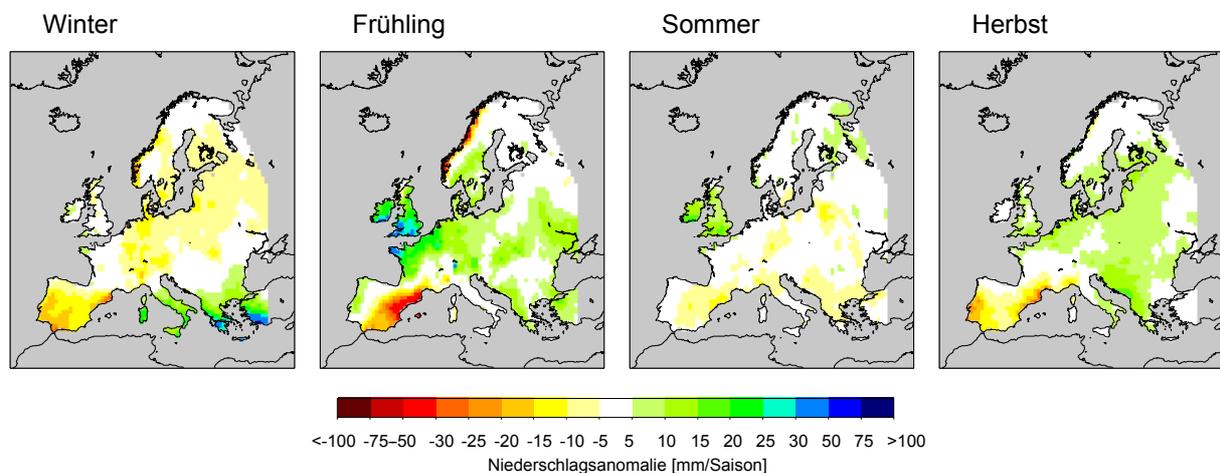


Abbildung 4.27: Saisonale Niederschlagsanomalie des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit nach Luterbacher.

Für Winter und Sommer wurde das LMM trockener als die vorindustrielle Zeit rekonstruiert (es überwiegen negative Anomalien), für Frühling und Herbst feuchter (es dominieren positive Anomalien).

Die Charakteristiken der Anomalien lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Im Winter weist Südost-Europa höhere Niederschlagsmengen im LMM auf als in der vorindustriellen Zeit, bis auf wenige Ausnahmen ist die Niederschlagsmenge ansonsten reduziert, zum Teil mit Beträgen unter 5 mm/Saison.
- Im Frühling zeigt sich ein differenzierteres Bild als im Winter, starke negative Anomalien treten im Südwesten der Iberischen Halbinsel und der Westküste Norwegens auf. Stärkste positive Anomalien treten im Bereich der Britischen Inseln und der Nord-europäischen Tiefebene auf.
- Im Sommer treten nur auf den Britischen Inseln deutlich höhere Niederschläge im LMM auf, ansonsten ist die Niederschlagsmenge für weite Bereiche Europas reduziert, zum Teil mit Beträgen unter 5 mm/Saison.

- Im Herbst treten im Bereich der Iberischen Halbinsel starke negative Anomalien und an der ausgedehnten Ost-Küste der Adria und der Nordseeküste starke positive Anomalien auf.

In Abbildung 4.28 folgen die simulierten saisonalen Niederschlagsanomalien des LMM bezüglich der Normal-Periode.

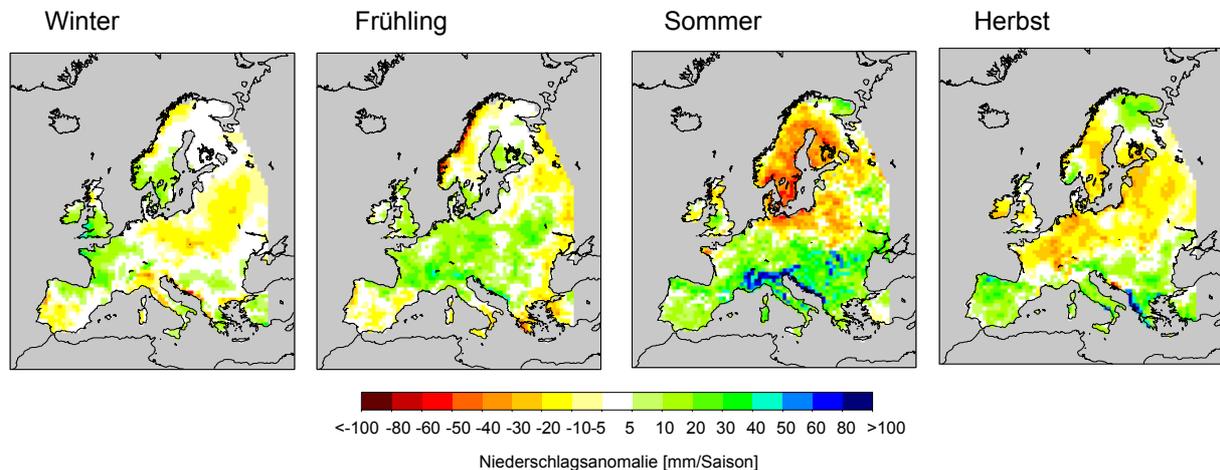


Abbildung 4.28: Simulierte saisonale Niederschlagsanomalie des LMM bezüglich der Normal-Periode.

Es lassen sich folgende Aussagen treffen:

- Im Winter treten positive Anomalien im Süden der Iberischen Halbinsel, in Nord-Italien und in Mittel- und Ost-Europa auf. Starke negative Anomalien sind für den Süden der Britischen Inseln, West-Frankreich, Süd-Skandinavien und Süd-Griechenland zu verzeichnen.
- Im Frühling treten stärkere Anomalien auf als im Winter. Mittel-Europa und die Britischen Inseln weisen fast ausschließlich negative Anomalien auf, während für Skandinavien, die Iberische Halbinsel und Ost-Europa positive Anomalien deutlich überwiegen.
- Im Sommer treten stärkere Anomalien als in Winter und Frühling auf. Die stärksten negativen Anomalien sind für das Ostseegebiet zu verzeichnen. Südlich von 50°N treten fast ausschließlich positive Anomalien auf.
- Im Herbst weisen Süd-Europa und Nord-Skandinavien negative Anomalien auf, in den übrigen Gebieten dominieren die positiven Anomalien.

Die Niederschlagsanomalien weisen deutlich höhere Werte und auch eine höhere Inhomogenität als die Niederschlagsanomalien der Rekonstruktion nach Luterbacher auf. Um die Anomalien vergleichen zu können, ist es auch hier notwendig, die relativen Anomalien zu berechnen.

Da sich die absoluten Niederschläge zwischen Simulation und Rekonstruktion sehr stark unterscheiden, werden relative Anomalien berechnet. Durch den Bezug zur realen Niederschlagshöhe werden die Anomalien zwischen Simulation und Luterbacher-Rekonstruktion vergleichbar. In Abbildung 4.29 ist zunächst die relative saisonale Niederschlagsanomalie des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit nach Luterbacher dargestellt.

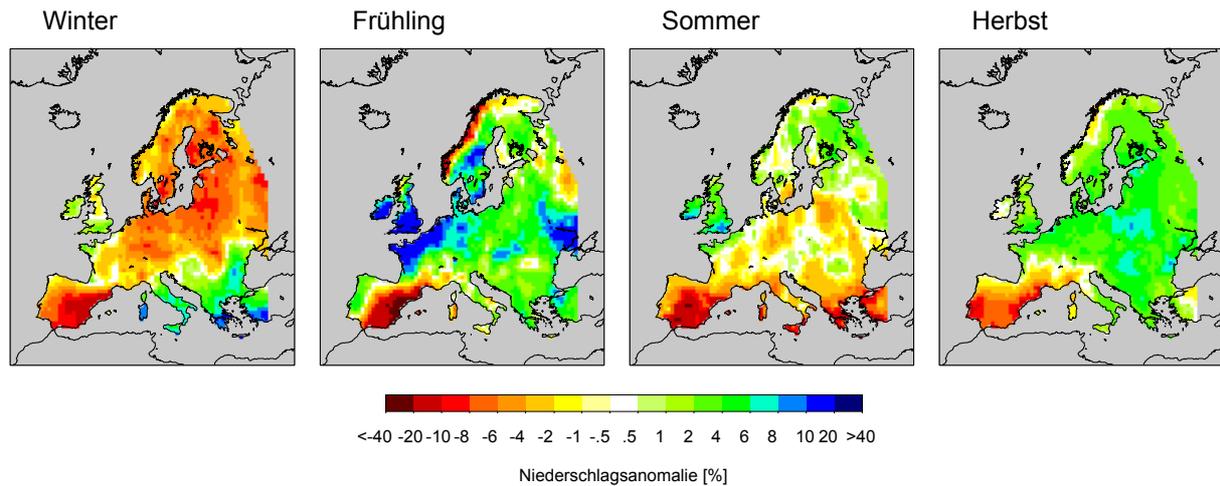


Abbildung 4.29: Relative saisonale Niederschlagsanomalie des LMM bezüglich der vorindustriellen Zeit nach Luterbacher.

Dieses relativierte Bild lässt sich wie folgt zusammenfassen:

- Die stärksten Veränderungen ergeben sich im Winter für den Südosten der Iberischen Halbinsel (negative Abweichungen größer als 10 %) und den Süden Griechenlands mit positiven Abweichungen um mehr als 10 %. Im Mittel fallen die Winter im LMM um 3 % trockener aus als in der vorindustriellen Zeit mit einer Standardabweichung von 5 %.
- Im Frühling weisen der Süden der Britischen Inseln und Teile der nord-europäischen Tiefebene und Gebiete nördlich des Schwarzen Meeres Anomalien größer als 10 % auf. Im Südosten der Iberischen Halbinsel werden Anomalien größer als 20 % erreicht. Im Mittel über den gesamten Ausschnitt waren die Frühlinge des LMM 3 % feuchter als in der vorindustriellen Zeit, mit einer Standardabweichung von 7 %.
- Im Sommer treten deutlich geringere relative Anomalien auf. Die Stärksten negativen Anomalien werden in Süd-Europa mit Werten kleiner als 10 % erreicht. Die positiven Anomalien überschreiten die Grenze von 10 % nicht. Die Sommer fielen im LMM um 1 % trockner aus als in der vorindustriellen Zeit, bei einer Standardabweichung von 4 %.
- Für das Herbstmittel ist eine geringe räumliche Variabilität der relativen Anomalien kennzeichnend. Südwest-Europa weist negative Anomalien auf, während die restlichen Gebiete Europas fast ausschließlich negative Anomalien zeigen. Im Mittel über den gesamten Ausschnitt waren die Niederschlagssummen im LMM um 2 % geringer als in der Bezugsperiode. Die Standardabweichung beträgt 4 %.

In Abbildung 4.30 sind die simulierten relativen saisonalen Niederschlagsanomalien des LMM bezüglich der Normal-Periode dargestellt.

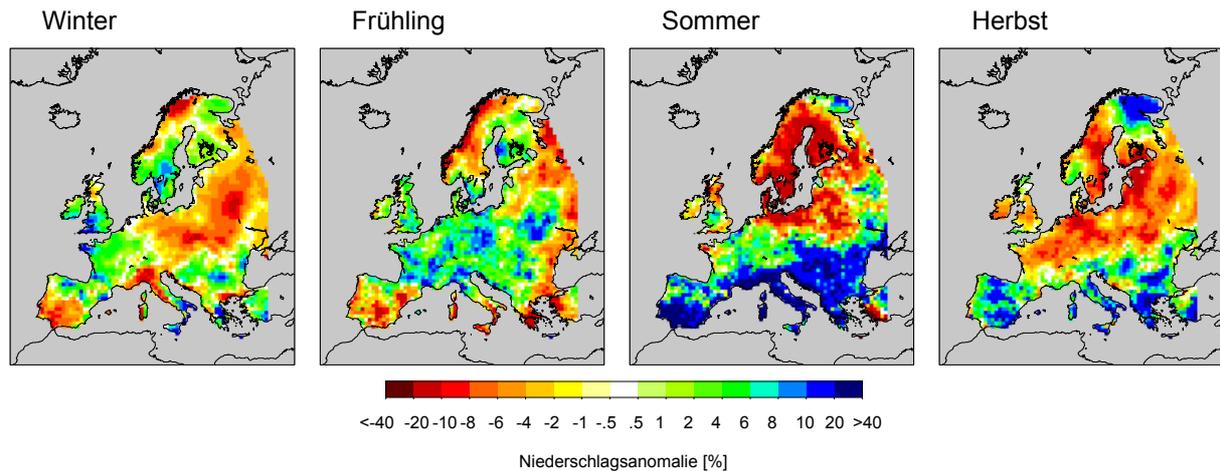


Abbildung 4.30: Simulierte relative saisonale Niederschlagsanomalie des LMM bezüglich der Normal-Periode.

Die relativen saisonalen Anomalien der REMO-Simulation können wie folgt analysiert werden:

- Im Winter weist die mittlere Anomalie einen Wert von -1 % auf, mit einer räumlichen Standardabweichung von 5 %
- Im Frühling beträgt die mittlere Anomalie 0 %, die räumliche Standardabweichung beträgt jedoch 6 %.
- Die simulierten relativen Niederschlagsanomalien des Sommers weisen einen starken Nord-Süd-Gradienten auf, bei einer räumlichen Standardabweichung von 15 %. Das Mittel beträgt 4 %.
- Im Herbst beträgt die mittlere Anomalie 0 %, bei positiven Anomalien in Süd-Europa und Nord-Skandinavien. Die mittlere räumliche Standardabweichung beträgt 7 %.

Auch in der relativen Form ist die räumliche Variabilität der simulierten Niederschlagsanomalien deutlich höher als bei den Luterbacher-Rekonstruktionen.

In Abbildung 4.31 ist die Differenz der prozentualen Niederschlagsanomalien beider Datensätze abgebildet. In den weißen und hellgelben Bereichen betragen die Unterschiede weniger als 5 %, in den grünen und blauen Bereichen wird das LMM feuchter simuliert als rekonstruiert, in den gelben und orangen Bereichen wird es trockener simuliert als rekonstruiert.

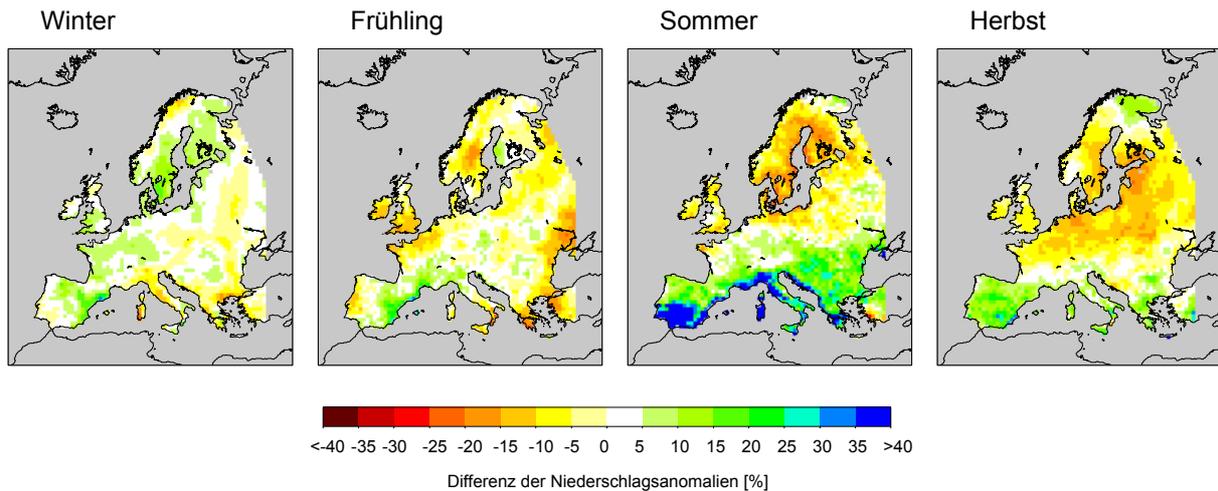


Abbildung 4.31: Differenz zwischen prozentualer Niederschlagsanomalie nach Luterbacher und der prozentualen Niederschlagsanomalie simuliert mit REMO.

Für die vier Jahreszeiten lassen sich folgende Besonderheiten zusammenfassen:

- Im Winter liegen die mit wenigen Ausnahmen unter 5 %, größte Abweichungen treten für Korsika, Italien und Griechenland auf. Für Mittel- und Ost-Europa werden die Winter des LMM trockener simuliert als rekonstruiert, während für West-Europa die Simulation trocknere Winter als die Rekonstruktion ergibt.
- Im Frühling sind die Unterschiede deutlicher als im Winter, Bereiche von Unterschieden größer 10 % liegen im Bereich der Schwarzmeerküste, Süd-Griechenlands und –Italiens und Mittel-Schweden, sowie im Süden der Britischen Inseln.
- Im Sommer sind die Unterschiede gravierend: in Süd-Europas werden Gebiete bis zu 40 % feuchter simuliert als rekonstruiert, mit Extremen an der Portugiesischen Südküste und Korsika von 100 %, während der Skandinavische Raum trockener simuliert als rekonstruiert wird, Extremwerte einzelner Pixel erreichen 20 %.
- Auch im Herbst weisen große Teile Nord-Europas Bereiche mit Anomalie-Differenzen größer als 10 % auf, Bereiche in Süd-Europa werden mehr als 10 % feuchter simuliert als rekonstruiert.

Zusammenfassung:

Insgesamt lässt sich feststellen, dass die simulierten absoluten Niederschlagssummen stark von den rekonstruierten Daten abweichen, was jedoch durch die Herkunft beider Datensätze vorherbestimmt ist.

Vergleicht man jedoch die relativen Anomalien, liegen die Unterschiede zwischen Simulation und Rekonstruktion im Winter für weite Teile Europas unterhalb von 5 %. Beide Datensätze weisen Südost-Europa und den Süden der Britischen Inseln als Gebiete der Niederschlagszunahme im LMM und Mittel- und Ost-Europa als Gebiete mit geringeren Niederschlagssummen im LMM aus.

Im Frühling weisen sowohl die Simulation als auch die Rekonstruktion Niederschlagsabnahmen an der Westküste Skandinaviens und im Süden der Iberischen Halbinsel, Zunahmen übereinstimmend für Mittel-Europa, Teile Ost-Europas und die Britischen Inseln bestimmt. Der Bereich nördlich des Schwarzen Meeres wird

mit unterschiedlichen Tendenzen ausgewiesen. Während die Simulation trockenere Frühlinge ergibt, werden in der Rekonstruktion höhere Niederschlagssummen für das LMM angegeben.

Im Sommer sind die Übereinstimmungen nicht zufrieden stellend, zwei Drittel des Gebietes weisen verschiedene Vorzeichen der Anomalien auf.

Im Herbst sind die Tendenzen für die Iberische Halbinsel und weite Bereiche Mittel- und Ost-Europas verschieden. Es weisen ebenfalls zwei Drittel der Fläche verschiedene Vorzeichen auf, die Beträge sind jedoch weitaus geringer als im Sommer.

Wegen der großen Unsicherheiten sowohl in der Niederschlagsrekonstruktion als auch -Simulation werden die Verteilungen der Niederschlagssummen in Analogie zu den Verteilungen der Temperaturmittelwerte nicht untersucht.

5 Diskussion

5.1 Unsicherheitsquellen

Die Unsicherheitsquellen des Vergleichs der simulierten Anomalie des LMM bezogen auf die Normal-Periode mit den rekonstruierten Anomalien des LMM bezogen auf die vorindustrielle Zeit ohne LMM (1550-1674 und 1706-1800) sind in folgenden Bereichen zu finden:

- Mangelhafte Daten des antreibenden Global-Modells ECHO-G mit einer Auflösung von T30
- Systematische Abweichungen mit REMO simulierter meteorologischer Größen in heutiger Zeit von Messwerten
- Mangelhafte Daten des externen Forcing (effektive Solarkonstante, Eisbedeckung der Ostsee)
- Wahl der Referenzperioden (für REMO 1625-1655, für Rekonstruktionen die vorindustrielle Zeit ohne LMM)

Auf die ersten drei Unsicherheitsquellen wurde im laufenden Text schon eingegangen, zur Übersicht seien die Hauptpunkte noch einmal zusammengetragen:

Als besondere Kritikpunkte der ECHO-G-Simulationen wurden die systematische Temperaturdifferenz von -3 K der vorindustriellen Zeit gegenüber den Rekonstruktionen für die Landflächen Europas, die überschätzten Ostseeoberflächentemperaturen und die unzureichende Beschreibung des atmosphärischen Blocking benannt.

Die systematischen Abweichungen des REMO im heutigen klimatologischen Mittel von 1961-1990 von den Daten des CRU (New et al., 2000) wurden in Kapitel 3.1.4 beschrieben. Besonders auffällig ist die um ca. 2 K höher simulierte Landtemperatur in Mittel- und Süd-Europa.

Der Einsatz der global wirksamen effektiven Solarkonstante muss insofern bemängelt werden, als dass der lokale Einfluss der Vulkane von deren Ausbruchsort und -stärke abhängt. Die vorgeschriebene Eisbedeckung der Ostsee in der regionalen Simulation nach Koslowski (1999) weist für den Finnischen Meerbusen Inkonsistenzen zur Wintermittel-Temperaturrekonstruktion nach Tarand und Nordli (2001) auf.

Auf die Wahl der Referenzperiode der Simulation soll im Folgenden näher eingegangen werden:

Wie schon in Kapitel 3.3 beschrieben, ist es bisher aus zeitlichen und technischen Gründen nicht möglich, regionale Simulationen über Perioden länger als 100 Jahre durchzuführen. Deshalb konnte nicht der gesamte vorindustrielle Zeitraum simuliert werden, sondern es musste, neben dem späten Maunder-Minimum selbst, eine Normal-Periode als Repräsentant für die vorindustrielle Zeit ausgewählt werden. Grundlage für die Wahl war ein mittleres Schwanken der globalen Wintermitteltemperatur um das Mittel der vorindustriellen Zeit.

Um abschätzen zu können, wie stark die Abweichungen der Normal-Periode bezüglich der vorindustriellen Zeit im Hinblick auf die saisonalen Temperaturverteilungen in Europa sind, wurden die Temperaturdaten der ECHO-G-Simulation für den gesamten Zeitraum 1550-1800

auf das REMO-Gitter interpoliert. In Abbildung 5.1 ist links die Wintermitteltemperatur der vorindustriellen Zeit und rechts die zugehörige zeitliche Standardabweichung dargestellt. Sie entspricht methodisch der Abbildung 4.4 für die Normal-Periode der ECHO-G-Simulation.

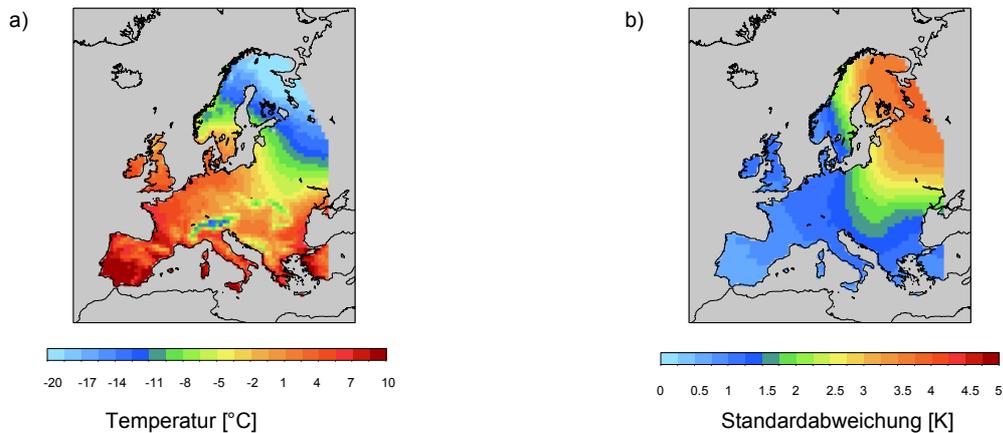


Abbildung 5.1: a) Wintermitteltemperatur und b) Standardabweichung der Wintermitteltemperatur des ECHO-G der vorindustriellen Zeit ohne LMM.

Die Abweichungen zwischen den saisonalen Mitteln der vorindustriellen Zeit und der Normal-Periode erreichen im Norden des Untersuchungsgebiets im Wintermittel an einzelnen Punkten 1.5 K. Dass heißt, die Normal-Periode weist niedrigere Temperaturen auf als im Mittel der vorindustriellen Zeit. Diese Abweichungen sind im Hinblick auf die Größe der Anomalien des späten Maunder-Minimums selbst nicht zu vernachlässigen, sie sind in Abbildung 5.2 für alle vier Jahreszeiten dargestellt.

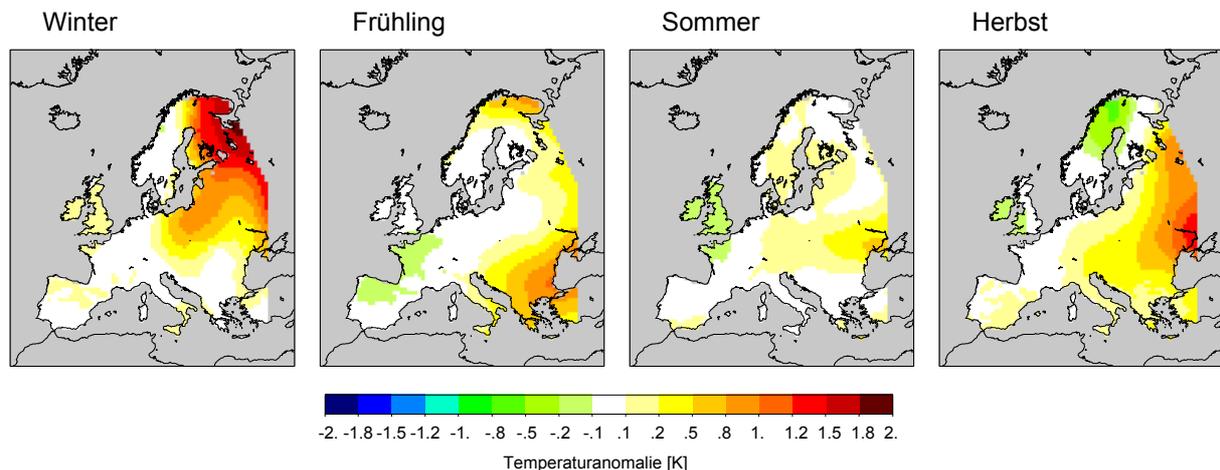


Abbildung 5.2: Differenz der saisonalen Temperaturmittelwerte zwischen der vorindustriellen Zeit ohne LMM und der Normal-Periode.

Bei einem gewählten zulässigen Risiko für eine Fehleinschätzung von 10 % sind die Unterschiede zwischen Normal-Periode und vorindustrieller Zeit in Ost-Skandinavien im Winter, südwestlich des Schwarzen Meeres im Frühling, nordöstlich des Schwarzen Meeres im Sommer und nördlich des Schwarzen Meeres signifikant verschieden.

Die Anomalie des späten Maunder-Minimums als Differenz der Mittelwerte des LMM und der Mittelwerte der vorindustriellen Zeit, sind in Abbildung 5.3 dargestellt.

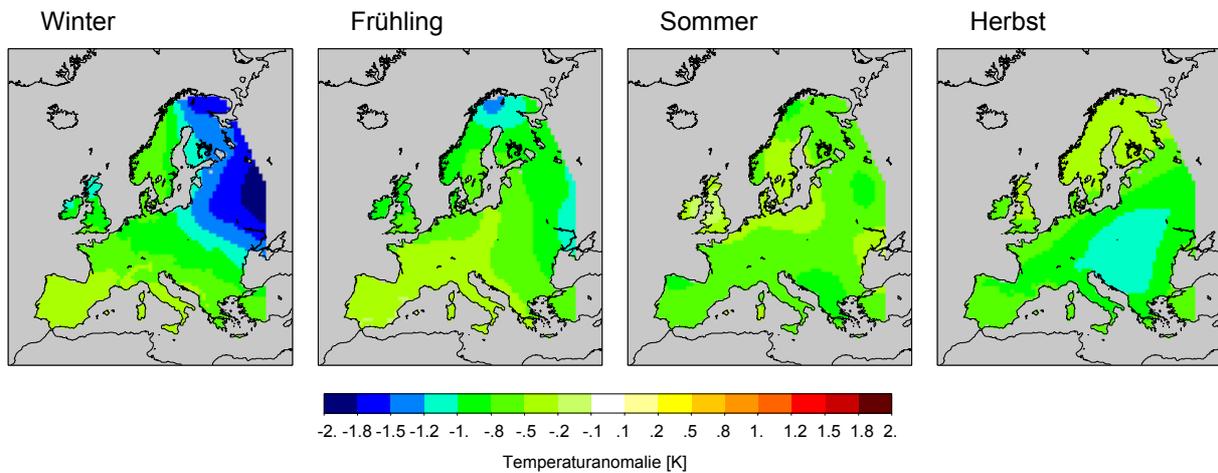


Abbildung 5.3: Anomalie des LMM (ECHO-G) bezüglich der vorindustriellen Zeit ohne LMM.

Der Vergleich mit Abbildung 4.6, welche die Anomalien des LMM der interpolierten ECHO-G-Daten in Bezug auf die Normal-Periode wiedergibt, zeigt etwas ausgeprägtere Minima bei der Verwendung der vorindustriellen Zeit als Bezug, vor allem in Winter und Herbst. Den mittleren Anomalien für Europa von -0.7 K, -0.5 K, -0.6 K und -0.6 K (Tabelle 4.2) stehen nun -1.0 K, -0.7 K, -0.6 K und -0.8 K gegenüber.

Für die Anomalien des LMM aus der regionalen Simulation ergäben sich vor allem für den Winter im Skandinavischen Raum und für den Herbst im Bereich nördlich des Schwarzen Meeres Änderungen. Das prinzipielle Ergebnis der regionalen Simulation wird dadurch jedoch nicht in Frage gestellt.

5.2 Ausblick

Für die regionale Modellierung ist es insbesondere wichtig, dass die Daten der antreibenden Global-Modelle zuverlässiger werden. Für das verwendete Global-Modell ECHO-G ist zu bemerken, dass eine höhere Auflösung des Atmosphärenmodells deutliche Verbesserungen schaffen würde: Zum einen könnte die Land-See-Maske realistischer gewählt werden, was zu einer deutlich besseren Repräsentation Europas, insbesondere der Ostsee und des Mittelmeeres, führen würde. Zum anderen wäre die relative Häufigkeit des atmosphärischen Blocking deutlich besser vertreten. Atmosphärisches Blocking führt in der Regel zu deutlich anormalen Temperatur- und auch Niederschlagsverhältnissen.

Des Weiteren wäre es wünschenswert, Simulationen mit dem gekoppelten System ECHAM5-HOPE-G durchzuführen, welches in sich konsistent arbeitet, d.h. ohne Flusskorrekturen zwischen Ozean und Atmosphäre auskommt.

Eine weitere Annäherung an reale Verhältnisse wäre möglich, wenn die Vulkanaerosole nicht nur als globale Abschwächung der Solarkonstante sondern als tatsächliche, räumlich begrenzte Aerosol-Konzentrationen eingehen würden, deren Transport durch die Stratosphäre mitsimuliert werden sollte.

Labitzke (2003) weist daraufhin, dass die Abschwächung der Solarkonstante während der Sonnenfleckenminima im gesamten Spektralbereich je nach Rekonstruktion nur 0.25 bis 0.5 % beträgt. Der Unterschied der Sonnenaktivität zwischen Sonnenfleckenminimum und –maximums heute beträgt 0.1 %. Im UV-Bereich ist die Abschwächung mit Werten zwischen 7 und 8 % deutlich stärker. Diese Abschwächung führt zu einer deutlichen Reduktion der Ozonbildung in 45 km Höhe. Dadurch ändern sich in der Höhe Temperatur und Luftdruck und damit die Zirkulation. Allerdings sind die Rückkopplungsmechanismen auf die Temperaturen in der unteren Atmosphäre noch wenig erforscht. Nach Joshi et al. (2003) zeigt das ECHAM4 starken Reponse auf Änderungen der Ozonkonzentration in der Stratosphäre, so dass auch über eine Reduktion des stratosphärischen Ozons zu Zeiten von reduzierter Sonnenfleckenaktivität nachgedacht werden sollte.

Im Hinblick darauf, dass in allen an die Modellierung angrenzenden Bereichen, die sich mit dem späten Maunder-Minimum beschäftigen, zurzeit intensiv geforscht wird, sind in den kommenden Jahren viele neue Forschungsergebnisse zu erwarten.

Natürlich schreitet auch die Entwicklung der Regional-Modelle voran, so dass auch in diesem Bereich die Zuverlässigkeit der Ergebnisse steigen wird.

Mit diesen neuen Erkenntnissen wäre es wünschenswert, eine weitere regionale Simulation des LMM durchzuführen.

6 Zusammenfassung

Im Rahmen der Arbeit wurde zum ersten Mal eine regionale Klimasimulation für die Zeit des späten Maunder-Minimums durchgeführt.

Dafür wurde das Regional-Modell REMO mit den physikalischen Parametrisierungen des ECHAM4 verwendet. Das Modell wurde für die Simulation historischer Zeiten angepasst, indem die Solarkonstante als jährlich variierende Größe eingeführt wurde. Dem Einfluss des Aerosoleintrags historischer Vulkanausbrüche in die Atmosphäre wurde durch eine reduzierte effektive Solarkonstante Rechnung getragen. Die atmosphärischen Konzentrationen an CO₂ und Methan wurden ebenfalls als jährlich variable Größen eingeführt und damit an die historischen Werte angepasst. Das Modell wurde mit 'Spektralem Nudging' betrieben. Die Routine des 'Spektralen Nudging' wurde im Rahmen der Arbeit effektiver als bisher gestaltet. Historische Eisbedeckungen der Ostsee wurden als untere Randbedingung vorgeschrieben. Der entsprechende Datensatz für REMO wurde im Rahmen der Arbeit aus Rekonstruktionen der Eisbedeckung der Ostsee erzeugt. Als Antrieb wurden Daten der ersten globalen 500-jährigen Simulation mit historischem Forcing verwendet. Diese Simulation wurde mit dem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell ECHO-G durchgeführt. Aufgrund dessen besonders für Europa unrealistischer Land-See-Maske wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit eine Methode entwickelt, die zu hohen Ostseetemperaturen zu korrigieren. Während bisher Antriebsintervalle von 6 Stunden für Regionale Simulationen gefordert wurden, konnte gezeigt werden, dass bei Simulationen mit 'Spektralem Nudging' auch Simulationen mit 12-stündlichem Antrieb akzeptable Resultate liefern.

Um die Ergebnisse der Simulation des LMM klimatisch einordnen zu können, wurde eine zweite Periode (1625-1655) als Normal-Periode simuliert. Sie wurde im Hinblick auf ihre Repräsentanz für die vorindustrielle Zeit ausgewählt. Das Klima des späten Maunder-Minimums wurde als Abweichung von dieser Normal-Periode beschrieben. Die so berechneten Anomalien des LMM wurden mit den Anomalien verschiedener Rekonstruktionen, mit Fokus auf die Rekonstruktion nach Luterbacher et al. (2000), verglichen. Die Rekonstruktionen wurden jeweils in Bezug zur vorindustriellen Zeit betrachtet.

Für die Regionen mit hoher Zuverlässigkeit der rekonstruierten Daten sind die Übereinstimmungen der simulierten Anomalien des LMM mit den rekonstruierten Anomalien für die Wintermonate gut. Auch in der Einschätzung, dass besonders die Winter mit strenger Ausprägung im späten Maunder-Minimum kälter als in der vorindustriellen Zeit ausfielen, zeigen sich simulierte und rekonstruierte Datensätze konsistent.

Die Übereinstimmung zwischen den Rekonstruktionen der Winter-Anomalien für die Benelux-Staaten (van Engelen et al., 2001) und De Bilt (van den Dool et al., 1978) und Zentral-England (Manley, 1974) stimmen besser mit den simulierten Anomalien des LMM überein als die Rekonstruktionen nach Luterbacher et al. (2000).

Als besonders problematisch haben sich Aussagen über den skandinavischen Bereich herausgestellt. Die Rekonstruktionen nach Luterbacher et al. (2000) müssen in dieser Region aufgrund geringer RE-Werte als unsicher eingeschätzt werden. Die Rekonstruktionen der Eisverhältnisse im Finnischen Meerbusen von Koslowski (1999) widersprechen den Temperaturrekonstruktionen aufgrund der Eisbedeckung im Tallinner Hafen nach Tarand und Nordli (2001). Die REMO-Simulation führt zu Anomalien, die sowohl von der

Rekonstruktion nach Luterbacher als auch von der Rekonstruktion nach Tarand und Nordli abweicht.

Die Sommermonate werden vom Modell mit stärker negativer Anomalie für das späte Maunder-Minimum wiedergegeben, die Rekonstruktionen nach Luterbacher et al. weisen im Bereich großer Zuverlässigkeit (West- und Mittel-Europa) Anomalien kleiner als ± 0.1 K auf. Dies widerspricht der Messreihe nach Manley (1974), aus welcher negative Anomalien für das LMM in Bezug auf die vorindustrielle Zeit abgeleitet werden können und der Rekonstruktion von Racz (1994), welcher starke positive Anomalien für Ungarn angibt.

Der Vergleich der Anomalien der mittleren saisonalen Niederschlagssummen zwischen Simulation und Rekonstruktion nach Luterbacher zeigte bei prozentualer Betrachtung gute Übereinstimmung in Winter und Frühling: im Winter Niederschlagsabnahmen in Mittel- und Ost-Europa, Zunahmen in Südost-Europa und im Frühling Niederschlagszunahmen in Mittel-Europa. Im Sommer und Herbst sind kaum Übereinstimmungen zu verzeichnen. Die Unsicherheiten der Rekonstruktion wurden bisher nicht angegeben. Die absoluten Niederschlagssummen sind nicht vergleichbar, da der Modell-Bias gegenüber den der Regressionsmodelle der Rekonstruktion zugrunde liegenden CRU-Daten zu hoch ist.

Die Ergebnisse der regionalen Simulation sind durchaus vielversprechend. Sie werden innerhalb des DEKLIM-Projektes „Integrierte Ostsee Umweltstudie: Analyse und Simulation der hydrologischen und ökologischen Variabilität der letzten 1000 Jahre“ (IBSEN) (Fennel und Dippner, 2002) als Antriebsdaten eines Ostsee-Modells verwendet.

Da die Antriebsdaten des Global-Modells den Haupteinfluss auf die regionale Simulation ausüben, ist es unbedingt sinnvoll, weitere regionalen Simulationen durchzuführen, wenn neue globale Simulationen, beispielsweise mit höherer Auflösung und damit verbesserter Reproduktion der Zirkulation, vorliegen.

7 Abkürzungsverzeichnis

AMIP	Atmosphären-Modell-Vergleichs Intercomparison Project	Projekt:	'Atmospheric Model
AOGCM	Gekoppeltes Atmosphäre-Ozean GCM		
BADC	'British Atmospheric Data Centre'		
CRU	'Climatic Research Unit' der University of East Anglia		
DEKLIM	Deutsches Klimaforschungsprogramm		
DJF	Dezember, Januar, Februar		
DKRZ	Deutsches Klima RechenZentrum		
DWD	Deutscher WetterDienst		
ECHO-G	gekoppelte Version des atmosphärischen Globalmodells ECHAM4 mit dem globalen Ozean Modell HOPE-G		
ECHAM4	atmosphärisches Globalmodell (GCM) des MPIfM: European Centre Hamburg Model Version 4		
GISS	'Goddard Institute for Space Studies'		
GCM	'General Circulation Model'		
HOPE-G	Ozeanmodell des MPIfM: Hamburg Ocean Primitive Equation model, global version		
JJA	Juni, Juli, August		
KNMI	'Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut': Königliches Niederländisches Meteorologisches Institut		
LMM	spätes Maunder Minimum (1675-1705): Late Maunder Minimum		
MPIfM	Max-Planck-Instituts für Meteorologie		
REMO	REgional MOdell des MPIfM		
RIVM	'RijksInstituut voor Volksgezondheid en Milieu': Nationales Institut für Gesundheit und Umwelt (Niederlande)		
SO&P	'Simulations, Observations & Paleoclimatic data: climate variability over the last 500 years'		
SST	Oberflächentemperatur des Wassers: Sea Surface Temperature		
NCEP/NCAR	'National Centers for Environmental Prediction/ National Centre for Atmospheric Research'		
OASIS	'Ocean Atmosphere Sea Ice Soil': Kopplungsmodul für Globalmodelle als freeware des 'European Centre for Research and Advanced Training in Scientific Computation: Climate modelling and global change (CERFACS)'		
QUIRCS	DEKLIM-Projekt „Quantifizierung von Ungenauigkeiten regionaler Klima- und Klimaänderungs-Simulationen“		

8 Literaturverzeichnis

- Alcoforado, M.J., M.F. Nunes, J.C. Garcia and J.P. Taborda, 2000: Temperature and precipitation reconstruction in southern Portugal during the late Maunder Minimum (AD 1675-1715). *The Holocene*, **10**, 333-341.
- BADC, 2002: Central England Temperatures Map, <http://badc.nerc.ac.uk/data/cet/map.html>.
- Beckman, J.E. and T.J. Mahoney, 1998: The Maunder Minimum and Climate Change: Have Historical Records Aided Current Research? *ASP Conference Series*, **153**.
- Blunier, T., J. Chappellaz, J. Schwander, B. Stauffer and D. Raynaud, 1995: Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature*, **374**, 46-48.
- Borisenkov, Y.P., 1994: Climatic and other natural extremes in the European territory of Russia in the late Maunder Minimum (1675-1715). In: B. Frenzel (Editor), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, Paläoklimaforschung, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena New York, pp. 83-94.
- Bradley, R., 1992: Climate Since AD 1500 Database. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Bradley, R. and P. D. Jones (1992): *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London, New York.
- Briffa, K.R., 1994: Tree-ring evidence of northern Fennoscandian summer temperatures during the Maunder Minimum period. In: B. Frenzel (Editor), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, Paläoklimaforschung, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena New York, pp. 23-32.
- Brückner, E., 2000: The Sources and Consequences of Climate Change and Climate Variability in Historical Times. In: N. Stehr and H. von Storch (Editors), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht Boston London.
- Camuffo, D. and S. Enzi, 1994: The climate of Italy from 1675-1715. In: B. Frenzel (Editor), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, Paläoklimaforschung, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena New York, pp. 43-50.
- Chernavskaya, M., 1994: The climate of the Russian plain according to the diary of Peter the Great and the weather records of Czar Aleksey's court. In: B. Frenzel (Editor), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, Paläoklimaforschung, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena New York, pp. 73-81.
- Cook, E.R., K.R. Briffa and P.D. Jones, 1994: Spatial regression methods in dendroclimatology: a review and comparison of two techniques. *International Journal of Climatology*, **14**, 379-402.
- Crowley, T.J., 2000: Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, **289**, 270-277.
- D'Andrea, F., S. Tibaldi, M. Blackburn, G. Boer, M. Deque, M.R. Dix, B. Dugas, L. Ferranti, T. Iwasaki, A. Kitoh, V. Pope, D. Randall, E. Roeckner, D. Strauss, W. Stern, H. van den Dool and D. Williamson, 1998: Northern hemispheric atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979-1988. *Climate Dynamics*, **14**, 385-407.
- Dansgaard, W., S.J. Johnsen, J. Moller and C.C. Langway, 1969: One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. *Science*, **166**, 377-381.
- de Vries, J., 1977: Histoire du climat et économie: des faits nouveaux, une interprétation différente. *Annales Economies Sociétés Civilisations*, **32**, 198-227.

- Denis, B., R. Laprise and D. Caya, 2002: Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Climate Dynamics*, **20**, 107-126.
- Eddy, J.A., 1977: The Maunder Minimum. *Science*, **192**, 1189-1202.
- Eronen, M., M. Lindholm and P. Zetterberg, 1994: Extracting palaeoclimatic information from pine tree-rings in Finland. In: B. Frenzel (Editor), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, Paläoklimaforschung, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena New York, pp. 43-50.
- Etheridge, D.M., L.P. Steele, R.L. Langenfelds, R.J. Francey, J.-M. Barnola and V.I. Morgan, 1996: Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 4115-4128.
- Fennel, W. and J.W. Dippner, 2002: IBSEN: Integrated Baltic Sea Environmental Study: Analysis and Simulation of Hydrological and Ecological Variability in the last 1000 years. http://www.io-warnemuende.de/projects/ibsenweb/en_index.html.
- Frenzel, B. (1992): European climate reconstructed from documentary data: methods and results. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York.
- Feser, F., R. Weisse and H. von Storch, 2001: Multi-decadal Atmospheric Modeling for Europe Yields Multi-purpose Data. *EOS*, **82**.
- Fischer-Bruns, I., U. Cubasch, H. von Storch, E. Zorita, J.F. Gonzales-Rouco and J. Luterbacher, 2002: Modelling the Late Maunder Minimum with a 3-dimensional Ocean-Atmosphere GCM. *CLIVAR Exchanges*, **7**, 59-64.
- Frenzel, B. (Editor), 1994: *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*. Paläoklimaforschung, 13, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena New York, 497 pp.
- Giorgi, F., M.R. Marinucci and G.T. Bates, 1993: Development of second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Monthly Weather Review*, **121**, 2814-2832.
- Glaser, R., 2001: *Klimageschichte Mitteleuropas: 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen*, Primus Verlag, Darmstadt.
- Grove, J.M. and A. Conterio, 1994: Climate in the eastern and central Mediterranean, 1675 to 1715. In: B. Frenzel (Editor), *Climate in the eastern and central Mediterranean, 1675 to 1715*, Paläoklimaforschung, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena New York, pp. 43-50.
- Hagedorn, R., 2000: Ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell für das Ostsee-Einzugsgebiet, Christian-Albrechts-Universität, Kiel, 165 pp.
- Hoyt, D.V. and K.H. Schatten, 1998: Group sunspot numbers: A new solar activity reconstruction. Part 1. *Solar Physics*, **179**.
- Jacob, D., 2001: A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **77**, 61-73.
- Jacob, D., B.J.J.v.d. Hurk, U. Androe, G. Elgered, C. Fortelius, L.P. Graham, S.D. Jackson, U. Karstens, C. Köpken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B.H. Sass, R.N.B. Smith and X. Yang, 2001: A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **77**, 19-44.
- Jacob, D. and R. Podzun, 1997: Sensitivity Studies with the Regional Model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **63**, 119-129.

- Jacobeit, J., H. Wanner, J. Luterbacher, C. Beck, A. Philipp and K. Sturm (2003): Atmospheric circulation variability in the North-Atlantik-European area since the mid-seventeenth century. *Climate Dynamics*, **20**, 341-352.
- Joshi, M., K. Shine, M. Ponater, N. Stuber, R. Sausen and L. Li, 2003: A comparison of climate response to different radiative forcings in three general circulation models: towards an improved metric of climate change. *Climate Dynamics*, **20**, 843-854.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woolen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin American Meteorological Society*, **77**, 437-471.
- Keuler, K., 2002: Quantification of Uncertainties In Regional Climate and climate change Simulations. <http://alice.luft.tu-cottbus.de/Quircs/home.html>.
- KIHZ, 2000: Natürliche Klimavariationen in Historischen Zeiten bis 10.000 Jahre vor heute. http://www.gfz-potsdam.de/pb3/pb33/kihzhome/kihzh00/welcome_de.html.
- Kirchner, I., G.L. Stenchikov, H.-F. Graf, A. Robock and J.C. Antuña, 1999: Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 19.039-19.055.
- Klein Goldewijk, K., 2001: Estimating global land use change over the past 300 years: the HYDE database. *Global Biogeochemical Cycles*, **15**, 417-434.
- Klemm, V., G. Darkow and H.R. Bork, 1998: *Geschichte der Landwirtschaft in Brandenburg*, Verlag Mezögazda, Budapest.
- Koslowski, G., 1999: Rekonstruktion der Eisbedeckung der Ostsee für das späte Maunder-Minimum. *Manuskript*.
- Koslowski, G. and R. Glaser, 1999: Variations in reconstructed ice winter severity in the western baltic from 1501 to 1995, and their implications for the north Atlantic oscillation. *Climatic Change*, **41**, 175-191.
- Koslowski, G. and P. Loewe, 1998: The western Baltic sea ice season in terms of a mass-related severity index: 1879-1992 (II). Spectral characteristics and associations with the NAO, QBO and solar cycle. *Tellus*, **50A**, 219-241.
- Labitzke, K. (2003): The global signal of the 11-year sunspot cycle in the atmosphere: Wehn do we need the QBO? *Meteorologische Zeitschrift*, **12**(3).
- Labrijn, A., 1945: The climate of the Netherlands during the last two and a half centuries. *KNMI Mededelingen en Verhandelingen*, **49**.
- Lamb, H.H., 1977: *Climate: Present, Past and Future*, 2, London.
- Lamb, H.H., 1982: *Klima und Kulturgeschichte. Der Einfluß des Wetters auf den Gang der Geschichte*, rowohlts enzyklopädie, Reinbek.
- Legates, D.R. and C.J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected global precipitation. *International Journal of Climatology*, **10**, 111-127.
- Legrand, J.-P. and M. LeGoff, 1992: Les observations meteorologiques de Louis Morin. Direction de la Meteorologie Nationale, Paris.
- Legutke, S. and E. Maier-Reimer, 1999: Climatology of the HOPE-G Global Ocean - Sea Ice Circulation Model. DKRZ, Hamburg, 21.
- Legutke, S. and R. Voss, 1999: The Hamburg Atmosphere-Ocean Coupled Circulation Model ECHO-G. DKRZ, Hamburg, 21.

- Lindgren, S. and J. Neumann, 1981: The cold and wet year 1695 - a contemporary german account. *Climatic Change*, **3**, 173-181.
- Luterbacher, J., 2002: pers. Kommunikation.
- Luterbacher, J., R. Rickli, C. Tinguely, E. Xoplaki, E. Schüpbach, D. Dietrich, J. Hüsler, M. Ambühl, C. Pfister, P. Beeli, D. U., A. Danneker, T.D. Davies, P.D. Jones, V. Slonosky, A.E.J. Ogilvie, P. Maheras, F. Kolyva-Machera, J. Martin-Vide, M. Barriendos, M.J. Alcoforado, F. Nunes, T. Jonsson, R. Glaser, J. Jacobeit, C. Beck, A. Philipp, U. Beyer, E. Kaas, T. Schmith, L. Bärring, P. Jönsson, L. Racz and H. Wanner, 2000: Monthly Mean Pressure Reconstruction for the Late Maunder Minimum Period (1675-1715) based on Canonical Correlation Analysis. *International Journal of Climatology*, **20**, 1049-1066.
- Luterbacher, J., R. Rickli, E. Xoplaki, C. Tinguely, C. Beck, C. Pfister and H. Wanner, 2001: The Late Maunder Minimum (1675-1715) - a key period for studying decadal scale climatic change in Europe. *Climatic Change*, **49**, 441-462.
- Luterbacher, J., E. Xoplaki, D. Dietrich, R. Rickli, J. Jacobeit, C. Beck, D. Gyalistras, C. Schmutz and H. Wanner, 2002: Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. *Climatic Change*, **18**, 545-561.
- Majewski, D., G. Doms, W. Edelman, M. Getz, T. Hanisch, E. Heise, A. Link, P. Prohl, B. Ritter and U. Schättler, 1995: Dokumentation des EM/DM-Systems. *Deutscher Wetterdienst, Abteilung Forschung*.
- Manley, G., 1974: Central England Temperatures: Monthly Means 1659 to 1973. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **100**, 389-405.
- Nash, J.E. and J.V. Sutcliffe, 1970: River flow forecasting through conceptual models, A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, **10**, 282-290.
- Neumann, J. and S. Lindgren, 1979: Great historical events that were significantly affected by the weather: 4, The great famines in Finland and Estonia, 1695-1697. *Bulletin American Meteorological Society*, **60**, 775-786.
- New, M., M. Hulme and P.D. Jones, 2000: Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, **13**, 2217-2238.
- New, M., M. Todd, M. Hulme and P.D. Jones, 2001: Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *International Journal of Climatology*, **21**, 1899-1922.
- Ogilvie, A.E.J., 1994: Documentary records of climate from Island during the late Maunder Minimum period A.D. 1675 to 1715 with reference to the isotopic record from Greenland. In: B. Frenzel (Editor), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, Paläoklimaforschung, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena New York, pp. 43-50.
- Ogilvie, A.E.J., 1996: Sea-ice conditions of the coasts of Iceland A.D. 1601-1850 with special reference to part of the Maunder Minimum period (1675-1715). In: E.S. Pedersen (Editor), *North European climate data in the latter part of the Maunder Minimum period A.D. 1675-1715*, AmS-Varia, Museum of Archaeology, Stavanger, pp. 9-12.
- Osborn, T.J. and K.R. Briffa, 2003: Simulations, Observations & Palæoclimatic data: climate variability over the last 500 years. <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/soap/>.
- Parker, D.E., T.P. Legg and C.F. Folland, 1992: A new daily Central England Temperature Series 1772-1991. *International Journal of Climatology*, **12**, 317-342.

- Pfister, C., 1992: Monthly temperature and precipitation in central Europe from 1525-1979: quantifying documentary evidence on weather and its effect. In: R. Bradley and T.C. Johns (Editors), *Climate since A.D. 1500*, Routledge, London, pp. 118-142.
- Pfister, C., 1994: Switzerland: The time of icy winters and chilly springs. In: B. Frenzel (Editor), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York, pp. 43-50.
- Pfister, C., 1999: *Wetternachhersage: 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496-1995)*, Verlag Paul Haupt, Bern Stuttgart Wien.
- Pfister, C. and W. Bareiss, 1994: The climate in Paris between 1675 and 1715 according to the Meteorological Journal of Louis Morin. In: B. Frenzel (Editor), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York, pp. 43-50.
- Pfister, C., J. Kington, G. Kleinlogel and H. Schüle, 1994: High resolution spatio-temporal reconstructions of past climate from direct meteorological observations and proxy data. In: B. Frenzel (Editor), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York, pp. 43-50.
- Podzun, R., A. Cress, D. Majewski and V. Renner, 1995: Simulation of European Climate with a Limited Area Model. Part II: AGCM Boundary Conditions. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, **68**, 205-225.
- Racz, L., 1994: The climate of Hungary during the late Maunder Minimum (1675-1715). In: B. Frenzel (Editor), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, Paläoklimaforschung, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena New York, pp. 43-50.
- RIVM, 2002: History Database of the Global Environment: Historical Land Use Changes over the past 300 years. National Institute of Public Health and the Environment (RIVM), Bilthoven.
- Robock, A., 2000: Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, **38**, 191-219.
- Robock, A. and J. Mao, 1995: The Volcanic Signal in Surface Temperature Observations. *Journal of Climate*, **8**, 1086-1103.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese and U. Schulzweida 1995: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Schönwiese, C.-D., 1995: *Klimaänderungen. Daten, Analysen, Prognosen.*, Springer, Berlin.
- Schrum, C., B. Martinez-Lopez and F. Siegmund, 2002: Modellerte Klimatologie von Wärmeinhalt und Salzgehalt in Nordsee und Ostsee. Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg, Hamburg, pp. 205.
- Serre-Bachet, F., 1994: Annual and summer mean temperature reconstructions from tree-rings in western and southern Europe since A.D. 1500 with special reference to the late Maunder Minimum. In: B. Frenzel (Editor), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York, pp. 266-274.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, M.E. Mann, D. Rind and A. Waple, 2001: Solar Forcing of Regional Climate Change During the Maunder Minimum. *Science*, **294**, 2149-2152.
- Tarand, A. and P.Ø. Nordli, 2001: The Tallinn Temperature Series Reconstructed back half a Millennium by use of Proxy Data. *Climatic Change*, **48**, 189-199.
- Terray, L., S. Valcke and A. Piacentini, 1998: The OASIS Coupler User Guide, Version 2.2. CERFACS, pp. 77.

- Tett, S.F.B., 2003: pers. Kommunikation.
- Tibaldi, S., F. D'Andrea, E. Tosi and E. Roeckner, 1997: Climatology of northern hemisphere blocking in the ECHAM model.
- Tibaldi, S. and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus*, **42**, 343-365.
- van den Dool, H.M., H.J. Krijnen and J.E. Schuurmans, 1978: Average Winter Temperatures at the De Bilt (the Netherlands): 1634-1977. *Climatic Change*, **1**, 319-330.
- van Engelen, A.F.V., J. Buisman and F. IJnsen, 2001: A Millennium of Weather, Winds and Water in the Low Countries. In: P.D. Jones (Editor), *History and Climate: Memories of Future*, Kluwer Academic Press, New York Boston London, pp. 101-124.
- von Storch, H., 2003: pers. Kommunikation.
- von Storch, H., H. Langenberg and F. Feser, 2000: A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Monthly Weather Review*, **128**, 3664-3673.
- von Storch, H. and F.W. Zwiers, 1999: *Statistical analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Widmann, M. and S.F.B. Tett, 2003: Simulating the Climate of the Last Millennium. *Pages Newsletter*, submitted.
- Wöhl, 2003: <http://www.kis.uni-freiburg.de/>. *Kiepenheuer-Institut für Sonnenphysik*.
- Wolff, J.-O., E. Maier-Reimer and S. Legutke, 1997: The Hamburg Ocean Primitive Equation Model. DKRZ, Hamburg.
- Xoplaki, E., P. Maheras and J. Luterbacher, 2001: Variability of climate in meridional Balkans during the periods 1675-1715 and 1780-1830 and its impact on human life. *Climatic Change*, **48**, 581-615.
- Zorita, E., H. von Storch, J.F. Gonzales-Rouco, U. Cubasch, J. Luterbacher, S. Legutke, I. Fischer-Bruns and U. Schlese, 2003: Transient simulation of the climate of the last five centuries with an atmosphere-ocean coupled model: the Late Maunder Minimum and the Little Ice Age. GKSS-Report, Geesthacht.

Danksagung

Bei Prof. Dr. Hans von Storch möchte ich mich für die Betreuung der Arbeit und die vielen wissenschaftlichen Diskussionen ganz herzlich bedanken. Ihm und Prof. Dr. Klaus Dethloff gilt mein besonderer Dank für die Begutachtung der Arbeit.

Dr. Heinz-Theo Mengelkamp möchte ich für die Überlassung des Themas und die Betreuung im ersten Jahr der Arbeit danken.

Dr. Burkhardt Rockel und den Arbeitsgruppen „Regionale Modellierung“ und „Hydrometeorologie“ des Instituts für Küstenforschung des GKSS möchte ich für die vielen kritischen Diskussionen und das angenehme Arbeitsklima, welche den Fortgang der Arbeit sehr positiv beeinflussten, danken.

Mein Dank gilt Dr. Fidel Gonzalez-Rouco, Dr. Jürg Luterbacher und Dr. Gerhard Koslowski für die Erstellung und Bereitstellung von Daten, speziell für diese Arbeit.

Ralf Podzun, Dr. Tido Semmler und Frauke Feser danke ich für die Hilfe bei technischen Fragen des Umgangs mit dem Modell.

Bei Sebastian Wagner, Dr. Eduardo Zorita und Dr. Irene Fischer-Bruns möchte ich mich für die Impulse bedanken, die ich aus Diskussionen mit ihnen ziehen konnte.

Für die konstruktiven Anregungen und Diskussionen in der Endphase der Arbeit bedanke ich mich insbesondere bei Joachim Geyer, Dr. Insa Meincke, Dr. Renate Hagedorn und Dr. Klaus-Peter Johnsen.

