

Die Auswirkungen eines potentiellen Grand Solar Minimum auf das Klimasystem vor dem Hintergrund des anthropogenen Klimawandels

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
"Doktor der Naturwissenschaften"
am Fachbereich für Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Tobias Christian Spiegl

am 22.05.2017

Erstgutachterin:
Prof. Dr. Ulrike Langematz
Zweitgutachter:
Prof. Dr. Rupert Klein
Tag der Disputation:
19.07.2017

Zusammenfassung

Das langanhaltende Minimum des solaren Zyklus 23 sowie das besonders schwache Maximum des Zyklus 24, deuten auf ein mögliches Grand Solar Minimum innerhalb der kommenden drei bis fünf Jahrzehnte hin. Für die vergangenen 1.000 Jahre können zumindest 5 solcher Grand Solar Minima (mit einer Dauer zwischen 60 und 100 Jahren) festgestellt werden, welche auf einer Abschwächung des Magnetfelds der Sonne beruhen. Das letzte Grand Solar Minimum, das Maunder Minimum (1645-1715), fällt mit der 'kleinen Eiszeit' in Europa zusammen. Einer Epoche mit überdurchschnittlich tiefen Temperaturen insbesondere im Winter. Eine derartige Reduktion des Strahlungsantriebs vor dem Hintergrund stetig ansteigender Treibhausgasemissionen führt häufig zu einer Missinterpretation in der medialen Berichterstattung und einer Infragestellung des anthropogenen Einflusses auf das Klimasystem. Da die Abschätzung der Strahlungsreduktion mit hohen Unsicherheiten verbunden ist, wurden zur Simulation eines zukünftigen Grand Solar Minimum unter den Bedingungen eines RCP6.0-Szenarios, 3 unterschiedliche Rekonstruktionen des Strahlungsantriebs während der Maunder Minimum Periode verwendet. Dabei unterscheiden sich die Datensätze, sowohl hinsichtlich der TSI (total solar irradiance) als auch der SSI (solar spectral irradiance). Alle transienten Simulationen wurden mit dem gekoppelten, Klima-Chemiemodell EMAC-O durchgeführt. Das Modell verfügt neben einer interaktiven Ozonchemie und einem hohen Modelloberrand (0.01 hPa), über ein hochauflösendes Strahlungsschema im kurzwelligen Wellenbereich. Die Ergebnisse der vorliegenden Dissertation deuten auf eine gewisse Abschwächung des globalen anthropogenen Klimawandels während der Kernperiode eines möglichen Grand Solar Minimum hin. Es konnten jedoch auch Regionen identifiziert werden, welche überdurchschnittlich stark von den Auswirkungen eines Grand Solar Minimum betroffen wären. Zu diesen Regionen gehören die hohen Breiten der Nordhemisphäre aber auch weite Teile der inneren Tropen. Weiterhin kann eine Modulation von ENSO unter den Bedingungen eines Grand Solar Minimum festgestellt werden. Diese ist geprägt von einer schwächeren Amplifizierung der ENSO-Amplitude mit Fortschreiten des anthropogenen Klimawandels im Vergleich zur Referenzsimulation. Die durch den Anstieg anthropogener Treibhausgase bedingte Abkühlung in der mittleren Atmosphäre wird unter den Bedingungen eines Grand Solar Minimum weiter verstärkt. Dies ist auf eine Reduzierung des kurzwelligen Strahlungsantriebs, eine abgeschwächte Ozonproduktion und daraus resultierende negative Anomalien der kurzwelligen solaren Heizraten zurückzuführen. Darüber hinaus zeigt sich eine deutliche Verzögerung der Totalozonerholung in den Simulationen unter Grand Solar Minimum Bedingungen. Abschließend kann eine deutliche Beeinflussung der winterlichen Dynamik innerhalb der mittleren Atmosphäre der Nordhemisphäre unter reduzierter solarer Einstrahlung aufgezeigt werden. Diese Beeinflussung äußert sich in Form einer Abschwächung des Polarwirbels, häufigeren Stratosphärenwärmungen im Frühwinter und einer Modulation der troposphärischen Variabilität, welche mit dem Top-down Mechanismus in Einklang steht.

Abstract

The long-lasting minimum of Solar Cycle 23 as well as the overall weak maximum of Cycle 24, reveal the possibility for a return to Grand Solar Minimum conditions within the next three to five decades. The past millennium featured at least 5 excursions (lasting 60–100 years) of exceptionally low solar activity, induced by a weak magnetic field of the Sun. The last Grand Solar Minimum, the so called Maunder Minimum (1645–1715), coincides with the 'Little Ice Age' in Europe, a time of severe cold, especially during winter season. The quantification of the implications of such a projected decrease in solar forcing is of ultimate importance, given the on-going public discussion of the role of carbon dioxide emissions for global warming, and the possible role a cooling due to decreasing solar activity could be ascribed to. Since the magnitude of a future reduction in solar forcing, due to a possible Grand Solar Minimum, is highly uncertain, 3 different solar reconstruction datasets for the Maunder Minimum period that show significant differences in both, TSI (total solar irradiance) and SSI (solar spectral irradiance), were used to simulate a future Grand Solar Minimum under RCP6.0 conditions. All transient simulations were carried out using the ocean-coupled chemistry-climate model EMAC-O. Besides interactive ozone chemistry and a high model top (0.01 hPa) the model includes a high-resolution shortwave radiation scheme. The results obtained, suggest a certain slowdown of global-scale temperature increase mainly during the core period of a future Grand Solar Minimum. However, some regions show a rather strong response to Grand Solar Minimum conditions. These include the high latitudes of the Northern Hemisphere, but also vast areas of the inner tropics. Furthermore it shows, that a Grand Solar Minimum might be associated with a modulation of the ENSO amplitude which faces less amplification during the 21st century under reduced solar forcing compared to the reference simulation. In the middle atmosphere a Grand Solar Minimum might reinforce the expected cooling due to rising greenhouse gas emissions. This additional cooling can be attributed to reduced short wave radiation during a Grand Solar Minimum, less ozone production and an associated decrease in short wave heating rates. It also can be shown that a Grand Solar Minimum interferes with a recovery of total column ozone, which is markedly delayed under the influence of a Grand Solar Minimum. Conclusively, a distinct influence on middle atmosphere dynamics in Northern Hemisphere winter was found under Grand Solar Minimum conditions. These solar induced changes are characterized by a weakening of the polar vortex, more frequent sudden stratospheric warmings in early winter and a top-down modulation of tropospheric winter variability.

Inhaltsverzeichnis

1	Motivation	7
2	Die Sonne - ein variabler Stern	9
2.1	Von Galilei zu SORCE - Chronik der Sonnenbeobachtung	9
2.2	Grundlegende physikalische Eigenschaften und Aufbau der Sonne	14
2.2.1	Das Standard-Sonnenmodell	15
2.2.2	Energieproduktion - der Sonnenkern	16
2.2.3	Energietransport - Strahlungszone und Konvektionszone	18
2.2.4	Magnetismus - Tachokline und Sonnendynamo	19
2.2.5	Sonnenflecken und Fackeln - die Photosphäre	21
2.2.6	Die Atmosphäre der Sonne - Chromosphäre und Korona	23
2.3	Variabilität und Zusammensetzung der Solarstrahlung	24
2.3.1	Kurzfristige Schwankungen - der 27-tägige Rotationszyklus	24
2.3.2	Dekadische Variabilität - der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus	25
2.3.3	Variabilität auf Zeitskalen von Jahrhunderten - Grand Solar Minima und Maxima	28
2.3.3.1	Rekonstruktion solarer Einstrahlung während des letzten Grand Solar Minima	30
2.3.3.2	Ein Grand Solar Minima innerhalb des 21. Jahrhunderts?	32
3	Der Einfluss solarer Variabilität auf das Klimasystem	35
3.1	Übertragungsmechanismen des solaren Signals	37
3.2	Das solare Signal in der Troposphäre und der Bottom-up Mechanismus	38
3.2.1	Die El Niño-Southern Oscillation - Die Rolle des anthropogenen Klimawandels und mögliche solare Einflussfaktoren	41
3.3	Das solare Signal in der Stratosphäre und der Top-down Mechanismus	49

3.3.1	Der Einfluss solarer Variabilität auf die Klimavariabilität der Nordhalbkugel . . .	55
3.4	Das Klima während der Maunder-Minimum-Periode	60
3.5	Einfluss eines zukünftigen Grand Solar Minimum auf das Klima des 21. Jahrhunderts . .	64
4	Modellbeschreibung, Setup und Analysen	75
4.1	EMAC und EMAC-O	75
4.2	Experimentelles Setup	77
4.2.1	Zeitscheibensimulationen	78
4.2.2	Transiente Klimasimulationen	81
4.3	Analysemethoden	84
4.3.1	Signifikanztests	84
4.3.1.1	t-Test	84
4.3.1.2	χ^2 -Vierfeldertest nach Pearson	84
4.3.2	Klimaindizes	85
4.3.2.1	NAO-Index	85
4.3.2.2	NINO3.4-Index und ENSO-Klassifikation	86
4.3.3	Hotspot-Analytik mit Hilfe von Euklidischen Distanzen	87
4.3.4	Hauptkomponentenanalyse und -regression	89
4.3.5	Multiple lineare Regression	92
4.3.6	Wellenanalytik	93
5	GSM-Zeitscheibensimulationen	97
5.1	Das GSM-Signal in der Troposphäre	97
5.2	Das GSM-Signal in der mittleren Atmosphäre	101
5.2.1	Das GSM-Signal im langjährigen Jahresmittel	101
5.2.2	Das GSM-Signal im Nordwinter und -sommer	105
5.3	Der Einfluss eines GSM auf die intersaisonale Variabilität der Nordhemisphäre	112
5.3.1	Die Stratosphären-Troposphären-Kopplung und die NAO im Nordwinter	112
5.3.2	Das troposphärische NAO(-)-Signal in Kompositanalysen	116
5.4	Zusammenfassung	120

6	Der Klimawandel des 21. Jahrhunderts unter Einfluss eines GSM	123
6.1	Der Klimawandel in der Troposphäre unter GSM-Bedingungen	123
6.1.1	Die Entwicklung der bodennahen Temperatur im Jahresmittel	123
6.1.2	Die Entwicklung der bodennahen Temperatur im Winter der Nordhalbkugel . . .	126
6.1.3	Das bodennahe GSM-Signal in Hotspot-Analysen	132
6.1.3.1	Ausgewählte Klimaindikatoren der Hotspot-Analytik während der Kernperiode des GSM	136
6.1.4	Der Einfluss eines GSM auf das Klima im tropischen Pazifikraum	144
6.2	Der Klimawandel in der mittleren Atmosphäre während des 21. Jahrhunderts	161
6.2.1	Der zukünftige Klimawandel in der mittleren Atmosphäre unter Referenzbedingungen	161
6.2.2	Der zukünftige Klimawandel in der mittleren Atmosphäre während der Kernperiode eines GSM im langjährigen Jahresmittel	165
6.2.3	Die Erholung des Totalozons unter GSM-Bedingungen	169
6.2.4	Dynamische Prozesse in der mittleren Atmosphäre innerhalb der Nordhemisphäre im Winter während der Kernperiode eines GSM	172
7	Zusammenfassung und Ausblick	181
	Literaturverzeichnis	185

Anhang

Danksagung

Selbständigkeitserklärung

Kapitel 1

Motivation

Die politischen, technischen und sozioökonomischen Entwicklungen der kommenden Jahrzehnte werden maßgeblich über das Ausmaß des Klimawandels des 21. Jahrhunderts entscheiden, da sie untrennbar mit den zukünftigen Emissionen anthropogener Treibhausgase verknüpft sind. Um den Unsicherheiten bezüglich dieser Entwicklungen im Rahmen von Klimaprojektionen Rechnung zu tragen, ist es üblich, Treibhausgasszenarien unterschiedlicher Stärke für die Zukunft anzunehmen. Während die Auswirkungen stetig ansteigender Treibhausgaskonzentrationen auf das Klimasystem gut verstanden und innerhalb der wissenschaftlichen Gemeinschaft weitgehend akzeptiert sind, werden die natürlichen Antriebsmechanismen des irdischen Klimas intensiv und teils kontrovers diskutiert. Dabei kommt der Variabilität der solaren Einstrahlung eine zentrale Rolle zu. Das besonders lang anhaltende solare Minimum des Sonnenzyklus 23 sowie das seit 100 Jahren schwächste solare Maximum des Zyklus 24 werden zunehmend als Indizien für ein Ende des modernen solaren Maximums angesehen und können Anzeichen für ein bevorstehendes Grand Solar Minimum (GSM) innerhalb der nächsten Jahrzehnte sein. GSM zeichnen sich durch eine verringerte solare Aktivität, insbesondere aber durch ein Fehlen des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus aufgrund einer Abschwächung des solaren Magnetfeldes aus. Für die vergangenen 1.000 Jahre sind zumindest 5 solcher GSM mit einer Dauer von wenigen Jahrzehnten bis 100 Jahren dokumentiert. Das jüngste Ereignis, das sogenannte Maunder-Minimum (1645-1715), fällt mit überdurchschnittlich tiefen Temperaturen, harten Wintern und verregneten Sommern insbesondere in Europa zusammen. Die Spekulationen über ein eventuell bevorstehendes GSM, führen häufig zu einer Missinterpretation anthropogener Treibhausgase und deren Auswirkungen auf das Klima für das kommende Jahrhundert. Stünde doch einer mit dem Anstieg von CO₂-Konzentrationen verbundenen Erwärmung, eine Abkühlung aufgrund verringerter solarer Aktivität entgegen, welche den anthropogenen Klimawandel kompensieren könnte. In den nichtwissenschaftlichen Medien münden derartige Diskussionen häufig in einer Infragestellung des vom Menschen verursachten Klimawandels und der Sinnhaftigkeit von Klimaschutz- und Klimaanpassungsmaßnahmen. Aufgrund dessen ist es das primäre Anliegen vorliegender Dissertation, den Effekt eines zukünftigen GSM vor dem Hintergrund stetig ansteigender anthropogener Treibhausgase zu quantifizieren, um die wissenschaftlich belastbare Diskussionsgrundlage zu erweitern. Die Sonne wirkt über eine komplexe Kaskade an Rückkopplungsmechanismen auf unser Klimasystem ein. Variationen der solaren Einstrahlung führen einerseits zu einer Veränderung der Energieaufnahme über den Ozeanen, welche mit einer Modifikation der Meeresoberflächentemperaturen

und Konvektion einhergeht. Andererseits beeinflussen Änderungen der spektralen Zusammensetzung des Sonnenlichts chemische Prozesse in der mittleren Atmosphäre, wovon insbesondere die Produktion von Ozon (O_3) betroffen ist. Dabei sind die Temperaturen und dynamischen Prozesse innerhalb der Stratosphäre besonders über das Zusammenspiel aus O_3 -Konzentrationen und selektiver Absorption von Wellenlängen im UV-Bereich bestimmt. Um dieses vielschichtige Wirkungsgefüge möglichst realitätsnah im Modell abbilden zu können, müssen einige Anforderungen erfüllt sein. Dabei sollte neben einer hohen vertikalen Auflösung der mittleren Atmosphäre ein hochauflösendes Strahlungsschema, interaktive Ozonchemie sowie eine Kopplung an ein 3D-Ozeanmodell vorhanden sein. Um diesen Anforderungen gerecht zu werden, sollen die transienten Simulationen vorliegender Dissertation mit dem gekoppelten Klima-Chemie-Modell EMAC-O durchgeführt werden. Um ein potentiell GSM innerhalb des 21. Jahrhunderts zu simulieren und dessen Auswirkungen herauszuarbeiten, wird eine Abschwächung des solaren Forcings gemäß dreier Strahlungsrekonstruktionen des Maunder-Minimums angenommen sowie ein intermediäres Treibhausgasszenario zugrunde gelegt. Die Experimente unter GSM-Bedingungen werden im Anschluss einer Referenzsimulation mit bestehendem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus gegenübergestellt. Die Bestimmung des reinen Strahlungseffekts der einzelnen Rekonstruktionsdatensätze soll im Vorfeld zu den transienten Simulationen mit Hilfe von Zeitscheibensimulationen, konstanten Randbedingungen und unter Verwendung einer EMAC-Konfiguration mit Mischungsschichtozean erfolgen. Dabei sollen folgenden Fragestellungen im Zentrum der Untersuchungen stehen:

1. Führt ein potentiell GSM innerhalb des 21. Jahrhunderts zu einer Abschwächung und/oder Verlangsamung des globalen, anthropogenen Klimawandels?
2. Welche Regionen der Erde wären besonders von den Auswirkungen eines GSM betroffen?
3. Ist eine Beeinflussung der El Niño-Southern Oscillation unter GSM-Bedingungen möglich?
4. Sind Unterschiede hinsichtlich der grundlegenden Klimaentwicklung während des 21. Jahrhunderts in der mittleren Atmosphäre zwischen GSM- und Referenzbedingungen feststellbar?
5. Lässt sich eine zeitliche Verschiebung der Ozonerholung erkennen?
6. Ist eine Beeinflussung der Nordatlantischen Oszillation unter GSM-Bedingungen zu erwarten?

In Kapitel 2 vorliegender Arbeit soll neben einer chronologischen Zusammenfassung der Erforschung der Sonne ein Überblick über deren wichtigste physikalischen Eigenschaften gegeben werden. Weiterhin werden die Ursachen solarer Variabilität und deren Ausprägungen auf unterschiedlichen Zeitskalen aufgezeigt, bevor abschließend die Wahrscheinlichkeit eines zukünftigen GSM diskutiert wird. Kapitel 3 widmet sich dem Einfluss solarer Variabilität auf das Klimasystem. Hier soll insbesondere der aktuelle Stand der Forschung bezüglich des Bottom-up und Top-down Mechanismus zusammengetragen werden. Während der zweite Teil des Kapitels das Klima während der Maunder-Minimum-Periode behandelt, wird zum Abschluss ein Überblick über aktuelle GSM-Studien gegeben. In Kapitel 4 soll eine Beschreibung des verwendeten Modells, das experimentelle Setup sowie eine Erläuterung der Analysemethoden folgen. In Kapitel 5 und 6 werden die Ergebnisse der Zeitscheibensimulationen und der transienten Läufe vorgestellt. In Kapitel 7 soll eine Zusammenfassung und eine abschließende Bewertung folgen.

Kapitel 2

Die Sonne - ein variabler Stern

Innerhalb dieses Kapitels soll ein Überblick über historische Meilensteine der Sonnenforschung gegeben werden, wobei der Fokus auf der Erforschung von Sonnenflecken und des 11-jährigen Sonnenzyklus liegen soll. Des Weiteren werden die grundlegenden physikalischen Eigenschaften der Sonne dargestellt und in diesem Zusammenhang die Ursachen solarer Variabilität diskutiert.

2.1 Von Galilei zu SORCE - Chronik der Sonnenbeobachtung

Nach der Entwicklung des ersten Fernrohres durch den deutsch-niederländischen Brillenmacher Hans Lipperhey (1570-1619) und dessen Weiterentwicklung durch Galileo Galilei (1564-1642), gelang letzterem nahezu gleichzeitig mit dem Holländer Johann Goldsmid (1587-1616), dem Engländer Thomas Harriot (1560-1621) und dem Deutschen Christoph Scheiner (1575-1650) die erste Beobachtung eines Sonnenflecks mit Hilfe eines Teleskops. Da es damals wie heute nicht möglich war, die Sonne ohne geeignete Filter zu beobachten, wurde das Abbild der Sonne durch das geöffnete Okular des Teleskops auf eine mit Papier bespannte Oberfläche projiziert (Sonnen-Projektions-Methode), was eine gefahrlose Betrachtung ermöglichte. Auch wenn die Entdeckung von Sonnenflecken annähernd zur selben Zeit stattfand, stammt die erste korrekte und umfassende Deutung von Sonnenflecken als variablem Bestandteil der Sonnenoberfläche von Galilei und wurde von jenem unter dem Pseudonym „Apelles“ veröffentlicht [Galilei, 1612; Shea, 1970]. Nach einem viele Jahre andauernden Streit mit Galileo Galilei, in welchem er unter anderem auch des Plagiarismus bezichtigt wurde, legte Christoph Scheiner mit dem Werk „Rosa Ursina sive Sol“ eine zweite bahnbrechende Arbeit zur Beobachtung von Sonnenflecken vor. In seinem Hauptwerk bestätigt Scheiner die Annahmen seines Konkurrenten und erkennt zudem eine regelhafte Anordnung von Sonnenflecken im zeitlichen Verlauf. Des Weiteren beschreibt er erstmalig Sonnenflecken umgebende helle Bereiche (Sonnenfackeln) und legt Berechnungen zur Rotationsperiode und Achsenneigung der Sonne vor [Scheiner, 1630; Shea, 1970]. Im weiteren Verlauf des 17. Jahrhunderts wurde die Beobachtung von Sonnenflecken durch den Deutschen Johannes Hevelius (1611-1687) sowie den Franzosen Jean Picard (1620-1682) und Jean Dominique Cassini (1625-1712), dem Gründer des ersten solaren Observationsprogramms, fortgeführt.

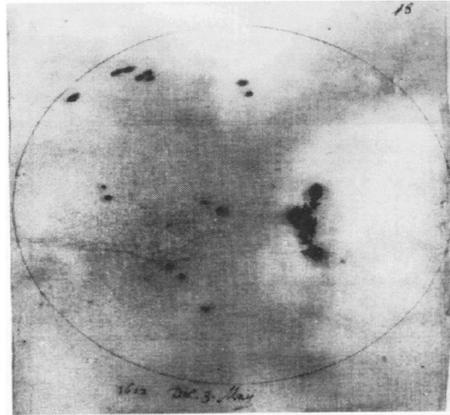


Abbildung 2.1 Galileo Galileis Projektion der Sonnenoberfläche vom 23 Juni 1612 [Van Helden, 1996].

In diese Epoche fällt auch das nach Edward Walter Maunder (1851-1928) benannte Maunder-Minimum. Das Maunder-Minimum wird in die Jahre zwischen 1645 und 1715 datiert und stellt eine Phase dar, in welcher nahezu keine Sonnenflecken registriert werden konnten. Angespornt von den Arbeiten Gustav Spörers (1822-1895), wurde das Maunder-Minimum jedoch erst 1893 von E.W. Maunder beim Studium alter Archive entdeckt [Hoyt et al., 1997]. Dass der Abschnitt des Maunder-Minimum mit relativ niedrigen Temperaturen in Nord- und Mitteleuropa zu dieser Zeit korreliert, wurde erst Mitte des 20. Jahrhundert erkannt (u.a. [Manley, 1961; Suess, 1968]). Da das Maunder-Minimum eine zentrale Rolle im Rahmen vorliegender Arbeit einnimmt, soll in Kapitel 3.4 weiter darauf eingegangen werden. Einer der herausragendsten Pioniere der Sonnenforschung des ausgehenden 18. Jahrhunderts stellt zweifelsfrei der britische Astronom William Herschel (1738-1822) dar. Neben der korrekten Deutung von Sonnenflecken als kühlere Bereiche der Sonnenoberfläche, gelang ihm erstmals der Nachweis der für das Auge unsichtbaren Infrarotstrahlung. Dazu spaltete Herschel zunächst das Sonnenlicht mit Hilfe eines Prismas in seine Grundfarben und stellte im Anschluss an den sichtbaren roten Bereich einen Temperaturanstieg fest. Inspiriert durch diesen Versuch wies Johann Wilhelm Ritter (1776-1810) nur kurze Zeit später die Existenz ultravioletter Strahlung nach. Dazu platzierte er im Bereich vor dem violetten Teil des aufgespaltenen Spektrums ein mit einer Silberchloridlösung getränktes Taschentuch, welches sich aufgrund der Interaktion mit der für das Auge ebenfalls nicht sichtbaren UV-Strahlung dunkel zu verfärben begann. Damit können die Erkenntnisse von Herschel und Ritter als die ersten primitiven Anfänge der Spektroskopie gelten, welche 1802 vom englischen Chemiker William Hyde Wollaston (1766-1828) durch die Entdeckung von Absorptionslinien entscheidend vorangetragen und schließlich 1814 von Joseph von Fraunhofer (1787-1826) durch die Entwicklung des Spektroskops revolutioniert wurde. In den folgenden Jahren und Jahrzehnten entwickelte sich die Spektroskopie zu einem der wichtigsten Zweige der Sonnenphysik im Speziellen und der Astronomie im Allgemeinen. Bis heute werden mit Hilfe spektroskopischer Verfahren die wesentlichen Eigenschaften eines Sterns bestimmt (bspw. Oberflächentemperatur, Rotations- und Bahngeschwindigkeit sowie die chemische Zusammensetzung [Meadows, 2013]). Ein weiterer Meilenstein in der Erforschung der Sonne stellt die Entdeckung und erstmalige Messung der 'Solarkonstanten' dar¹. Die ersten Messungen gelangen dem französischen Physiker Clau-

¹Der Begriff ist heute nur noch in einem historischen Kontext zu verwenden und wurde von der Bezeichnung TSI (**englisch** *Total Solar Irradiance (TSI)*) abgelöst. Dabei bezeichnet die TSI die über alle Wellenlängen integrierte Strahlstärke der Sonne in W/m^2 am Oberrand der Atmosphäre (**englisch** *Top of Atmosphere (TOA)*.)

de Pouillet (1790-1868) sowie dem britischen Astronomen John Herschel (1792-1870) im Jahr 1838 nahezu gleichzeitig mit Hilfe eines Pyrheliometers. Die ermittelte 'Solarkonstante' von 1838 entsprach etwa der Hälfte des heute bekannten Wertes, was mit damals noch nicht quantifizierbaren Effekten von Reflexion, Streuung und Absorption des Sonnenlichts durch atmosphärische Prozesse zusammenhängt [Hufbauer, 1991]. Nur wenige Jahre nach der Entdeckung der 'Solarkonstanten' erkannte Samuel Heinrich Schwabe (1789-1875) erstmals eine Regelmäßigkeit im zeitlichen und räumlichen Erscheinen von Sonnenflecken über einen Zyklus von 11 Jahren, was zur Entdeckung des nach ihm benannten Schwabe-Zyklus (oder 11-jährigen Sonnenzyklus) führte. Schwabe beobachtete in diesem Zusammenhang, dass sich erste Sonnenflecken zu Beginn des 11-jährigen Zyklus in 30° N/S heliografischer Breite bilden und sich die Entstehungsregionen der Sonnenflecken im weiteren Verlauf in Richtung des Äquators verlagern, wobei ein Maximum an Sonnenflecken zur Hälfte des Sonnenzyklus in 15° N/S heliografischer Breite zu beobachten ist. Auf besonderes Interesse stießen diese Erkenntnisse bei dem Schweizer Astronomen Rudolf Wolf (1816-1893). Wolf versuchte den von Schwabe entdeckten 11-jährigen Zyklus unter Zuhilfenahme von Beobachtungsdaten und der von ihm entwickelten (und bis heute gebräuchlichen) Wolf'schen Relativzahl (s. Kapitel 2.3.3) auch für frühere Perioden zu rekonstruieren, was bis zur Periode 1755-1766 gelang und auch heute noch als 'Sonnenzyklus 1' bezeichnet wird. Gerade ein Jahr nach der Publikation von Schwabes Ergebnissen konnte Edward Sabine (1788-1883) zeigen, dass der 11-jährige Zyklus der Sonne nahezu perfekt mit der geomagnetischen Aktivität auf der Erde korreliert. Mitunter gilt diese Entdeckung als Beginn der Erforschung von Auswirkungen solarer Variabilität auf das Erdsystem [Hoyt et al., 1997]. Bereits zu Beginn des 19. Jahrhunderts stellten zahlreiche Astronomen bei der zeitlichen Verfolgung einzelner Sonnenflecken unabhängig voneinander fest, dass die Umlaufzeit eines Sonnenflecks bis zu seinem erneuten Erscheinen auf der Sonnenscheibe zwischen 25 und 28 Tagen schwankt. Da die beobachteten Schwankungen deutlich oberhalb der Beobachtungsgenauigkeit lagen, musste ein bestimmter Mechanismus für dieses Verhalten gefunden werden. Der Durchbruch gelang dabei dem Engländer Richard Christoph Carrington (1826-1875). 1858 konnten Carrington anhand eigener Beobachtungszeitreihen beweisen, dass Sonnenflecken höherer heliografischer Breite eine längere Rotationsperiode als jene niedrigerer Breiten aufweisen. Aufgrund seiner Untersuchungen schloss Carrington folgerichtig auf eine differentielle Rotation der Sonne. Seine Entdeckung wurde als weiterer wichtiger Beweis gegen die Annahme, bei der Sonne handle es sich um einen Festkörper, gewertet. Im Verlauf der nächsten Jahrzehnte wurde die Erforschung der differentiellen Rotation der Sonne vom deutschen Astrophysiker Hermann Carl Vogel (1841-1907) und dem US-amerikanischen Astronomen Charles Augustus Young (1834-1908) vorangetrieben. Aufgrund stetiger Verbesserung spektroskopischer Methoden konnten beide annähernd zeitgleich eine um 30% langsamere Rotationsgeschwindigkeit an den Polen der Sonne gegenüber deren Äquator aus der Doppler-Verschiebung von Spektrallinien ableiten. Da die differentielle Rotation der Sonne eine zentrale Rolle hinsichtlich der Ausprägung und Variabilität des Sonnenmagnetfeldes spielt, soll im Kapitel 2 näher darauf eingegangen werden. Inspiriert durch die frühen Arbeiten von Wollaston und Fraunhofer, gelang dem Chemiker Robert Bunsen (1811-1899) und dem theoretischen Physiker Gustav Kirchhoff (1824-1887) Ende des 19. Jahrhunderts ein weiterer Meilenstein der Spektroskopie. Anhand von Laborexperimenten konnten Bunsen und Kirchhoff nachweisen, dass bei der Verbrennung bestimmter Elemente charakteristische Farbtöne der Brennerflamme auftreten. Leitet man das bei der Verbrennung entstehende Licht durch ein Prisma, zeigt sich beispielsweise im Falle einer Natriumflamme eine markante Doppellinie im gelben Bereich des Farbspektrums. Beim

Vergleich der Lichtlinien mit den von Fraunhofer definierten schwarzen Linien innerhalb des Sonnenspektrums zeigte sich häufig eine Übereinstimmung der Lage. Zum einen ließen Bunsens und Kirchhoffs Beobachtungen Rückschlüsse auf die chemische Zusammensetzung der Photosphäre zu, zum anderen stellen sie die Grundlage für das Kirchhoff'sche Strahlungsgesetz dar (Strahlungsabsorption und Emission eines Körpers entsprechen einander bei gegebener Wellenlänge). Die nach Fraunhofer benannten Absorptionsbanden (Fraunhoferlinien) nehmen heute eine zentrale Rolle innerhalb der Meteorologie ein, da über sie die Zusammensetzung der Atmosphäre abgeleitet werden kann [Kamide und Chian, 2007]. Die neu gewonnenen Erkenntnisse über Absorptions- und Emissionseigenschaften unterschiedlicher Stoffe machte sich der US-Amerikaner Charles Greeley Abbot (1872-1973) im Jahr 1908 bei der Entwicklung eines neuartigen Pyrheliometers zu Nutze, mit dessen Hilfe bereits eine wesentlich genauere Bestimmung der 'Solarkonstanten' (1465 W/m^2) möglich wurde. Abbot gilt unterdessen als einer der ersten Wissenschaftler, welcher zeitliche Schwankungen der Solarkonstanten vermutete und als einer der Wegbereiter der Untersuchungen von Sonne-Klima Wechselwirkungen. Bereits einige Jahre zuvor veröffentlichte Maunder [1904] eine bis heute bekannte Darstellung der Anordnung von Sonnenflecken auf der Sonnenscheibe.

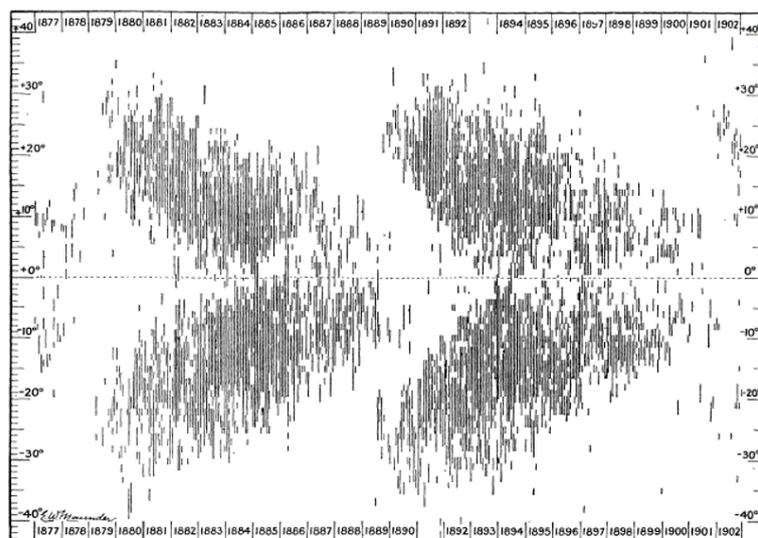


Abbildung 2.2 Darstellung der Anordnung von Sonnenflecken im Verlauf zweier solarer Zyklen zwischen 1877 und 1902 [Maunder, 1904].

Dazu trug er über einen Zeitraum von mehr als zwei Jahrzehnten die Sichtungen von Sonnenflecken als Funktion der heliografischen Breite und der Zeit auf (s. Abb. 2.2). Dabei zeigte sich, dass die Anordnung von Sonnenflecken im Zuge des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus einem Schmetterling gleicht, weshalb diese Form der Darstellung auch unter dem Namen Schmetterlingsdiagramm bekannt ist. Auch wenn Schmetterlingsdiagramme heute weiterhin gebräuchlich sind, ist es heute üblich, zusätzlich den prozentualen Anteil der mit Sonnenflecken bedeckten Fläche an der Gesamtfläche der sichtbaren Hemisphäre anzugeben, wodurch die 11-jährige Periodizität des Schwabe-Zyklus besonders deutlich zu Tage tritt (s. Abb. 2.3). Eine erste umfassende physikalische Beschreibung von Sonnenflecken ist auf George Ellery Hale (1868-1938) zurückzuführen [Hale, 1908]. Dabei gelang Hale der Nachweis extrem starker Magnetfelder im Bereich von Sonnenflecken anhand der Beobachtung des ein Jahrzehnt zuvor entdeckten

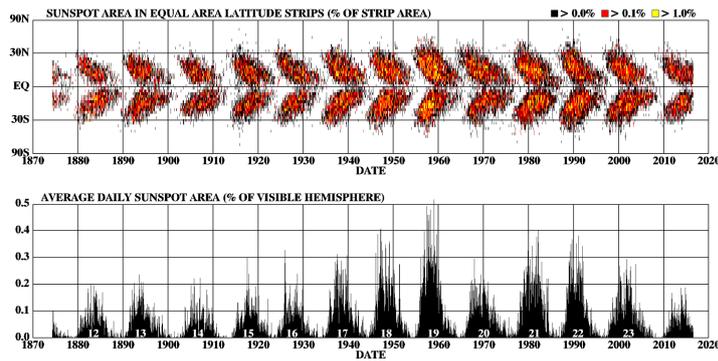


Abbildung 2.3 Schmetterlingsdiagramm (oben) und Fläche der Sonnenflecken (%) in Relation zur gesamten sichtbaren Fläche (unten) für den Zeitraum 1870 bis 2016 (<https://solarscience.msfc.nasa.gov/images>).

Zeeman-Effekts in bestimmten Wellenlängen des Emissionsspektrums von Sonnenflecken. Hales Entdeckung gilt damit als erster Nachweis eines elektromagnetischen Feldes außerhalb der Erde. Dies ist auch heute eines der zentralen Forschungsfelder der Astrophysik im Allgemeinen und der Sonnenphysik im Speziellen [Harvey, 1999]. Etwa ein Jahrzehnt nach der Entdeckung von Magnetfeldern im Bereich von Sonnenflecken konnte Hale zeigen, dass die Polarität von Sonnenfleckenpaaren innerhalb der jeweiligen Hemisphäre entgegengesetzte Vorzeichen zeigen. Weist beispielsweise der vorausliegende Sonnenfleck eines Sonnenfleckenpaares (definiert in westlicher Richtung) innerhalb der nördlichen Hemisphäre eine positive Polarität auf, so zeigt der folgende Sonnenfleck eine negative Polarität (und umgekehrt in der südlichen Hemisphäre). Weiterhin konnte Hale zeigen, dass sich die vorherrschende hemisphärische Polarität mit einer Periode von zwei Sonnenfleckenzyklen (22 Jahre) umkehrt (s. Abb. 2.4) [Hale et al., 1919]. Dieser Zyklus überlagert den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und ist heute als magnetischer Zyklus der Sonne (oder Hale-Zyklus) bekannt. Der Nachweis der periodischen Umkehr des Sonnenmagnetfelds gilt als Beweis für den solaren Dynamo, hervorgerufen durch Plasmaströme im Inneren der Sonne [Stix, 2012] (s. dazu auch Kapitel 2.2.4).

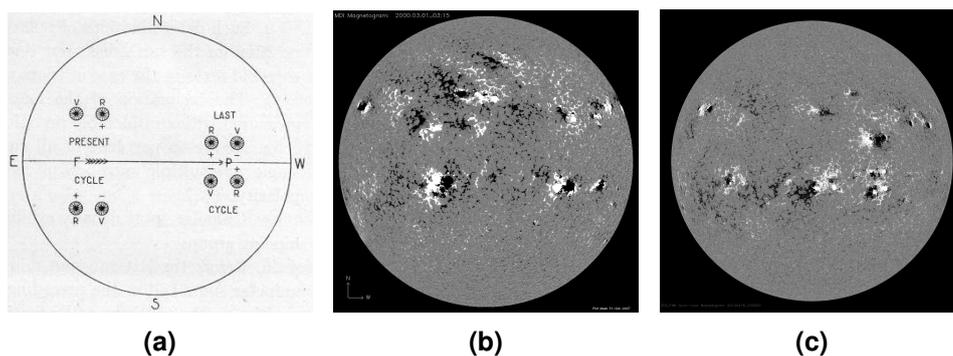


Abbildung 2.4 Umkehr des Magnetfeldes der Sonne. Skizze von Hale et al. [1919] a) sowie SDO Aufnahmen (b-c) (<https://sdo.gsfc.nasa.gov/data>).

Bis weit in das 20. Jahrhundert war lediglich eine rein qualitative Beurteilung der Sonnenaktivität über die Bestimmung der Anzahl an Sonnenflecken möglich. Erst 1946 erkannte der kanadische Physiker Arthur Edward Covington (1913-2001) eher zufällig, dass von der Sonne emittierte Radiowellen der Wellenlänge 10,7 cm nahezu perfekt mit der Sonnenfleckenrelativzahl korreliert sind. Ab diesem Zeitpunkt war eine genaue quantitative Messung der solaren Aktivität möglich. Die Messung des 10,7 cm

Radiowellenflusses wird bis heute vom Herzberg Institut für Astrophysik in Penticton (Kanada) durchgeführt und stellt die längste (und vielleicht wichtigste) bodengestützte Messreihe der solaren Aktivität dar [Sullivan, 2012; Tapping und Morton, 2013]. Mit fortschreitenden Entwicklungen in der Spektroskopie wurde deutlich, dass eine Messung des solaren Spektrums in kurzen Wellenlängen des UV-Bereichs aufgrund starker Absorption durch Sauerstoff und Ozon anhand bodengebundener Messungen nicht möglich war. Ende des Jahres 1946 gelang einem Team von Wissenschaftlern um den Physiker Richard Tousey (1908-1997) am US-amerikanischen Naval Research Laboratory die erste Messung von Wellenlängen des solaren Spektrums bis 210 nm im Rahmen des militärischen V2-Programms. Diese Messung stellt nicht nur die erste Messung kurzwelligen UVs ohne die Störung atmosphärischer Prozesse, sondern die erste astrophysikalische Messung außerhalb des Schwerefeldes der Erde überhaupt dar [Hufbauer, 1991]. Einige Jahre später gelang Herbert Friedman (1916-2000) die erste Detektion der Lyman- α Emissionslinie (125,5 nm) und solarer Röntgenstrahlung bis 8 Å. Das aufkommende Satellitenzeitalter ergab auch für die Erforschung der Sonne neue Möglichkeiten. Besonders hervorzuheben sind in diesem Zusammenhang die Pioneer-Missionen 6 bis 9, welche die ersten Satelliten im Orbit der Sonne darstellen. Die Pioneer-Missionen lieferten erste umfassende satellitengestützte Daten zur Erforschung des Sonnenmagnetfelds, des Sonnenwindes und zu Sonnenstürmen. Darüber hinaus lieferten sie Erkenntnisse zur kosmischen Hintergrundstrahlung. Pioneer 6 sendete noch bis in das Jahr 2000 erfolgreich Daten und galt bis zu seiner Ablösung durch Voyager 2 als 'dienstältester' Satellit der NASA (National Aeronautics and Space Administration). Seit dem Jahr 1978 liegt, beginnend mit Nimbus 7, eine kontinuierliche, satellitenbasierte Messreihe der TSI vor. Die Satellitenmessungen der TSI stellen heute die wichtigste Zeitreihe zur Beurteilung der Stärke und Variabilität der Sonne dar. Aktuell liefern zwei Satelliten parallel Daten hinsichtlich der TSI und spektralen Zusammensetzung des Sonnenlichts (**englisch** *Solar Spectral Irradiance (SSI)*). Seit 1995 misst das Instrument Virgo (Variability of Solar Irradiance and Gravity Oscillations) an Bord des Satelliten SOHO (Solar and Heliospheric Observatory) welcher eine gemeinschaftliche Mission von ESA (European Space Agency) und NASA darstellt, sowie die Instrumente TIM (Total Irradiance Monitor) und SIM (Spectral Irradiance Monitor) des 2003 in Dienst gestellten NASA Satelliten SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment) [Domingo et al., 1995; Anderson und Cahalan, 2005]. Ab dem Jahr 2018 sollen Messungen der TSI und SSI durch den Sensor TSIS (Total and Spectral Solar Irradiance Sensor) an Bord der Internationalen Raumstation (ISS) fortgeführt werden.

2.2 Grundlegende physikalische Eigenschaften und Aufbau der Sonne

Die Sonne stellt das Zentralgestirn unseres Sonnensystems dar. Erst mit einer Entfernung von 4,24 Lichtjahren ($\hat{=}$ 40×10^{12} km) wird mit Proxima Centauri der nächste Nachbar der Sonne erreicht. Die Sonne ist der Spektralklasse G2 sowie der Leuchtklasse V zugehörig und somit als 'Gelber Zwergstern' zu bezeichnen. 28.000 Lichtjahre vom Massenzentrum unserer Galaxie entfernt liegt sie in einem der Spiralarme der Milchstraße. Die Sonne bewegt sich mit einer Geschwindigkeit von 200 km/s fort und benötigt ein etwa 240 Million Jahre (Ma) für die vollständige Umrundung des Zentrums der Milchstraße (galaktisches Jahr (GJ)). Auch wenn die Sonne einen Stern durchschnittlicher Größe darstellt, beträgt ihre Masse etwa das 330.000-fache der Erde und stellt 98,2% der Gesamtmasse unseres Sonnensystems dar. Zu 99,8% besteht die Sonne aus den leichten Elementen Wasserstoff und Helium, während die restlichen 0,2% auf

die schwereren Elemente Lithium bis Uran verteilt sind. Mit einem Alter von 4,57 Milliarden Jahren (Ga) ist die Sonne etwa an der Hälfte ihres Lebenszyklus angekommen [Aschwanden, 2006; Eddy, 2009].

Physikalischer Parameter	Nummerischer Wert (Einheit)
Alter	4,57 (Ga)
Spektralklasse	G2
Leuchtklasse	V
Radius	695.500 (km)
Masse	$1,989 \times 10^{33}$ (g)
Mittlere Dichte	$1,409$ (g cm ⁻³)
Mittlere Anziehungskraft	$274,0$ (m s ⁻²)
Rotationsperiode	27,3 (Tage)
Mittlerer Abstand zur Erde	$149,6 \times 10^6$ (km)
Höchster Abstand zur Erde (Aphel)	$152,1 \times 10^6$ (km)
Geringster Abstand zur Erde (Perihel)	$147,1 \times 10^6$ (km)
Oberflächentemperatur	5.778 (K)
Leuchtkraft	$3,844 \times 10^{26}$ (W)
Chemische Zusammensetzung	92,1% H
	7,7% He
	0,2% C, N, O, Ne, Mg, Si, S, Fe

Tabelle 2.1 Grundlegende physikalische Kennwerte der Sonne (nach Cox [2015]).

Der Aufbau der Sonne ist durch um den Kern konzentrisch gelagerte Schichten gekennzeichnet (s. Abb. 2.5). Zum einen können Informationen über das Innere der Sonne indirekt anhand ihres Alters, des Sonnenradius, der Leuchtkraft und weiterer globaler Attribute abgeleitet werden. Zum anderen werden detaillierte Daten über die Messung von Schallwellen auf der Sonnenoberfläche gewonnen (Helioseismologie). Die detektierten Schallwellen entstehen durch stetige Konvektionsströme im Inneren der Sonne und werden aufgrund unterschiedlicher Dichte, insbesondere an den Grenzflächen der Schichten, reflektiert und gebeugt. Die daraus resultierenden Laufzeiten des Schalls lassen (indirekt) auf die physikalische Beschaffenheit der unterschiedlichen Schichten schließen. Verkürzt dargestellt, besteht die Sonne aus einem Kern, in dessen Inneren durch Fusionsprozesse Energie produziert wird, diese Energie wird durch die Strahlungs- und Konvektionszone (an deren Grenzfläche das Magnetfeld der Sonne entsteht) zur Sonnenoberfläche geleitet. Die physikalischen Prozesse im Inneren der Sonne basieren unterdessen auf dem sogenannten Standard-Sonnenmodell (*engl. standard solar Model (SSM)*) [Eddy, 2009].

2.2.1 Das Standard-Sonnenmodell

Abgesehen von der sehr aufwendigen Messung von Neutrinos gibt es keine direkten Beobachtungen, welche Auskunft über die Vorgänge innerhalb der Sonne geben könnten. Aufgrund dessen müssen Annahmen getätigt werden, welche auf den elementaren Gesetzmäßigkeiten der Physik beruhen (z.B. Energie-, Massen- und Impulserhaltung, sowie grundlegende Annahmen bezüglich der Entstehung und

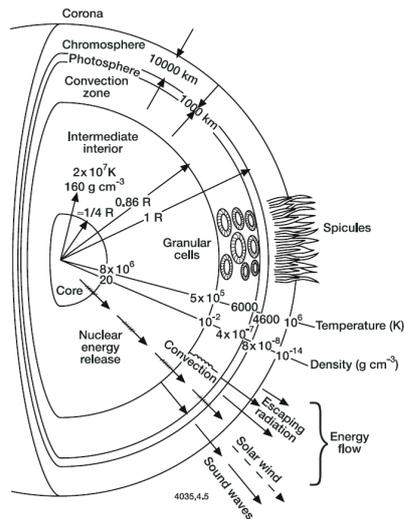


Abbildung 2.5 Der Schalenbau der Sonne [Brasseur und Solomon, 2006].

Wirkung von Magnetfeldern und der Zentrifugalkraft). All diese Annahmen werden in Form eines Modells vereint, welches in der Lage sein muss, anhand der Simulation der Vorgänge im Inneren der Sonne die Beobachtungen an deren Oberfläche wiederzugeben. In der Astronomie hat sich hierfür das SSM seit vielen Jahren erfolgreich etabliert. Mit Hilfe des SSMs können u.a. Temperatur-, Dichte und Druckprofile, Neutrinoflüsse (messbar an der Sonnenoberfläche) sowie die Lage der Konvektionszone bestimmt werden. Neben der Annahme der Kugelsymmetrie basiert das SSM auf vier grundlegenden Annahmen. **1)** In allen Schichten herrscht hydrostatisches Gleichgewicht, **2)** Energie kann in Form von Strahlung, Wärmeleitung, Konvektion sowie Neutrinos übertragen werden, **3)** thermonukleare Reaktionen stellen die einzige Energiequelle dar und **4)** da schwerere Elemente im Zuge der thermonuklearen Reaktionen weder entstehen noch abgebaut werden, sind lediglich die Anteile von Wasserstoff und Helium maßgeblich hinsichtlich der Entwicklung der Sonne.

2.2.2 Energieproduktion - der Sonnenkern

Der Sonnenkern nimmt etwa 25% des Gesamtradius ein. In ihm werden Temperaturen von bis zu 15 Millionen Grad erreicht und es treten Dichten von 150 g/cm^3 , entsprechend der 10-fachen Dichte von Gold, auf. Die Materie im Kern ist nahezu vollkommen ionisiert und liegt in Form eines Plasmas vor, welches ähnliche physikalische Eigenschaften wie ein ideales Gas aufweist. Innerhalb des Sonnenkerns wird Wasserstoff zu Helium fusioniert, wodurch 0,7% der Masse verloren gehen und in Form von Energie frei werden. Pro Sekunde werden in etwa 600 Millionen Tonnen Wasserstoff zu Helium umgewandelt, wodurch die Masse der Sonne um etwa 4 Millionen Tonnen pro Sekunde abnimmt. Darüber kann mithilfe Albert Einsteins (1879-1955) Äquivalenzprinzips von Masse und Energie die maximale Lebensdauer der Sonne von 10 Ga bestimmt werden [Aschwanden, 2006].

$$t_0 = 0,1 * 0,007m_0c^2/L_0 = 10^{10} \text{ Jahre}, \quad (2.1)$$

mit t_0 = maximale Lebensdauer, m_0 = Masse, c = Lichtgeschwindigkeit und L_0 = Leuchtkraft.

Der Großteil der Energie wird über die Proton-Proton-Reaktion (p-p-Reaktion) produziert, welche in 3 Schritten abläuft (zwei Startreaktionen und eine Hauptreaktion) (s. Abb. 2.6). Dabei werden zunächst zwei Protonen (^1H) zu einem Deuteriumkern (^2H) fusioniert wodurch ein Positron (e^+) sowie ein Neutrino (ν) gebildet werden. Der Deuteriumkern verschmilzt im Anschluss mit einem freien Proton zu einem ^3He -Kern, wodurch hochenergetische Photonenenergie in Form von Gammastrahlung (γ) frei wird. Zuletzt fusionieren zwei ^3He -Kerne zu einem ^4He -Kern, wodurch 2 Protonen, entstehen welche wiederum für die Startreaktionen 1 und 2 zur Verfügung stehen. Innerhalb der Proton-Proton-Reaktionsreihen existieren neben der Proton-Proton-I-Kette, bei der ca. 83,3% der Sonnenenergie entstehen, noch zwei weitere Proton-Proton-Reaktionen welche zu jeweils etwa 16,68% und 0,02% an der Energieproduktion der Sonne beteiligt sind. Bei den anderen beiden Reaktionsreihen ist jeweils ein ^4He -Kern als Katalysator bei der Bildung eines weiteren ^4He -beteiligt (s. Proton-Proton-Ketten II und III in Gleichung 2.2 und 2.3) [Aschwanden, 2006].

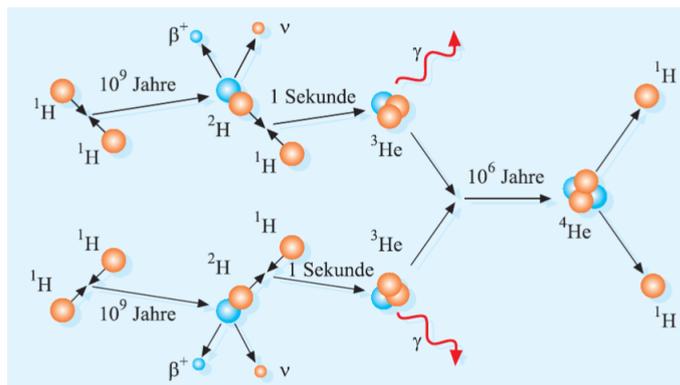
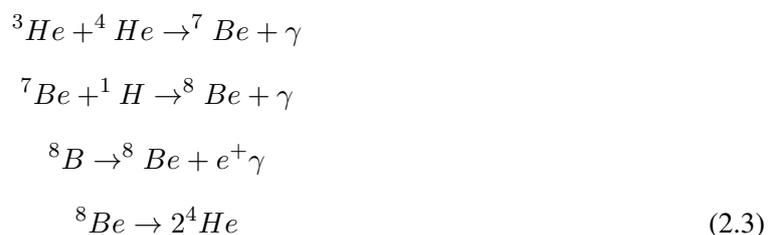
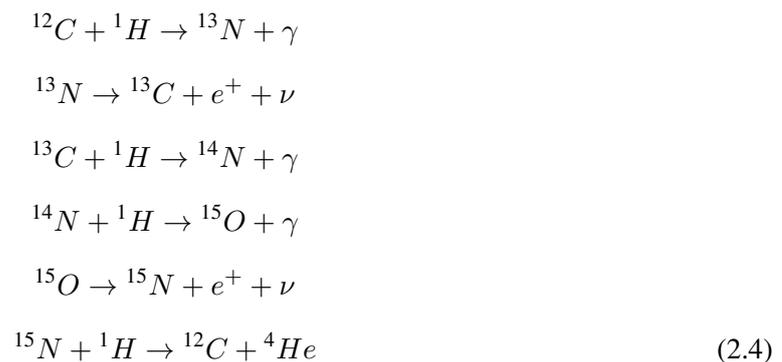


Abbildung 2.6 Die Proton-Proton-I-Kette [Povh und Soergel, 2014].



Neben den Proton-Proton-Reaktionen I bis III, welche zu 98,5% an der gesamten Energieproduktion der Sonne beteiligt sind, trägt der sogenannte CNO-Zyklus (oder Bethe-Weizsäcker-Zyklus nach dessen Entdeckern Hans Bethe (1906-2005) und Carl Friedrich von Weizsäcker (1912-2007)) (s. Gleichung 2.4) in wesentlich geringerem Umfang zur Energieproduktion im Sonnenkern bei (ca. 1,5%). Dies ist dem Umstand geschuldet, dass die Reaktionen im Zuge des CNO-Zyklus erst ab Temperaturen von 14 Millionen Grad ablaufen können und erst ab 30 Millionen Grad wirklich effizient werden. Aus diesem Grunde ist der CNO-Zyklus erst in Spätphasen der Sternentwicklung der dominante Zyklus der Energieproduktion [Stix, 2012].



2.2.3 Energietransport - Strahlungszone und Konvektionszone

Zwischen dem Sonnenkern und der Übergangszone (Tachokline) zur Konvektionszone befindet sich die Strahlungszone. Sie nimmt etwa 61% des Gesamtradius der Sonne ein und enthält 64% der gesamten Masse. Zwischen ihrem unteren und oberen Ende nimmt die Dichte von 20 g/cm³ auf 0,2 g/cm³ sowie die Temperatur von in etwa 7 Millionen auf 2 Millionen Grad ab. Innerhalb der Strahlungszone diffundiert die im Sonnenkern durch thermonukleare Reaktionen produzierte Energie ungerichtet in Richtung der Sonnenoberfläche. Der Strahlungstransport innerhalb der Strahlungszone lässt sich mit Hilfe einer der sogenannten Stern-Struktur-Gleichungen beschreiben.

$$L_r = \frac{4\pi r^2}{3\kappa\rho} \frac{d(\alpha T^4)}{dr}, \tag{2.5}$$

mit L_r = Leuchtkraft einer Kugelschale, r = Radius, κ = Opazität, ρ = Massendichte, α = Stefan-Boltzmann-Konstante und T = Temperatur.

Innerhalb der Strahlungszone ist die Dichte des Sonnenplasmas so hoch, dass die Photonen in Folge von Absorption und Streuung jeweils nur kurze Strecken zurücklegen, bevor sie erneut mit Materie interagieren. Bei jedem Stoß geben die Photonen Strahlungsenergie ab, wodurch sich die Wellenlängen der elektromagnetischen Strahlung stetig verlängern. Aufgrund dessen wird die im Sonnenkern entstandene Gammastrahlung in Röntgenstrahlung überführt. Insgesamt benötigt ein Photon im Mittel 100.000 Jahre bis es die Strahlungszone verlassen hat [Kippenhahn, 1990]. Oberhalb der Strahlungszone schließt, getrennt durch die Tachokline, die Konvektionszone an, innerhalb derer etwa 1% der Gesamtmasse der

Sonne gebunden ist. Aufgrund des starken Temperaturgradienten zwischen der mehrere Millionen °C heißen Strahlungszone und der nur wenige Tausend °C heißen Photosphäre stellt sich innerhalb der Konvektionszone kein thermisches Gleichgewicht ein (s. Abb. 2.7). Weiterhin erlauben die in der Konvektionszone vorherrschenden niedrigeren Temperaturen die Existenz schwererer Elemente wie Kohlenstoff, Stickstoff, Kalzium und Eisen, wodurch die Opazität des Sonnenplasmas heraufgesetzt wird und der Energieaustausch durch Strahlungsprozesse erschwert wird. Als Folge dessen stellen sich Konvektionsbewegungen ein, welche die Energie vom Grunde der Konvektionszone in Richtung der Photosphäre transportieren [Stix, 2012].

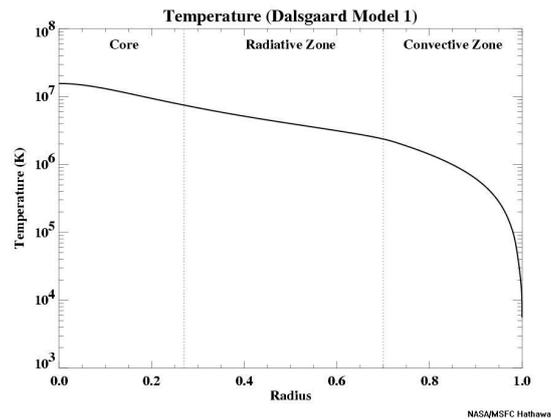


Abbildung 2.7 Temperaturprofil durch das Innere der Sonne (<https://solarscience.msfc.nasa.gov/images>).

2.2.4 Magnetismus - Tachokline und Sonnendynamo

Die Tachokline stellt eine Art Schnittstelle zwischen der Strahlungs- und Konvektionszone der Sonne dar. Diese Grenzschicht ist innerhalb der Sonnenphysik von besonderer Bedeutung, da hier nach heutigem Stand des Wissens das Magnetfeld der Sonne über den sogenannten Sonnendynamo entsteht. Die grundlegenden physikalischen Eigenschaften des Sonnendynamo sind (vereinfacht ausgedrückt) mit jenen eines Generators im Kraftwerk zu vergleichen, innerhalb dessen kinetische Energie in elektromagnetische Energie umgewandelt wird [Eddy, 2009]. Dabei lässt sich das Prinzip eines Dynamos mit Hilfe des Faradayschen Scheibendynamos erläutern. Innerhalb dieses Modells wird eine elektrisch leitfähige Metallscheibe zwischen zwei Permanentmagneten in Rotation versetzt, wodurch sich Elektronen als freie Ladungsträger in Folge von Lorentzkräften zur Außenseite der Scheibe bewegen und hier beim Durchlaufen des Magnetfeldes ein elektrisches Feld entstehen lassen. In diesem Fall wird also ein elektrisches Feld über ein bestehendes Magnetfeld induziert (elektromagnetische Induktion). Nach dem Ampère'schen Gesetz wird wiederum als Folge bewegter elektrischer Ladungen ein Magnetfeld aufgebaut, wodurch die wechselseitige Beziehung zwischen elektrischen Feldern und Magnetfeldern deutlich wird. Während bei mechanischen Generatoren alle wesentlichen Bauteile auf rotierenden Vorrichtungen fest installiert sind, stellt das Plasma der Sonne einen, aufgrund der Sonnenrotation hervorgerufenen, kontinuierlichen Fluss elektrisch leitfähiger Materie innerhalb der Konvektionszone dar. Die hier beschriebene grundlegende Funktionsweise des Sonnendynamos ist jedoch stark vereinfacht und würde zu einem stabilen (poloidalen) Magnetfeld der Sonne, ähnlich einem Stabmagneten führen. Anhand von Be-

obachtungen auf der Sonnenoberfläche weiß man jedoch, dass das solare Magnetfeld hoch variabel und in stetigem Wandel befindlich ist. Ein erfolgreiches Modell des Sonnendynamos muss in der Lage sein, die auf der Sonnenoberfläche beobachtbaren Manifestationen des Sonnenmagnetfeldes wiederzugeben. Hier sind der bereits in Kapitel 2.1 beschriebene 11-jährige Sonnenfleckenzyklus, die äquatorwärtige Verschiebung der Sonnenflecken sowie die Umpolung des Magnetfelds im Zuge des Hale-Zyklus maßgeblich. Ein solches Modell des Sonnendynamos ist ungleich komplexer und muss unter anderem der Tatsache Rechnung tragen, dass es sich bei den Plasmaströmen innerhalb der Konvektionszone nicht um laminare, sondern um dreidimensionale (helikale) turbulente Flüsse handelt. Weiterhin spielt bei der Störung (oder Modifikation) des Sonnenmagnetfelds die bereits beschriebene differentielle Rotation eine große Rolle, welche aufgrund unterschiedlicher Rotationsraten zwischen der Strahlungs- und Konvektionszone eine großräumige Scherzone innerhalb der Tachokline entstehen lässt [von Kusserow, 2013]. Ähnlich wie ein Gummiband können magnetische Feldlinien gedehnt, gefaltet und verdreht werden, wodurch sich die Stärke und Ausrichtung des Magnetfelds ändern können. Diese Verformungen des solaren Magnetfelds lassen sich anhand des sogenannten ω - und α -Effekts verdeutlichen.

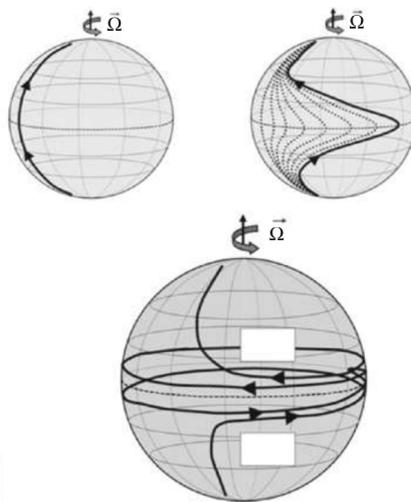


Abbildung 2.8 Der ω -Effekt (nach von Kusserow [2013])

Ausgehend von einer ursprünglich N-S ausgedehnten Feldstruktur (s. Abb. 2.8 (oben links)), führt der ω -Effekt über die differentielle Rotation der Sonne zu einem Aufwickeln der magnetischen Feldlinien (s. Abb. 2.8 (oben rechts)). Dadurch wird das ursprünglich poloidal ausgerichtete Magnetfeld Schritt für Schritt in eine E-W ausgerichtete Struktur überführt. Daraus ergeben sich parallel zur Rotationsrichtung angeordnete (toroidal) Feldlinien, welche eine Neigung in Richtung des Äquators aufweisen (s. Abb. 2.8 (unten)). Dabei sind die Feldlinien innerhalb der Hemisphären entgegengesetzt ausgerichtet, was die unterschiedliche Polarität von Sonnenfleckenpaaren auf der Nord- und Südhalbkugel erklären kann (s. auch Abb. 2.4). Starke toroidale Magnetfelder führen zur Entstehung magnetischer Flussröhren, welche wiederum Instabilitäten innerhalb der Konvektionszone auslösen können und als Folge magnetischen Auftriebs aus der Tachokline in höher gelegene Schichten aufsteigen können. Um das solare Magnetfeld (zeitweise) zu verstärken und die toroidalen Feldstrukturen, wie sie im Zuge des ω -Effekts entstanden sind, zu regenerieren und in ihren poloidalen Anfangszustand zurückzusetzen, muss der α -Effekt als weiterer (gegenläufiger) Prozess in Betracht gezogen werden. Wie bereits erwähnt steigen die in der Tachokline erzeugten, toroidal orientierten Feldlinien innerhalb von instabilen Regionen der Konvek-

onszone in Richtung der Sonnenoberfläche auf (s. Abb. 2.9 (oben)). Aufgrund der geringeren Dichte dehnen sie sich seitlich aus und werden in Folge der Corioliskraft verformt, wodurch zunächst kleine, regional begrenzte poloidal ausgerichtete Magnetfelder entstehen (s. Abb. 2.9 (unten links)). Die einzelnen kleinräumigen Strukturen können bei Überlagerung verschmelzen (Rekonnexion) und großskalige poloidal orientierte Magnetfelder hervorrufen (s. Abb. 2.9 (unten rechts)). Die Kombination beider Effekte wird unterdessen als $\alpha\omega$ -Dynamo bezeichnet, welcher nach aktuellem Stand der Forschung die plausibelste Erklärung hinsichtlich der räumlichen und zeitlichen Variabilität des solaren Magnetfelds liefert.

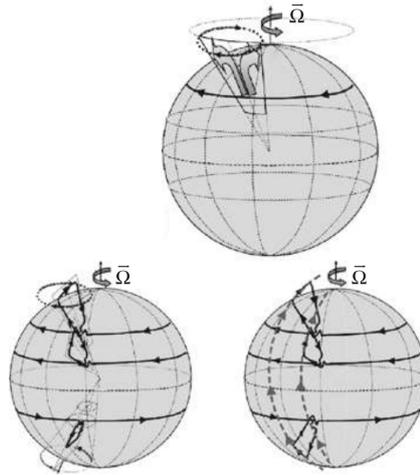


Abbildung 2.9 Der α -Effekt (nach von Kusserow [2013]).

2.2.5 Sonnenflecken und Fackeln - die Photosphäre

Die Photosphäre der Sonne stellt die innerste der beobachtbaren Schichten der Sonne dar. Sie weist eine Dicke von wenigen hundert Kilometern auf und ist gekennzeichnet von einer deutlich geringeren Temperatur und Dichte gegenüber der darunterliegenden Konvektionszone. Aus der Photosphäre stammt der sichtbare Teil des Sonnenlichts (380-780 nm), worüber sich auch ihr Name ableitet (**griechisch** *photos* = Licht) [Eddy, 2009]. Der überwiegende Teil der Photosphäre weist eine körnige (wabenhartige) Textur auf, welche bereits mit Teleskopen mittlerer Vergrößerung gut erkennbar ist. Verursacht wird dieses Muster, welches als Granulation bezeichnet wird, durch kleinräumige Konvektionszellen (Granulen), in welchen heiße Materie zur Sonnenoberfläche transportiert wird, sich dort abkühlt und wieder nach unten sinkt [von Kusserow, 2013]. Neben der Granulation stellen Sonnenflecken ein beeindruckendes sichtbares Merkmal der Photosphäre dar. Sonnenflecken stellen Anomalien besonders hoher Feldstärke im Magnetfeld der Sonne dar. Sie entstehen am oberen Ende magnetischer Flussröhren, in welchen Feldlinien dicht gebündelt die Photosphäre durchschlagen (s. Abb. 2.10 a). Insgesamt ist die Anzahl der Sonnenflecken mit der Stärke des solaren Magnetfelds positiv korreliert. Innerhalb der Flussröhren wird das Eindringen des heißen Sonnenplasmas erschwert, wodurch die Temperatur im Inneren eines Sonnenflecks gegenüber der ungestörten Photosphäre (welche eine mittlere Oberflächentemperatur von ca. 5.500 °C besitzt) herabgesetzt wird. Aus diesem Grund treten sie als dunkle Bereiche auf der Sonnenscheibe

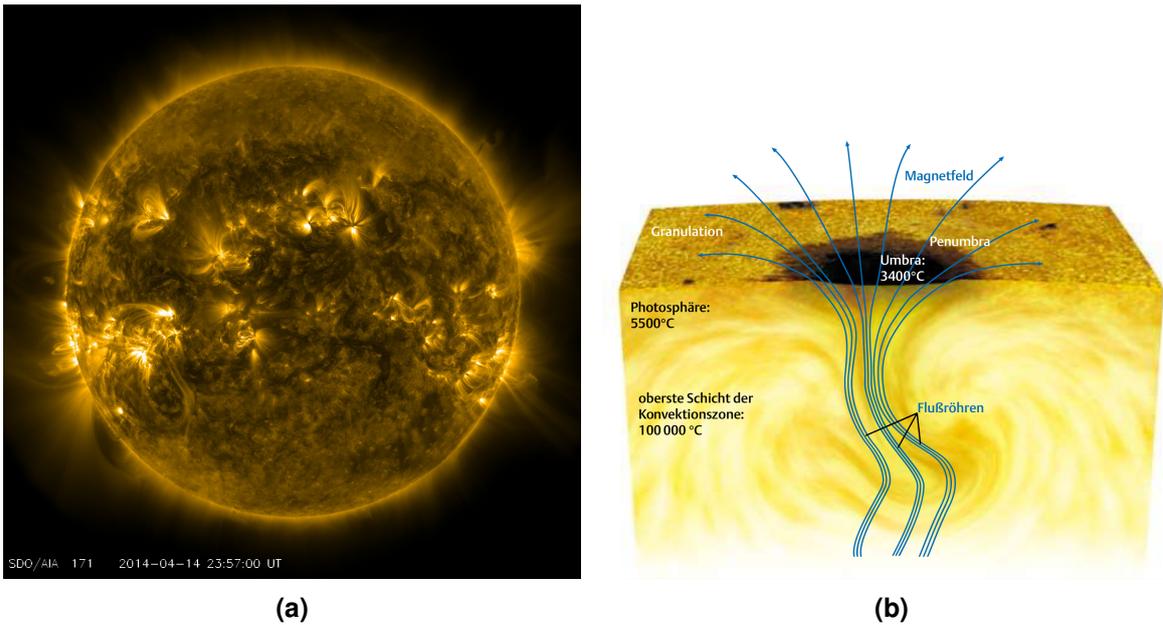


Abbildung 2.10 Magnetische Feldlinien a) (<https://sdo.gsfc.nasa.gov/data>) und vertikales Profil durch einen Sonnenfleck b) [Kippenhahn, 1990]

hervor. Sonnenflecken können innerhalb weniger Stunden entstehen und weisen eine Lebensdauer von mehreren Wochen bis wenigen Monaten auf. Mit einem Durchmesser von bis zu 50.000 km können sie das Vielfache des Erdradius erreichen und bei guten Sichtbedingungen bereits mit dem bloßen Auge erkennbar sein. Sonnenflecken lassen sich in Umbra (Kernschatten) und Penumbra (Halbschatten) unterteilen (s. Abb. 2.10 b). Während die Temperatur in der Penumbra etwa 5.000 °C beträgt, ist jene innerhalb des Kernschattens um bis zu 2.000 °C niedriger als die durchschnittliche Oberflächentemperatur der Photosphäre. Auch während des Sonnenfleckenmaximums ist der Anteil der Sonnenflecken an der Gesamtfläche der Sonne verschwindend gering (weit unter 1%), wodurch der Effekt der Abdunklung durch die Sonnenflecken lediglich zu einer Abschwächung der solaren Leuchtkraft von 0,15% führt [von Kusserow, 2013].

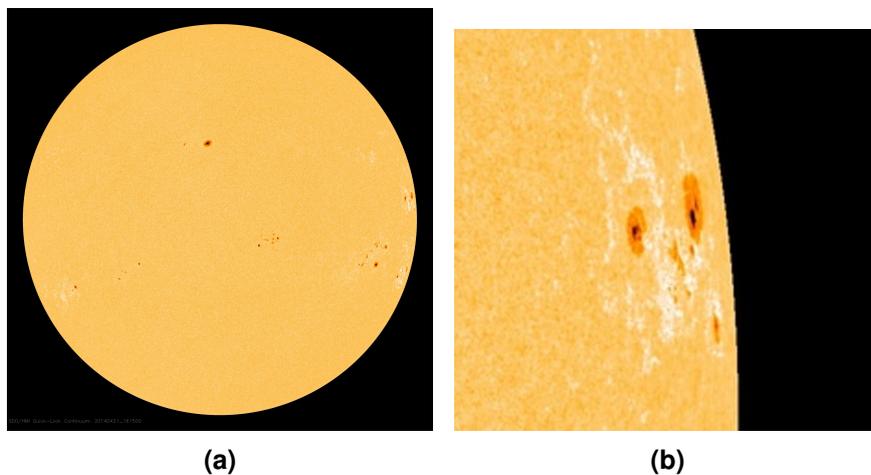


Abbildung 2.11 Sonnenfackeln überkompensieren die Abdunklung durch Sonnenflecken (a-b) (<https://sdo.gsfc.nasa.gov/data>).

Obwohl Sonnenflecken kühle Bereiche auf der Photosphäre darstellen, ist die Strahlkraft der Sonne in Zeiten mit einer hohen Anzahl an Flecken erhöht. Dieser Umstand ist der Tatsache geschuldet, dass Sonnenflecken mit dem Auftreten einer weiteren photosphärischen Erscheinung zusammenfallen, den Sonnenfackeln oder Faculae (**Latein** *facula* = kleine Fackel). Sonnenfackeln entstehen häufig in unmittelbarer Nachbarschaft zu Sonnenflecken und sind insbesondere am Rand der Sonnenscheibe im monochromatischen Licht erkennbar (s. Abb. 2.11). Gegenüber ihrer Umgebung stellen Sonnenfackeln besonders helle Bereiche auf der Photosphäre mit Temperaturen bis 7.500 °C dar, innerhalb derer besonders stark Wellenlängen im UV-Bereich emittiert werden. Sonnenfackeln sind langlebiger als Sonnenflecken und nehmen insgesamt eine größere Fläche ein. Aus diesem Grund wird die Abdunkelung durch Sonnenflecken anhand der Aufhellung durch Sonnenfackeln überkompensiert, wodurch die gesamte Leuchtkraft der Sonne zu Zeiten des Solaren Maximums um etwa 0,1% erhöht ist [Haigh, 2011] (s. Abb. 2.12).

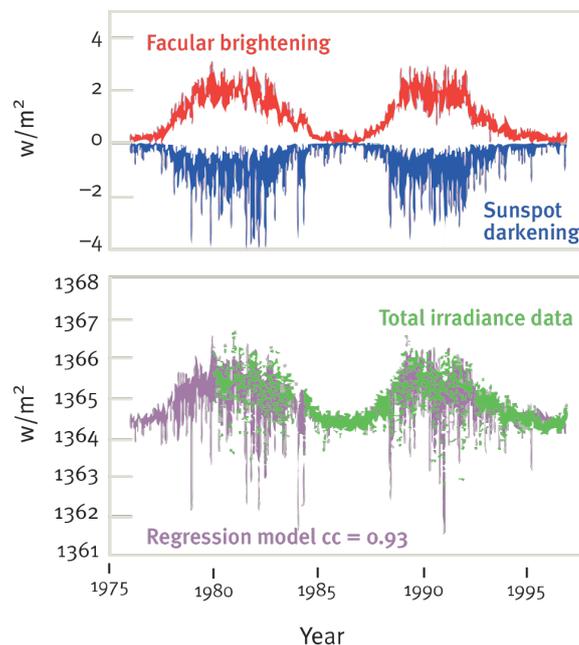


Abbildung 2.12 Aufhellung durch Sonnenfackeln und Abdunkelung durch Sonnenflecken (**oben**), Kombination beider Effekte im Verlauf des 11-jährigen Sonnenzyklus (**unten**) [Haigh, 2011].

2.2.6 Die Atmosphäre der Sonne - Chromosphäre und Korona

Die unterste Schicht der Sonnenatmosphäre stellt die bis in 2.000 km reichende Chromosphäre dar (**griechisch** *chroma* = Farbe). Innerhalb der Chromosphäre nimmt die Dichte der Materie weiter ab. Die Temperatur hingegen nimmt bis zu ihrem Rand stetig bis auf 10.000 °C zu, wodurch das Sonnenplasma vornehmlich im ionisierten Zustand vorliegt. Innerhalb der Chromosphäre lassen sich besonders kurzlebige Phänomene im $H-\alpha$ -Licht beobachten. Dazu zählen unter anderem Sonneneruptionen (**englisch** *flares*), welche gewaltige Ausbrüche von Materie darstellen (s. Abb. 2.13). Die im Zusammenhang mit Sonneneruptionen gebildeten Plasmawolken können dabei annähernd bis auf Lichtgeschwindigkeit beschleunigt werden und führen beim Eintritt in das Magnetfeld der Erde zur Bildung von Polarlichtern [Aschwanden, 2006]. Den höher gelegenen Teil der Sonnenatmosphäre stellt die Korona dar (**griechisch**

corona = Krone). Die Korona kann nur bei totaler Sonnenfinsternis ohne technische Hilfsmittel (beispielsweise einem Koronographen) beobachtet werden da sie ansonsten vom Licht der Sonne überstrahlt wird. Dabei stellt sie sich dem Beobachter als Strahlenkranz von immenser Größe dar. Das nahezu vollständig ionisierte Gas innerhalb der Korona weist eine geringe Dichte auf und ist von einer Temperaturzunahme auf bis zu 1 Million °C gekennzeichnet. Die Ursache dieses gewaltigen Temperaturanstiegs wird in magnetischer Rekonnexion vermutet, jedoch sind die genauen Mechanismen noch weitgehend unverstanden. Innerhalb der Korona befinden sich im Vergleich zur Umgebungstemperatur deutlich abgekühlte (dunklere) Bereiche besonders geringer Dichte, welche als koronale Löcher bezeichnet werden. Innerhalb koronaler Löcher entsteht der aus Protonen, Elektronen und α -Teilchen bestehende schnelle Sonnenwind. Dieser kontinuierliche Partikelstrom wird größtenteils vom irdischen Magnetfeld abgeschirmt und steht im Verdacht, eine Art Kondensationskeime für die Bildung von Wolken in der Erdatmosphäre zu bilden [Stix, 2012].

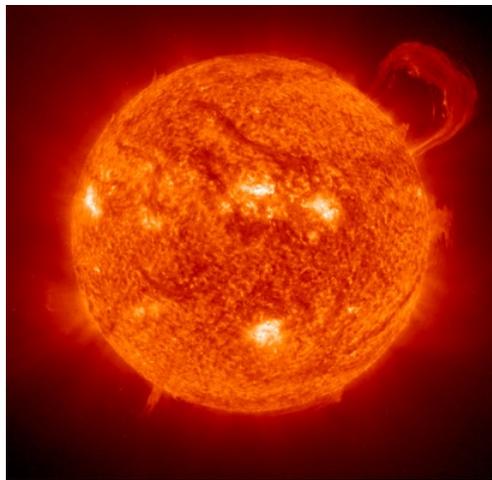


Abbildung 2.13 Sonneneruption aufgenommen von SOHO am 14.09.1999 (<https://sohowww.nascom.nasa.gov/data>).

2.3 Variabilität und Zusammensetzung der Solarstrahlung

Die Leuchtkraft der Sonne weist zyklische Variabilitäten auf Zeitskalen von wenigen Wochen, Dekaden und Jahrhunderten auf, welche von einem langfristigen positiven Trend überlagert werden. Dieser Trend geht mit der Entwicklung der Sonne seit ihrer Entstehung einher und wird erst auf geologischen Zeitskalen von vielen Millionen Jahren im System Sonne-Erde wirksam (s. u.a. Kunze et al. [2014] und Spiegl et al. [2015]). Im folgenden Abschnitt sollen Möglichkeiten zur Rekonstruktion und Messung solarer Variabilität erörtert werden. Des Weiteren werden Variationen der TSI und SSI auf unterschiedlichen Zeitskalen diskutiert, sowie Techniken und Schwierigkeiten bezüglich der Vorhersage zukünftiger solarer Zyklen vorgestellt.

2.3.1 Kurzfristige Schwankungen - der 27-tägige Rotationszyklus

Neben der mit dem Schwabe-Zyklus assoziierten dekadischen Variabilität der Sonne, können zyklische solare Schwankungen auf einer Zeitskala von 27 Tagen beobachtet werden. Diese stehen in Zusammenhang mit der 27-tägigen Rotationsperiode der Sonne und sind Ausdruck der räumlichen Verteilung von Sonnenflecken und Sonnenfackeln auf der Sonnenoberfläche. Da der Aufhellungseffekt von Sonnenfackeln den Abdunklungseffekt durch Sonnenflecken zu Zeiten des solaren Maximums deutlich überkompensiert und Sonnenfackeln bevorzugt Wellenlängen im UV-Bereich unterhalb von 300 nm emittieren, ist der 27-tägige Rotationszyklus besonders in den kurzen Wellenlängen des solaren Spektrums sichtbar [Hathaway, 2015].

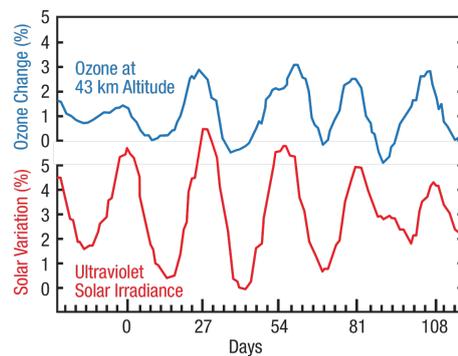


Abbildung 2.14 Relative Änderungen der UV-Strahlung (rot) und der Ozonkonzentration in 43 km Höhe (blau) über einen Zeitraum von 5 Monaten nahe dem solaren Maximum [Eddy, 2009].

Diese Schwankungen im kurzwelligen UV-Bereich befinden sich in Phase mit der Produktion von Ozon in der Stratosphäre (s. Abb. 2.14).

2.3.2 Dekadische Variabilität - der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus

Mit dem Beginn des Satellitenzeitalters wurde es möglich die TSI am Oberrand der Atmosphäre zu bestimmen, womit seit Ende der 1970er Jahre eine kontinuierliche Zeitreihe dieser Größe vorliegt (s. Abb. 2.15). Wie bereits beschrieben, stellt die TSI die über alle Wellenlängen des solaren Spektrums integrierte Energie in W/m^2 am Oberrand der Atmosphäre dar. Seit 1978 wird die TSI mit Hilfe unterschiedlicher Sensoren (Radiometer) auf unterschiedlichen Satelliten gemessen. Dabei zeigt sich, dass alle Instrumente in der Lage sind (oder waren), die Amplitude des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus ($0,1\% \hat{=} 1,36 \text{ W/m}^2$) mit relativ hoher Genauigkeit zu bestimmen, jedoch sind deutliche Unterschiede beim Vergleich der absoluten Werte ersichtlich. Diese erheblichen Abweichungen sind auf unterschiedliche Kalibrationsmethoden der Instrumente sowie deren nachlassende Messgenauigkeit im Verlauf der Mission zurückzuführen [Haigh, 2011]. Um diesem Instrumentendrift Rechnung zu tragen und um eine durchgehende Zeitreihe über den gesamten Beobachtungszeitraum zu erhalten, muss darauf geachtet werden, dass sich Missionsende und Inbetriebnahme eines neuen Sensors zeitlich überlappen. Über komplexe Korrekturverfahren (s. dazu u.a. Fröhlich [2006]) können in einem weiteren Schritt Komposite aus unterschiedlichen Satellitenprodukten erstellt werden (s. Abb. 2.16). Anhand dieser Vorgehensweise und aufgrund

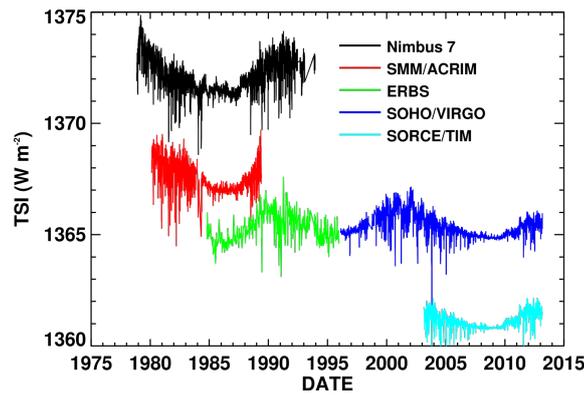


Abbildung 2.15 Tägliche Messungen der TSI unterschiedlicher Satelliten [Hathaway, 2015].

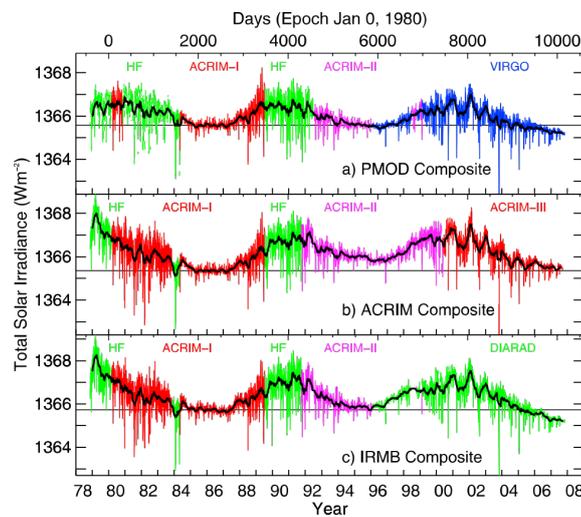


Abbildung 2.16 Unterschiedliche TSI Komposite für den Zeitraum 1978 bis 2008 [Gray et al., 2010].

wesentlicher Fortschritte in der Sensortechnik konnte über die letzten 25 Jahre ein mittlerer Wert der TSI von $1.365,4 \pm 1,36 \text{ W/m}^2$ während des solaren Minimums in der wissenschaftlichen Literatur etabliert werden. Mit Beginn der SORCE Mission im Jahr 2003 kam es nach abgeschlossener Kalibrationsphase von TIM zu erneuten Unstimmigkeiten bezüglich der Korrektheit des aktuell angenommenen TSI Wertes, da die von TIM detektierte mittlere TSI etwa 5 W/m^2 deutlich unterhalb des bisher angenommenen Messwerts lag. Daraufhin wurden Nachbauten der im All befindlichen TSI-Sensoren an der TSI Radiometer Facility (TSF) des Laboratory for Atmospheric and Space Physics (LASP) in Boulder (USA) unter kontrollierten Bedingungen gegen einen Laborstandard des National Institute of Space Standards and Technology (NIST) validiert. Die Tests ergaben, dass TIM die derzeit präzisesten Messungen der TSI liefert. Darüber hinaus liefert PREMOS (Precision Monitor Sensor) and Bord des französischen Satelliten PICARD seit 2010 Werte, welche mit TIM in Einklang stehen. Aus diesen Gründen konnten die Messungen von TIM verifiziert werden, wodurch ein niedrigerer Wert der TSI von $1360,8 \text{ W/m}^2$ angenommen werden muss [Kopp und Lean, 2011]. Aktuelle Komposite von TSI Zeitreihen werden bereits teilweise neu skaliert und auf diesen Wert angepasst (s. Abb. 2.17). Auch in der Klimamodellierung hält der neue Wert in aktuellsten Modellversionen nach und nach Einzug. Neben der Messung der TSI stellt die Detektion des $10,7 \text{ cm}$ Radiowellenflusses eine weitere objektive Möglichkeit dar, die Variabilität

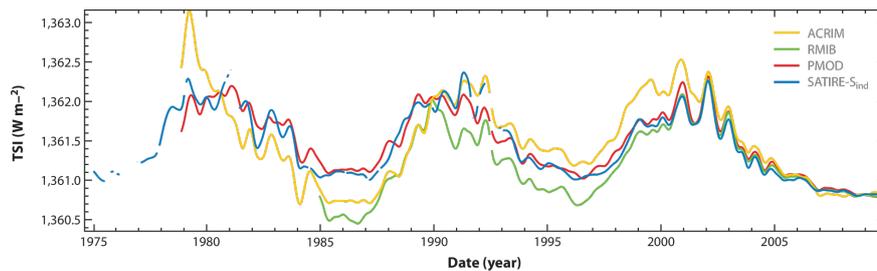


Abbildung 2.17 Neu skalierte TSI Komposite. In blau rekonstruierte TSI Zeitreihe des SATIRE-S Proxymodells ([Solanki et al., 2013]).

und aktuelle Stärke der Sonne instrumentell zu bestimmen. Die Messung des 10,7 cm Flusses erfolgt auf täglicher Basis und ist mit mehreren Vorteilen verbunden. Zum einen werden die Messungen bodengebunden an der Station Penticton (Canada) durchgeführt, sind bei nahezu jeder Witterung möglich und decken einen längeren Zeitraum als die durch Satelliten erhobenen Daten ab (s. Abb. 2.18). Zum anderen ist der 10,7 cm Fluss sowohl mit indirekten Indizes der solaren Strahlkraft wie der Sonnenfleckenrelativzahl, als auch direkten Messungen der Wellenlängen im UV-Bereich hoch korreliert. Damit gilt der 10,7 Radiowellenfluss als einer der am häufigsten verwendeten Indizes solarer Variabilität [Solanki et al., 2013].

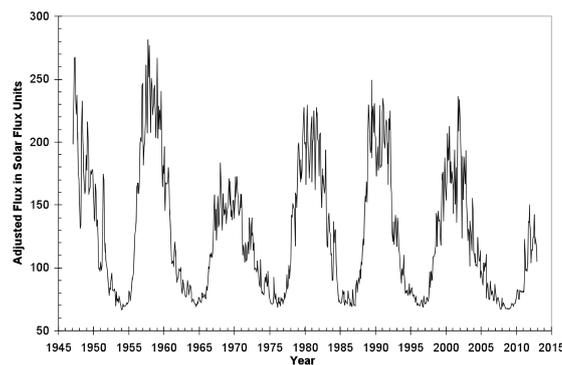


Abbildung 2.18 Monatliche Werte des 10,7 cm Radiowellenflusses [Tapping und Morton, 2013].

Während die prozentuale Variation der TSI im Verlauf des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus relativ gering ist, lassen sich innerhalb bestimmter Wellenlängenbereiche des solaren Spektrums wesentlich stärkere Schwankungen feststellen. Der Großteil der am Oberrand der Atmosphäre ankommenden Strahlung befindet sich im ultravioletten, sichtbaren und infraroten Bereich des elektromagnetischen Spektrums der Sonne, wobei die spektrale Energieverteilung annähernd der eines Schwarzen Körpers entspricht. Etwa 50% der gesamten Strahlung erreicht dabei den Erdboden, wird dort in Abhängigkeit der Albedo reflektiert oder absorbiert und in Form von Wärmestrahlung erneut abgegeben (s. Abb. 2.19 (oben)). Der Anteil der UV-Strahlung ist im Vergleich zur gesamten, am Oberrand der Atmosphäre auftreffenden Energie gering. Weiterhin werden große Teile der zellschädigenden, harten UV-Strahlung bereits in großer Höhe herausgefiltert (s. Abb. 2.19 (Mitte)). Es zeigt sich jedoch, dass die solare Amplitude im kurzwelligen Bereich des solaren Spektrums ein Vielfaches der TSI (0,1%) betragen kann. In Wellenlängen bis 100 nm sind dabei Differenzen zwischen solarem Minimum und solarem Maximum von annähernd 100% möglich, innerhalb der Lyman- α -Linie (bei 121,57 nm) können die Variationen noch bis zu 50% betra-

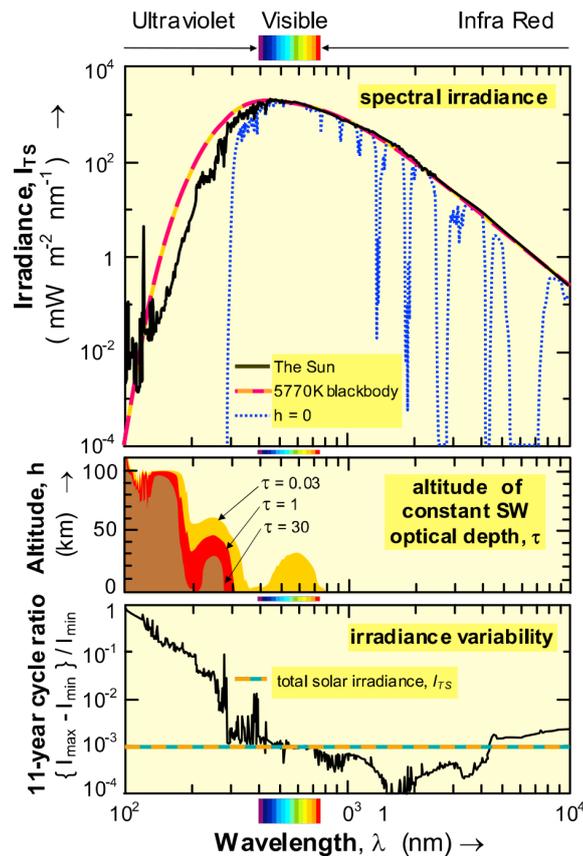


Abbildung 2.19 (Oben) Elektromagnetisches Spektrum der Sonne (schwarz) im Vergleich zu einem idealen Schwarzen Körper (rot), sowie Wellenlängen welche die Erdoberfläche erreichen (blau). **(Mitte)** Absorption unterschiedlicher Wellenlängen in Abhängigkeit von Höhe (km) und optischer Dicke (τ). **(Unten)**. Relative Änderungen des solaren Spektrums zwischen solarem Maximum und Minimum (schwarz), sowie relative Änderung der TSI (gestrichelt) [Gray et al., 2010].

gen. Hin zu längeren Wellenlängen nimmt die Variabilität rasch ab, jedoch ist im Wellenlängenbereich um 200 nm sowie zwischen 240 und 320 nm immer noch die 60- bzw. 40-fache Variationsbreite im Vergleich zur TSI gegeben. Änderungen innerhalb dieser beiden Abschnitte im UV sind besonders effektiv, da hier aufgrund der Photolyse von Sauerstoff Ozon entsteht und stratosphärisches Ozon Wellenlängen zwischen 240 und 320 nm besonders stark absorbiert.

2.3.3 Variabilität auf Zeitskalen von Jahrhunderten - Grand Solar Minima und Maxima

Um Aufschluss über die solare Variabilität auf Zeitskalen von Jahrhunderten oder Jahrtausenden zu erhalten, muss anhand indirekter Beobachtungsdaten auf die solare Aktivität geschlossen werden. In diesem Zusammenhang stellt die seit 1610 dokumentierte Sonnenfleckenzahl die längste Beobachtungszeitreihe dar. Zur Ermittlung der Anzahl von Sonnenflecken können unterschiedliche Indizes herangezogen werden, wobei die von Rudolf Wolf entwickelte Sonnenfleckenzahl R (oder Wolf'sche Zahl) nach wie vor am gebräuchlichsten ist.

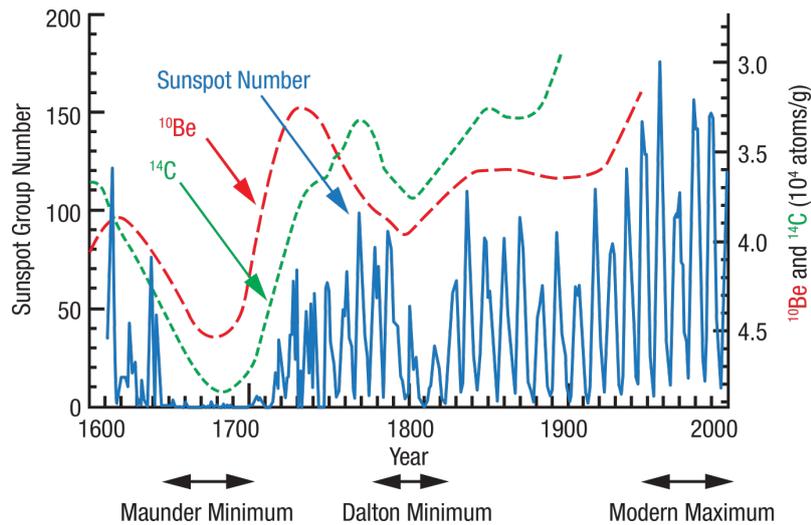


Abbildung 2.20 Sonnenfleckenruppenzahl sowie Anomalien der kosmogenen Isotope ^{14}C und ^{10}Be zwischen 1600 und 2000 ([Eddy, 2009]).

$$R = 10 * g + f, \tag{2.6}$$

mit R = Sonnenfleckenrelativzahl, g = Anzahl an Sonnenfleckenruppen und f = Anzahl an Einzelflecken.

Neben der Sonnenfleckenrelativzahl ist die von Hoyt und Schatten [1998] entwickelte Sonnenfleckenruppenzahl immer häufiger in der Literatur anzutreffen. Gegenüber der Wolf'schen Zahl wird bei dieser Berechnung die Anzahl von Sonnenfleckenruppen sowie die Anzahl der Beobachter berücksichtigt. Weiterhin wird ein individueller Korrekturfaktor für jeden einzelnen Beobachter eingeführt. Durch die Einbeziehung einer möglichst hohen Anzahl an Beobachtern und einer Wichtung der Beobachtungsergebnisse aufgrund der vorherrschenden Beobachtungsbedingungen gilt die Sonnenfleckenruppenzahl als weniger störanfällig und in sich konsistenter [Solanki et al., 2013].

$$R_G = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N k_i g_i, \tag{2.7}$$

mit R_G = Sonnenfleckenruppenzahl, N = Anzahl der Beobachter, k_i = Korrekturfaktor des Beobachters i und g_i = dokumentierte Anzahl an Sonnenfleckenruppen des Beobachters i .

Beim Betrachten der Zeitreihen in Abb. 2.20 zeigt sich, dass die solare Variabilität der letzten vier Jahrhunderte zu weiten Teilen vom 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus dominiert wurde. Dabei weist jeder einzelne solare Zyklus individuelle Charakteristika hinsichtlich Amplitude, Dauer und Verlauf (beispielsweise sekundäre Maxima) auf. Darüber hinaus fällt eine Periode zwischen 1645 und 1715 besonders auf, da während jener nahezu keine Sonnenflecken von unterschiedlichsten Beobachtern dokumentiert wurden [Hathaway, 2015]. Diese Phase wird gemäß ihrem Entdecker als Maunder-Minimum bezeichnet.

Im Anschluss an das Maunder-Minimum kann eine sukzessive Zunahme der solaren Amplitude verzeichnet werden, welche schließlich im rezenten solaren Maximum mündet. Unterbrochen wird diese Entwicklung von einem weiteren Zeitraum innerhalb dessen besonders wenige Sonnenflecken beobachtet werden konnten - dem sogenannten Dalton-Minimum. Im Vergleich zum Maunder-Minimum weist das Dalton-Minimum eine wesentlich kürzere Dauer auf, darüber hinaus war der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus nicht gänzlich zum Erliegen gekommen. Das Maunder-Minimum gilt als Phase deutlich reduzierter solarer Aktivität und wird dem wiederkehrenden Phänomen des Grand Solar Minimum (GSM) zugeordnet [Usoskin et al., 2015]. Letztere sind gekennzeichnet durch eine Abschwächung des solaren Magnetfeldes und einer Sonnenfleckenanzahl von maximal 15 über einen Zeitraum von mindestens zwei Dekaden [Usoskin et al., 2008]. Dabei impliziert das nahezu völlige Fehlen von Sonnenflecken während der Maunder-Minimum-Periode nicht ein gänzlich Erliegen des magnetischen Zyklus, sondern eine Abschwächung welche stark genug war, um die mit starken Magnetfeldern auf der Sonnenfläche assoziierten Aktivitätserscheinungen nicht entstehen zu lassen [Beer et al., 1998]. Den GSM-Perioden stehen Perioden mit erhöhter solarer Aktivität entgegen. Diese werden als Grand Solar Maxima bezeichnet und sind definiert als zumindest zwei zusammenhängende Dekaden, in welchen die Sonnenfleckenanzahl einen Wert von 50 nicht unterschreitet [Usoskin et al., 2008].

2.3.3.1 Rekonstruktion solarer Einstrahlung während des letzten Grand Solar Minima

Die Ursachen von GSM sind bis heute Gegenstand intensiver Spekulationen, da viele Prozesse im inneren der Sonne noch unverstanden sind. Generell existieren jedoch zwei Ansätze, welche zur Erklärung von GSM herangezogen werden. Zum einen wird eine Modulation der Amplitude des magnetischen Zyklus durch den Sonnendynamo ins Feld geführt. Zum anderen werden dynamische, nichtlineare Prozesse im Transport des Sonnenplasmas und eine Modulation des Hintergrundrauschens für möglich gehalten [Charbonneau, 2010]. Mit nicht weniger Unsicherheiten ist die Rekonstruktion der gesamten solaren Einstrahlung sowie die Zusammensetzung des elektromagnetischen Spektrums während vergangener GSM behaftet. Wie bereits in Kapitel 2.2.5 beschrieben, kann anhand der Abdunklung durch Sonnenflecken und der Aufhellung durch Sonnenfackeln auf die Gesamtleuchtkraft der Sonne geschlossen werden. Fehlen diese beiden Aktivitätserscheinungen jedoch, wie es im Zuge von GSM annähernd der Fall ist, muss über Umwege auf einen Grundzustand der Sonne geschlossen werden, welcher frei von Variabilität ist (**englisch** *quiet sun*). Dieser Grundzustand bildet im Anschluss die Basis für sogenannte solare Proxy-Modelle. Diese beinhalten unter anderem die physikalischen Eigenschaften des solaren Magnetfeldes und werden in Abhängigkeit vom betrachteten Zeitraum von unterschiedlichen Randbedingungen angetrieben (bspw. Anzahl an Sonnenflecken und Fackeln, Magnetischer Fluss, geochemische Proxys und Satellitendaten). Die modellierten Zeitreihen solarer Variabilität werden im Anschluss (sofern vorhanden) anhand von Messungen unterschiedlicher Satellitensensoren validiert. Darüber hinaus stellt sich die Frage welche (und ob) säkulare Änderungen zwischen der Maunder-Minimum-Periode und der Gegenwart anzunehmen sind [Solanki et al., 2013]. Dabei sind hinsichtlich der Herleitung des Grundzustandes des Maunder-Minimum und der Berücksichtigung säkulare Änderungen unter anderem folgende Herangehensweisen möglich (in Klammern sind die Bezeichnungen der Proxy Modelle angegeben, deren Strahlungsrekonstruktionen im Rahmen der vorliegenden Dissertation berücksichtigt wurden).

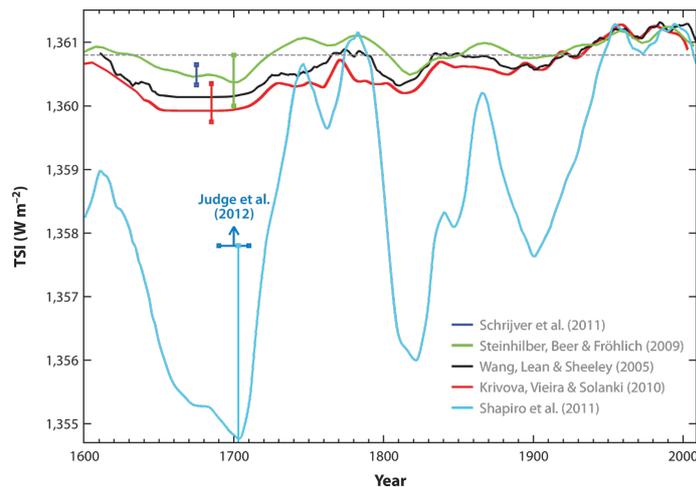


Abbildung 2.21 Diverse Rekonstruktionen der TSI und deren Unsicherheitsbereiche für den Zeitraum 1600 bis 2000. Für die Rekonstruktion von Schrijver et al. [2011] steht keine kontinuierliche Zeitreihe, sondern lediglich eine Abschätzung für die Maunder-Minimum-Periode zur Verfügung. Die Angabe von Judge et al. [2012] bezieht sich auf den oberen Unsicherheitsbereich der Rekonstruktion von Shapiro et al. [2011]. Die horizontale gepunktete Linie stellt die von *SORCE* gemessene, neu skalierte mittlere TSI während des solaren Minimums dar.

1. Ableitung des Maunder-Minimum Grundzustandes anhand besonders ausgeprägter solarer Minima des 11-jährigen Zyklus. Hierfür eignet sich beispielsweise das lang andauernde und tiefe Minimum des Sonnenfleckenzyklus 23 im Jahr 2008. Anhand dieser Vorgehensweise wird auf Basis rezenter Entwicklungen auf die Ausprägung eines vergangenen GSM geschlossen. Eventuelle säkulare Änderungen zwischen einem GSM und heute bleiben nahezu unberücksichtigt [Schrijver et al., 2011].
2. Herleitung des Grundzustandes anhand der Beobachtung sonnenähnlicher Sterne im Ruhemodes (**englisch** *non-cycling star* (stellvertretend für die Sonne im Maunder-Minimum)). Ableitung der säkularen Änderungen anhand des Vergleichs von sonnenähnlichen Sternen im Ruhemodus und sonnenähnlichen Sternen mit ausgeprägtem Aktivitätszyklus (**englisch** *cycling star*) (**NRLSSI** (Naval Research Laboratory Solar Spectral Irradiance Model) [Lean, 2000]).
3. Verwendung eines eindimensionalen empirischen Modells zur Rekonstruktion des solaren Magnetfeldes. Anhand des Verhältnisses zwischen aktiven und inaktiven Bereichen auf der Photosphäre kann auf den Magnetischen Fluss geschlossen werden [Solanki et al., 2002]. Die rekonstruierte Zeitreihe des Magnetischen Flusses wird mit Hilfe von geochemischen Proxys (Gehalt an ^{44}Ti in Meteoriten) validiert [Vieira et al., 2011]. Neben den Beobachtungszeitreihen von Sonnenflecken und Sonnenfackeln bildet die modellierte Zeitreihe des Magnetischen Flusses eine weitere Randbedingung für das solare Proxy Modell. Anhand der Entwicklung des Magnetischen Flusses, wird auf den Grundzustand während des Maunder-Minimums und die säkularen Änderungen bis heute geschlossen (**Satire-T** (Spectral and total irradiance reconstruction for the Telescopic era) [Krivova et al., 2007, 2010]).
4. Herleitung des solaren Grundzustandes während des Maunder-Minimums, anhand der Übertragung der inaktivsten und dunkelsten Bereiche in Supergranulen während rezenter solarer Minima

auf die komplette Sonnenoberfläche. Damit werden Bereiche rezenter (extremer) Inaktivität als mittlerer Zustand für das Maunder-Minimum angenommen. Die säkularen Änderungen werden anhand des Anstiegs in ^{10}Be berechnet und dem solaren Proxy Modell als zusätzliche Randbedingung vorgegeben (COSI (COde for Solar Irradiance) [Shapiro et al., 2011]).

Mittels der oben beschriebenen Methoden können in Abhängigkeit vom angenommenen Grundzustand, hypothetische Spektralverteilungen für das Maunder-Minimum berechnet werden. Anhand des Vergleichs mit einem gemessenen Referenzspektrum, welches stellvertretend für einen relativ inaktiven Zeitraum der rezenter Vergangenheit steht, können wellenlängenabhängige Differenzen zwischen dem Maunder-Minimum und heute bestimmt werden. Dabei spiegeln die integrierten Änderungen über alle Wellenlängenbereiche die Änderungen der TSI wider [Krivova et al., 2010]. Zusammenfassend hängen Rekonstruktionen der solaren Einstrahlung während des Maunder-Minimums also u.a. ab von den getroffenen Annahmen bezüglich des solaren Grundzustands, der säkularen Änderungen bis heute, aber auch von Unterschieden in den Eingangsdaten sowie den unterschiedlichen solaren Proxy Modellen und den verwendeten Referenzspektren. Diese Fülle an Faktoren verdeutlicht, warum bis heute wenig Einigkeit über die zu treffenden Annahmen während der Maunder-Minimum-Periode innerhalb der wissenschaftlichen Gemeinschaft herrscht. Innerhalb der neueren Literatur lassen sich mit Bezug auf die TSI Reduktionen zwischen wenigen Zehntel und mehr als 6 W/m^2 finden, wobei der Großteil der Abschätzungen im Bereich zwischen $1,3 - 1,6 \pm 0,9 \text{ W/m}^2$ liegt [Gray et al., 2010]. Für die Simulationen eines zukünftigen Grand Solar Minimum, welche die Grundlage der vorliegenden Arbeit darstellen, wurde auf die Rekonstruktionen des letzten GSM von Lean [2000], Krivova et al. [2010] und Shapiro et al. [2011] zurückgegriffen. Ein direkter Vergleich der Datensätze sowie eine Beschreibung der Datenaufbereitung und Modellintegration soll in Kapitel 4 folgen.

2.3.3.2 Ein Grand Solar Minima innerhalb des 21. Jahrhunderts?

Eine Vorhersage zukünftiger solarer Variabilität und der damit verbundenen solaren Einstrahlung ist über den jeweils aktuellen Sonnenfleckenzyklus hinaus nicht möglich. Wobei selbst die Prognosen des aktuellen Sonnenfleckenzyklus stark voneinander abweichen. Aufgrund dessen basiert die Eintrittswahrscheinlichkeit eines potentiellen GSM innerhalb des 21. Jahrhunderts zu weiten Teilen auf statistischen Größen [Solanki et al., 2013]. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, ob das Maunder-Minimum als isoliertes Extremereignis anzusehen ist oder ob GSM einen festen Bestandteil solarer Variabilität darstellen. Um dieser Frage nachzugehen, muss auf eine Methode zurückgegriffen werden, welche es erlaubt, die solare Variabilität über den Zeitraum der Beobachtung von Sonnenflecken hinaus zu rekonstruieren. Um Aufschluss über die solare Variabilität auf Zeitskalen von vielen Jahrhunderten oder Jahrtausenden zu erhalten, werden gemeinhin Anomalien kosmogener Isotope (v.a. ^{10}Be und ^{14}C) betrachtet. Kosmogene Isotope haben keine terrestrischen Quellen, da sie unter Einfluss kosmischer Strahlung in der Hochatmosphäre gebildet werden. Nach einer gewissen Verweilzeit in der Atmosphäre werden die kosmogenen Isotope (u.a. durch Auswaschung) Teil des Kohlenstoffkreislaufs und lagern sich in datierbaren terrestrischen Archiven wie Sedimenten, Baumringen oder Eismassen ab. Dabei hängt die Menge der kosmogenen Isotope im Wesentlichen von der Intensität kosmischer Strahlung ab [Gray et al., 2010] (vgl. auch Abb. 2.20). Diese wiederum ist Ausdruck des solaren Magnetfeldes, sodass folgende Beziehung gilt:

Solares Magnetfeld↑ Intensität kosmischer Strahlung in der Hochatmosphäre↓ Bildung kosmogener Isotope↓ Gehalt kosmogener Isotope in terrestrischen Archiven↓

Über den Gehalt kosmischer Isotope in unterschiedlichen Paläoarchiven kann somit indirekt auf die Ausprägung des solaren Magnetfelds geschlossen werden, dieses wiederum steht im engen Zusammenhang mit dem Auftreten photosphärischer Aktivitätserscheinungen, wodurch eine Rekonstruktion der Sonnenfleckenanzahl, auch weit über den Beobachtungszeitraum hinaus möglich ist [Solanki et al., 2002]. Die zeitliche Auflösung reicht jedoch nicht aus, um den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf Basis jährlicher Werte abzubilden, ein interdekadischer Vergleich der solaren Variabilität wird jedoch möglich. Die umfassendsten Arbeiten bezüglich der Rekonstruktion der Sonnenfleckenanzahl, auf Zeitskalen von mehreren Jahrtausenden und der damit verbundenen Detektion vergangener GSM stellen jene von Usoskin et al. [2008] und Usoskin et al. [2011] dar (weitere Rekonstruktionen sind u.a. Choudhuri und Karak [2012] und Steinhilber et al. [2012] zu entnehmen). Innerhalb dieser Studien konnte die Sonnenfleckenanzahl für die letzten 12.000 Jahre anhand von Anomalien im Gehalt von ^{14}C in Baumringen rekonstruiert werden. Die zentralen Aussagen dieser beiden Studien sollen im Folgenden in verkürzter Form wiedergegeben werden (s. dazu auch Abb. 2.22).

1. Innerhalb der vergangenen 12.000 Jahre befand sich die Sonne zu 1/6 im Stadium eines Grand Solar Minimus und zu 1/10 im Zustand eines Grand Solar Maximums. Zu 3/4 befand sich die Sonne innerhalb eines moderaten (neutralen) Zustands.
2. Insgesamt konnten 27 Grand Solar Minima und 14 Grand Solar Maxima detektiert werden.
3. Es lassen sich zwei Typen von Grand Solar Minima unterscheiden. Jener vom Typus eines Maunder-Minimums mit einer Dauer von 30-90 Jahren und jener vom Typ Spörer mit einer Dauer von mehr als 100 Jahren. Insgesamt ist jedoch ein Überhang zum Typus eines Maunder-Minimums feststellbar. Darüber hinaus ist hinsichtlich der Grand Solar Maxima keine regelhafte Anordnung der Einzelereignisse hinsichtlich ihrer Andauer zu erkennen.
4. Es ist keine eindeutige Periodizität hinsichtlich des Auftretens von Grand Solar Minima feststellbar. Es sind jedoch Cluster von Einzelereignissen mit einem mittleren Abstand von 2400 Jahren erkennbar.

Anhand der oben beschriebenen Verteilung von Grand Solar Minima innerhalb der letzten 12.000 Jahre kann eine Wahrscheinlichkeit zwischen 8% und 10% [Lockwood, 2009; Solanki und Krivova, 2011] abgeleitet werden, dass innerhalb der kommenden 3-5 Jahrzehnte ein erneutes Grand Solar Minimum beginnen könnte. Die Wahrscheinlichkeit für ein erneutes Grand Solar Minimum innerhalb der nächsten 100-200 Jahre liegt hingegen bei 50% [Jones et al., 2012]. Losgelöst von einer Vorhersage eines zukünftigen Grand Solar Minimum zeichnet sich beispielsweise anhand des besonders langen und tiefen solaren Minimums des Zyklus 23 im Jahr 2008 sowie dem seit 100 Jahren schwächsten solaren Maximum des Zyklus 24 im Jahr 2014 ein Ende des rezenten Grand Solar Maximums ab (s. u.a. Abreu et al. [2008], De Jager und Duhau [2009], Lockwood [2013] sowie de Jager et al. [2016]). Es kann jedoch nur darüber spekuliert werden, ob sich die Sonne nach dem prognostizierten Ende des rezenten Grand Solar Maximums in einen Zustand moderater solarer Aktivität begeben wird oder direkt von einem Grand

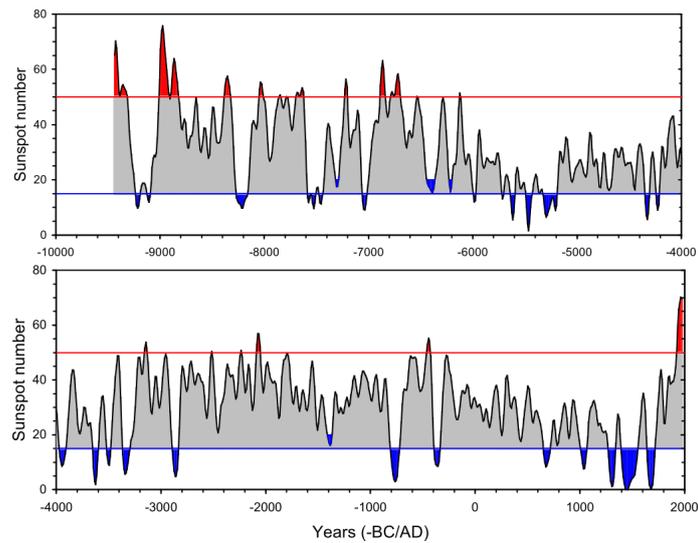


Abbildung 2.22 Rekonstruktion der Sonnenfleckenanzahl anhand von ^{14}C -Anomalien in Baumringen [Usoskin et al., 2008].

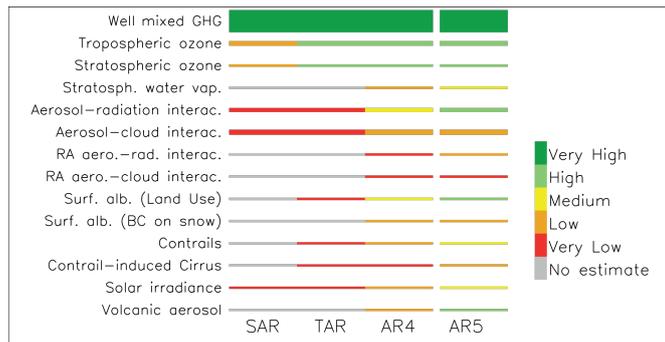
Solar Maximum abgelöst wird. Mutmaßungen über den Einfluss eines potentiellen Grand Solar Minimums auf das irdische Klimasystem führen zu (teilweise bewusst herbeigeführten) Missverständnissen über den vom Menschen gemachten Anteil am Klimawandel des 21. Jahrhunderts. Demzufolge ist es ein Hauptanliegen der vorliegenden Arbeit, den Anteil eines zukünftigen Grand Solar Minimums vor dem Hintergrund stetig ansteigender anthropogener Treibhausgase zu quantifizieren.

Kapitel 3

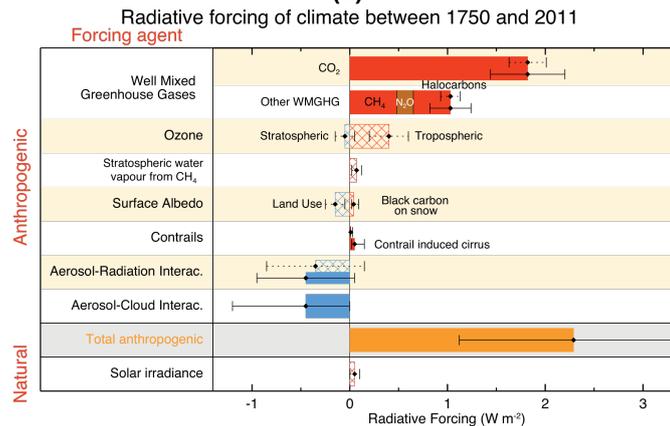
Der Einfluss solarer Variabilität auf das Klimasystem

Die Sonne stellt die einzig nennenswerte Quelle an Energie in unserem Sonnensystem dar und ermöglicht somit das Leben auf unserem Planeten. Variationen der solaren Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre werden von zwei grundlegenden Prozessen bestimmt. Zum einen durch Änderungen der Orbitalparameter (Präzession, Obliquität und Exzentrizität) und zum anderen über Variationen der solaren Aktivität selbst (beispielsweise über den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus). Erstere greifen auf Zeitskalen von vielen tausenden bis hunderttausenden von Jahren in das Klimageschehen ein und sind beispielsweise für den Wechsel von Glazialen und Interglazialen während des Pleistozäns verantwortlich. Letztere beeinflussen das Klimasystem auf Zeitskalen von wenigen Wochen bis Jahrhunderten und können somit zur Entwicklung des rezenten Klimas beigetragen haben und für Klimaprojektionen des 21. Jahrhunderts von besonderer Bedeutung sein, weshalb sie im Folgenden ausschließlich betrachtet werden. Im einfachsten Sinne führen Änderungen der solaren Einstrahlung zu einer Beeinflussung der Energiebilanz am Boden und in der Atmosphäre und können somit (beispielsweise über eine Modifikation meridionaler Temperaturgradienten) Klimaänderungen hervorrufen. Dabei zeigt sich, dass Variationen der solaren Einstrahlung mit der Ausprägung des vorindustriellen Klimas gut korreliert werden können. Aus diesem Umstand ergibt sich die Frage, welche Rolle sonneninduzierte Klimaänderungen (oder Schwankungen) innerhalb der letzten Jahrzehnte vor dem Hintergrund stetig ansteigender Treibhausgasemissionen gespielt haben und welche Schlüsse diesbezüglich im Rahmen von Klimaprojektionen gezogen werden können. Mit der Simulation eines zukünftigen GSM wird dem anthropogenen Klimawandel ein extremes Szenario der Sonnenentwicklung gegenübergestellt. Dieses Verfahren eignet sich damit besonders, um die Grenzen sonneninduzierter Klimaänderungen auszuloten und den vom Menschen verursachten Klimaänderungen entgegenzustellen.

Zwischen dem 1. und 5. Sachstandsbericht des IPCC hat sich das Wissen um den Einfluss solarer Variabilität wesentlich verbessert. Auch wenn die Unsicherheiten bezüglich des Einflusses anthropogener Treibhausgase wesentlich geringer ausfallen, konnte der Grad des wissenschaftlichen Verständnisses die solare Variabilität betreffend innerhalb der Assessment Reports 4 und 5 von 'sehr gering' auf 'intermediär' angehoben werden (s. Abb. 3.1a). Dies ist unter anderem auf zunehmend längere Beobachtungszeitreihen



(a)



(b)

Abbildung 3.1 Entwicklung des 'level of scientific understanding (LOSU)' für unterschiedliche Klimafaktoren zwischen dem 1. und 5. Sachstandsbericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Die Stärke des jeweiligen Balkens repräsentiert den relativen Strahlungsantrieb der Einzelfaktoren a). Anthropogener und natürlicher Strahlungsantrieb in W/m^2 für den Zeitraum 1750-2011 b). [Myhre et al., 2013].

verschiedener Satellitenprodukte zurückzuführen. Für den Zeitraum 1750-2011 wird ein global gemittelter Strahlungsantrieb, hervorgerufen durch Variationen des 11-jährigen Zyklus und einem schwach positiven säkularen Trend, von $0,1 W/m^2$ angenommen. Während des gleichen Zeitraums liegt der anthropogene Beitrag zum Strahlungshaushalt der Erde mit etwa $2,3 W/m^2$ um ein Vielfaches höher [Myhre et al., 2013]. Aufgrund dessen kann der rasante Temperaturanstieg der letzten Jahrzehnte nicht über den solaren Antrieb erklärt werden [Haigh, 2011]. Obwohl der globale Einfluss solarer Variabilität eher als gering zu beziffern ist, wurde in den vergangenen Jahren immer deutlicher, dass solare Variationen über ein komplexes Wirkungsgeflecht an Rückkopplungsprozessen mit dem Wetter- und Klimageschehen in der Atmosphäre verbunden sind. Dabei ist beispielsweise ein signifikanter Einfluss solarer Variabilität auf die interannuelle und interdekadische Ausprägung des nordhemisphärischen Winters in Troposphäre und Stratosphäre (siehe u.a. Kodera [2002], Kodera und Kuroda [2005], Matthes et al. [2006], Ineson et al. [2011] sowie Thiéblemont et al. [2015]), aber auch auf die tropische Zirkulation (siehe u.a. Meehl et al. [2009], Misios und Schmidt [2012] sowie Roy und Haigh [2012]) zu erkennen. Da bereits relativ geringe Änderungen der solaren Einstrahlung, wie sie mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus assoziiert werden, zu einer signifikanten Modulation großskaliger Klimamoden führen können, soll in dieser Studie unter anderem gezeigt werden, in welcher Form wesentlich größere solare Änderungen wie jene eines zukünftigen Grand Solar Minimums im Klimasystem wirksam werden können. Im folgenden Kapitels soll zunächst auf die grundlegenden Übertragungsmechanismen des solaren Signals eingegangen

werden. Dabei liegt der Fokus auf dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, welcher den Referenzzustand der durchgeführten Simulationen darstellt. Im weiteren Verlauf des Kapitels folgt ein Überblick über den solaren Einfluss auf die großskaligen Klimamoden der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und der El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Dabei sollen auch die zu erwartenden Änderungen innerhalb dieser beiden Klimamoden, mit Hinblick auf den fortschreitenden anthropogenen Klimawandel, diskutiert werden. Im zweiten Teil des Kapitels soll der Stand des Wissens bezüglich des Klimas während der vergangenen Maunder-Minimum-Periode wiedergegeben werden. Abschließend soll eine Zusammenfassung existierender Arbeiten mit Hinblick auf ein zukünftiges Grand Solar Minimum gegeben werden.

3.1 Übertragungsmechanismen des solaren Signals

Die solare Variabilität ist über eine Vielzahl an Prozessen mit dem irdischen Klimasystem verknüpft (s. Abbildung 3.2). Dabei sind einige Mechanismen wie beispielsweise der Einfluss galaktischer Strahlung (**englisch** *Galactic Cosmic Rays (GCRs)*) auf die Wolkenbildung [Svensmark und Friis-Christensen, 1997] noch kaum verstanden, unzureichend belegt und finden u.a. aus diesem Grund noch keine Berücksichtigung in aktuellen Klimamodellen. Andere Prozesse wie der Einfluss hochenergetischer Partikelstrahlung (**englisch** *Solar Energetic Particles (SEPs)*), welche im Zuge von Sonnenstürmen zur Erde gelangt, können die in der Hochatmosphäre ablaufenden chemischen Prozesse beeinflussen, jedoch ist ihre Bedeutung für die tiefer liegenden Atmosphärenschichten äußerst gering [Solanki et al., 2013], weshalb auch sie im Verlauf des Kapitels nicht weiter betrachtet werden. Demgegenüber ist der unmittelbare Einfluss von Variationen der TSI auf das bodennahe Klima relativ gut verstanden. Dabei führt beispielsweise eine erhöhte Einstrahlung zu Zeiten des solaren Maximums zu einer erhöhten Energieaufnahme in den oberen Schichten der Ozeane. Als unmittelbare Folge dessen kann es zu einer Erhöhung der Meeressoberflächentemperaturen (**englisch** *Sea Surface Temperatures (SSTs)*) kommen, wodurch wiederum mehr Wasserdampf entsteht. Diese zusätzliche Feuchtigkeit gelangt über die Passatwinde in den Bereich der Innertropischen Konvergenzzone (**englisch** *Intertropical Convergence Zone (ITCZ)*) und kann hier zu einer Verstärkung der Hadley-Zirkulation führen [Meehl et al., 2009]. Der hier kurz beschriebene Mechanismus wird gemeinhin als Bottom-up Mechanismus bezeichnet und soll im folgenden Kapitel noch ausführlicher beschrieben werden. Neben dem Bottom-up Mechanismus existiert ein weiterer wichtiger Prozess, welcher zu einer effektiven Übertragung des solaren Signals beiträgt. Im Gegensatz zum Bottom-up Mechanismus spielt beim sogenannten Top-down Mechanismus nicht die über alle Wellenlängen integrierte TSI, sondern wellenlängenabhängige Absorption von UV durch stratosphärisches Ozon eine wesentliche Rolle. Wie bereits in Kapitel 2.3 ausführlich beschrieben wurde, weisen Wellenlängen im UV-Bereich des elektromagnetischen Spektrums eine wesentlich stärkere Variabilität im Zuge des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf. Zu Zeiten des solaren Maximums ist die UV-Strahlung im Vergleich zum solaren Minimum wesentlich stärker. Dadurch kommt es zum einen zu einer Verstärkung der UV-Absorption durch stratosphärisches Ozon, zum anderen zu einer erhöhten Produktion von Ozon aufgrund erhöhter Photolyseraten molekularen Sauerstoffs. Die Kombination beider Effekte zieht eine Erhöhung der Temperaturen mit einem Maximum innerhalb der äquatorialen mittleren Stratosphäre nach sich. Dies bedingt wiederum eine Veränderung des meridionalen Temperaturgradienten, welche mit einer Modifikation des Zonalwindes und veränderter Propagation planetarer Wellen aus der Troposphäre in die

Stratosphäre einhergeht [Kodera, 2002] (eine detaillierte Beschreibung des Top-Down Mechanismus ist Kapitel 3.3 zu entnehmen).

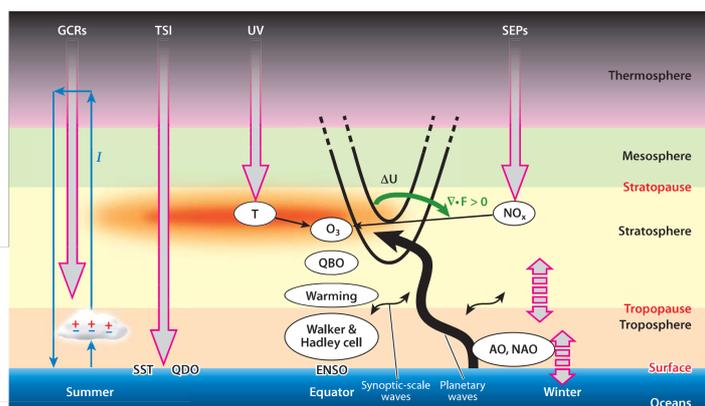


Abbildung 3.2 Schematische Zusammenstellung der an der Übertragung des solaren Signals beteiligten Prozesse [Gray et al., 2010].

Während der Großteil der gekoppelten Atmosphären-Ozean-Modelle anhand der Vorgabe der TSI-Variabilität am Rand der Atmosphäre, ausschließlich den Bottom-up Mechanismus enthalten, können nur Klima-Chemie-Modelle mit hochaufgelösten Strahlungsschemata und interaktiver Ozonchemie den Top-down Mechanismus realistisch abbilden. Es zeigt sich jedoch, dass beide Prozesse über die Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre unmittelbar miteinander verwoben sind [Gray et al., 2010]. Aufgrund dessen wurden die Simulationen vorliegender Arbeit mit dem gekoppelten Klima-Chemie-Modell EMAC-O durchgeführt, wodurch sowohl eine explizite Berücksichtigung beider Mechanismen als auch eine interaktive Kopplung zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre möglich ist. Eine ausführliche Beschreibung des verwendeten Modells soll in Kapitel 4 folgen.

3.2 Das solare Signal in der Troposphäre und der Bottom-up Mechanismus

Der augenscheinlichste Einfluss der TSI liegt in der Modifikation der Energiebilanz am Erdboden. Dabei können der solaren Amplitude von etwa 1 W/m^2 am Oberrand der Atmosphäre, anhand von Berechnungen mit einfachen Energiebilanzmodellen, Änderungen der globalen bodennahen Temperatur von $0,07 \text{ K}$ zugeschrieben werden [Gray et al., 2010]. White et al. [1997] konnten einen vergleichbaren Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus innerhalb des Global Ice and Sea Surface Temperature (GISST)-Datensatzes für den Zeitraum von 1900-1991 von $0,08 \pm 0,2 \text{ K}$ feststellen. Darüber hinaus konnten sie den Einfluss der TSI-Variabilität bis in eine Eindringtiefe von 160 m nachvollziehen. Weiterhin konnten Meehl et al. [2003] anhand von Modellsimulationen aufzeigen, dass das beobachtete räumliche Muster, welches dem Anstieg von anthropogenen Treibhausgaskonzentrationen zugeschrieben wird, nur über eine Kombination des solaren und anthropogenen Forcings realisiert werden kann. Dies ist dem Umstand geschuldet, dass ein Anstieg der Kohlendioxidkonzentrationen ein eher homogenes Muster hervorruft, die Signatur des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklusses jedoch von starker räumlicher Heterogenität ge-

kennzeichnet ist. Einen besonders starken regionalen Einfluss solarer Variabilität konnten u.a. van Loon et al. [2004] sowie van Loon et al. [2007] innerhalb unterschiedlichen Reanalysedatensätze für den tropischen Pazifikraum feststellen. Dabei zeigte sich, dass Temperatur- und Niederschlagsanomalien im Einzugsgebiet des indischen Sommermonsuns und des Westpazifiks positiv mit Beobachtungen der solaren Zeitreihe korreliert werden können und die größten positiven Abweichungen zu Zeiten des solaren Maximums erreicht werden. Dies legte den Schluss nahe, dass regionale Verstärkungsmechanismen zu einer Verstärkung des anfänglich schwachen solaren Signals beitragen müssen. Eine erste umfassende Beschreibung dieser Mechanismen im östlichen Pazifik ist unterdessen auf Meehl et al. [2008] zurückzuführen.

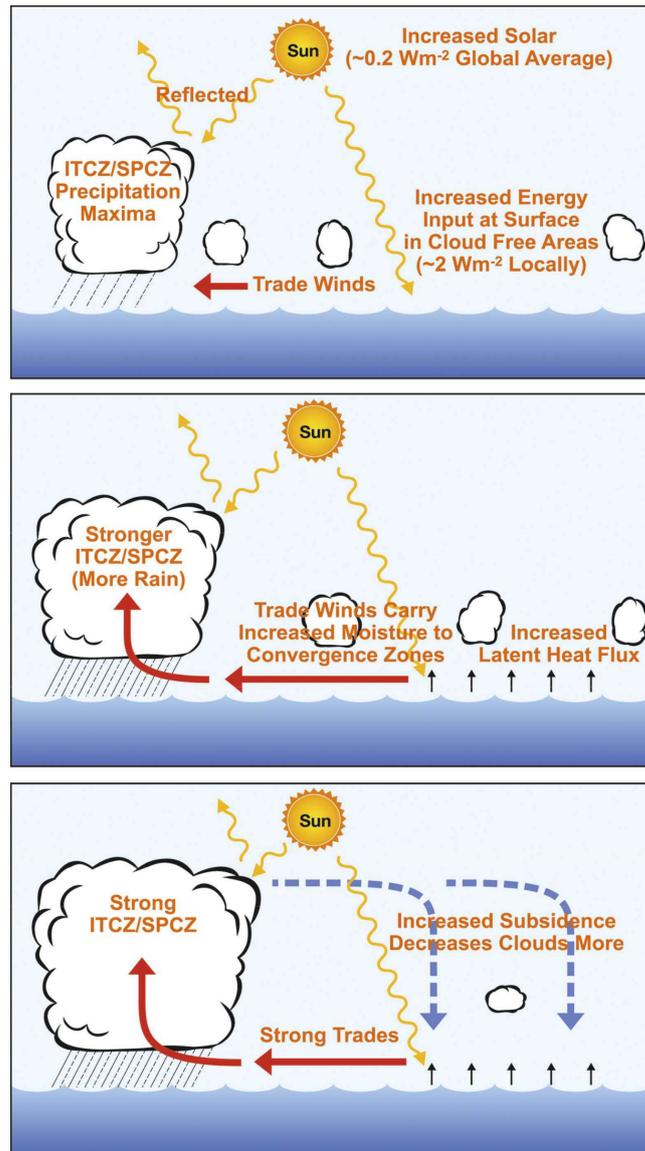


Abbildung 3.3 Schematische Darstellung der Amplifizierung des solaren Signals im tropischen Pazifik über den Bottom-up Mechanismus [Meehl et al., 2008].

Das grundlegende Prinzip des Bottom-up Mechanismus nach Meehl et al. [2008] beruht auf erhöhter Energieaufnahme innerhalb der relativ bewölkungsarmen Subtropen zu Zeiten des solaren Maximums (s. Abb. 3.3). Dies führt zunächst zu einer moderaten positiven Temperaturanomalie und damit einherge-

hendem Anstieg latenter Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre. Aufgrund erhöhter Verdunstung entsteht mehr Wasserdampf, welcher über die Passatwinde in Richtung der ITCZ transportiert wird. Als Folge dessen findet eine Intensivierung des vorherrschenden Niederschlagsmaximums sowie der inner-tropischen Konvektion und Wolkenbildung statt. Aufgrund der verstärkten Bewölkung wird an den Oberflächen hochstehender Wolken mehr Sonnenlicht reflektiert, wodurch eine negative Temperaturanomale innerhalb der zentralen Tropen entstehen kann. Das verstärkte Aufsteigen von Luftmassen innerhalb der Tropen führt zu einer Intensivierung der Divergenz in den Subtropen, wodurch die Wolkenbildung weiter reduziert wird. Als Folge dessen setzt ein selbstverstärkender Rückkopplungsprozess ein, welcher zu einem Anwachsen der positiven Temperaturanomale innerhalb der Subtropen und der negativen Anomale innerhalb der zentralen Tropen führt. Letztere steht im Zusammenhang mit einer Verstärkung der Passatwinde und damit einhergehender Intensivierung des Upwellings von kaltem Tiefenwasser im Bereich des westlichen Pazifiks und daraus resultierender Intensivierung der Walker-Zirkulation. Insgesamt führt der nach Meehl et al. [2008] beschriebene Bottom-up Mechanismus zu einem Muster innerhalb des östlichen Pazifiks, welches einer Kaltphase von ENSO gleicht. In diesem Zusammenhang wird von einem La Niña-ähnlichen Muster (**englisch** *La Niña-like pattern*) gesprochen. Sowohl in Beobachtungsdaten ([van Loon et al., 2007]) als auch anhand von Modellexperimenten [Meehl et al., 2009] kann mit einem zeitlichen Versatz von 1-3 Jahren nach dem solaren Maximum ein Muster innerhalb des östlichen Pazifiks festgestellt werden, welches in seiner Ausprägung mit der Warmphase von ENSO assoziiert werden kann (**englisch** *El-Niño-like pattern*). White und Liu [2008b] und Meehl und Arblaster [2009] führen diesen 'lag' auf eine Dämpfung des solaren Signals aufgrund der Ausbreitungsbedingungen ozeanischer Rossby- und Kelvinwellen zwischen 12-18° N/S zurück. Anhand von Sensitivitätssimulationen mit einem AOGCM ohne explizite Berücksichtigung stratosphärischer Prozesse und einem 'high-top' Klima-Chemie-Modell mit gekoppeltem Ozean (bzw. vorgeschriebenen SSTs), konnten Meehl et al. [2009] erstmals eine Separierung des Bottom-up und Top-down Mechanismus vornehmen. Dabei zeigte sich, dass die mit dem solaren Maximum in Zusammenhang stehenden Temperatur- und Niederschlagsanomalien innerhalb der zentralen Tropen nur qualitativ über den Bottom-up Mechanismus realisiert werden können (s. Abb. 3.4 C und D). Erst Ensemble-Simulationen mit einem gekoppelten Klima-Chemie-Modell (s. Abb. 3.4 G und H) führen zu einer quantitativen Annäherung an das aus Beobachtungsdaten isolierte solare Signal innerhalb des Ostpazifiks (s. 3.4 A und B). Diese Erkenntnisse legen nahe, dass Bottom-up und Top-down Mechanismus nicht getrennt voneinander zu betrachten, sondern über weitere Prozesse miteinander verbunden sind. Dass beide Effekte nicht nur auf regionaler Ebene miteinander verwoben sind, konnten zuletzt Zhou und Tung [2013] sowie Misios und Schmidt [2013] mit Hilfe von ERA-Interim-Reanalysen und AOGCM-Ensemblesimulationen nachweisen. In diesem Zusammenhang zeigte sich, dass die zu Zeiten des solaren Maximums induzierten Änderungen der Evaporation und Konvektion in den Tropen zu einer Erwärmung der unteren tropischen Tropopausenregion führen können. Die beobachtete Erwärmung in den oberen Troposphärenschichten bedingt eine Modifikation des meridionalen Temperaturgradienten, wodurch zusätzliche Wärme in höhere Breiten transportiert wird und dort ein deutlich positives Temperatursignal zur Folge hat, ein Prozess welcher gemeinhin als 'polar amplification' bezeichnet wird. Weiterhin lässt sich eine polwärtige Verschiebung und Abschwächung des troposphärischen Subtropenjets beobachten. Der hier beschriebene Effekt wurde ursprünglich dem Top-down Mechanismus zugeschrieben [Haigh et al., 2005], es muss heute jedoch davon ausgegangen werden, dass der Bottom-up Mechanismus in gewissem Umfang zur Übertragung des solaren Signals in

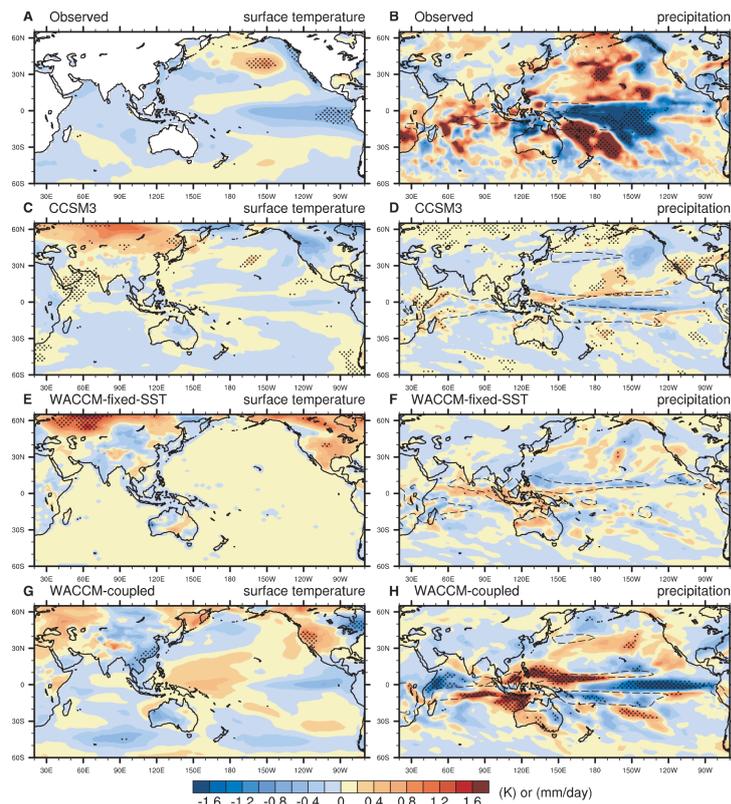


Abbildung 3.4 Komposite der SST- und Niederschlagsanomalien zum Zeitpunkt des solaren Maximums für Beobachtungsdaten A) und B), sowie für Ensemble-Simulationen mit dem Atmosphären-Ozeanmodell (**englisch** *Atmosphere-Ocean-General-Circulation-Model (AOGCM)* CCSM3 (Community Climate System Model) C) und D) und dem Klima-Chemie-Modell WACCM (Whole Atmosphere Community Model) E-H [Meehl et al., 2009].

mittleren und hohen Breiten beiträgt.

3.2.1 Die El Niño-Southern Oscillation - Die Rolle des anthropogenen Klimawandels und mögliche solare Einflussfaktoren

Die El Niño-Southern Oscillation stellt nicht nur die dominante Klimamode im äquatorialen Pazifik dar, sondern wirkt über unterschiedlichste Rückkopplungsprozesse (Telekonnektionen) auf die Ausprägung des weltweiten Wetter- und Klimageschehens ein [Chase et al., 2007]. Damit kommt ENSO eine herausragende Stellung in der Erforschung des irdischen Klimasystems zu. Während der Begriff El Niño (**spanisch** *das Christkind*) in seiner ursprünglichen Form von peruanischen Fischern geprägt wurde, um den jährlich wiederkehrenden Anstieg der Meeresoberflächentemperaturen vor der südamerikanischen Westküste zu beschreiben (welcher das Ende der Fischfangsaison markierte), kennzeichnet der Ausdruck Southern Oscillation die Variabilität des Luftdruck Gegensatzes zwischen dem südostasiatischen Tiefdruckgebiet und dem südostpazifischen Hoch. Zur Beschreibung des oszillierenden Charakters des ENSO-Phänomens werden in der wissenschaftlichen Literatur drei unterschiedliche Zustände im tropischen Pazifik unterschieden, welche insbesondere von den Unterschieden im Luftdruck und den Meeresoberflächentemperaturen zwischen West- und Ostpazifik bestimmt werden [Latif, 2006]:

Neutrale Phase

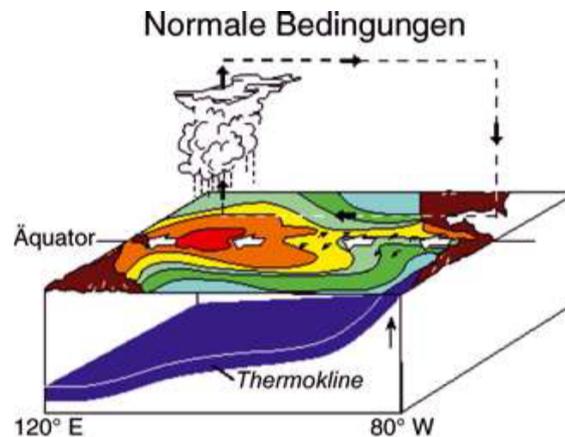


Abbildung 3.5 Der Zustand im tropischen Pazifik unter 'Normalbedingungen' [Latif, 2006].

Der Normalzustand im tropischen Pazifik ist geprägt von einem scharfen Temperaturgradienten zwischen West und Ost. Während vor der Küste Perus relativ tiefe Meeresoberflächentemperaturen von gerade 20 °C vorherrschen, steigen sie vor der Küste Südostasiens auf bis zu 30 °C an und formen dort den *Western Pacific Warmpool (WPWP)*, den größten Warmwasserkörper der Erde. Die relativ niedrigen SSTs vor der Westküste Südamerikas sind ebenfalls für die Bildung des südostpazifischen Hochs verantwortlich. Im Gegensatz dazu begünstigen die hohen Temperaturen vor der Küste Indonesiens die Bildung des südwestpazifischen Tiefdruckgebiets. Der Druckgradient entlang des tropischen Pazifiks ist mit kontinuierlichen Ostwinden am Boden (Passate) und Westwinden in größerer Höhe assoziiert. Dabei wird die äquatoriale Zirkulationszelle (Walker-Zirkulation) durch einen aufsteigenden Ast über Südostasien und einem absteigenden Ast über im südöstlichen Pazifik geschlossen. Die verstärkte Konvektion führt zu ergiebigen Niederschlägen und der Bildung üppiger Regenwälder in Indonesien, während im östlichen Teil des pazifischen Beckens küstennahe Wüsten dominieren. Die niedrigen Meeresoberflächentemperaturen vor Peru können auf verstärkten Auftrieb kalten Tiefenwassers (**englisch** *Upwelling*) zurückgeführt werden. Aufgrund der stärkeren Ostwinde im Bereich des äquatorialen Ostpazifiks werden die Wassermassen von der Westküste Südamerikas weggedrückt und aufgetürmt. Dadurch kommt es zu einem Ansteigen des Drucks in der seewärtigen Wassersäule, welcher über ein Zurückfließen kälteren Tiefenwassers ausgeglichen wird. In Folge dessen kommt es zu einer Durchmischung und Abkühlung relativ warmen Oberflächenwassers entlang der Thermokline in etwa 50 m Tiefe. Die Durchmischung warmen Oberflächenwassers und kalten Tiefenwassers findet im Westpazifik in wesentlich tieferen Schichten (ca. 200 m) statt.

El Niño-Ereignisse

Mit einer mittleren Frequenz von 4 Jahren kommt es vor der Westküste Südamerikas zu einer überdurchschnittlich starken Erwärmung der Meeresoberflächentemperaturen. Diese Extremereignisse werden in der wissenschaftlichen Literatur als El Niños bezeichnet, welche das tropische und außertropische Wet-

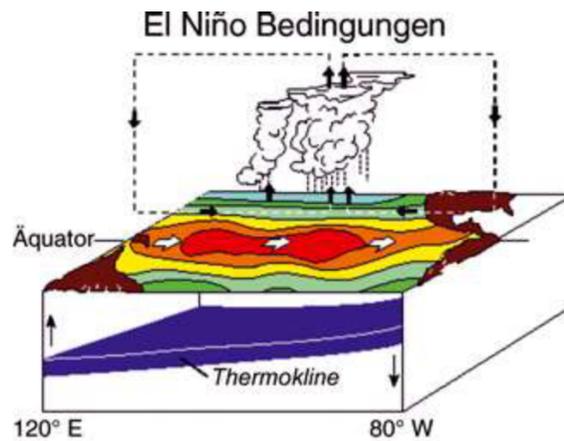


Abbildung 3.6 Der Zustand im tropischen Pazifik während eines El Niño-Ereignisses [Latif, 2006].

tergeschehen auf Zeitskalen von einigen Monaten bis 1-2 Jahren beeinflussen können. Diese Warmphase der El Niño-Southern Oscillation fällt mit einer Erhöhung des Drucks innerhalb des südostasiatischen Tiefs und einer Reduktion des Drucks im Bereich des südostpazifischen Hochs zusammen. Die daraus resultierende Abschwächung des Druckgradienten zwischen West- und Ostpazifik zieht ein Abflauen der Passatwinde nach sich, wodurch die Konvektion vor der Küste Indonesiens herabgesetzt und vor der Küste Perus verstärkt wird. Dürren im westlichen und Starkniederschläge im östlichen Teil des pazifischen Beckens sind direkte Folge dessen. Aufgrund des reduzierten Windschubs vor der Westküste Südamerikas ist eine geringere Durchmischung kalten Tiefenwassers mit warmem Oberflächenwassers sowie ein Absinken der Thermokline zu verzeichnen, wodurch die anfängliche Störung noch verstärkt wird. Im Westpazifik hingegen steigt die Thermokline deutlich an, was eine Abkühlung der WPWP nach sich zieht.

La Niña-Ereignisse

La Niña-Ereignisse (**spanisch** *kleines Mädchen*) kennzeichnen die zweite extreme Phase des ENSO-

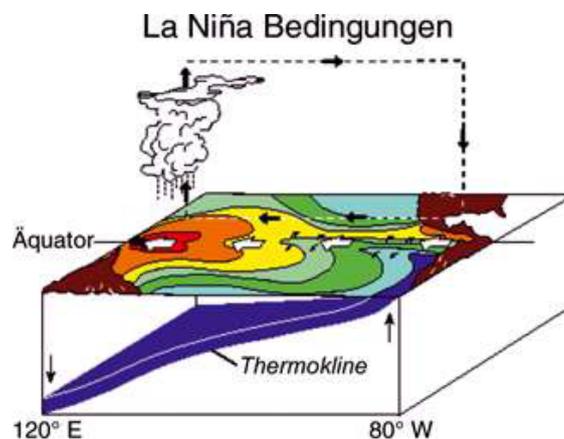


Abbildung 3.7 Der Zustand im tropischen Pazifik während eines La Niña-Ereignisses [Latif, 2006].

Systems und stellen eine Verstärkung des Grundzustands im tropischen Pazifik dar. Während die oh-

nehin niedrigen Meeresoberflächentemperaturen vor der Westküste Südamerikas weiter sinken, ist vor der Küste Südostasiens ein Anstieg der der Temperaturen innerhalb des WPWP zu verzeichnen. Die Verstärkung des südostasiatischen Tiefs und des südostpazifischen Hochs zieht eine Intensivierung der Walker-Zirkulation nach sich. Dadurch wird das Aufsteigen warmer Luftmassen über Indonesien und das Absinken kalter Luft über Peru begünstigt. Überdurchschnittliche Niederschläge im Westen sowie Trockenheit im Osten des pazifischen Beckens ergeben sich als Konsequenz dessen. Weiterhin lässt sich ein Aufsteigen der Thermoklinen im tropischen Ostpazifik aufgrund erhöhten Windschubs beobachten, was zu einer weiteren Abkühlung der oberflächennahen Wasserschichten führt. La Niña-Ereignisse lassen sich ebenfalls mit einem mittleren zeitlichen Abstand von 3-5 Jahren beobachten und sind auch bezüglich ihrer Dauer und Intensität mit El Niño-Ereignissen vergleichbar. Auch wenn beide extreme Ausprägungen der El Niño-Southern Oscillation ihr Maximum innerhalb aller Jahreszeiten erreichen können, wird eine Häufung von Einzelereignissen im nordhemispherischen Winter registriert. Zu dieser Jahreszeit sind die Auswirkungen auf das regionale Wettergeschehen im tropischen Pazifikraum sowie die damit verbundenen Telekonnektionen am stärksten.

Während die positiven Rückkopplungsprozesse zwischen Atmosphäre und Ozean, welche zum Wachstum einer anfänglich kleinen Störung beitragen, weitgehend verstanden sind, existiert bis heute kein allgemein anerkanntes Erklärungsmodell, welches den oszillatorischen Charakter von ENSO umfassend beschreiben kann. Im Zusammenhang damit ist weiterhin umstritten, welche Antriebsmechanismen für eine Rückkehr zu neutralen Bedingungen, oder von einer extremen Phase zur nächsten verantwortlich sind. Auch wenn eine Vielzahl von Modellen und Hypothesen zur Erklärung des ENSO-Phänomens existiert, lassen sich die gängigsten bestehenden Ansätze in zwei Gruppen unterteilen:

1. ENSO stellt eine in sich stabile Klimamode dar, welche jedoch aufgrund von externen (stochastischen) Antriebsgrößen aus dem Gleichgewicht gebracht werden kann. Damit ist ENSO im Wesentlichen vom statistischen 'Hintergrundrauschen' abhängig, was seine Vorhersage besonders schwierig macht (siehe u.a. Philander und Fedorov [2003]).
2. ENSO stellt eine instabile, deterministische Klimamode dar, deren Ausprägung im Wesentlichen von der Interaktion zwischen Atmosphäre und Ozean im tropischen Pazifik abhängt (siehe u.a. Wang et al. [2012])

Im Folgenden sollen zwei der am häufigsten verwendeten Modelle zur Erklärung der El Niño-Southern Oscillation näher beleuchtet werden.

Die Delayed Oscillator-Theorie

Durch die abgeschwächten Passatwinde, wie sie im Falle eines El Niño-Ereignisses besonders im östlichen Teil des tropischen Pazifiks zu beobachten sind, werden im zentralen Pazifik verstärkt Rossbywellen angeregt. Diese großskaligen Wellen weisen eine relativ geringe Ausbreitungsgeschwindigkeit auf und entstehen wenige Grad nördlich und südlich des Äquators. In diesen Regionen ist das Auftreten von Rossbywellen mit verstärktem Aufquellen kalten Tiefenwassers verbunden. Die westwärts wandernden Wellen transportieren damit relativ kaltes Wasser an der Meeresoberfläche in Richtung der

westlichen Begrenzung des pazifischen Beckens. Dort angelangt werden Rossbywellen reflektiert und in Kelvinwellen umgewandelt. Kelvinwellen weisen im Vergleich zu den Rossbywellen relativ hohe Ausbreitungsgeschwindigkeiten auf und transportieren das anfängliche Signal nunmehr zurück in östliche Richtung, wo sie zur Absenkung der Thermoklinen und sukzessiven Abkühlung des Oberflächenwassers beitragen. Dadurch wird zunächst ein Zurückschwingen in den neutralen Zustand erreicht, welcher im weiteren Verlauf in einem La Niña-Ereignis mündet. Damit wird die Periodizität von El Niño- und La Niña-Ereignissen im Zuge der Delayed Oscillator-Theorie im Wesentlichen von den Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Rossby- und Kelvinwellen sowie der Ausdehnung des Pazifiks bestimmt.

Die Heat Pump-Theorie

Ein weiteres umfassendes Erklärungsmodell zur Beschreibung von ENSO liefert Sun [2003]. Dabei basiert die Heat Pump-Theorie nicht auf der Ausbreitung ozeanischer Kelvin- und Rossbywellen, sondern auf der differentiellen solaren Einstrahlung im tropischen Pazifik und dem polwärtigen Energietransport aus der ENSO-Region in höhere Breiten.

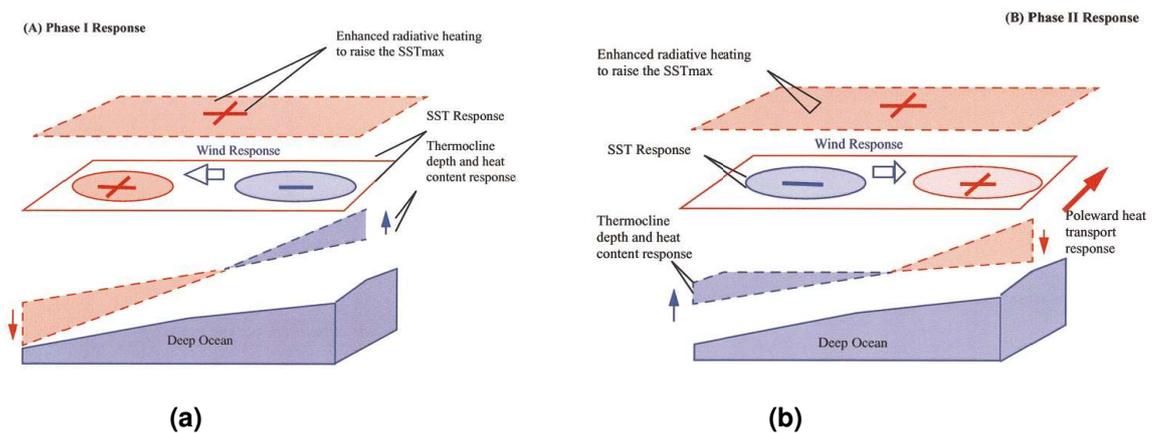


Abbildung 3.8 Schematische Darstellung der Heat Pump-Theorie [Sun, 2003].

Der von Sun [2003] beschriebene Mechanismus lässt sich in zwei Phasen, ausgehend von einem La Niña-Ereignis, unterteilen. In Phase 1 (s. Abbildung 3.8a), führen negative Temperaturanomalien im östlichen Pazifik zu einer Verschärfung des Temperaturgradienten zwischen Ost- und Westpazifik sowie eine Intensivierung der Walker-Zirkulation zu verstärktem Absinken von Luftmassen innerhalb des östlichen pazifischen Sektors. Aufgrund der geringeren Wolkenbedeckung werden die oberen Ozeanschichten stärker von der Sonne erwärmt, wodurch ein relatives Temperaturmaximum über dem zentralen Teil des Pazifiks entsteht. Aufgrund der stärkeren Ostwinde wird dieses Temperatursignal weiter in tiefer liegende Schichten des Ozeans transferiert und mit der vorherrschenden westwärtigen Strömung in Richtung des WPWPs transportiert. Aufgrund des erhöhten Energietransports steigt der Wärmegehalt innerhalb des WPWPs an, wodurch die Thermokline entlang des pazifischen Beckens eine stärkere Neigung aufweist. Im weiteren Verlauf des La Niña-Ereignisses werden die Verhältnisse zwischen West- und Ostpazifik zunehmend instabil. Um dieser Instabilität entgegenzuwirken und den Wärmeüberschuss innerhalb des WPWPs abzubauen, wird ein El Niño-Ereignis ausgelöst (s. Abbildung 3.8b). Durch die Abschwächung des Temperaturgradienten zwischen dem westlichen und östlichen Teil des pazifischen Beckens flauen

die Ostwinde ab, wodurch der Wärmegehalt innerhalb des WPWPs aufgrund geringeren Wärmetransports sukzessive herabgesetzt wird. Im östlichen Teil des Pazifiks führt die nun positive Temperaturanomalie zu einer Intensivierung des polwärtigen Energieaustauschs zwischen den niederen und höheren Breiten. Dadurch wird die positive Wärmeanomalie nach und nach abgebaut und der ENSO-Zyklus beginnt von neuem. Damit können El Niño- und La Niña-Ereignisse im Rahmen der Heat Pump-Theorie als stabilisierende Elemente des gekoppelten Systems Atmosphäre-Ozean im tropischen Pazifik angesehen werden. Das von ihm konzipierte Modell der El Niño-Southern Oscillation konnte Sun [2003] nicht nur in Simulationen mit einem gekoppelten Klimamodell, sondern auch in Beobachtungsdaten nachweisen. Im Zuge dessen zeigte sich, dass sämtliche von ihm untersuchten El Niño-Ereignissen (1982/83, 1986/87, 1991/1992, 1993, 1994/1995, 1997/1998) ein deutlicher Anstieg des Wärmegehalts innerhalb des WPWPs vorausging, welcher im weiteren Verlauf des jeweiligen Einzelereignisses schrittweise abgebaut wurde. Besonders starke Anomalien konnten in den Jahren 1982/83 und 1997/98 registriert werden, welche schließlich in ausgesprochen intensiven El Niño-Ereignissen mündeten. Letzteres gilt als das bisher stärkste beobachtete Einzelereignis und als das 'Klimaevent' des 20. Jahrhunderts überhaupt.

Auch wenn bis heute über die genauen Antriebsmechanismen von ENSO spekuliert wird, ist unumstritten, dass starke Einzelereignisse einen erheblichen ökologischen und volkswirtschaftlichen Schaden verursachen können. Dem El Niño von 1997/98, welcher zu positiven Temperaturanomalien von bis zu 7 °C im Ostpazifik führte, ist ein Gesamtschaden von bis zu 45 Mrd. US-Dollar zuzurechnen. Angesichts des Verlusts von 23.000 Menschenleben, welche diesem Ereignis direkt (beispielsweise Flutkatastrophen) und indirekt (beispielsweise Hungersnöte aufgrund von Missernten) zum Opfer fielen, nimmt sich der volkswirtschaftliche Schaden sehr gering aus [Sponberg, 1999]. Insgesamt sind 60 Millionen Menschen in Schwellen- und Entwicklungsländern in Südostasien, Südamerika und Afrika von El Niño-Ereignissen besonders stark betroffen. Neben Unterernährung aufgrund ausbleibender Ernten stellt die Ausbreitung von vektorübertragenden Krankheiten über Stechmücken eines der größten Probleme dar. Das El Niño-Ereignis von 2015/16 führte beispielsweise zu einem signifikanten Anstieg der an Riftalgie erkrankten Personen von 90.000 alleine in Kenia und Tansania [WHO, 2016]. Obwohl sie ein ähnlich starkes Gefährdungspotential aufweisen, treten die Auswirkungen starker La Niña-Ereignisse sowohl in den Medien als auch in der Wissenschaft häufig in den Hintergrund. Dabei fielen dem extremen La Niña-Ereignis 1998/1999 alleine bis zu 50.000 Menschen in Venezuela, Nicaragua, Honduras und Bangladesch zum Opfer [Cai et al., 2015b]. Einer möglichst präzisen Vorhersage von Extremereignissen der El Niño-Southern Oscillation kommt damit hohe Bedeutung zu. In diesem Zusammenhang stellt sich unumgänglich die Frage, ob der durch den Menschen verursachte Klimawandel die Frequenz und Ausprägung von ENSO beeinflussen könnte. Beobachtungen der Meeresoberflächentemperaturen im Pazifikraum weisen zwar einen mit dem Klimawandel assoziierten Anstieg auf, ein eindeutiger Trend zu häufigeren und/oder stärkeren El Niño- oder La Niña-Ereignissen lässt sich für das 20. Jahrhundert jedoch nicht mit Sicherheit feststellen. Lediglich im Vergleich zu weiter zurückliegenden Perioden zeigt ENSO einen leichten Anstieg der Variabilität innerhalb des 20. Jahrhunderts. Dies könnte unter anderem dem Umstand geschuldet sein, dass erst seit Mitte der 1970er Jahre hinreichend verlässliche Messdaten für den tropischen Pazifik zur Verfügung stehen [Latif und Keenlyside, 2009]. Um Aufschluss über den Einfluss anthropogener Treibhausgase auf die zukünftige Variabilität von ENSO zu erhalten, stellen Simulationen mit AOGCMs ein unerlässliches Hilfsmittel dar. Obwohl auch aktuellste Versionen ge-

koppelter Atmosphären-Ozeanmodelle eine hohe Streuung hinsichtlich der Simulationsgüte von ENSO aufweisen, sind zwischen den Modellgenerationen des 3. und 5. Climate Model Intercomparison Projects (CMIP) deutliche Verbesserungen zu verzeichnen. Diese zeigen sich insbesondere in einer realistischeren Abbildung der beobachteten Amplitude und Lebenszeit von ENSO sowie einer Reduzierung des äquatorialen 'cold bias' [Bellenger et al., 2014]. Im Zuge von Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert zeigt ein Großteil der Modelle recht ähnliche Änderungen des mittleren Klimazustands im äquatorialen Pazifik. Dieser ist insbesondere durch eine deutlichere Erwärmung der inneren Tropen im Vergleich zu deren Randgebieten [Christensen et al., 2013], einer Reduzierung des Temperaturgradienten zwischen West und Ost sowie einer Abschwächung der Walker-Zirkulation gekennzeichnet [Guilyardi et al., 2009]. Hinsichtlich der Änderung der Frequenz und/oder Amplitude von El Niño-/La Niña-Ereignissen, im Rahmen des fortschreitenden Klimawandels ergibt die Analyse der einzelnen Modelle ein eher heterogenes Bild. Während u.a. Van Oldenborgh et al. [2005] oder Stevenson [2012] keinen klaren Zusammenhang zwischen dem Anstieg der anthropogenen Treibhausgaskonzentrationen und einer Intensivierung von ENSO sowie einer Häufung von dessen Extremereignissen im Rahmen von Ensembleanalysen feststellen können, weisen die derzeit aktuellsten Studien von Power et al. [2013], insbesondere aber jene von Kim et al. [2014], Cai et al. [2014] sowie Cai et al. [2015b] auf ein vermehrtes Auftreten besonders starker El Niño- und La Niña-Ereignisse im weiteren Verlauf des 21. Jahrhunderts hin. Im Gegensatz zu den meisten früheren Arbeiten, klassifizieren Cai et al. [2014] besonders starke El Niño-Ereignisse nicht über SST- sondern über Niederschlagsanomalien im östlichen Pazifik. Anhand der Auswertung von 19 CMIP3- und 21 CMIP5-Modellläufen führen Cai et al. [2014] das häufigere Auftreten von starken El Niño-Ereignissen im Verlauf des 21. Jahrhunderts auf folgende Ursachen zurück:

1. Das rezente Klima des tropischen Pazifiks ist von einem starken Temperatur- und Druckgradienten zwischen West- und Ostpazifik geprägt. Dieser deutliche Gegensatz entlang des Äquators stabilisiert die ENSO-Region, wodurch relativ große anfängliche Temperaturanomalien benötigt werden, um ein El Niño-Ereignis auszulösen.
2. Der anthropogene Klimawandel führt zu einer Abänderung des mittleren Klimazustands im tropischen Pazifikraum. Dabei ist eine deutliche Erwärmung des gesamten pazifischen Beckens zu beobachten. Die meisten Klimamodelle weisen jedoch eine stärkere Erwärmung im östlichen Teil des tropischen Pazifiks auf. Diese ungleichförmige Erwärmung geht mit einer Abschwächung des Temperaturgegensatzes zwischen West und Ost, einer weniger stark ausgeprägten Walker-Zirkulation sowie vermindertem Upwelling kalten Tiefenwassers im Ostpazifik einher.
3. Insgesamt bedingt der Klimawandel im tropischen Pazifikraum eine Destabilisierung der ENSO-Region, wodurch geringere Temperaturanomalien benötigt werden um ein El Niño-Ereignis zu initiieren.

Im Gegensatz zu Cai et al. [2014] klassifizieren Kim et al. [2014] El Niño-Ereignisse im Rahmen ihrer Ensembleanalysen über den herkömmlichen Niño3.4-Index, welcher über standardisierte SST-Anomalien im tropischen Pazifik definiert ist (s. Kapitel 4.3.2.2). In dieser Studie zeigt sich neben der von Cai et al. [2014] beschriebenen Verstärkung der Niederschlagsamplitude auch eine Tendenz zu höheren Temperaturanomalien im Zuge von El Niño-Ereignissen, zumindest während der ersten Hälfte

des 21. Jahrhunderts. Kim et al. [2014] führen das vermehrte Auftreten von starken Ereignissen ebenfalls auf eine beschleunigte Erwärmung im östlichen Teil des Pazifischen Beckens zurück. Während der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts schließt der westliche Teil des Pazifiks an die Erwärmungsraten im Osten an, wodurch eine Stabilisierung der ENSO-Region eintritt, welche zu einer Reduzierung von Extremereignissen in diesen Jahrzehnten führt. Cai et al. [2015b] können darüber hinaus auch ein vermehrtes Auftreten starker La Niña-Ereignisse feststellen. Dabei zeigt sich, dass einer starken Kaltphase häufig ein ausgeprägtes El Niño-Ereignis vorangeht. In diesem Zusammenhang stellen sie eine annähernde Verdopplung von besonders starken La Niña-Ereignissen im Rahmen einer Auswertung von 21 CMIP5-Modellläufen für das 21. Jahrhundert im Vergleich zum 20. Jahrhundert fest. Zusammenfassend führen Cai et al. [2015b] die simulierte Zunahme von extremen La Niñas auf folgende Faktoren zurück:

1. Besonders starke El Niño-Ereignisse führen zu einer deutlichen Abflachung der Thermoklinen entlang des tropischen Pazifiks. Dies begünstigt eine Steigerung des Upwellings innerhalb des zentralen pazifischen Beckens, was mit einer initialen negativen Temperaturanomale in dieser Region einhergeht.
2. Aufgrund der beobachteten Abkühlung ist eine Verstärkung des Temperaturgradienten zwischen dem zentralen und westlichen Teil des Pazifiks zu verzeichnen. Intensivierte Ostwinde führen warmes oberflächennahes Wasser in Richtung Westen ab, wodurch die negative Temperaturanomale und der Temperaturgradient weiter verstärkt werden. Weiter erstarkende Ostwinde führen zu einer Intensivierung der westwärtigen Strömung, wodurch eine positive Rückkopplung in Gang gesetzt wird. Den hier beschriebenen Mechanismus können Cai et al. [2015b] nicht nur im Modell, sondern auch innerhalb von Beobachtungsdaten für die besonders starken La Niña-Ereignisse der Jahre 1988/89 und 1998/99 feststellen. Beiden Ereignissen gingen außergewöhnlich intensive El Niños voraus.
3. Weiterhin führen, neben der oben beschriebenen Präkonditionierung durch extreme El Niño-Ereignisse, Änderungen im mittleren Klimazustand des tropischen Pazifiks, aufgrund des anthropogenen Klimawandels zu einer Begünstigung intensiver La Niña-Ereignisse. Dabei geht eine deutlichere Erwärmung der oberen Ozeanschichten mit einer Verstärkung des vertikalen Temperaturgradienten und entsprechenden Windänderungen einher, welche wiederum einer der maßgeblichen Parameter für die Intensität des sogenannten Ekman Pumping (Auftrieb von Tiefenwasser aufgrund der polwärtigen Divergenz von Oberflächenwasser) darstellen.

Gemäß den Ergebnissen von Cai et al. [2014] und Cai et al. [2015b] könnte ein Anstieg anthropogener Treibhausgasemissionen zu einem verstärkten und regelmäßigerem Oszillieren zwischen den beiden Extremphasen der El Niño-Southern Oscillation, mit weitreichenden Folgen für das Wettergeschehen in den Tropen, aber auch über Fernwirkungen in den Außertropen führen.

In Kapitel 3.2 wurde bereits dargelegt, dass das durch den Sonnenfleckenzyklus induzierte Signal im Pazifikraum jenem von ENSO gleicht. Ob die interne Variabilität des ENSO-Phänomens direkt mit der solaren Einstrahlung in Zusammenhang gebracht werden kann ist umstritten und Gegenstand aktueller Forschung. Dies liegt abermals an den relativ kurzen und teils wenig verlässlichen Beobachtungszeitreihen für die tropischen Klimate, sowie der schwachen Temperaturamplitude des solaren Signals und der

beträchtlichen internen Variabilität von ENSO selbst [Gray et al., 2010].

Rekonstruktionen der ENSO-Zeitreihen mit Hilfe von Paläoarchiven zeigen eine hohe Variabilität von ENSO für das gesamte Holozän. Dabei stellen manche Autoren eine Korrelation der interdekadischen ENSO-Amplitude mit Rekonstruktionen der solaren Einstrahlung fest [Marchitto et al., 2010], andere sehen einen stärkeren Zusammenhang zu weiteren internen und externen Einflussgrößen wie Schwankungen des CO₂-Gehalts oder der Orbitalparameterkonstellation [Liu et al., 2014] sowie der vulkanischen Aktivität [Emile-Geay et al., 2008]. Dagegen können einige Autoren keinerlei systematische Änderungen der ENSO-Variabilität innerhalb der letzten Jahrtausende feststellen, welche über ein externes Forcing erklärbar wäre (bspw. Cobb et al. [2013]). In der Tat konnten u.a. Power und Colman [2006] im Rahmen langjähriger Modellstudien zeigen, dass ENSO neben einer interannuellen Variabilität auch dominante Schwingungen auf der dekadischen und interdekadischen Zeitskala aufweist, ohne dass ein externer Antrieb wirkt. Aufgrund der hier beschriebenen Problematik sind Studien bezüglich des solaren Einflusses auf die interne Variabilität von ENSO eher rar. Dennoch legen einige Analysen von Beobachtungsdaten einen gewissen modulierenden Einfluss des 11-jährigen Sonnenzyklus auf die Variabilität der El Niño-Southern Oscillation nahe (siehe u.a. White et al. [1997]; White und Liu [2008a,b]). Einen statistisch signifikanten Zusammenhang zwischen dekadischen Variationen der solaren Einstrahlung und der Variabilität der dominanten Klimamode im Pazifik konnte zuletzt Misios [2012] aufzeigen. In Abbildung 3.9 ist neben der tiefpass gefilterten Zeitreihe des F10.7-Flusses auch die Entwicklung des EDAM-(ENSO Decadal Amplitude Modulation) sowie des TPQDO-Index (Tropical Pacific Quasi Decadal Oscillation) dargestellt. Dabei werden beide Indizes herangezogen, um die Variabilität im tropischen Pazifik zu beschreiben. Während der TPQDO-Index über eine EOF-Analyse zwischen 30° N/S berechnet wird und anhand der Zeitreihe der 1. Hauptkomponente (PC1) angegeben wird, bildet der EDAM-Index den Bereich des östlichen und zentralen Bereichs des Pazifiks zwischen 5° N/S ab. Damit ist der EDAM-Index räumlich in den TPQDO-Index integriert. Anhand der Analyse von Beobachtungsdaten konnten bereits White et al. [1997] eine Korrelation zwischen dem TPQDO-Index und den beobachteten Sonnenzyklen feststellen. Im Rahmen der Modellsimulationen von Misios [2012] zeigt sich eine Synchronisation des TPQDO-Index mit der solaren Zeitreihe und eine um 2-4 Jahre verschobene phasengleiche Ausrichtung des EDAM-Index. Auch wenn die hier gewonnenen Erkenntnisse plausibel wirken, müssen sie im Rahmen weiterer Modellstudien bestätigt werden.

3.3 Das solare Signal in der Stratosphäre und der Top-down Mechanismus

Das Signal des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in der mittleren Atmosphäre ist wesentlich größer als jenes in der darunterliegenden Troposphäre und innerhalb von Beobachtungsdaten besser nachzuweisen. Dies ist unter anderem dem Umstand geschuldet, dass aufgrund der Absorption von kurzwelliger Strahlung durch Ozon und molekularen Sauerstoff ein direkter Strahlungseffekt auftritt. Dabei kann der Einfluss des solaren Zyklus auf die Temperatur und die Konzentrationen von Ozon sowie den Zonalwind mit hoher Sicherheit nachgewiesen werden. Neben dem reinen Strahlungseffekt sind dem solaren Signal anhand der Abänderung meridionaler Temperaturgradienten signifikante Änderungen der Dynamik in der mittleren Atmosphäre zuzuschreiben. Diese werden besonders in den Wintermonaten der jeweiligen

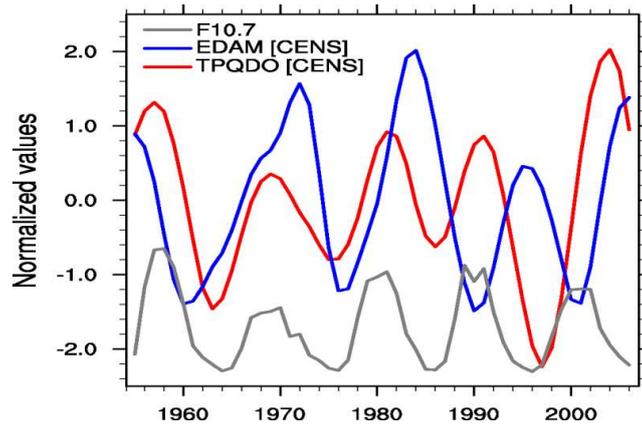


Abbildung 3.9 Mit einem 8-Jahres-Tiefpass gefilterte Zeitreihen des EDAM-, TPQDO- und F10.7-Index aus MAECHAM5/MPIOM Ensemble-Simulationen [Misios, 2012].

Hemisphäre sichtbar und sind mitunter Ausdruck einer veränderten Propagation troposphärischer Wellen und einer Modifikation des meridionalen Transports von Luftmassen im Zuge der Brewer-Dobson-Zirkulation (BDC).

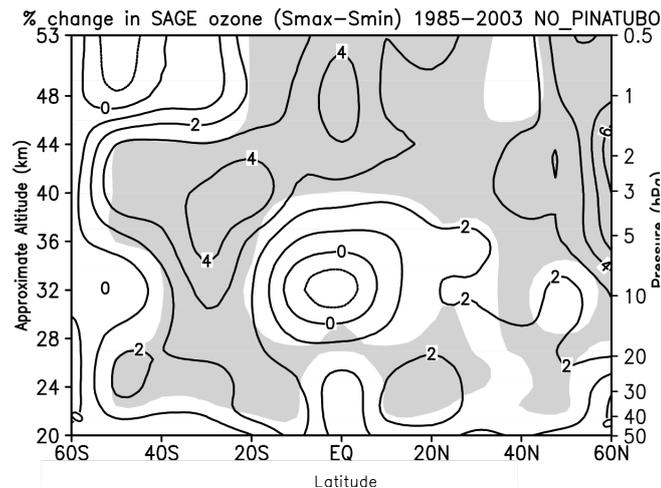


Abbildung 3.10 Mit Hilfe multipler Regression extrahiertes solares Signal (Solmax-Solmin) in der jährlich und zonal gemittelten Ozonkonzentration für den Zeitraum 1985-2003 in SAGEII-Satellitendaten (schattierte Bereiche stellen das 95% Signifikanzniveau dar) [Soukharev und Hood, 2006].

Abbildung 3.10 zeigt die Differenzen zwischen solarem Maximum und Minimum in der zonal und jährlich gemittelten Ozonkonzentration im Höhen-Breiten-Schnitt für Ozonmessungen des Stratospheric Aerosol and Gas Experiments (SAGE) bis zur ungefähren Grenze der Stratopause. Dabei sind in der oberen äquatorialen Stratosphäre (um 1 hPa) positive Ozonanomalien von bis zu 4% ersichtlich. Diese Anomalien können direkt auf eine erhöhte Produktion von Ozon aufgrund deutlich stärkerer UV-Strahlung im Wellenlängenbereich um 200 nm zu Zeiten des solaren Maximums zurückgeführt werden. In der mittleren Stratosphäre (um 10 hPa) sind im Bereich der Subtropen ebenfalls signifikante Ozonänderungen zwischen 2% und 4% mit dem 11-jährigen Sonnensignal assoziiert. Diese subtropischen Anomalien fas-

sen einen Bereich der inneren Tropen ein, in der keine signifikanten Ozonänderungen feststellbar sind. Randel und Wu [2007] stellen für diesen tropischen Bereich sogar geringfügig negative Ozonanomalien fest. Soukharev und Hood [2006] führen diesen Effekt auf eine Modulation der quasi-zweijährigen Schwingung (**englisch** *Quasi-Biennial Oscillation (QBO)*) oder eine Abschwächung der BDC während des solaren Maximums zurück. In beiden Fällen führt eine positive Anomalie von Stickoxiden (NO_x) zu einem katalytischen Abbau von Ozon in der mittleren äquatorialen Stratosphäre, welcher der erhöhten Produktion von Ozon aufgrund stärkerer UV-Strahlung entgegensteht. Eine weitere Möglichkeit, die relativ geringen Ozonkonzentrationen in dieser Höhe zu interpretieren, stellt das Konzept des sogenannten 'self-healing' dar. Im Gegensatz zu einem effektiveren Ozonabbau wird hier eine geringere Ozonproduktion aufgrund selektiver Strahlungsabsorption angenommen. Dabei führen die relativ hohen Ozonkonzentration in der mittleren Stratosphäre zu einem verstärkten Herausfiltern kurzwelliger Strahlung, was in Konsequenz dessen zu einer ineffektiveren Ozonproduktion in den Schichten darunter führen kann (siehe unter anderem die Modellstudien von Langematz und Matthes [2005], Portmann und Solomon [2007] und Meul et al. [2014]). In der unteren Stratosphäre (um 30 hPa) ist ein sekundäres Maximum der Ozonanomalien erkennbar. In dieser Höhe befindet sich Ozon nicht im photochemischen Gleichgewicht, wodurch die mittlere Lebensdauer eines Ozonmoleküls größer ist als die Zeitskala dynamischer Prozesse in dieser Höhe, weshalb vorwiegend Transportprozesse zu einer Anreicherung von Ozon führen [Gray et al., 2010]. Während in der oberen Stratosphäre positive Anomalien von Ozon aufgrund erhöhter Photolyse im solaren Maximum dominieren, konnten unter anderem Langematz et al. [2005b] einen verstärkten Ozonabbau (-4%) im Bereich der oberen Mesosphäre im Zuge von Klima-Chemie-Simulationen feststellen. Dieser vermehrte Abbau steht mit einer erhöhten Umwandlung von Wasserdampf zu Wasserstoffoxiden (HO_x) aufgrund verstärkter UV-Strahlung im Einklang, wodurch (wie bereits am Beispiel der NO_x erläutert wurde) eine Intensivierung des katalytischen Ozonabbaus initiiert wird. Besonders wirksam stellen sich in diesem Zusammenhang Erhöhungen besonders harter UV-Strahlung im Lyman- α und Schumann-Runge-Kontinuum dar. Das solare Signal ist auch im Temperatur- und Windfeld mit hoher Signifikanz zu erkennen. Während im Bereich der unteren äquatorialen Mesosphäre nur schwache (nicht signifikante) Temperatursignale vorliegen, zeigt sich Höhenbereich des größten Ozonsignals (um 1 hPa) auch das stärkste Signal in der jährlich und zonal gemittelten Temperatur mit +2 K (s. Abb. 3.11a). Dabei kann in etwa die Hälfte des gesamten Temperatursignals auf erhöhte Einstrahlung während des solaren Maximums zurückgeführt werden. Die anderen 50% können den oben beschriebenen Wechselwirkungen zwischen erhöhter UV-Strahlung und intensivierter Ozonproduktion zugeschrieben werden (siehe unter anderem Gray et al. [2009] und Matthes et al. [2016]). In etwa zwischen 15 hPa und 5 hPa findet sich eine Region innerhalb der Tropen, in welcher schwache (nicht signifikante) Temperatursignale auftreten. Diese stimmen mit dem Höhenbereich des bereits beschriebenen 'self healings'-Effekts des Ozons gut überein. Weitere, jedoch schwächere, signifikante Temperaturänderungen liegen im Bereich der unteren Stratosphäre vor, welche mit veränderten Transportprozessen von Ozon in Einklang stehen (vgl. auch Abbildung 3.10). Darüber hinaus finden sich schwache, jedoch statistisch signifikante positive Temperaturanomalien von 0,5 K innerhalb der Subtropen in der Troposphäre. Die Temperaturanomalien in den höheren Breiten werden maßgeblich durch Änderungen der atmosphärischen Dynamik im jeweiligen Winter beeinflusst. Diese umfassen ein komplexes Zusammenspiel aus Änderungen meridionaler Temperaturgradienten und daraus resultierender Windanomalien, ebenso wie ein veränderter Wellenantrieb durch planetare Wellen und eine Modifikation des mittleren meridionalen Transports in der

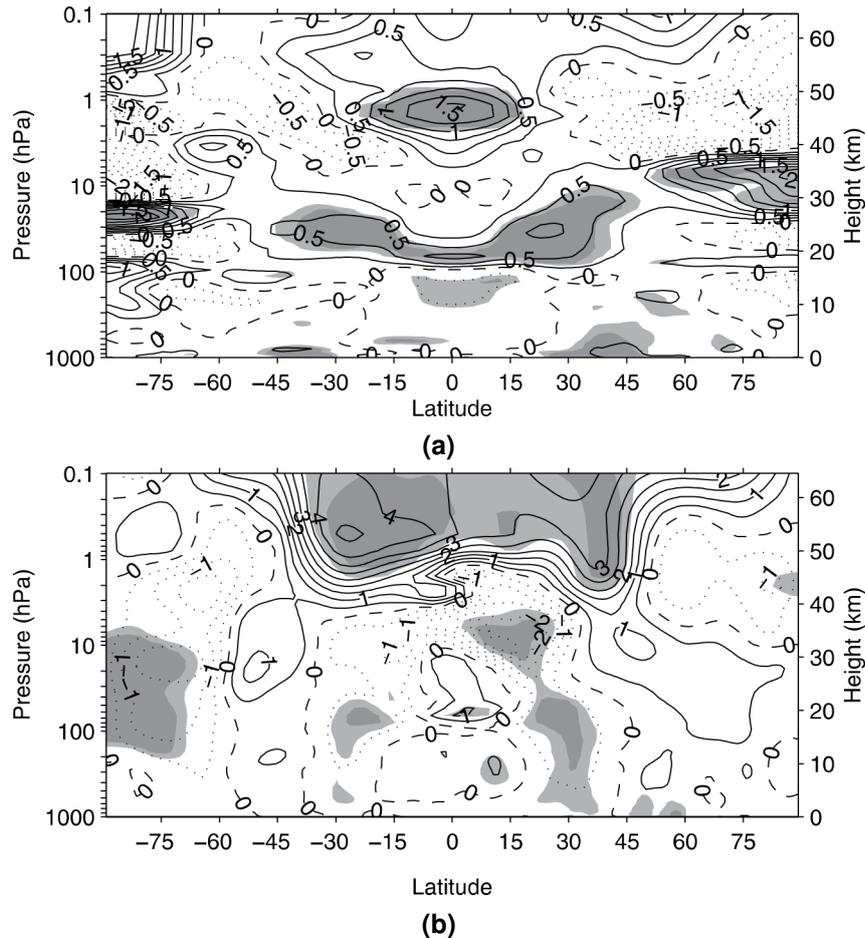


Abbildung 3.11 Mit Hilfe multipler Regression extrahiertes solares Signal (Solmax-Solmin) in der jährlich und zonal gemittelten Temperatur a) und für den Zonalwind b), aus ERA-40 Reanalysedaten für den Zeitraum 1978-2008 (dunkel und hell schattierte Bereiche stellen das 99% und 95% Signifikanzniveau dar [Gray et al., 2010]).

Stratosphäre sowie das Auftreten von plötzlichen Stratosphärenwärmungen (**englisch** *Major Stratospheric Warmings (MSWs)*). Abbildung 3.11b weist stark positive Anomalien des Zonalwindes im Bereich der subtropischen und tropischen unteren Mesosphäre und oberen Stratosphäre von bis zu 4 m/s auf. Die Signale im Jahresmittel stammen vorwiegend aus den Wintermonaten der jeweiligen Hemisphäre. Nach einer ursprünglichen Hypothese von Hines [1974] konnten Kodera und Kuroda [2002] erstmals mit Hilfe eines konzeptionellen Modells in Reanalysen des National Centers for Environmental Prediction (NCEP) eine sukzessive, polwärtige und abwärtsgerichtete Verlagerung der subtropischen Windanomalien (Top-down Mechanismus) während des solaren Maximums im Verlauf des Winters nachweisen. Das grundlegende Konzept beruht dabei auf der Tatsache, dass sich planetare Wellen gemäß des nach Charney und Drazin [1961] postulierten Kriteriums nur bis zu einem bestimmten kritischen Wert der zonalen Windgeschwindigkeit in der mittleren Atmosphäre ausbreiten können, brechen und damit ihren Impuls auf den zonalen Grundstrom übertragen können.

$$0 < \bar{u} - c < \bar{u}_{\text{crit}} = \frac{\frac{2\Omega}{\alpha} \cos\varphi}{k^2 + l^2 + \frac{f^2}{4H^2N^2}} \quad (3.1)$$

mit \bar{u} = zonal gemittelter Zonalwind, c = Phasengeschwindigkeit der planetaren Welle, \bar{u}_{crit} = kritische Geschwindigkeit des zonal gemittelten Zonalwindes, Ω = Winkelgeschwindigkeit der Erde, α = mittlerer Erdradius, φ = geographische Breite, k und l = Wellenzahl, f = Coriolisparameter, H = Skalenhöhe und N^2 = Brunt-Väisälä-Frequenz

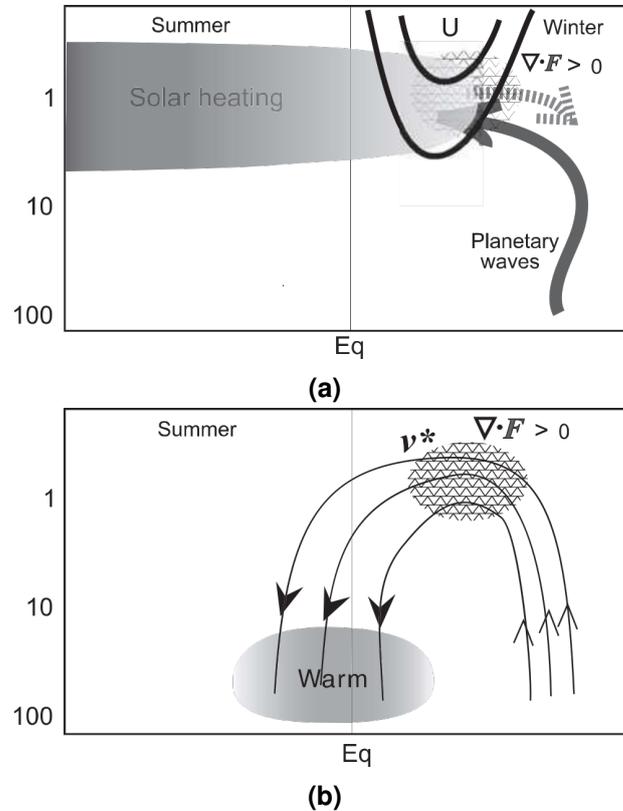


Abbildung 3.12 Darstellung des Top-down Mechanismus nach [Kodera und Kuroda, 2002]. Ablenkung planetarer Wellen (gestrichelter Pfeil) aufgrund einer Verstärkung des Stratosphärenjets während des solaren Maximums, sowie daraus resultierende Anomalien in der Eliassen-Palm-Flussdivergenz (EPFD) (gepunktet) a). Einfluss des abgeschwächten Wellenantriebs auf die BDC b).

Die in der Troposphäre angeregten planetaren Wellen, brechen unter 'Normalbedingungen' in den subtropischen und mittleren Breiten der oberen bis mittleren Stratosphäre und übertragen dort ihren Impuls. Daraus resultiert eine Beeinflussung des zonalen Grundstroms. Die aufgrund einer Verstärkung des meridionalen Temperaturgradienten resultierende Intensivierung der Westwinde während des solaren Maximums stellt eine natürliche Barriere für aus den unteren Schichten propagierenden Wellen dar und führt infolgedessen zu einer Ablenkung planetarer Wellen und Wellenbrechen in darunterliegenden Schichten. Die daraus resultierende Anomalie in der Eliassen-Palm-Flussdivergenz bedingt eine allmähliche Verschiebung der Windanomalie in höhere Breiten und tiefer liegende Schichten der mittleren Atmosphäre (s. Abbildung 3.12a). Der schwächere Wellenantrieb führt in Konsequenz dessen zu einer Abschwächung der BDC (s. Abbildung 3.12b). Dabei führt eine Abschwächung adiabatischer Abkühlung aufgrund verminderten vertikalen Transports zu einer positiven Wärmeanomalie in den Tropen, während in den höheren Breiten eine negative Temperaturanomalie aufgrund reduzierten Absinkens vorliegt (vgl. auch Abbildung 3.11a). Matthes et al. [2006] konnten den von Kodera und Kuroda [2002] beschriebenen Effekt auch im Zuge von Kompositanalysen idealisierter Klima-Chemie-Simulationen mit vorgeschriebenen SSTs nachweisen (s. Abbildung 3.13). Darüber hinaus konnten bereits Matthes et al. [2004]

aufzeigen, dass die Westwindanomalie bis in tiefe Schichten der Stratosphäre und darunter transferiert werden kann, während im Spätwinter im Bereich der mittleren Stratosphäre aufgrund einer Verstärkung des Wellenantriebs eine Abschwächung des zonalen Grundstroms auftritt. Dies kann zu einer Störung des Polarwirbels und einer Begünstigung von plötzlichen Stratosphärenerwärmungen führen.

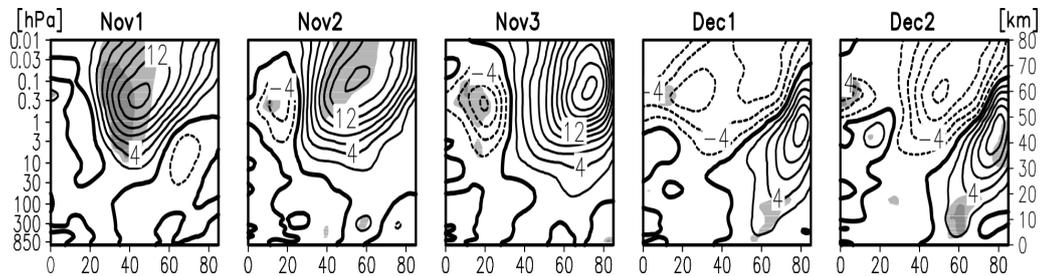


Abbildung 3.13 Differenzen des Langzeitmittels zwischen solarem Maximum und Minimum im zonal gemittelten Zonalwind. Berechnet anhand von idealisierten Klimasimulationen mit vorgeschriebenen SSTs und Ozonkonzentrationen. Von Nov1 (1-10 November) bis Dec2 (11-20 Dezember). Dunkel und hell schattierte Bereiche kennzeichnen das 99% und 95% Signifikanzniveau [Matthes et al., 2006].

Schon zwei Jahrzehnte vorher konnten Labitzke und Van Loon [1988] einen deutlichen Zusammenhang zwischen dem Auftreten von MSWs im Nordwinter und der Phase des solaren Zyklus verifizieren (s. Abb. 3.14).

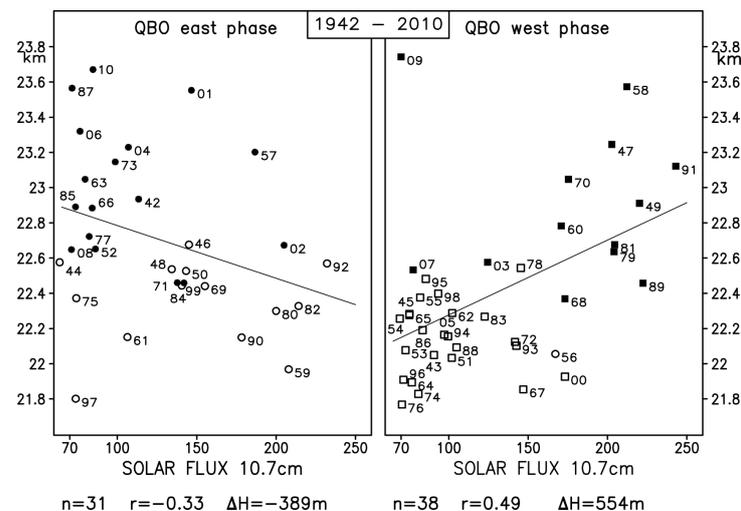


Abbildung 3.14 30 hPa Geopotentialanomalien im Februar des Nordwinters (y-Achse) in Abhängigkeit von der Intensität des 10.7 cm Radiowellenflusses (x-Achse), gruppiert für die Ost- (links) und Westphase (rechts) der QBO. MSWs sind gekennzeichnet als ausgefüllte Kreise respektive Quadrate. Weiterhin ist die jeweilige Gesamtanzahl in Jahren für die Ost- und Westphase (n), der Korrelationskoeffizient (r) sowie die durchschnittliche Anomalie im Geopotential in Metern angegeben (ΔH) (Bis 2010 aktualisierte Abbildung nach Labitzke et al. [2006]).

Dabei konnte mit innerhalb der FU-Berlin Stratosphärenanalysen ein Überhang zu MSWs während des solaren Minimums festgestellt werden, falls dieses mit der Ostphase der QBO zusammenfällt. Dies ist dem Umstand geschuldet, dass planetare Wellen aus der Troposphäre während der Ostphase der QBO vermehrt in die mittlere Atmosphäre propagieren können [Holton und Tan, 1980]. Der verstärkte Wellenantrieb sorgt, zusätzlich zur aufgrund des abgeschwächten Temperaturgradienten vorherrschenden nega-

tiven Windanomalie während des solaren Minimums, für eine weitere Destabilisierung des Polarwirbels, wodurch das Auftreten von MSWs begünstigt wird. MSWs lassen sich jedoch auch in der Westphase der QBO feststellen, dort treten sie nahezu ausschließlich zu Zeiten des solaren Maximums auf. Eine zunehmende Anzahl von Modellstudien (unter anderem Ineson et al. [2011], Scaife et al. [2013], Thiéblemont et al. [2015], Chiodo et al. [2016]) legen nahe, dass die im Zuge des Top-down Mechanismus hervorgerufenen Temperatur- und Windanomalien in der mittleren Atmosphäre bis in die darunterliegende Troposphäre vordringen können und damit die Ausprägung des Winters entscheidend mitbestimmen (s. dazu Kapitel 3.3.1) können.

Da das solare Signal sowohl über den Bottom-up als auch den Top-down Mechanismus übertragen werden kann, werden Modelle benötigt, welche eine realistische Repräsentation beider Effekte beinhalten. Dazu sind neben der Kopplung an ein dreidimensionales Ozeanmodell eine Integration dynamischer Prozesse in der mittleren Atmosphäre sowie hoch aufgelöste Strahlungsschemata und interaktive Ozonchemie vonnöten. Da die interaktive Simulation von chemischen Rückkopplungsprozessen in der Atmosphäre zu extrem hohen Anforderungen bezüglich der Rechenzeit führt, verzichten die meisten AOGCMs auf eine Integration dieser Mechanismen. Anstelle dessen wird Ozon mit Hilfe von Beobachtungsdaten oder dem Modelloutput von Klima-Chemie-Simulationen vorgeschrieben. Damit wird eine Anpassung des strahlungsrelevanten Ozonfeldes aufgrund dynamischer Prozesse vernachlässigt. Auf der anderen Seite wurde bei Entwicklung von Klima-Chemie-Modellen eine Kopplung an ein Ozeanmodell nicht berücksichtigt. Um eine Interaktion beider Prozesse zu ermöglichen, wurden die transienten Simulationen vorliegender Arbeit mit dem gekoppelten Klima-Chemie-Modell EMAC-O durchgeführt. Eine detaillierte Beschreibung des Modells sowie der relevanten Submodule soll in Kapitel 4 folgen.

3.3.1 Der Einfluss solarer Variabilität auf die Klimavariabilität der Nordhalbkugel

Im irdischen Klimasystem existieren neben der El Niño-Southern Oscillation zwei weitere großräumige Schwingungen atmosphärischer Variabilität, welche die Ausprägung der Jahreszeiten (insbesondere des Winters und des darauffolgenden Frühjahrs) entscheidend beeinflussen. In diesem Zusammenhang spricht man auf der hemisphärischen Skala vom Southern Annular Mode (SAM) und dem Northern Annular Mode (NAM). Im Druckfeld sind beide Klimamoden durch eine Nord-Süd-Verschiebung atmosphärischer Luftmassen und Schwankungen im Zonalwind in den mittleren Breiten (55° - 60°) und Subtropen (30° - 35°) gekennzeichnet. Während die Ausprägung des NAM herangezogen wird, um die atmosphärischen Gegensätze zwischen hohen und niederen Breiten innerhalb aller Atmosphärenschichten zu beschreiben, charakterisiert die Arktische Oszillation (AO) Änderungen in den bodennahen Atmosphärenfeldern [Gray et al., 2010]. Der aktuelle Zustand der AO wird über den sogenannten AO-Index angegeben. Dieser kann (ebenso wie der NAM-Index) positive und negative Werte annehmen und wird am häufigsten als Zeitreihe der 1. Hauptkomponente einer EOF-Analyse zwischen 90° N und 20° N angegeben, wobei zur Berechnung die Geopotentialanomalien in 1000 hPa betrachtet werden. Befindet sich die AO (respektive der NAM) während der Wintermonate in ihrer negativen Phase, liegen positive Geopotentialanomalien über der Polarregion und vorwiegend negative Anomalien in den mittleren Breiten vor. Daraus ergibt sich eine Destabilisierung des Polarwirbels und infolgedessen eine Abschwächung der Westwinde in den oberen Schichten der Atmosphäre (und umgekehrt in der positiven Phase der AO). Aufgrund dessen können kalte arktische Luftmassen weiter in die gemäßigten Breiten vordringen und

es kommt zu einer Verlagerung der Sturm-Pfade (**englisch** *storm tracks*) in südliche Richtung [Hurrell et al., 2003]. Die NAO ist in die AO räumlich integriert und schwingt mit dieser in Phase. Dabei deckt die NAO den amerikanischen und europäischen Sektor des Nordatlantikraums ab. Die Ausprägung der NAO wird über standardisierte Luftdruckanomalien zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch bestimmt (NAO-Index). Negative und positive Werte des NAO-Index stehen dabei für eine schwache respektive starke Ausprägung beider Druckzentren (s. Abbildung 3.15).

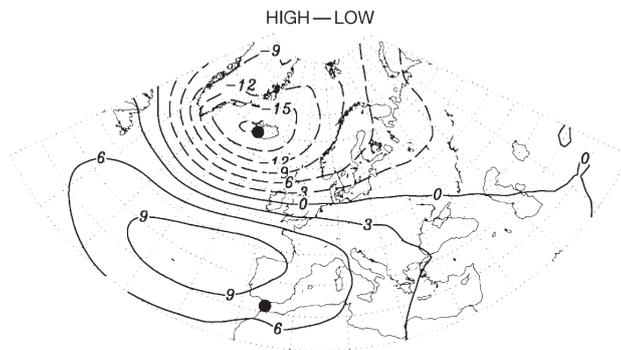


Abbildung 3.15 Differenzen von NAO(+)- und NAO(-)-Anomalien des Bodendrucks auf Meeresebene, aus Kompositen basierend auf NCEP-Reanalysen für den Zeitraum 1957-2000. (NAO(+)=NAO-Index>+1, NAO(-)=NAO-Index<-1) [Trigo et al., 2002].

Der Einflussbereich der NAO erstreckt sich von der Ostküste der Vereinigten Staaten bis in den westlichen Teil Russlands und von Grönland bis in subtropische Gebiete der Nordhalbkugel. Besonders stark wird das europäische Wettergeschehen während der Wintermonate und zu Beginn des Frühjahrs von der Phase der NAO bestimmt. Hier können bis zu 40% der saisonalen Variabilität auf Schwankungen der NAO zurückgeführt werden. Während der negativen Phase der NAO führt der reduzierte Druckgradient zwischen Islandtief und Azorenhoch zu einer Abschwächung der Westwinde, weswegen weniger warme und feuchte Luftmassen das europäische Festland erreichen. In Folge dessen strenge und niederschlagsarme Winter vorherrschen. Gleichzeitig lässt sich geringere Zyklonogenese über dem Atlantik sowie eine südwärtige Verschiebung des Polarfrontjets über Europa beobachten, womit eine negative Phase der NAO mit besonders regenreichen Wintern im mediterranen Raum verbunden ist. In den hohen Breiten führt ein verstärktes Mäandrieren des Polarfrontjets, zu einer Destabilisierung des Polarwirbels, wodurch das Vordringen warmer Luftmassen begünstigt wird. In Konsequenz dessen werden negative Werte des NAO-Index mit positiven Temperaturanomalien über Grönland und der Labradorsee assoziiert (s. Abb. 3.16 b). Jeweils umgekehrte Vorzeichen lassen sich im Falle einer positiven NAO wiederfinden (s. Abb. 3.16 a und c) [Hurrell et al., 2003]. Eine präzise saisonale Vorhersage der NAO und deren Auswirkungen sowie ein verbessertes Verständnis der zugrunde liegenden Antriebsmechanismen ist von großem volkswirtschaftlichen und ökologischen Interesse, da die Ausprägung der NAO im engen Zusammenhang mit dem Auftreten von extremen Wetterereignissen, der Phänologie von Nutzpflanzen und der Stabilität mariner Ökosysteme steht. In diesem Zusammenhang nehmen mögliche Einflüsse des anthropogenen Klimawandels auf die zukünftige Periodizität und Stärke der NAO einen hohen Stellenwert aktueller Forschung ein, wodurch eine möglichst realitätsnahe Abbildung der NAO in Klimamodellen unabdingbar verbunden ist [Hense und Glowienka-Hense, 2008]. Eine Identifikation der zentralen Antriebsmechanismen der NAO ist mit hohen Unsicherheiten verbunden und Gegenstand fortwährender,

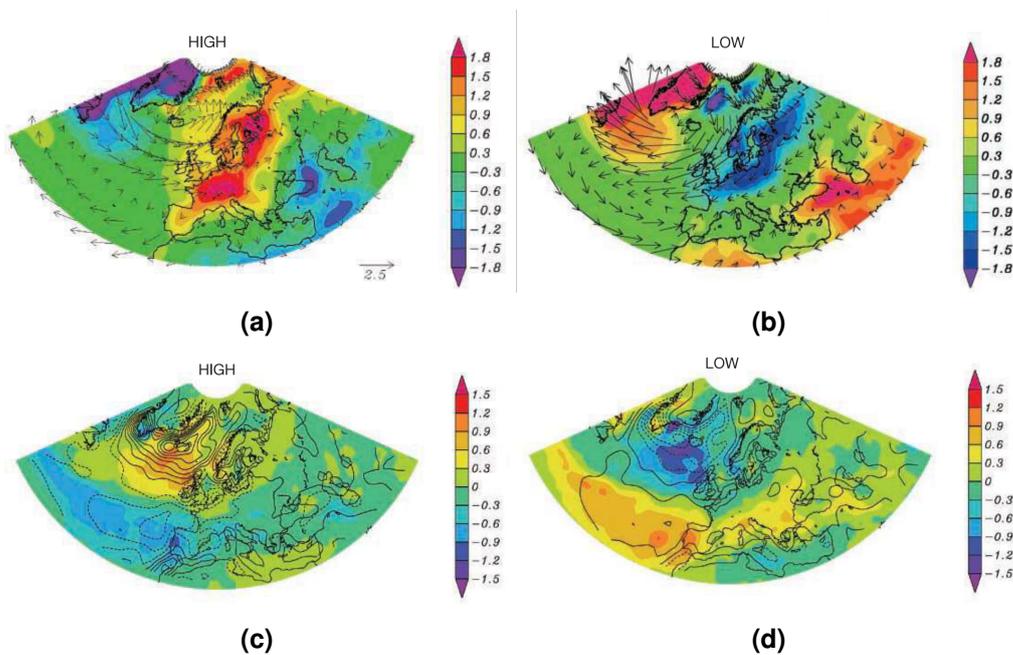


Abbildung 3.16 Temperaturanomalien (a und b) in Kelvin und Niederschlagsanomalien (c und d) in mm/d, jeweils für NAO(+)- und NAO(-)-Komposite aus NCEP-Reanalysen für den Zeitraum 1957-2000. [Trigo et al., 2002].

wissenschaftlicher Diskussionen. Dies ist dem Umstand geschuldet, dass die NAO sowohl auf der wöchentlichen als auch auf der interannuellen und dekadischen Zeitskala signifikante Variationen aufweist. Reine Atmosphärenmodelle, ohne explizite Berücksichtigung stratosphärischer Prozesse und Kopplung an ein interaktives Ozeanmodell können die wesentlichen Muster der NAO mit Hinblick auf Temperatur-, Druck- und Niederschlagsanomalien auf der intraannuellen Zeitskala gut abbilden, wobei die intrinsische Variabilität der NAO im Wesentlichen durch troposphärische Wellen auf der synoptischen Zeitskala bestimmt wird [Franzke et al., 2008]. Es zeigt sich jedoch, dass Modelle mit ausschließlicher Integration troposphärischer Prozesse weder den innerhalb der letzten Jahrzehnte beobachteten positiven Trend der NAO noch die Variabilität von Jahr zu Jahr hinreichend abbilden können. Auf der dekadischen bis interdekadischen Zeitskala können unter anderem Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre einen Teil der beobachteten Variabilität erklären. In diesem Zusammenhang spielen die deutlich längeren Reaktionszeiten im Ozean eine wesentliche Rolle. Im Vergleich zur Atmosphäre wird Energie in den Ozeanen erheblich länger gespeichert. Damit können langfristige Temperaturänderungen im Ozean über die ozeanische Mischungsschicht an die Atmosphäre weitergegeben werden und dort zu einer Stabilisierung der Dynamik beitragen. Es zeigt sich jedoch, dass maximal 20% der beobachteten NAO-Variabilität auf Variationen der Ozeantemperaturen zurückgeführt werden können. Noch geringer (und zudem weniger verstanden) wird der Einfluss des arktischen Meereis auf die NAO angenommen. Vielmehr zeigt sich, dass Änderungen der NAO, beispielsweise jenen der meridionalen Umwälzbewegung (**englisch** *Meridional Overturning Circulation (MOC)*) um einige Jahre vorseilen. Dies legt den Schluss nahe, dass die wechselseitige Beziehung zwischen Atmosphäre und Ozean im Nordatlantik im wesentlichen von langfristigen Änderungen der atmosphärischen Dynamik beeinflusst wird [Jung et al., 2008]. Eine weitere Möglichkeit, den positiven Trend der NAO innerhalb der letzten Jahrzehnte, aber auch die interannuelle Variabilität zu erklären, besteht in der dynamischen Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre.

Die Ozonzerstörung aufgrund anthropogener Emissionen von Fluorchlorkohlenwasserstoffen (FCKWs) bewirkt mitunter eine Abkühlung der Stratosphäre und damit eine Abänderung meridionaler Temperaturgradienten. Seit etwa 30 Jahren kann dabei eine fortschreitende Abnahme der Ozonkonzentration in den hohen Breiten beider Hemisphären beobachtet werden. Dies ist unter anderem dem Umstand geschuldet, dass aufgrund der tieferen Temperaturen mehr polare Stratosphärenwolken entstehen, an deren Oberflächen unter Beteiligung heterogener Reaktionen aktives Chlor gebildet wird, was unter Einwirken solarer Einstrahlung am Ende der Polarnacht zu einem verstärkten Abbau von Ozon in den Polarregionen führt. Aufgrund der niedrigeren Temperaturen kommt es zu einer Intensivierung und Stabilisierung und einem späteren Zusammenbruch des Polarwirbels, was wiederum mit einer positiven Phase der NAO assoziiert werden kann [Langematz et al., 2008]. Dabei konnten bereits Kindem und Christiansen [2001] und Thompson und Solomon [2002] den Einfluss des Ozonabbaus auf die langfristige Entwicklung von NAM und SAM im Modell nachweisen. Bis vor einigen Jahren galt die Stratosphäre als eine 'passive' Schicht in der Atmosphäre, welche lediglich auf Störungen der Troposphäre reagiert. Demzufolge wurde der Einfluss stratosphärischer Dynamik auf die Ausprägung der extratropischen Klimamoden intensiv diskutiert. Eine zunehmende Anzahl von Studien, welche sowohl auf der Analyse von Beobachtungsdaten als auch auf Modellsimulationen beruhen, legen jedoch nahe, dass Prozesse in der Stratosphäre einen signifikanten Einfluss auf das saisonale Wettergeschehen in der Troposphäre haben (**englisch** *downward control*)(siehe u.a. Thompson und Wallace [1998], Baldwin und Dunkerton [1999], Baldwin und Dunkerton [2001], Baldwin und Thompson [2009] sowie Tomassini et al. [2012]). Besonders deutlich wird dies bei der Betrachtung von Anomalien des NAM-Index im Höhen-Zeit-Schnitt. Die in Abbildung 3.17 dargestellten Werte stellen den dimensionslosen NAM-Index, berechnet aus standardisierten, zonal gemittelten Anomalien der geopotentiellen Höhe zeigen. Ein Schwachwirbelereignis wird diagnostiziert, wenn der NAM-Index in 10 hPa einen Wert von -3 unterschreitet, ein Starkwirbelereignis wird hingegen angenommen wenn der Index einen Wert von 2 in derselben Höhe überschreitet (Tag=0). Im Anschluss daran wird die zeitliche Entwicklung des NAM-Index für sämtliche Höhenbereiche zwischen 1000 hPa und 10 hPa 90 Tage vor und 90 Tage nach dem jeweiligen Einzelereignis betrachtet. Abschließend wird ein Mittel über sämtliche Einzelereignisse gebildet und dieses um den Tag 0 zentriert (eine detailliertere Beschreibung der Methodik ist Kapitel 4.3.4 zu entnehmen). Somit stellt Abbildung 3.17 die mittlere zeitliche Entwicklung von Geopotential-Anomalien, bestehend aus jeweils 29 Schwach- und Starkwirbelereignissen, dar. Es zeigt sich, dass Anomalien des NAM-Index im Mittel zunächst in der Stratosphäre auftreten und sukzessive in tiefer liegende Schichten der Atmosphäre verlagert werden. Mit einer zeitlichen Verzögerung von einigen Tagen bis wenigen Wochen werden sie in bodennahen meteorologischen Größen wie dem atmosphärischen Druck auf Meeressniveau und der Temperatur sichtbar, bestehen dort über einen Zeitraum von einigen Wochen und können dort unter anderem zu beobachteten Kaltluftbrüchen in Nordamerika und Nordeuropa beitragen [Tomassini et al., 2012]. Auch wenn Details der Übertragungsmechanismen zwischen Stratosphäre und Troposphäre weiterhin Gegenstand aktueller Forschung sind, konnten unter anderem Scaife et al. [2014] zeigen, dass die Berücksichtigung von stratosphärischen Prozessen in operationellen Modellen zu einer erheblichen Verbesserung der Vorhersagegüte (**englisch** *forecast skill*) im nordatlantischen Sektor führt. Geht man schlussendlich davon aus, dass die in der Stratosphäre angeregten dynamischen Prozesse das Wettergeschehen in der Troposphäre nachhaltig beeinflussen können und die Dynamik der Stratosphäre unter anderem von der Variabilität der solaren Einstrahlung über den Top-down Mechanismus bestimmt wird, so liegt eine Modifikation

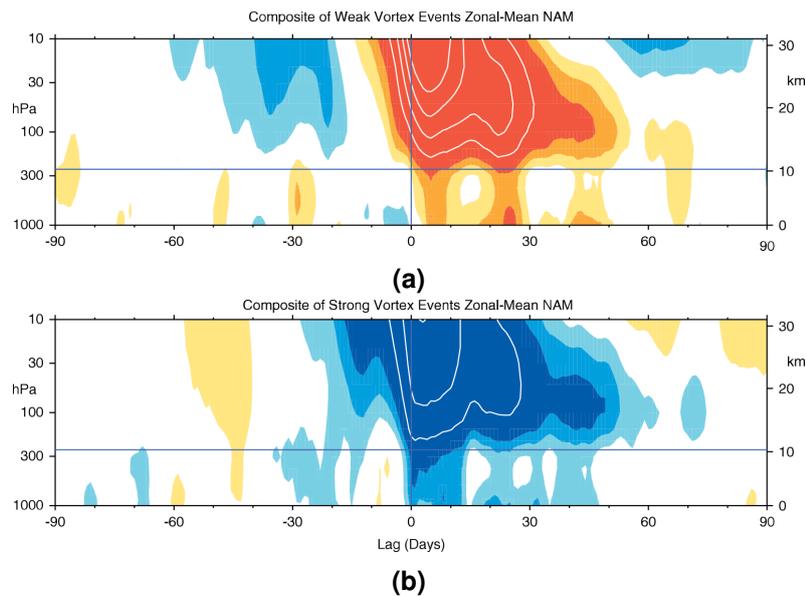


Abbildung 3.17 Komposite aus ERA-40 Reanalysedaten für den Zeitraum 1958-2007. NAM-Anomalien berechnet aus standardisierten Anomalien der geopotentiellen Höhe, jeweils 29 Schwach- a) und Starkwirbelereignisse b). Das farbig schattierte Intervall beträgt $-0,25$ für Schwach- und $0,25$ für Starkwirbelereignisse, die weißen Konturlinien sind in Intervallen von $-0,5$ und $0,5$ dargestellt. Werte zwischen $-0,25$ und $0,25$ sind weiß hinterlegt [Baldwin und Thompson, 2009].

des bodennahen Wetters und Klimas im Einzugsgebiet der NAO durch die Sonne über eine Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre nahe. Eine Modifizierung des räumlichen NAO-Musters durch den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus stellt bereits Kodera [2002] und Kodera [2003] in NCEP/NCAR-Reanalysedaten fest. Dabei zeigt sich, dass die mit dem NAO-Signal verknüpften Druck- und Temperaturanomalien zu Zeiten des solaren Maximums bis weit in das Innere Eurasiens vordringen, während sie im Falle des solaren Minimums auf den zentralen Atlantik und Westeuropa beschränkt bleiben. Eine mögliche Erklärung für diese Beobachtungen liefern unterdessen Kodera und Kuroda [2005]. Diese konnten feststellen, dass die mit dem Top-down Mechanismus verbundenen Windanomalien im Falle des solaren Maximums weiter in die darunter liegende Troposphäre vordringen können als in Jahren des solaren Minimums. Insgesamt wird von einer stärkeren und länger andauernden Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre im nordhemisphärischen Winter während des solaren Maximums ausgegangen. Grund dafür ist der verstärkte Strahlungsantrieb durch Wellenlängen im UV-Bereich, welche zu einer Verstärkung des Stratosphärenjets führen. Aufgrund dessen werden aus der Troposphäre propagierende planetare Wellen am unteren Rand der Windanomalie reflektiert, wodurch eine Beeinflussung des Jets aufgrund des Wellenantriebs erst nach einer Abschwächung der Anomalie und Intensivierung des Wellenforcings selbst im späteren Verlauf des Winters möglich wird. Den besonderen Einfluss der Intensität der UV-Strahlung auf die Ausprägung des NAO-Musters am Boden können unter anderem Ineson et al. [2011] im Zuge von Sensitivitätsexperimenten mit dem AOGCM HadGEM2 aufzeigen. Um den Effekt unterschiedlich starker UV-Strahlung auf das bodennahe Klima zu isolieren, wurde jeweils eine 80 Jahre andauernde Simulation unter stetigen Bedingungen des solaren Maximums respektive des solaren Minimums durchgeführt, wobei lediglich die Wellenlängen im UV-Bereich des Sonnenspektrums entsprechend angepasst wurden. Die Ergebnisse der Modellsimulationen weisen darauf hin, dass eine Erhöhung (bzw. Absenkung) der Strahlungsintensität im UV zu Temperatur- und Druckanomalien am Boden führt,

welche mit einer positiven (bzw. negativen) Phase der NAO übereinstimmen. Die zentralen Erkenntnisse von Ineson et al. [2011] werden sowohl bei der Untersuchung von Beobachtungsdaten als auch im Rahmen von realitätsnahen transienten Simulationen von Gray et al. [2013] bestätigt. Dabei wurden die Simulationen mit demselben Modell, jedoch unter Berücksichtigung realistischer Randbedingungen aus Beobachtungsdaten (beispielsweise solare Variabilität und Ozonkonzentrationen gemäß Satellitendaten) durchgeführt. Im Anschluss wurde das solare Signal am Boden mit Hilfe multipler linearer Regression sowohl in den Modellläufen als auch den Beobachtungsdaten (HadSLP2, HadISST) extrahiert. Dabei konnte dem solaren Signal, sowohl in den Modellsimulationen als auch den Beobachtungsdaten ein mit der positiven (bzw. negativen) Phase der NAO verbundenes Muster in Abhängigkeit von der solaren Einstrahlung zugewiesen werden. Weiterhin zeigt sich jedoch, dass das mit dem solaren Zyklus assoziierte Signal in den Beobachtungsdaten, erst mit einer zeitlichen Verzögerung von 3-4 Jahren nach dem solaren Maximum maximale Werte im mittleren Druck auf Meeresniveau und der bodennahen Temperatur annimmt. Demgegenüber ist eine nahezu instantane Anpassung dieser beiden meteorologischen Größen im Modell feststellbar. Scaife et al. [2013] führen diese fehlende zeitliche Verzögerung auf eine zu schwache Kopplung zwischen Atmosphäre und Ozean im verwendeten Modell zurück (Memory-Effekt). Dass es sich hierbei eher um ein modellspezifisches Problem in der Atmosphären-Ozean-Kopplung in HadGEM2 handelt, zeigen auch die Analysen des solaren Signals innerhalb von CMIP5-Ensembles im nordatlantischen Sektor von Mitchell et al. [2015]. Diese konnten einen entsprechenden zeitlichen Versatz zwischen dem solaren Signal und den daraus resultierenden bodennahen Anomalien sowohl in Modellen ohne als auch mit expliziter Auflösung der Stratosphäre finden, wengleich letztere einen realistischeren Versatz gemäß der Beobachtungen simulieren. Zusammenfassend zeigt sich also, dass das durch die solare Variabilität hervorgerufene Muster in bodennahen meteorologischen Größen jenem gleicht, welches durch die interne Variabilität der NAO hervorgerufen wird. Es stellt sich nun jedoch unweigerlich die Frage, ob die solare Variabilität lediglich ein NAO-ähnliches-Muster im nordatlantischen Sektor entstehen lässt oder ob Variationen der solaren Einstrahlung aktiv in die interne Variabilität der NAO eingreifen. Rekonstruktionen der NAO-Zeitreihe für das vergangene Jahrtausend und darüber hinaus zeigen eine deutliche Korrelation zwischen der bevorzugten Phase der NAO und der solaren Einstrahlung [Luterbacher et al., 2002, 2004; Mann et al., 2009; Trouet et al., 2009; Lockwood et al., 2010]. Dies ist unter anderem anhand einer Häufung von NAO(+)-Ereignissen für die Kernperiode der mittelalterlichen Warmzeit (ca. 900-1200) und einer Akkumulation von NAO(-)-Phasen für das Maunder-Minimum belegt. Beide Phasen gehen mit einer überdurchschnittlich hohen (siehe u.a. Jirikowic und Damon [1994] sowie Crowley [2000]) respektive niedrigen [Lean, 2000; Krivova et al., 2010; Shapiro et al., 2011] solaren Aktivität einher. Eine deutliche Verschiebung hin zu einer negativen NAO unter solaren Bedingungen des Maunder-Minimums kann darüber hinaus auch in Simulationen mit unterschiedlichen Klimamodellen festgestellt werden [Shindell et al., 2001, 2003; Langematz et al., 2005a; Raible et al., 2007; Spanghel et al., 2010]. Auf die Ergebnisse einiger der hier angeführten Klimarekonstruktionen und Modellstudien soll im folgenden Kapitel näher eingegangen werden.

3.4 Das Klima während der Maunder-Minimum-Periode

Seit der Entdeckung des Maunder-Minimums durch Eddy [1976] entwickelte sich diese Epoche zu einer der Schlüsselperioden der Klimaforschung für die vergangenen Jahrhunderte entwickelt. In seiner wichtigsten Arbeit äußert Eddy auch erstmals die Vermutung, dass die für Europa dokumentierten, überdurchschnittlich tiefen Temperaturen mit dem Rückgang der beobachteten solaren Aktivität zusammenhängen könnten. Seit dieser Pionierarbeit ist eine große Fülle an Studien, das Maunder-Minimum betreffend, entstanden. Bevor im folgenden Kapitel die Ergebnisse bestehender Modellstudien bezüglich des Einflusses eines potentiellen Grand Solar Minimum auf das Klima des 21. Jahrhunderts zusammengefasst werden, soll zunächst eine knappe Einführung in das Klima während der Maunder-Minimum-Periode gegeben werden. Dabei soll auf anerkannte Multiproxy-Klimarekonstruktionen aus Paläodaten sowie aktuellere Modellsimulationen eingegangen werden.

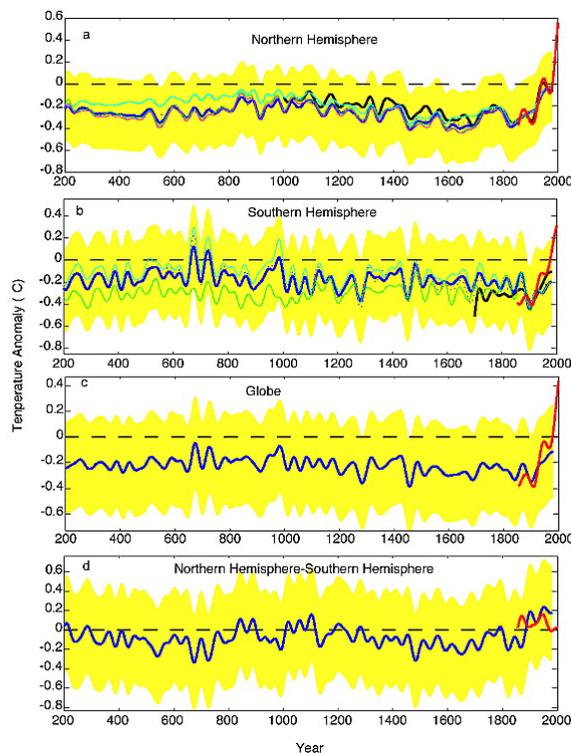


Abbildung 3.18 Aus Proxydaten abgeleitete hemisphärische (a und b) und globale (c) Anomalien der bodennahen Temperatur in Relation zur Referenzperiode 1961-1990 sowie die hemisphärische Differenz (d). Die blaue Kurve stellt die Multiproxy-Rekonstruktion dar, die rote Zeitreihe repräsentiert die Instrumentenperiode. Andersfarbige Kurven stellen aus einzelnen Klimaarchiven abgeleitete Anomalien dar. Gelb schattierte Bereiche kennzeichnen den Unsicherheitsbereich [Mann und Jones, 2003].

Abbildung 3.18 stellt den aus Multiproxy-Daten rekonstruierten Verlauf der hemisphärischen und globalen Temperaturentwicklung für die vergangenen 1.800 Jahre dar. Neben einiger Fluktuationen ist insbesondere ein monotoner Anstieg der Temperaturen seit dem Ende des 19. Jahrhunderts zu erkennen. Dabei ist dieser als 'Hockey Stick' bekannte positive Trend nicht nur innerhalb des hier betrachteten Zeitraums, sondern während des gesamten Holozäns einzigartig und steht mit dem sukzessiven Anstieg der anthropogenen Treibhausgaskonzentrationen seit dem Beginn der Industrialisierung in Einklang. Neben

dem durch anthropogene Treibhausgase induzierten Klimawandel der vergangenen 100-150 Jahre lassen sich Schwankungen der Temperatur auf Zeitskalen von Jahrzehnten bis Jahrhunderten erkennen. Bei der Betrachtung des Temperaturverlaufs der Nordhemisphäre (s. Abb. 3.18a) ist eine Periode relativ hoher Temperaturen zwischen 900-1200 zu verzeichnen, welche als 'mittelalterliche Warmzeit' bezeichnet wird. Diese Epoche wird von einem Zeitalter besonders tiefer Temperaturen, der 'kleinen Eiszeit' zwischen dem 14. und 19. Jahrhundert abgelöst. Innerhalb der 'kleinen Eiszeit' befindet sich die Maunder-Minimum-Periode (ca. 1600-1700), in welcher ein besonders starker negativer Trend der bodennahen Temperaturen der Nordhemisphäre zu beobachten ist. Während die Nordhemisphäre eine Reduktion der Temperaturen von 0,4 °C während der Maunder-Minimum-Periode aufweist, ist eine Abkühlung von 0,2 °C innerhalb der südlichen Hemisphäre belegt. Insgesamt weisen die Trends der bodennahen Temperatur der Südhemisphäre innerhalb des Rekonstruktionszeitraums eher Frequenzen von Jahrzehnten, weniger von Jahrhunderten auf. Dabei müssen die Rekonstruktionszeitreihen der Südhemisphäre mit besonderer Vorsicht interpretiert werden, da sie im Vergleich zur nördlichen Hemisphäre auf einer wesentlich geringeren Datengrundlage beruhen [Mann und Jones, 2003].

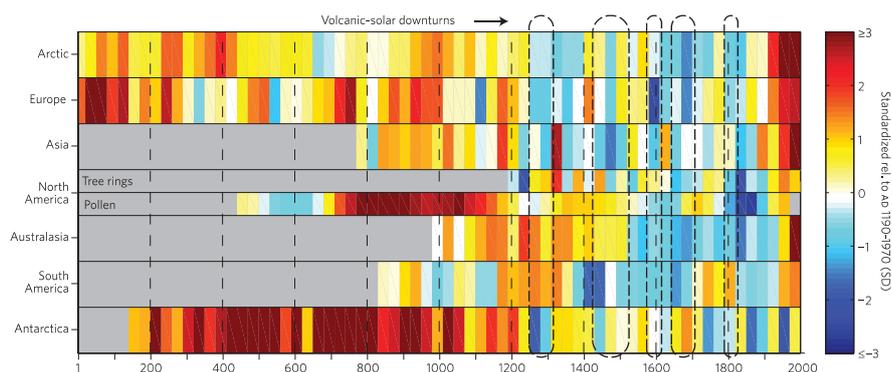


Abbildung 3.19 Aus Multiproxy-Daten abgeleitete kontinentale Anomalien der bodennahen Temperatur in Relation zur Referenzperiode 1190-1970. Die schwarz eingefassten Perioden kennzeichnen in chronologischer Reihenfolge das Wolf-Minimum, das Spörer-Minimum, die Huaynaputina Eruption (Peru), das Maunder- sowie das Dalton-Minimum [Ahmed et al., 2013].

Die in Abbildung 3.19 dargestellten Rekonstruktionen zeigen die Entwicklung der Temperaturen auf der kontinentalen Skala für die vergangenen 2.000 Jahre dar. Sie sind das Ergebnis einer weltweiten Zusammenarbeit von insgesamt 10 Arbeitsgruppen im Rahmen des PAGES (Past Global Changes) 2K-Netzwerks. Dabei basieren die Auswertungen auf 511 unabhängigen Klimaproxies wie beispielsweise Baumringen, Pollen, Korallen, See- und Meeressedimenten, Gletscherdaten sowie historischen Dokumenten und stellen aktuell eine der komplexesten und komplettesten Rekonstruktionen des Klimas der vergangenen beiden Jahrtausende dar. Neben der Eruption des Huaynaputina in Peru um 1600, in deren Folgejahren eine deutliche Abkühlung und verheerende Missernten insbesondere für Europa doku-

mentiert sind, sind die GSM des Wolf-, Spörer-, Maunder- und Dalton-Minimum hervorgehoben. Beim Betrachten dieser vier Perioden zeigen sich heterogene Temperaturanomalien auf der kontinentalen Skala. Während beispielsweise innerhalb des Wolf-Minimums ein klarer hemisphärischer Gegensatz mit überwiegend negativen Anomalien in der Nordhemisphäre und positiven Anomalien in der südlichen Hemisphäre zu beobachten ist, ist für das Maunder-Minimum eine nahezu globale Abkühlung (mit Ausnahme der Antarktis) dokumentiert. Dabei scheinen die polaren Breiten der Nordhemisphäre sowie das europäische Festland mit negativen Anomalien von mehr als 1 °C in Relation zur Basisperiode besonders stark von einer Abkühlung betroffen zu sein [Ahmed et al., 2013].

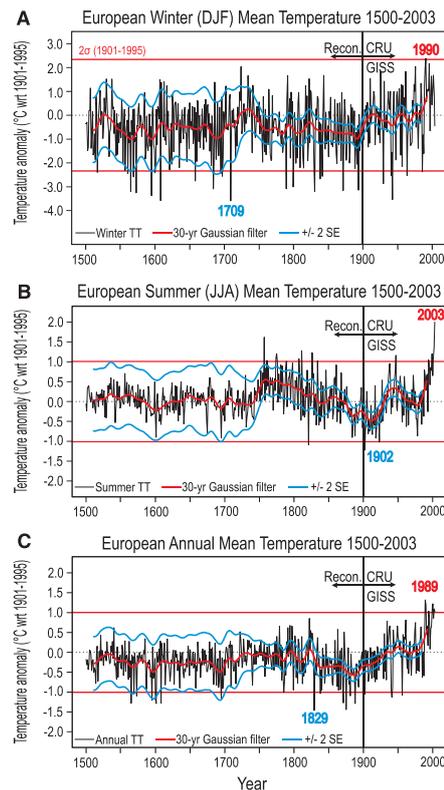


Abbildung 3.20 Aus Multiproxy-Daten abgeleitete Anomalien der winterlichen (a), sommerlichen (b) und ganzjährigen (c) bodennahen Temperatur für Europa in Relation zur Referenzperiode 1901-1995. Die in blau/rot angegebene Jahreszahlen kennzeichnen das jeweils kälteste/wärmste Jahr der Rekonstruktion [Luterbacher et al., 2004].

Die in 3.20 dargestellten Temperaturanomalien verdeutlichen den jahreszeitlichen Gegensatz zwischen Nordsummer und Nordwinter für Europa seit dem Beginn des 16. Jahrhunderts. Abermals ist ein deutlicher Anstieg der Temperaturen in Form der Hockeystick-Kurve sowohl im Sommer als auch im Winter seit dem Ende des 19. Jahrhunderts zu erkennen. Ferner zeigt sich, dass die jeweils wärmsten Jahre allesamt am Ende des 20. und zu Beginn des 21. Jahrhunderts registriert wurden, während sämtliche Tiefstwerte in wesentlich früheren Epochen liegen. Der Nordwinter ist im Gegensatz zum Nordsummer von einer wesentlich höheren Variabilität über den gesamten Zeitraum geprägt. Insgesamt zeigen sich innerhalb der Sommermonate wesentlich geringere Temperaturanomalien im Verlauf der vergangenen 500 Jahre. Während die Temperaturen im Nordwinter in der Maunder-Minimum-Periode um bis zu 1 °C unterhalb deren Referenzperiode lagen, ist im Sommer lediglich ein schwaches Oszillieren um

den Wert 0 zu erkennen [Luterbacher et al., 2004]. Die winterlichen Temperaturanomalien während des Maunder-Minimums stehen in Einklang mit Rekonstruktionen der NAO-Zeitreihen. Dabei stellen eine große Anzahl an Autoren, im Rahmen unabhängiger Multiproxy-Analysen, eine überwiegende Anzahl an NAO(-)-Phasen fest (siehe u.a. [Luterbacher et al., 2002, 2004; Cook, 2003; Mann et al., 2009; Lockwood et al., 2010; Trouet et al., 2012]), welche mit den dokumentierten, besonders kalten und trockenen Wintern in Einklang stehen. Besonders harte Winter sind nicht nur durch geochemische Proxies, sondern auch anhand indirekter Klimazeugen wie Jahreschroniken, Memoiren, Schiffstagebüchern oder Gemälden dokumentiert [Brázdil et al., 2010]. Neben Rekonstruktionen mit Hilfe von Klimaarchiven stellen Simulationen des Klimas während des Maunder-Minimums mit Klimamodellen ein unschätzbare Werkzeug dar, da sie eine Trennung und Quantifizierung möglicher Antriebsmechanismen erlauben und darüber hinaus Auskunft über den Zustand des Klimas in Regionen geben können, welche nicht oder nur unzureichend durch Rekonstruktionen abgedeckt sind. In diesem Zusammenhang stellen beispielsweise Langematz et al. [2005a], im Zuge von Zeitscheibensimulationen mit dem Mittelatmosphärenmodell FUB-CMAM, neben einer Abkühlung der bodennahen Temperatur von $0,86\text{ }^{\circ}\text{C}$ im globalen Jahresmittel eine Erwärmung der Stratosphäre um bis zu $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Bereich der Stratopause sowie eine Abschwächung der Westwinde fest. Diese Erwärmung wird auf die verminderte Emission langwelliger Strahlung aufgrund reduzierter CO_2 -Konzentrationen während der Maunder-Minimum-Periode zurückgeführt. Ferner zeigt sich eine besonders starke Abkühlung der bodennahen Temperaturen über Europa zwischen $1\text{-}1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Abkühlungen derselben Größenordnung finden sich auch bei Rind et al. [2004] und Zorita et al. [2004]. Spanghel et al. [2010] führen transiente Ensemble-Simulationen mit gekoppeltem Ozeanmodell, zwischen der Maunder-Minimum-Periode und heute durch. Die Simulationen beinhalten neben einer Reduktion der solaren Einstrahlung gemäß den Beobachtungsdaten auch sämtliche andere bekannte Antriebe wie CO_2 -Konzentrationen und Vulkanausbrüche. Dabei wurden zwei Modelle verwendet, welche sich hinsichtlich der vertikalen Auflösung innerhalb der Stratosphäre unterscheiden. Im Rahmen ihrer Untersuchungen stellen Spanghel et al. [2010] einen mittleren Anstieg der nordhemisphärischen Jahresmitteltemperatur zwischen der Maunder-Minimum-Periode und dem 19. Jahrhundert von $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ fest. Weiterhin zeigt sich, dass eine höhere vertikale Auflösung in der Stratosphäre zu einem deutlicheren Temperatursignal auf der regionalen Skala insbesondere innerhalb der hohen und mittleren Breiten führt, auf der hemisphärischen Skala aber vernachlässigbar ist. Demgegenüber führt eine bessere Repräsentation der Stratosphäre zu einer realistischeren Entwicklung der beobachteten NAO-Zeitreihe im Modell. Dies äußert sich besonders in einer Häufung von NAO(-)-Phasen zu Zeiten des Maunder-Minimums sowie eine sukzessive Zunahme von NAO(+)-Phasen an dessen Ende. Einen Trend zu einer negativen NAO während der Maunder-Minimum-Periode kann innerhalb einer Vielzahl von Modellstudien bestätigt werden (siehe u.a. Shindell et al. [2001, 2003]; Langematz et al. [2005a]; Raible et al. [2007]). Dass eine erfolgreiche Simulation des Klimas der vergangenen 1.000 Jahre im hohen Maße von der zugrunde gelegten solaren Einstrahlung und damit von der jeweiligen Güte des Strahlungsdatensatzes abhängt, konnte zuletzt Feulner [2011] zeigen. Dazu wurden transiente Klimasimulationen mit einem Klimamodell intermediärer Komplexität, gekoppelt an ein dreidimensionales Ozeanmodell, durchgeführt. Neben drei Strahlungsrekonstruktionen, welche sich hinsichtlich der rekonstruierten TSI unterschieden, flossen auch andere bekannte Randbedingungen wie Treibhausgaskonzentrationen und der vulkanische Antrieb in die Simulationen mit ein. Die simulierten Anomalien der bodennahen Temperatur wurden im Anschluss mit Ensemble-Rekonstruktionen aus Multiproxies verglichen. Während die Simulationen unter

Berücksichtigung der TSI-Rekonstruktionen von Schrijver et al. [2011] und Steinhilber et al. [2009], welche eine Reduktion der TSI um ca. 0,5 und 1 W/m² im Vergleich zum mittleren Zustand des solaren Zyklus 23 vorsehen, mit den aus Multiproxy-Daten abgeleiteten Anomalien der globalen Temperatur für die Kernperiode des Maunder-Minimums relativ gut übereinstimmen, zeigten die Modellläufe unter Verwendung der Rekonstruktion von Shapiro et al. [2011] (TSI -5,8 W/m²) globale Temperaturreduktionen von mehr als 1 °C. Der teils kontrovers diskutierte Datensatz von Shapiro et al. [2011] soll, neben zwei weiteren Rekonstruktionen geringeren Intensität, auch im Rahmen der vorliegenden Dissertation verwendet werden. Da er die aktuell extremste Reduktion der solaren Einstrahlung vorsieht, eignet er sich hervorragend, um den Unsicherheitsbereich eines potentiellen GSM innerhalb des 21. Jahrhunderts auszuloten.

3.5 Einfluss eines zukünftigen Grand Solar Minimum auf das Klima des 21. Jahrhunderts

Das besonders langanhaltende Minimum des solaren Zyklus 23 sowie das seit 100 Jahren schwächste solare Maximum des Zyklus 24 und dessen Vorhersagen gelten zunehmend als Indikatoren für ein Ende des modernen solaren Maximums und können Vorboten für ein bevorstehendes GSM innerhalb der kommenden Jahrzehnte sein (vgl. Kapitel 2.3.3.2). Dieser Umstand führt mitunter zu einer (teilweise bewussten, siehe u.a. Vahrenholt [2012]) Missinterpretation des menschlichen Einflusses auf das weltweite Klima im weiteren Verlauf des 21. Jahrhunderts. Dabei wird insbesondere die aufgrund ansteigender anthropogener Treibhausgase prognostizierte Erwärmung in Frage gestellt, welche durch eine sonneninduzierte Abkühlung kompensiert werden könnte. Die wissenschaftliche Quantifizierung des Einflusses eines potentiellen GSM innerhalb des kommenden Jahrhunderts ist Motivation vorliegender Dissertation, welche eine Fortführung bestehender Studien darstellen soll. Im Folgenden sollen in chronologischer Reihenfolge die innerhalb der letzten Jahre entstandenen Veröffentlichungen einzeln zusammengefasst werden. Dabei soll das jeweilige experimentelle Setup sowie die zentralen Erkenntnisse der Studie vorgestellt werden.

Feulner [2011]

Modell

Das Klimamodell intermediärer Komplexität CLIMBER-3 α (Climate and Biosphere Model) (22,5°x7,5°, 16 Atmosphärenschichten), gekoppelt an das dreidimensionale Ozeanmodell MOM-3 (Modular Ocean Model) (3,75°x3,75°, 24 Ozeanschichten).

Setup

Transiente Simulationen für den Zeitraum 1900 bis 2100.

Solares Antrieb:

Während der Referenzlauf unter Annahme eines idealisierten 11-jährigen Zyklus mit im Mittel 1.366 W/m^2 solarer Einstrahlung TOA durchgeführt wurde, sehen die beiden Szenarien eines zukünftigen GSM eine Reduktion dieser TSI um jeweils $1,1$ und $3,4 \text{ W/m}^2$ ab dem Jahr 2008 vor. Die Simulationen sehen aufgrund der Einfachheit des Strahlungscode lediglich eine Anpassung der TSI vor. Weiterhin sind dynamische Rückkopplungsprozesse aufgrund von Ozon nicht im Modell implementiert.

Sonstige Randbedingungen:

Anstieg der anthropogenen Treibhausgaskonzentrationen im Rahmen eines A1b und A2 Szenarios. Der Strahlungsantrieb entspricht dabei in etwa den aktualisierten RCP6.0- und RCP8.5-Szenarien.

Ergebnisse

Feulner [2011] stellen eine Erhöhung der globalen Jahresmitteltemperatur von $3,7 \text{ }^\circ\text{C}$ (A1b) und $4,5 \text{ }^\circ\text{C}$ (A2) am Ende des 21. Jahrhunderts gegenüber der Klimanormalperiode von 1961-1990 innerhalb der Simulationen mit kontinuierlichem 11-jährigen Zyklus fest. Dabei liegt das schwache/starke GSM-Szenario lediglich etwa $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$ und $0,25 \text{ }^\circ\text{C}$ (unabhängig vom zugrunde liegenden Treibhausgasszenario) unterhalb der Erwärmung der Referenztemperatur im Jahr 2100. Die stärksten Unterschiede zeigen sich dabei in den hohen Breiten der südlichen und nördlichen Hemisphäre. Hier liegen die Temperaturen der GSM-Simulationen teilweise um $0,4 \text{ }^\circ\text{C}$ unterhalb der Referenzsimulation, was auch mit einer Ausweitung der Meereisfläche um bis zu 4% im Jahresdurchschnitt einhergeht. Eine markante Reduktion oder Verlangsamung des anthropogenen Klimawandels durch ein potientiell GSM innerhalb des 21 Jahrhunderts können Feulner und Rahmstorf [2010] jedoch nicht feststellen.

Meehl et al. [2013]

Modell

Das Klima-Chemie-Modell WACCM (Whole Atmosphere Community Climate Model) mit einer horizontalen Auflösung von $2,5^\circ \times 1,9^\circ$ und 66 Schichten, gekoppelt an das 3D Ozeanmodell POP (Parallel Ocean Program) mit einer nominellen Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ und 60 Ozeanschichten. Das Modell verfügt neben interaktiver Ozonchemie über ein hochauflösendes Strahlungsmodul.

Setup

Transiente Ensemble-Simulationen (jeweils 3 Ensemblemitglieder) für den Zeitraum 1950 bis 2100.

Solarer Antrieb:

Die Referenzsimulationen wurden unter Berücksichtigung der beobachteten solaren Zyklen (TSI und SSI) durchgeführt. Innerhalb des Projektionszeitraums werden diese Zyklen wiederholt. Die GSM-Simulationen sehen eine Reduktion der TSI um 4 W/m^2 (entsprechend $-0,25\%$) vor. Die solare Einstrahlung in den einzelnen Wellenlängenbereichen, beispielsweise innerhalb der UV-Banden, wurde einheitlich um $-0,25\%$

reduziert. Das GSM startet 2025 und dauert 40 Jahre an. Im Anschluss wird eine Rückkehr zu den Bedingungen des 11-jährigen Sonnenzyklus angenommen.

Sonstige Randbedingungen:

Treibhausgaskonzentrationen gemäß des RCP4.5-Szenarios. Zukünftige Entwicklungen Konzentrationen von ODS (ozone-depleting substances) sind nicht vorgesehen.

Ergebnisse

Im Rahmen der Simulationen von Meehl et al. [2013] zeigen sich insbesondere in der Anfangsphase des GSM Unterschiede in den dekadischen Trends der Globaltemperatur. Dabei weisen die GSM-Simulationen zwischen 2020-2040 eine Erwärmung von $0,1 \text{ }^\circ\text{C/Dekade}$ auf, während die Erwärmung in den Referenzsimulationen mit $0,18 \text{ }^\circ\text{C/Dekade}$ annähernd doppelt so hoch sind. In dieser ersten Phase ist ein Temperaturunterschied der globalen Jahresmitteltemperatur von $-0,16 \text{ }^\circ\text{C}$ zwischen den GSM-Simulationen und den Referenzläufen zu erkennen. In den Jahren 2040-2060 schließen die Erwärmungstrends unter GSM-Bedingungen an die der Referenzsimulation an ($0,2$ gegenüber $0,18 \text{ }^\circ\text{C/Dekade}$). Gleichzeitig ist ein maximaler Temperaturunterschied von global $-0,24 \text{ }^\circ\text{C}$ in der Kernperiode der GSM-Simulationen zu verzeichnen, welcher zwischen 2065 und 2080 auf $-0,15 \text{ }^\circ\text{C}$ absinkt. Während zwischen 2024 und 2046 regional begrenzte (nicht signifikante), positive Anomalien der bodennahen Temperaturen zu erkennen sind, sind zum Ende des GSM nahezu ausschließlich negative Temperaturanomalien zu erkennen. Zusammenfassend zeigen die Simulationen von [Meehl et al., 2013] ein gewisse Verlangsamung des anthropogenen Klimawandels, insbesondere während der Kernperiode des GSM. Am Ende des GSM schließen die Temperaturen jedoch wieder rasch zu jenen der Referenzsimulationen auf (s. Abb. 3.21).

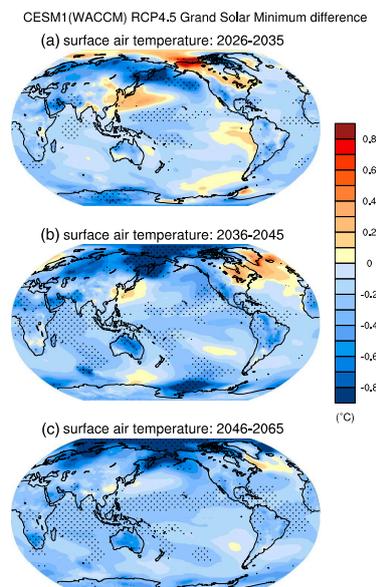


Abbildung 3.21 Differenzen der bodennahen Temperatur zwischen den GSM- und Referenz-Ensembles. Gepunktete Bereiche kennzeichnen das 95% Signifikanzniveau [Meehl et al., 2013].

Anet et al. [2013]

Modell

Das Klima-Chemie-Modell SOCOL (Solar Climate Ocean Links) in der Auflösung T31L39 (horizontale Auflösung $3,75^\circ \times 3,75^\circ$, 39 Atmosphärenschichten), gekoppelt an das 3D-Ozeanmodell MPIOM (Max Planck Institute Ocean Model). SOCOL-MPIOM beinhaltet interaktive Ozonchemie, nutzt jedoch den (modifizierten) niedrig aufgelösten 6-Banden Strahlungscode von ECHAM5.

Setup

Transiente Ensemble-Simulationen (jeweils 2 Ensemblemitglieder) für den Zeitraum 2000 bis 2100.

Solarer Antrieb:

Die Referenzläufe sehen eine stetige Wiederholung der solaren Zyklen 22 und 23 bis zum Ende der Simulation vor. Die GSM-Experimente beinhalten eine sukzessive Abschwächung der Amplitude des 11-jährigen Zyklus bis 2100 von maximal -4 (WEAK-Szenario) und -6 W/m^2 (STRONG-Szenario) der TSI. Neben einer Reduzierung der TSI wird eine homogene Abschwächung der solaren Einstrahlung im kurzwelligen UV-Bereich (180-250 nm) von -10% und -15% (WEAK/STRONG) sowie eine Anpassung im langwelligen UV von -1,5% und -2,2% berücksichtigt.

Sonstige Randbedingungen:

Treibhausgas- und ODS-Konzentrationen folgen einem RCP4.5-Szenario.

Ergebnisse

Am Ende des 21. Jahrhunderts (2080-2100) zeigen die Simulationen von Anet et al. [2013] unter Annahme eines kontinuierlichen 11-jährigen Sonnenzyklus eine globale Erwärmung von $1,96^\circ\text{C}$ in Relation zur Basisperiode (1986-2005). Die beiden GSM-Szenarien (WEAK/STRONG) liegen mit $-0,21^\circ\text{C}$ und $-0,35^\circ\text{C}$ unterhalb der in den Referenzsimulationen prognostizierten Erwärmung. Dabei sind maximale Unterschiede der bodennahen Jahresmitteltemperatur von bis zu $-0,8^\circ\text{C}$ innerhalb der hohen Breiten der Nordhemisphäre zu beobachten. Neben den beschriebenen Differenzen in der bodennahen Temperatur stellen Anet et al. [2013] insbesondere eine deutlich spätere Erholung des Totalozon fest. Besonders deutliche Unterschiede sind dabei in den inneren Tropen und Subtropen zu erkennen. Innerhalb des STRONG-Szenarios findet in einem Großteil der Regionen keine Ozonerholung mehr bis zum Jahr 2100 im Vergleich zur Referenzsimulation statt. Dies geht mit einer deutlichen Reduktion der Strahlung in den UV-Banden einher, welche zu einer Verringerung der Ozonproduktion führt und somit der allmählichen Erholung der Ozonschicht entgegenwirkt (s. Abb. 3.22).

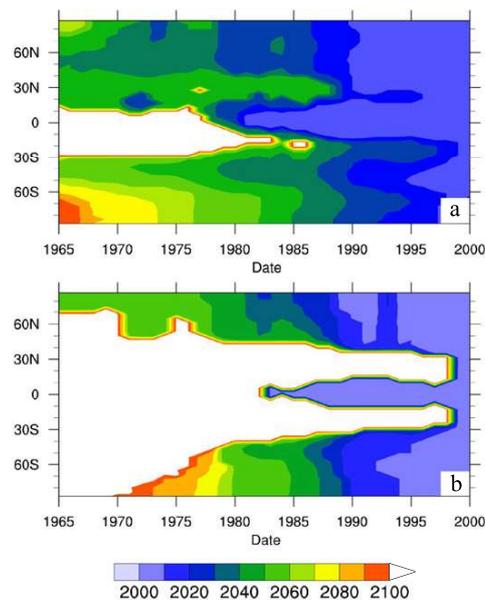


Abbildung 3.22 Breitengrad abhängige Erholung des Totalozons unter Annahme eines 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus (a) sowie unter GSM-Bedingungen (STRONG) (b) [Anet et al., 2013].

Ineson et al. [2015]

Modell

Das AOGCM HadGEM2 (Hadley Center Global Environment Model). Die horizontale Auflösung des Atmosphärenmodells beträgt $1,875^\circ \times 1,25^\circ$ auf 60 Leveln, die 3D-Ozeankomponente verfügt über eine räumliche Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ und 40 Ozeanschichten. Der Strahlungscode des Modells untergliedert die TSI in 6 Spektralbanden, eine interaktive Ozonchemie wird nicht berücksichtigt.

Setup

Transiente Sensitivitätssimulationen für den Zeitraum 2005 bis 2100.

Solarer Antrieb:

Den solaren Antrieb der Referenzsimulation sieht eine Wiederholung des Sonnenzyklus 23 gemäß Beobachtungsdaten vor. Die GSM-Simulation EXPT-A wird zunächst nur unter Bedingungen einer reduzierten TSI durchgeführt (ca. $-1,7 \text{ W/m}^2$ im Vergleich zum gemittelten Zustand des solaren Zyklus 23), während in den einzelnen Spektralbanden keine Anpassung vorgenommen wird. EXPT-B beinhaltet zusätzlich zur TSI eine Abschwächung der Strahlung im UV-Bereich zwischen 200-300 nm. Dieses Vorgehen ermöglicht eine Quantifizierung der Anteile des Bottom-up und Top-down Mechanismus.

Sonstige Randbedingungen:

Die Konzentrationen von anthropogenen Treibhausgasen folgen einem RCP8.5-Szenario.

Ergebnisse

Sowohl die TSI-only (EXPT-A) als auch die kombinierte TSI plus UV-Simulation (EXPT-B) zeigen einen vergleichbar schwachen Unterschied der global gemittelten bodennahen Temperatur von $-0,12\text{ °C}$ und $-0,13\text{ °C}$ im Vergleich zur RCP8.5-Referenzsimulation für die Periode 2050-2100. Auf der regionalen Skala zeigen sich jedoch wesentlich größere Temperaturunterschiede in Abhängigkeit von der zugrundeliegenden GSM-Simulation. Insbesondere innerhalb der hohen Breiten der Nordhemisphäre zeigt sich, beispielsweise über Skandinavien, eine annähernde Verdopplung der Temperaturreaktion wenn sowohl Anpassungen der TSI als auch der UV-Banden berücksichtigt werden ($-0,42\text{ °C}$ (TSI-only) gegenüber $-0,75\text{ °C}$ (TSI und UV kombiniert). Die tieferen Temperaturen von EXPT-B gehen mit einer Modulation der NAO aufgrund des Top-down Mechanismus einher. Dabei zeigt sich ein deutlicher Überhang von NAO(-)-Phasen in der Simulation mit kombinierter TSI und UV-Reduktion, während dieser Effekt innerhalb der TSI-only-Simulation wesentlich geringer ausfällt.

Maycock et al. [2015]

Modell

Modell und Modellkonfiguration entsprechen jener von Ineson et al. [2015] (s.o).

Setup

Transiente Ensemble-Simulationen (jeweils 3 Ensemblemitglieder) für den Zeitraum 2005 bis 2100.

Solarer Antrieb:

Die solaren Randbedingungen der GSM-Simulation entsprechen der Simulation EXPT-B von Ineson et al. [2015]. Das Setup der Referenzsimulation ist ebenfalls identisch.

Sonstige Randbedingungen:

Siehe Ineson et al. [2015].

Ergebnisse

Maycock et al. [2015] stellen die Reaktion der Stratosphäre auf ein zukünftiges GSM ins Zentrum ihrer Analysen. Während relativ geringe Differenzen der globalen bodennahen Temperatur von $-0,1\text{ °C}$ zwischen der GSM- und Referenzsimulation zu beobachten sind, zeigt sich unter Annahme eines GSM-Szenarios eine intensivierete Abkühlung der Stratosphäre mit maximalen Werten von $-1,5\text{ °C}$ im Bereich der tropischen Tropopause. Im gleichen Höhenbereich finden sich negative Anomalien der kurzwelligen Heizraten von $-0,4\text{ K/d}$ im Jahresmittel. Weiterhin zeigt sich eine leichte Erwärmung der unteren

Stratosphäre sowie eine Abschwächung des Polarnachtjets von bis zu -4 m/s in den hohen Breiten der Nordhemisphäre im Winter. Dabei ist ein Abwärtswandern der negativen Windanomalien mit einem Maximum im Februar zu erkennen (s. Abb. 3.23), was eine Einflussnahme des Top-down Mechanismus auf die Ausprägung des winterlichen Wettergeschehens für die Nordhemisphäre weiter unterstreicht. Ferner stellen Maycock et al. [2015] eine höhere Frequenz von Stratosphärenerwärmungen in Januar und Februar bei gleichzeitiger Reduktion der Frequenz im März fest.

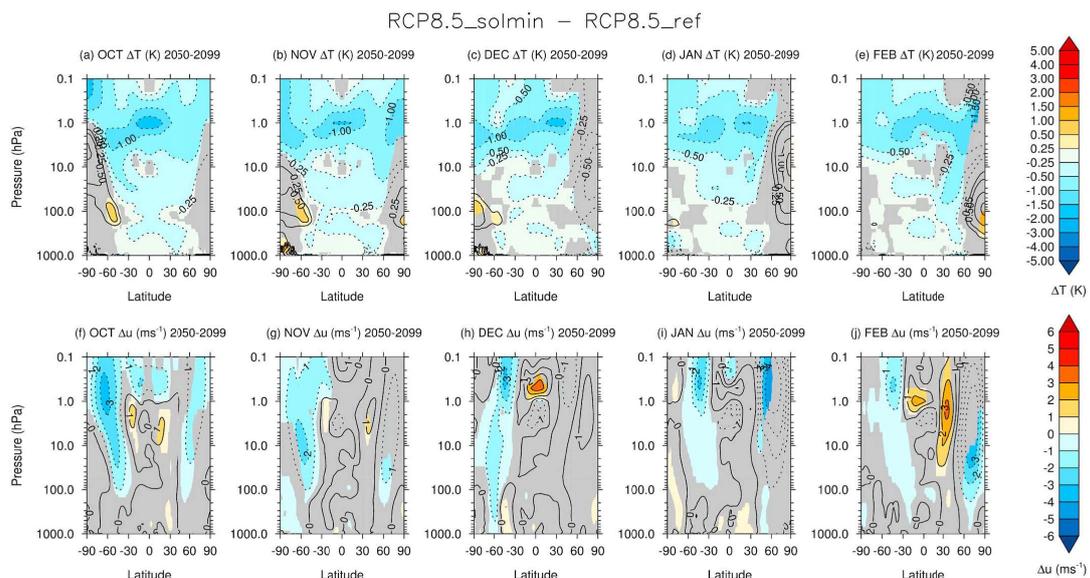


Abbildung 3.23 Anomalien der zonal gemittelten Temperatur (a-e) und des zonal gemittelten Zonalwinds (f-j) zwischen November und Februar (2050-2099), unter GSM-Bedingungen [Maycock et al., 2015].

Chiodo et al. [2016]

Modell

Das Klima-Chemie-Modell WACCM (Auflösung $2,5^\circ \times 1,9^\circ$ und 66 vertikalen Level), gekoppelt an das 3D Ozeanmodell POP (Auflösung $1^\circ \times 1^\circ$ und 60 Ozeanschichten). Das Modell verfügt neben interaktiver Ozonchemie, über ein hochauflösenden Strahlungs- und Photolysemodul.

Setup

Transiente Ensemble-Simulationen (mit jeweils 3 Ensemblemitgliedern) für den Zeitraum 2005-2065.

Solarer Antrieb:

Die Referenzsimulation sieht eine Wiederholung der solaren Zyklen 20-23 gemäß Beobachtungsdaten bis zum Ende der Simulation vor. Eine der GSM-Simulationen (MIN ens) wird unter konstanten Bedingungen des solaren Minimums des solaren Zyklus 23 durchgeführt (SSI und TSI). Eine weitere lineare Reduktion der solaren Einstrahlung wird nicht berücksichtigt. Ein zukünftiges GSM zeichnet sich in den Simulationen von Chiodo et al. [2016] damit lediglich durch ein Fehlen des 11-jährigen Sonnenzyklus aus. In zwei weiteren Experimenten wird entweder der UV- (200-350 nm) oder der sichtbare Bereich des Sonnenspektrums (350-700 nm) unter konstanten Bedingungen des solaren Minimums belassen.

Sonstige Randbedingungen:

Treibhausgas- und ODS-Konzentrationen folgen einem RCP4.5- respektive A1-Szenario.

Ergebnisse

Chiodo et al. [2016] stellen im Rahmen der Referenzsimulation eine im Vergleich zum globalen Mittel wesentlich stärkere Erwärmung der hohen Breiten der Nordhemisphäre fest. Dieser Effekt ist als 'Arctic Amplification' (ArAm) bekannt und tritt innerhalb der meisten CMIP5-Modelle auf und ist u.a. der Wechselwirkung zwischen Meereis und Atmosphäre im Zuge der Eis-Albedo-Rückkopplung, aber auch einem stärkeren nordwärtigen Transport warmer Luft- und Wassermassen geschuldet. Die Simulation unter Annahme eines zukünftigen GSM zeigt eine deutliche Abschwächung der ArAm, wobei ein wesentlich geringerer Temperaturanstieg in den polaren Breiten von -1 °C am Ende der Simulation, gegenüber der Referenzsimulation, zu erkennen ist. Besonders deutliche negative Temperaturanomalien zeigen sich insbesondere im Bereich der Beringstraß. In dieser Region ist auch eine höhere Meereisbedeckung um bis zu $+8\%$ zu verzeichnen. Um die Anteile des Bottom-up und Top-down Mechanismus zu separieren, führen Chiodo et al. [2016] weitere Simulationen durch, in welchen jeweils nur der UV- respektive sichtbare Bereich des Sonnenspektrums an GSM-Bedingungen angepasst wird. Dabei zeigt sich, im Gegensatz zu Ineson et al. [2015], keine wesentliche Verstärkung des solaren Signals, wenn zusätzlich zu einer Anpassung des solaren Forcing im sichtbaren Bereich auch eine Anpassung der UV-Strahlung gemäß GSM-Bedingungen angenommen wird. Chiodo et al. [2016] führen diesen Umstand auf eine im Vergleich zu bestehenden Studien sehr geringe Reduktion der UV-Strahlung und einen damit verbundenen geringen Anteil des Top-down Mechanismus zurück.

Alle bisherigen Studien weisen auf einen relativ geringen Einfluss eines GSM auf die Klimaentwicklung des 21. Jahrhunderts im globalen Maßstab hin. Dabei sind in Abhängigkeit vom zugrundeliegenden GSM-Szenario Unterschiede der global gemittelten, bodennahen Jahresmitteltemperatur zwischen $-0,1\text{ °C}$ und $-0,35\text{ °C}$ in Relation zur jeweiligen Referenzsimulation ersichtlich. Demgegenüber zeigen alle Simulationen unter GSM-Bedingungen eine besonders starke Abkühlung der polaren Breiten in der Nordhemisphäre. Insgesamt beschränken sich die bislang zur Verfügung stehenden Veröffentlichungen überwiegend auf die Beschreibung der Temperaturanomalien im langjährigen Jahresmittel. Maycock et al. [2015] führen zwar eine Analyse der winterlichen Variabilität in der mittleren Atmosphäre durch, jedoch werden in dieser Studie aufgrund der Verwendung eines AOGCM und einer vorgeschriebenen Ozonklimatologie, eventuell maßgebliche Rückkopplungsprozesse zwischen der reduzierten kurzwelli-

gen solaren Einstrahlung eines GSM und Ozon vernachlässigt. Weiterhin steht eine detaillierte Untersuchung der internen Variabilität der NAO unter zukünftigen GSM-Bedingungen bisher aus. Dies trifft ebenso auf die Variabilität des ENSO-Phänomens zu. Im Zuge der vorliegenden Arbeit sollen hinsichtlich der zuletzt genannten Punkte neue Aspekte herausgearbeitet werden. Zusätzlich wird im Rahmen einer Hotspot-Analyse der Einfluss eines GSM während des 21. Jahrhunderts, erstmalig mit Hilfe einer multidimensionalen Klimametrik untersucht.

Kapitel 4

Modellbeschreibung, Setup und Analysen

4.1 EMAC und EMAC-O

In Kapitel 3 konnte dargelegt werden, dass die solare Variabilität über ein komplexes Wirkungsgefüge mit dem irdischen Klimasystem verknüpft ist. Dieses Wirkungsgefüge beinhaltet unter anderem wellenlängenabhängige Rückkopplungsprozesse zwischen der solaren Einstrahlung und der Ozonchemie, welche insbesondere innerhalb der mittleren Atmosphäre zu einer lokalen Abkühlung/Erwärmung beitragen können. Es konnte weiterhin aufgezeigt werden, dass die strahlungsinduzierten Temperaturanomalien in der mittleren Atmosphäre eine Beeinflussung der Dynamik nach sich ziehen, welche über Kopplungsmechanismen an die darunterliegende Troposphäre weitergegeben werden können. Darüber hinaus sind Variationen der solaren Einstrahlung unmittelbar mit einer Modifikation der Energiebilanz am Boden verknüpft. Dabei fungieren die Ozeane als längerfristiger Mittler zwischen der ozeanischen und der darüber liegenden atmosphärischen Dynamik (ozeanisches Gedächtnis). Sollen all diese Prozesse im Rahmen idealisierter Studien abgebildet werden, ergeben sich hohe Ansprüche hinsichtlich der Komplexität des zugrundeliegenden Modells. Nach aktuellem Stand der Modellentwicklung bieten hochkomplexe (gekoppelte) Klimamodelle mit interaktiver Atmosphärenchemie und expliziter Berücksichtigung der mittleren Atmosphäre eine Möglichkeit zur realitätsnahen Analyse komplexer Rückkopplungsmechanismen im System Erde. Um diesen Voraussetzungen gerecht zu werden, wurden die transienten Simulationen vorliegender Arbeit mit dem gekoppelten Klima-Chemiemodell EMAC-O (ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry Model, Version 1.10 mit MPIOM (Max Planck Institute Ocean Model)) durchgeführt. Die Zeitscheibensimulationen, welche als Vorstudien zu den transienten Simulationen dienen, wurden mit Hilfe von EMAC und unter Berücksichtigung eines Mischungsschicht-Ozeanmodells (**englisch** *mixed layer ocean (MLO)*) durchgeführt (weitere Erläuterungen hierzu in Kapitel 4.2.2). Das EMAC stellt ein umfangreiches modulares Modellsystem dar, welches es ermöglicht, die Interaktion chemischer und physikalischer Prozesse innerhalb unterschiedlicher Domänen des System Erde zu studieren. Dabei können in Abhängigkeit von der Zielsetzung einzelne Submodule mit Hilfe des MESSy-Interface zu- oder abgeschaltet werden [Jöckel et al., 2005, 2006]. Im Folgenden soll ein genereller Überblick über das verwendete Modell gegeben werden. Dabei werden jene Submodule, welche im Rahmen vorliegender Dissertation von besonderer Relevanz waren, gesondert betrachtet. Das Basismodell des EMAC-Modellsystems

stellt das allgemeine Zirkulationsmodell ECHAM5 [Roeckner et al., 2003, 2006] dar. In ECHAM5 findet die numerische Lösung der primitiven Gleichungen für die feuchte Atmosphäre statt. Prognostische Variable (beispielsweise die Temperatur und die Divergenz) werden im Spektralraum auf Grundlage von Kugelflächenfunktionen berechnet. Einige Prozesse können aufgrund der Modellauflösung nicht direkt erfasst werden. Diese (subskaligen) Prozesse werden mit Hilfe von Parametrisierungen vorgegeben und beinhalten unter anderem Konvektionsprozesse, Bewölkung und Schwerewellen, aber auch die solare Einstrahlung. Dabei werden subskalige Prozesse im Gausschen Gitterpunktraum berechnet. In der Vertikalen werden σ -Koordinaten verwendet. Das Kernmodul der Atmosphärenchemie in EMAC, stellt MECCA (Module Efficiently Calculating the Chemistry of the Atmosphere) [Sander et al., 2005] dar. Insgesamt werden auf Grundlage von 116 chemischen Substanzen (sogenannten Tracern) 258 Reaktionen in Flüssig- und 295 Reaktionen in Gasphase berechnet. Heterogene Reaktionen werden darüber hinaus innerhalb des Submoduls HETCHEM berücksichtigt. Dabei ist MECCA insbesondere für die Ozonchemie innerhalb der mittleren Atmosphäre und Troposphäre verantwortlich. Um Simulationen im Hinblick auf die benötigte Rechenzeit effizienter durchführen zu können, ist es möglich, in Abhängigkeit der wissenschaftlichen Intention nur einen Teil der Reaktionen zu berücksichtigen. Wie bereits in Kapitel 2.3 dargelegt wurde, ist die solare Amplitude in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen nicht einheitlich verteilt. Beispielsweise ist die Strahlung im Lyman- α zu Zeiten des solaren Minimums gegenüber dem solaren Maximum um mehr als 50% reduziert und für die Photolyse von Ozon, Sauerstoff und Wasserdampf sowie die Effektivität katalytischer Prozesse in der mittleren bis oberen Mesosphäre verantwortlich. Demgegenüber zeigen die Wellenlängenbereiche zwischen dem Herzberg-Kontinuum und den Hartley-Banden eine Reduktion zwischen 8% und 5% während des solaren Minimums und sind insbesondere innerhalb der unteren Mesosphäre und oberen Stratosphäre relevant. Um diesen wellenlängenabhängigen Prozessen Rechnung zu tragen, ist für die hier angestrebten Zielsetzungen insbesondere das Submodul FUBRad (Freie Universität Berlin Radiation) [Nissen et al., 2007] von besonderer Bedeutung. Bei FUBRad handelt es sich um ein hochauflösendes Strahlungsschema mit einer maximalen Auflösung von aktuell 106 Spektralbanden zwischen dem kurzwelligen UV-Bereich und dem sichtbaren Licht (VIS) [Kunze et al., 2014]. Dabei ist das Strahlungsmodul in einem Höhenbereich zwischen 0,01 hPa und 70 hPa implementiert. Da in darunterliegenden Schichten der Atmosphäre keine maßgeblichen Rückkopplungsprozesse zwischen der kurzwelligen solaren Einstrahlung und O_3 zu erwarten sind, wird unterhalb von 70 hPa auf das herkömmliche 4-Banden Schema von ECHAM5 mit einer Bande im UV-Bereich und VIS (250-690 nm) zurückgegriffen. Im Zuge der vorliegenden Arbeit wurde FUBRad in einer Konfiguration von 55 Spektralbanden angewandt (s. Tabelle 4.1). Neben FUBRad ist das Photolyse-Modul JVAL [Sander et al., 2014] im Rahmen vorliegender Studie von besonderer Relevanz. Mit Hilfe von JVAL ist eine von der solaren Einstrahlung induzierte, wellenlängenabhängige Berechnung der Photolyseraten möglich. Dabei beschreibt die Photolyserate die Geschwindigkeit/Effektivität von Abbauprozessen eines bestimmten Moleküls in Abhängigkeit von der Intensität der solaren Einstrahlung. Bezogen auf den Ozon-Sauerstoff-Kreislauf (Chapman-Zyklus) ist beispielsweise eine reduzierte solare Einstrahlung im UV-Bereich mit einer abgeschwächten Photolyse molekularen Sauerstoffs verbunden, was bei einer Vernachlässigung weiterer chemischer Prozesse (beispielsweise Katalyse oder der Konzentration von ODSs) zu geringen Konzentrationen von O_3 führen würde. Während in der mittleren Atmosphäre Rückkopplungsprozesse zwischen der kurzwelligen solaren Einstrahlung und der daraus resultierenden Ozonchemie dominieren, muss innerhalb der Troposphäre eine Interaktion der TSI und der Ozeane berücksichtigt

Spektralband	absorbierendes Gas	Wellenlängen (nm)	Intervalle
Lyman- α	O ₂	121,6	1
Schumann-Runge Kontinuum	O ₂	125,0 - 175,0	3
Schumann-Runge Banden	O ₂	175,0 - 205,0	1
Herzberg Kontinuum / Hartley Banden	O ₂ /O ₃	206,2 - 243,9	15
Hartley Banden	O ₃	243,9 - 277,8	10
Huggins Banden	O ₃	277,8 - 362,5	18
nicht absorbierende Bande		362,5 - 425,0	1
Chappuis Banden	O ₃	425,0 - 690,0	6
Gesamt			55

Tabelle 4.1 Strahlungsschema FUBRad in einer Auflösung von 55 Spektralbanden [Kunze, 2016]

werden. Dies gilt insbesondere für Modellstudien, in denen neben der reinen zwischenjährlichen Variabilität auch die interdekadische Variabilität maßgeblich sein kann. Aufgrund dessen wurden sämtliche Läufe unter Berücksichtigung einer Ozeankomponente durchgeführt. Dabei wurde im Falle der transienten Simulationen auf das dreidimensionale Ozeanzirkulationsmodell MPIOM zurückgegriffen [Marsland et al., 2003; Jungclaus et al., 2006]. MPIOM wurde im Rahmen eines früheren Projektes am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin von A. Kerschbaumer an das Klima-Chemiemodell EMAC gekoppelt und von Abalichin [2016] einem Modelltuning mit anschließender Modellevaluierung unterzogen. An dieser Stelle sei besonders erwähnt, dass die von Abalichin [2016] ermittelte, mittlere ENSO-Frequenz von 40 Monaten sehr gut mit Beobachtungsdaten übereinstimmt. In der hier verwendeten Konfiguration, weist MPIOM 40 Ozeanschichten mit einer maximalen Tiefe von 6000 m und eine realistische Bathymetrie auf. MPIOM nutzt ein krummliniges (**englisch** 'curvilinear') Koordinatensystem mit einer mittleren Auflösung von $1.5^\circ * 1.5^\circ$. In MPIOM ist ein thermodynamisches Meereismodul integriert. Dabei setzt beim Unterschreiten einer kritischen Temperaturschwelle von -1.9°C (dem Gefrierpunkt von Salzwasser) Meereisbildung ein. Im Gegensatz zu einfacheren Meereismodulen werden auch dynamische Prozesse berücksichtigt. Diese beinhalten unter anderem die plastische Verformung des Meereises in Abhängigkeit von seiner Dicke, insbesondere aber auch den Meereistransport zwischen unterschiedlichen geographischen Breiten. Die Kommunikation zwischen der Ozeankomponente und der Atmosphäre wird über den OASIS3-Koppler [Valecke, 2006] ermöglicht. Dabei werden einmal pro Modelltag insgesamt 21 Felder (beispielsweise Wärme- und Impulsflüsse) ausgetauscht. Im Folgenden sollen das experimentelle Setup der transienten Simulationen sowie der Gleichgewichtsexperimente vorgestellt werden.

4.2 Experimentelles Setup

Sowohl die Zeitscheibensimulationen als auch die transienten Läufe wurden in der atmosphärischen Modellauflösung von T42L39 durchgeführt. Dies entspricht einer horizontalen Auflösung von 128 Längen- und 64 Breitengraden oder $2,8125^\circ * 2,8125^\circ$. In der Vertikalen erfolgt die Unterteilung vom Boden bis zum Modelloberrand ($0,01\text{ hPa}$ (80km)) anhand von 39 Modellschichten. Da diese vertikale Auflösung

nicht ausreicht um eine selbstgenerierende QBO zu ermöglichen, muss sie anhand von Beobachtungsdaten ('genudged') vorgegeben werden. Während die transienten Läufe dazu dienen sollen, den Klimawandel des 21. Jahrhunderts unter Referenzbedingungen des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und unter Einfluss eines GSM zu untersuchen, ist die primäre Intention der Zeitscheibensimulationen die Unterschiede zwischen den verwendeten Strahlungsdatensätzen unter ansonsten konstanten Randbedingungen aufzuzeigen.

4.2.1 Zeitscheibensimulationen

Im Gegensatz zu den transienten Simulationen wurde im Rahmen der Zeitscheibensimulationen ein MLO berücksichtigt. MLOs unterscheiden sich im Wesentlichen durch eine fehlende Ozeanzirkulation von vollwertigen Ozeanmodellen. Dabei berücksichtigt die Ozeankomponente lediglich eine Schicht, die sogenannte Mischungsschicht (hier mit einer Mächtigkeit von 50m), deren Temperatur aus den Nettoflüssen von gefühlter und latenter Wärme sowie kurzweiliger und langweiliger Strahlung berechnet wird. Um einen Modelldrift zu vermeiden, werden bei der Verwendung des MLO sogenannte Flusskorrekturen vorgeschrieben. Dabei wurden zusammenfassend folgende Arbeitsschritte notwendig:

- Durchführung einer Kontrollsimulation mit vorgeschriebenen SSTs und Meereiskonzentrationen. Dabei entsprachen die Randbedingungen der Kontrollsimulation jenen der anschließenden Referenzsimulation mit MLO.
- Die Kontrollsimulation wurde solange fortgeführt, bis mit Hilfe vordefinierter Tuningparameter eine ausgeglichene Strahlungsbilanz TOA erreicht wurde. Dabei wird anhand der Tuningparameter in die Wolkenparametrisierung (beispielsweise in die Umwandlungsrate von Wolkenwasser zu Regen) und damit in die Strahlungsbilanz eingegriffen. Die hier durchgeführte Tuningprozedur folgt unterdessen den Empfehlungen von Mauritsen et al. [2012]
- Im Anschluss des Modelltunings wurden mit Hilfe der Netto-Strahlungsbilanz am Erdboden sowie den vorgeschriebenen SSTs eine klimatologische Flusskorrektur für jeden Ozeangitterpunkt bestimmt (s. Gleichung 4.1) [Bailey et al., 2011]. Diese wurde sowohl der Referenzsimulation (REF1960SC22) als auch den Simulationen unter Einstrahlungsbedingungen eines GSM (NRLS-SI1960MM, SatireT1960MM und COSI1960MM) vorgeschrieben.

$$Q_{\text{flux}} = F_{\text{net}} - \rho c h_{\text{mix}} \frac{dSST}{dt} \quad (4.1)$$

mit Q_{flux} = vertikaler Wärmefluss, F_{net} = Netto-Energieflussbilanz (Summe latenter/sensibler Wärmeflüsse sowie der kurzweiligen solaren Einstrahlung und der langweiligen Ausstrahlung), ρ = spezifische Dichte des Wassers, c = spezifische Wärme des Wassers, h_{mix} = Tiefe der Mischungsschicht, $\frac{dSST}{dt}$ = Temperaturänderungen der (klimatologischen) SSTs.

Simulation (Dauer)	Solarer Antrieb		Sonstige Randbedingungen				
	Strahlungsdatensatz	TSI (W/m ²)	GHGs	ODSs	Aerosole	QBO	SSTs/SICs
REF1960SC22 (40 Jahre)	Lean 2000 (Mittelwert des SC 22)	1366,21	1960	1960	Klimatologie	genudged	MLO
NRLSSI1960MM (40 Jahre)	Lean 2000 (Maunder Minimum)	1365,13 (-1,08 ± -0,079%)	1960	1960	Klimatologie	genudged	MLO
SatireT1960MM (40 Jahre)	Krivova et al., 2010 (Maunder Minimum)	1364,89 (-1,32 ± -0,096%)	1960	1960	Klimatologie	genudged	MLO
COSI1960MM (40 Jahre)	Shapiro et al., 2011 (Maunder Minimum)	1360,38 (-5,83 ± -0,426%)	1960	1960	Klimatologie	genudged	MLO

Tabelle 4.2 Experimentelles Setup der Zeitscheibensimulationen

- Mit Hilfe der errechneten Flusskorrektur kann gemäß der Gleichung 4.2 die Temperatur der Mischungsschicht bestimmt werden. Dabei wurde dieselbe Flusskorrektur sowohl der Referenzsimulation (REF1960SC22) als auch den Simulationen unter Einstrahlungsbedingungen eines GSM (NRLSSI1960MM, SatireT1960MM und COSI1960MM) vorgeschrieben.

$$\rho c h_{\text{mix}} \frac{dT_{\text{mix}}}{dt} = F_{\text{net}} - Q_{\text{flux}} \quad (4.2)$$

mit $\frac{dT_{\text{mix}}}{dt}$ = Temperaturänderungen der Mischungsschicht.

In Tabelle 4.2 sind die Randbedingungen der Zeitscheibensimulationen zusammengefasst dargestellt.

Erläuterungen zu den Zeitscheibensimulationen

- Insgesamt betrug die Simulationsdauer jeder individuellen Simulation (vgl. Tabelle 4.2) 65 Jahre. Davon wurden 25 Jahre Spin-up veranschlagt, sodass jeweils 40 Modelljahre zur Auswertung zur Verfügung standen.
- Treibhausgas- und ODS-Konzentrationen wurden konstant auf dem Niveau von 1960 festgeschrieben. Weiterhin wurden Aerosol-Konzentrationen in Form einer monatlichen Klimatologie nach Tanré et al. [1984] vorgegeben.
- Die stratosphärischen, tropischen Winde werden an Beobachtungsdaten der QBO genudged. Dabei entspricht der auf Radiosondenmessungen basierende Beobachtungsdatensatz der aktualisierten Version von Naujokat [1986].
- Sowohl die Referenzsimulation REF1960SC22 als auch die GSM-Simulation NRLSSI1960MM basieren hinsichtlich der TSI- und SSI-Vorgaben auf dem Strahlungsdatensatz von Lean [2000]. Dabei stellen die Einstrahlungsbedingungen von REF1960SC22 den mittleren Zustand des Sonnenzyklus 22 dar, während NRLSSI1960MM auf dem langjährigen Mittel der Maunder Minimum Kernperiode (1645-1715) beruht.

- Da die einzelnen solaren Datensätze nicht nur innerhalb der historischen Periode, sondern auch innerhalb der Satelliten-Ära deutliche Unterschiede aufweisen, müssen die Rekonstruktionen von Krivova et al. [2010] und Shapiro et al. [2011] einheitlich auf den in der Referenzsimulation verwendeten Datensatz [Lean, 2000] referenziert werden. Dazu wurden zunächst die Differenzen der TSI zwischen dem mittleren Zustand des Sonnenzyklus 22 und der Kernperiode des Maunder Minimum innerhalb der Datensätze von Krivova et al. [2010] und Shapiro et al. [2011] berechnet und diese in einem weiteren Schritt von dem gemittelten Zustand des Sonnenzyklus 22 des Referenzdatensatzes abgezogen. Analog dazu wurde hinsichtlich der SSI für jedes individuelle Spektralband verfahren.
- Die Differenzen der TSI zwischen der Referenzsimulation und den Zeitscheiben Simulationen unter GSM-Bedingungen sind der Tabelle 4.2 (Spalte 3) zu entnehmen. Dabei weist NRLSSI1960MM mit $-1,08 \text{ W/m}^2$ (gegenüber REF1960SC22) eine um 18% geringere Abschwächung der TSI im Vergleich zu SatireT1960MM ($-1,32 \text{ W/m}^2$) auf. Gleichzeitig zeigen beide Simulationen eine recht ähnliche spektrale Zusammensetzung (s. Abb. 4.1). Lediglich innerhalb der Wellenlängenbereiche zwischen der Lyman- α Linie und den Schumann-Runge Banden können 'deutlichere' Unterschiede von bis zu 2,5% festgestellt werden, wobei hier NRLSSI1960MM in der Regel eine deutlichere Abschwächung gegenüber der Referenzsimulation aufweist. Die Einstrahlungsbedingungen der Simulation COSI1960MM unterscheiden sich in allen Belangen von den beiden alternativen GSM-Szenarien. Dabei sieht die Rekonstruktion nach Shapiro et al. [2011] eine Reduzierung der TSI um $-5,83 \text{ W/m}^2$ vor. Demzufolge zeigen sich innerhalb von COSI1960MM besonders starke Differenzen quer über das gesamte Wellenlängenspektrum von FUBRad. Maximale prozentuale Unterschiede sind innerhalb der Lyman- α Linie (65%) sowie innerhalb des Schumann-Runge Kontinuums und der Schumann-Runge Banden ersichtlich. Weiterhin ist eine besonders starke Re-

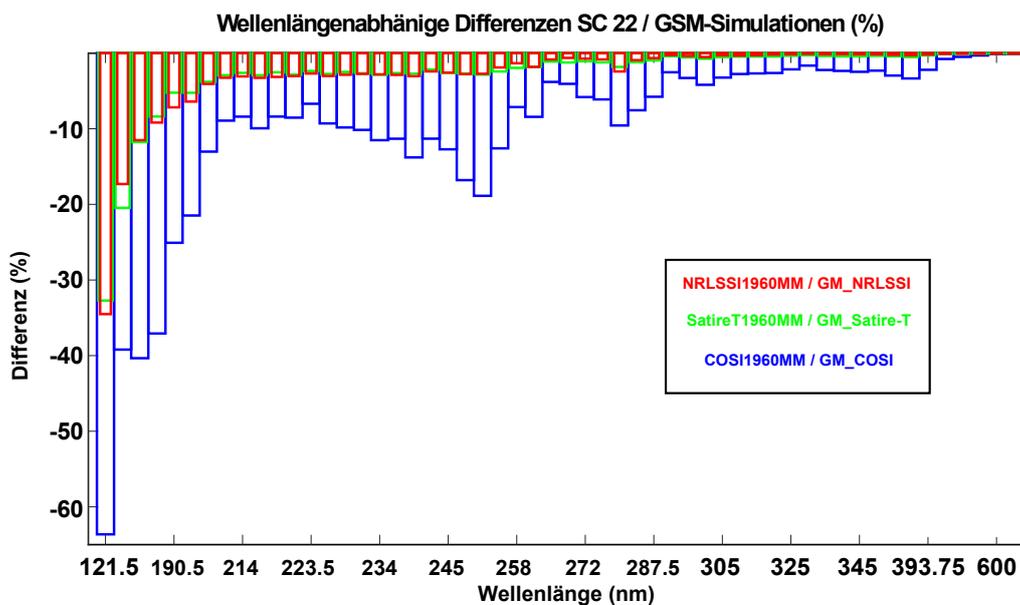


Abbildung 4.1 Differenzen in der spektralen Verteilung zwischen dem mittleren Zustand des Sonnenzyklus 22 (SC 22) und den auf Lean [2000] referenzierten Maunder Minimum Rekonstruktionen innerhalb der 55 Spektralbanden von FUBRad

duktion der solaren Einstrahlung im Bereich der Hartley-Banden (um 250 nm) von 18% zu erkennen. Die hier angesprochenen Wellenlängenbereiche sind hinsichtlich der Photolyse von O₂ und der Absorption von O₃ und damit für die Rückkopplungsmechanismen zwischen der solaren Einstrahlung, der Ozonchemie und der daraus resultierenden Erwärmung der Stratosphäre besonders relevant. Dabei sind für die Ozonchemie der Stratosphäre hauptsächlich die Hartley- und Huggins-Banden wichtig, während die Schumann-Runge-Banden in der Mesosphäre eine wesentliche Rolle spielen.

4.2.2 Transiente Klimasimulationen

In Tabelle 4.3 sind die Randbedingungen der transienten Simulationen mit EMAC-O zusammengefasst dargestellt.

Simulation (Zeitraum)	Solarer Antrieb	Sonstige Randbedingungen				
	TSI und SSI	GHGs	ODSs	Aerosole	QBO	SSTs/SICs
EMAC-O RCP6.0 (1960 - 2095)	Beobachtete solare Zyklen bis 2007. Ab 2008 Wiederholung beobachteter solarer Zyklen gemäß CCMI Empfehlungen. TSI und SSI basieren auf Lean 2000	Beobachtungen + RCP6.0	Beobachtungen + A1	Beobachtungen + RCP6.0	genudged	MPIOM
GM_NRLSSI (2008 - 2095)	2008 - 2019: SC 14 2019 - 2027: lineare Reduktion (TSI/SSI) 2027 - 2082: GSM (Lean 2000) 2082 - 2090: linearer Anstieg (TSI/SSI) 2090 - 2095: SC 14	RCP6.0	A1	RCP6.0	genudged	MPIOM
GM_Satire-T (2008 - 2095)	2008 - 2019: SC 14 2019 - 2027: lineare Reduktion (TSI/SSI) 2027 - 2082: GSM (Krivova et al., 2010) 2082 - 2090: linearer Anstieg (TSI/SSI) 2090 - 2095: SC 14	RCP6.0	A1	RCP6.0	genudged	MPIOM
GM_COSI (2008 - 2095)	2008 - 2019: SC 14 2019 - 2027: lineare Reduktion (TSI/SSI) 2027 - 2082: GSM (Shapiro et al., 2011) 2082 - 2090: linearer Anstieg (TSI/SSI) 2090 - 2095: SC 14	RCP6.0	A1	RCP6.0	genudged	MPIOM

Tabelle 4.3 Experimentelles Setup der transienten Simulationen

Erläuterungen zur Referenzsimulation EMAC-O RCP6.0

- Die Referenzsimulation umfasst den Zeitraum 1950 bis 2100 wobei zur Analyse die Jahre 1960 - 2095 herangezogen wurden.
- Die Emissionen anthropogener Treibhausgase (CO₂, CH₄ und N₂O) sowie ODSs und Aerosole entsprechen bis zum Jahr 2005 den Beobachtungen. Der Eintrag von Aerosolen aufgrund vulkanischer Tätigkeit wird ebenfalls anhand von Beobachtungen vorgegeben und umfasst insbesondere die Ausbrüche des Agung (1963), El Chichon (1983) sowie des Pinatubo (1993). Die Projektionen wurden unter Berücksichtigung des intermediären RCP6.0-Szenarios (s. Abb. 4.2) für Treibhausgase und Aerosole [Meinshausen et al., 2011] sowie eines A1-Szenarios für ODSs durchgeführt [WMO, 2007]. Vulkanische Aerosole werden innerhalb des Projektionszeitraums anhand eines Hintergrundaerosols vorgegeben.
- Die QBO entspricht den Beobachtungen bis 2005 [Naujokat, 1986], danach wird die Zeitreihe bis zum Ende der Simulation wiederholt.

- Die solaren Zyklen (TSI/SSI) entsprechen bis zum Jahr 2007 den Beobachtungen (aktualisiert nach Lean et al. [2005]). Im Anschluss erfolgt eine Wiederholung der beobachteten Zyklen gemäß CCMI-Empfehlungen [Eyring et al., 2013] (s. Abb. 4.3).

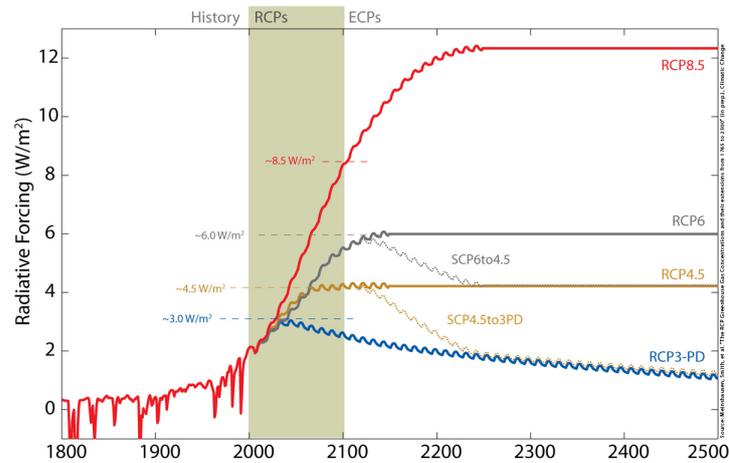


Abbildung 4.2 Zusätzlicher Strahlungsantrieb (W/m^2) aufgrund anthropogener Treibhausgasemissionen im Rahmen der RCP-Szenarien [Meinshausen et al., 2011]

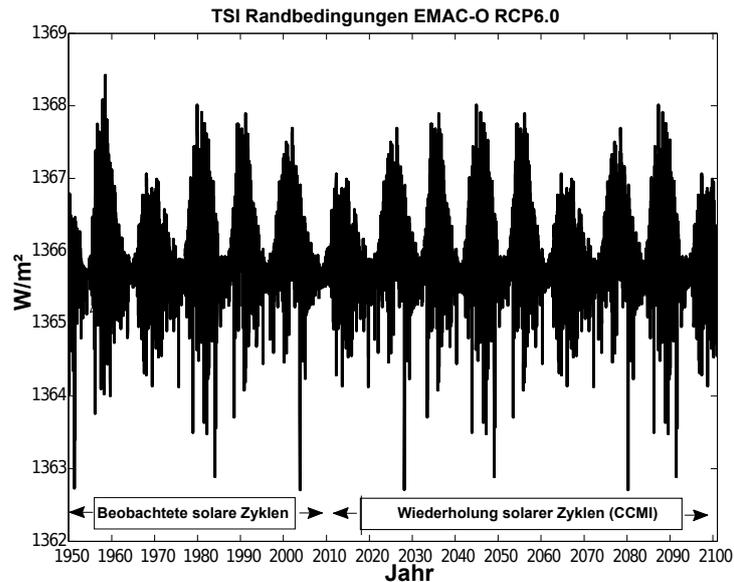


Abbildung 4.3 TSI Randbedingungen der EMAC-O RCP6.0 Referenzsimulation

Erläuterungen zu den GSM-Simulationen

- Die transienten GSM-Simulationen umfassen den Zeitraum 2008-2100 wobei zur Analyse die Jahre 2008-2095 herangezogen wurden. Die Simulationen wurden auf Basis der Restartfelder vom Dezember 2007 der Referenzsimulation aufgesetzt. Die Jahre 1960-2007 bilden somit die gemeinsame Basis aller Simulationen.
- Abgesehen von der solaren Einstrahlung entsprechen sämtliche Randbedingungen der GSM-Simulationen jenen der Referenzsimulation (vgl. Tabelle 4.3 sowie die Erläuterungen weiter oben).

- Um ein GSM innerhalb des 21. Jahrhunderts zu simulieren, wurde wie folgt vorgegangen (s. auch Abb. 4.4):
 - Um einen weniger abrupten Übergang zu einem GSM zu ermöglichen, wurde im Anschluss an den solaren Zyklus 23 der schwache Sonnenzyklus 14 vorgegeben. Dieser entspricht hinsichtlich seiner Amplitude sehr gut dem aktuell beobachteten Sonnenzyklus 24. Da der aktuelle solare Zyklus erst im April 2014 sein Maximum aufwies und noch nicht zu seinem Ende gekommen ist, wurde er im Rahmen der Referenzsimulation noch nicht berücksichtigt und dort gemäß CCMi-Empfehlungen durch den (ebenfalls relativ schwachen) solaren Zyklus 20 ersetzt.
 - Im Anschluss an den solaren Zyklus 14 findet bis 2027 eine lineare Abschwächung der TSI sowie sämtlicher Spektralbanden statt.
 - Das eigentliche GSM umfasst die Jahre 2027 bis 2082. Während diesen Zeitraums werden sowohl die TSI als auch die spektrale Verteilung konstant gehalten und entsprechen hier den Werten der Zeitscheibensimulationen (vgl. Tabelle 4.2 sowie Abbildung 4.1)
 - Im Anschluss an das GSM findet eine lineare Rückführung zu 'Normalbedingungen' statt.
 - Den Abschluss der Simulation bildet der gespiegelte solare Zyklus 14.

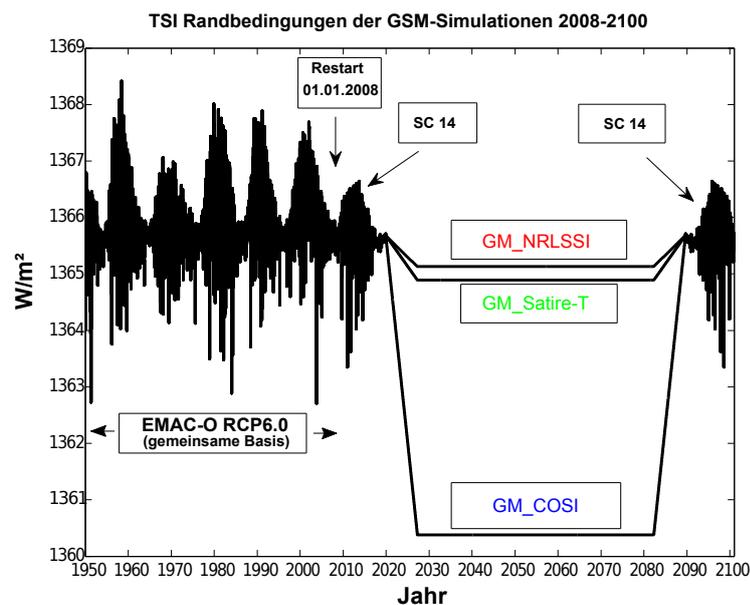


Abbildung 4.4 TSI Randbedingungen der transienten GSM-Simulationen. Der solare Zyklus 24 wurde durch den solaren Zyklus 14 ersetzt (s. obige Erläuterungen).

4.3 Analysemethoden

4.3.1 Signifikanztests

4.3.1.1 t-Test

Um Unterschiede in den Mittelwerten zweier Stichproben einer gegebenen Variablen auf statistische Signifikanz zu überprüfen, wurde auf den doppelseitigen t-Test zurückgegriffen. Dabei ist der t-Test der Gruppe der Hypothesentests zuzuordnen. Mit Hilfe des Testverfahrens wird ermittelt, mit welcher Wahrscheinlichkeit die Nullhypothese (\mathbf{H}_0), die Stichproben entstammen derselben Grundgesamtheit, richtigerweise verworfen werden kann (Signifikanzniveau) [Schönwiese, 2013]. Dabei wird die Prüfgröße t gemäß der Gleichung 4.3 ermittelt.

$$t = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\frac{\sigma_x^2}{n_x} + \frac{\sigma_y^2}{n_y}}} \quad (4.3)$$

mit \bar{x} und \bar{y} = Mittelwerte der Stichproben x und y , σ_x^2 und σ_y^2 = Varianz der Stichproben x und y , n_x und n_y = Stichprobenumfang der Stichproben x und y .

In Abhängigkeit von der Prüfgröße t und dem Stichprobenumfang n können die Freiheitsgrade $(n-1)$ bestimmt und anschließend mit Hilfe von Tabellenwerken überprüft werden, ob die Nullhypothese, unter Zugeständnis einer vordefinierten Irrtumswahrscheinlichkeit (typischerweise 1% bis 10%), verworfen werden kann oder nicht. In vorliegender Arbeit wurden, falls nicht anders angegeben, Signifikanzniveaus von 95% und 90% betrachtet.

4.3.1.2 χ^2 -Vierfeldertest nach Pearson

Mit Hilfe des χ^2 -Vierfeldertest nach Pearson können zwei statistische Merkmale X und Y auf ihre stochastische Unabhängigkeit überprüft werden [Schönwiese, 2013]. Die Nullhypothese (\mathbf{H}_0) lässt sich dabei wie folgt formulieren.

\mathbf{H}_0 = Die Merkmale X und Y sind stochastisch unabhängig.

Die Basis der Betrachtungen stellt die Kontingenztafel (oder Kreuztabelle) dar (s. Tabelle 4.4).

In der Kontingenztafel werden die einzelnen Merkmalsausprägungen (X_1, X_2) von X (Spalten) den Merkmalsausprägungen (Y_1, Y_2) von Y (Zeilen) gegenübergestellt. Die einzelnen Zellen (a-d) enthalten die Verbundhäufigkeiten, also jene Häufigkeiten, in denen gleichzeitig die Kriterien der Merkmalsausprägungen von X und Y erfüllt sind. Ein Hauptkriterium des χ^2 -Vierfeldertest nach Pearson ist, dass die absoluten Häufigkeiten jeder einzelnen Zelle (a-d) oberhalb von 5 liegen müssen. Um dieses Kriterium

	X		
Y	X ₁	X ₂	total
Y ₁	a	b	a+b
Y ₂	c	d	c+d
total	a+c	b+d	n

Tabelle 4.4 2x2 Kontingenztafel

zu erfüllen, können einzelne Merkmalsausprägungen sinnvoll in Form von Klassen zusammengefasst werden. Die Prüfgröße χ^2 wird gemäß der Gleichung 4.4 berechnet.

$$\chi^2 = \frac{n(ad - bc)^2}{(a + b)(a + c)(c + d)(b + d)} \quad (4.4)$$

mit n = Gesamthäufigkeit aller Merkmalsausprägungen der Merkmale X und Y , a, b, c und d = absolute Häufigkeit der Merkmalsausprägungen von X und Y .

Die Wahrscheinlichkeit einer fälschlichen Ablehnung von H_0 (α -Fehler) wird mit Hilfe der Gleichung 4.5 bestimmt.

$$p = 0,5 \cdot 10^{(-\chi^2/3,84)} \quad (4.5)$$

mit p = Irrtumswahrscheinlichkeit, χ^2 = in Gleichung 4.4 berechneter χ^2 -Wert.

In vorliegender Arbeit wurde der χ^2 -Vierfeldertest nach Pearson angewandt um die stochastische Unabhängigkeit des ENSO-Phänomens gegenüber der Intensität der solaren Einstrahlung zu überprüfen (s. Kapitel 6.1.4).

4.3.2 Klimaindizes

4.3.2.1 NAO-Index

Mit Hilfe des NAO-Index lässt sich die Variabilität des Luftdruckgegensatzes zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch darstellen. Dabei stellt die Berechnung des standardisierten NAO-Index nach Hurrell [1995] eine der gebräuchlichsten Methoden dar (s. Gleichung 4.6). Häufig wird der NAO-Index in Form saisonaler Mittel angegeben. Dabei wird zumeist die Wintersaison der Nordhemisphäre betrachtet, da hier die Auswirkungen der NAO auf das saisonale Wettergeschehen am stärksten ausgeprägt sind.

$$NAO(t) = \frac{x_{1(t)} - \bar{x}_2}{\sigma_2} - \frac{x_{3(t)} - \bar{x}_4}{\sigma_4} \quad (4.6)$$

mit $NAO(t)$ = standardisierter NAO-Index innerhalb der Saison t , $x_{1(t)}$ = saisonales Mittel des Bodendrucks über Reykjavik innerhalb des Analysezeitraums, \bar{x}_2 = langjähriges saisonales Mittel des Bodendrucks über Reykjavik innerhalb des Referenzzeitraums, $x_{3(t)}$ = saisonales Mittel des Bodendrucks über Ponta Delgada innerhalb des Analysezeitraums, \bar{x}_4 = langjähriges saisonales Mittel des Bodendrucks über Ponta Delgada innerhalb des Referenzzeitraums, σ_2 = saisonale Standardabweichung des Bodendrucks über Reykjavik innerhalb des Referenzzeitraums, σ_4 = saisonale Standardabweichung des Bodendrucks über Ponta Delgada innerhalb des Referenzzeitraums.

Nimmt der NAO-Index negative Werte an, sind sowohl Islandtief als auch Azorenhoch schwach ausgeprägt, das Gegenteil trifft im Falle eines positiven Index zu. Eine Saison unter deutlich negativen/positiven Bedingungen wird angenommen, wenn der standardisierte NAO-Index einen Wert von -1 unter- respektive +1 überschreitet. Der standardisierte NAO-Index nach Hurrell [1995] ist intuitiv, einfach anwendbar und auf Basis von Luftdruckmessung ab Mitte des 19. Jahrhunderts verfügbar. Gleichzeitig können aufgrund der stationsbasierten Methodik räumliche Charakteristika der NAO (beispielsweise eine Verschiebung der Luftdruckzentren) nicht erfasst werden. Aufgrund dessen können die Schwankungen der NAO alternativ über die auf den Bodendruck projizierte Zeitreihe der 1. PC wiedergegeben werden (s. dazu Erläuterungen zur Hauptkomponentenanalyse). In vorliegender Arbeit wurde der stationsbasierte, standardisierte NAO-Index herangezogen, um die Unterschiede in der Häufigkeitsverteilung von NAO(-) und NAO(+)-Phasen unter Referenzbedingungen und unter Einstrahlungsbedingungen eines GSM zu untersuchen.

4.3.2.2 NINO3.4-Index und ENSO-Klassifikation

Auf Grundlage des NINO3.4-Index können die monatlichen Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen als räumliches Mittel der NINO3.4-Region (s. Abb. 4.5) gegenüber den langjährigen Monatsmittelwerten in standardisierter Form wiedergegeben werden. Die Berechnung des NINO3.4-Index ergibt sich gemäß der Gleichung 4.7.

$$NINO3.4(t) = \frac{x_{1(t)} - \bar{x}_2}{\sigma_2} \quad (4.7)$$

mit $NINO3.4(t)$ = standardisierter NINO3.4-Index innerhalb des Monats t , $x_{1(t)}$ = Monatsmittel der Meeresoberflächentemperaturen in der NINO3.4-Region innerhalb des Analysezeitraums, \bar{x}_2 langjähriges Monatsmittel der Meeresoberflächentemperaturen in der NINO3.4-Region innerhalb des Referenzzeitraums, σ_2 = monatliche Standardabweichung der Meeresoberflächentemperaturen in der NINO3.4-Region innerhalb des Referenzzeitraums.

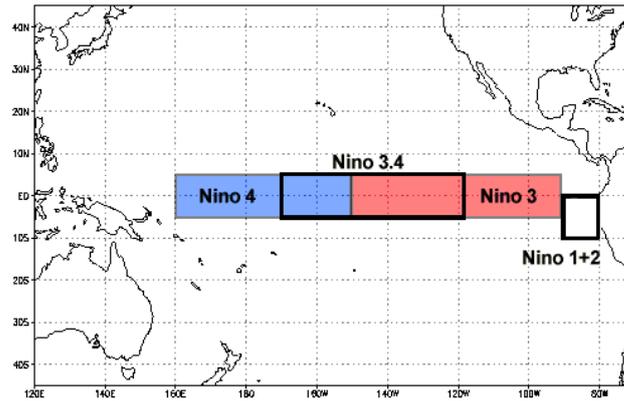


Abbildung 4.5 Die NINO3.4-Region im tropischen Pazifik umfasst den Bereich 120°W-170°W und 5°S- 5°N (<https://www.ncdc.noaa.gov>).

Um kurzfristige Schwankungen aus der Zeitreihe zu entfernen, wird das 3-monatige gleitende Mittel des NINO3.4-Index betrachtet (s. Gleichung 4.8).

$$Y_t = \sum_{j=-J}^J \frac{1}{2J+1} X_{t+j} \quad (4.8)$$

mit Y_t = gefilterte Zeitserie, $2J+1$ = Fensterbreite, X_t = beobachteter Wert zum Zeitpunkt t , j = Zeitinkrement.

Dabei werden negative Werte des standardisierten NINO3.4-Index mit der Kaltphase, positive mit der Warmphase von ENSO assoziiert. Um konkrete Einzelereignisse zu quantifizieren, müssen jedoch weitere Bedingungen erfüllt sein. Dabei wird ein El Niño-/La Niña-Ereignis angenommen, wenn das gleitende Mittel des standardisierten NINO3.4-Index an zumindest 5 aufeinanderfolgenden Monaten einen Wert von +0,5 über- respektive -0,5 unterschreitet. Darüber hinaus können anhand der Stärke der einzelnen Ereignisse unterschiedliche ENSO-Klassen zusammengefasst werden. Diese orientieren sich an den Maxima der Einzelereignisse (Peakmonate). Dabei wurden die Intervalle gemäß der Tabelle 4.5 gewählt. In vorliegender Dissertation wurde der standardisierte NINO3.4-Index sowie die ENSO-Klassifikation

Klasse	ENSO-Ereignis	
	<i>El Niño</i>	<i>La Niña</i>
<i>schwach</i>	>= +0,5 bis < +1,0	<= -0,5 bis > -1,0
<i>moderat</i>	>= +1,0 bis < +1,5	<= -1,0 bis > -1,5
<i>stark</i>	>= +1,5 bis < +2,0	<= -1,5 bis > -2,0
<i>sehr stark</i>	> +2,0	< -2,0

Tabelle 4.5 Einteilung in ENSO-Klassen anhand des 3-monatigen gleitenden Mittels, des standardisierten NINO3.4-Index

genutzt, um die Entwicklung der ENSO-Variabilität mit fortschreitendem Klimawandel unter Referenzbedingungen und unter solaren Bedingungen eines GSM aufzuzeigen. Dabei wurden insbesondere auch die Unterschiede in den Auftretshäufigkeiten unterschiedlicher ENSO-Klassen betrachtet.

4.3.3 Hotspot-Analytik mit Hilfe von Euklidischen Distanzen

Der anthropogene Klimawandel äußert sich schon heute in einer Vielzahl von Zustandsänderungen. Diese können u.a. in Form von Mittelwertsdifferenzen, einer generellen Veränderung der Variabilität der Klimasubsysteme oder dem häufigeren Auftreten von Extremereignissen zutage treten. Dabei sind die Ausprägungen der einzelnen Zustandsänderungen räumlich, aber auch saisonal heterogen verteilt. Regionen, in welchen mehrere Zustandsänderungen zeitgleich und überdurchschnittlich stark zu Buche schlagen, gelten als besonders sensitiv gegenüber dem globalen Klimawandel. Diese Gebiete können als Hotspots des anthropogenen Klimawandels bezeichnet werden und stellen eine Art Frühwarnsystem dar [Hewitson et al., 2014]. Um den Klimawandel innerhalb unterschiedlicher Regionen ganzheitlich auf Basis einer Vielzahl von Klimazustandsänderungen integrativ zu erfassen, können multidimensionale Klimametrien herangezogen werden. In vorliegender Arbeit wurde dabei auf eine Hotspot-Analytik nach [Diffenbaugh und Giorgi, 2012] zurückgegriffen. Dabei wird mit Hilfe standardisierter Euklidischer Distanzen (SED) die Summe an Zustandsänderungen 7 unterschiedlicher Klimaindikatoren (siehe unten) in 4 Jahreszeiten wiedergegeben. Die Änderungen der SED spiegeln dabei den 'aggregierten Klimawandel' (**englisch** *aggregate climate change (ACC)*) zwischen einer Basisperiode und einer bestimmten Klimawandelperiode innerhalb einer Region wider. Dabei ist die Ausprägung der ermittelten Euklidischen Distanzen als Ähnlichkeitsmaß zwischen der jeweiligen Klimawandelperiode und der Basisperiode aufzufassen. Umso höher die Euklidischen Distanzen, desto weniger gleichen sich die Grundzustände der betrachteten Periode in Relation zur Referenzperiode (**englisch** *distance traveled*). Regionen, in welchen überdurchschnittlich hohe Euklidische Distanzen vorherrschen, sollen demzufolge als Hotspots des Klimawandels bezeichnet werden. Da wie bei Diffenbaugh und Giorgi [2012] lediglich Klimahotspots in von Menschen bewohnten Gebieten betrachtet werden, wurden sowohl die Ozeangitterpunkte als auch die Antarktis bei den den Berechnungen nicht berücksichtigt (maskiert). Zunächst werden die SED für jeden Klimaindikator ν und für jede Saison separat bestimmt.

$$SED_{\nu ij} = (abs(\Delta_{\nu})/max[abs(\Delta_{\nu})]_{ij})^2 \quad (4.9)$$

mit $SED_{\nu ij}$ = standardisierte Euklidische Distanz des Klimaindikatoren ν am Landgitterpunkt ij , $abs(\Delta_{\nu})$ = Absolute Änderung des Klimaindikatoren ν zwischen der Basisperiode und der betrachteten Klimawandelperiode am Landgitterpunkt ij , $max[abs(\Delta_{\nu})]$ = Maximale absolute Änderung des Klimaindikatoren ν über sämtliche Landgitterpunkte ij nördlich von $60^{\circ}S$ innerhalb der Klimawandelperiode 2080-2095.

Dabei wurden folgende Klimaindikatoren ν für jeden Landgitterpunkt ij berücksichtigt (s. Gleichung 4.10 - 4.16):

Änderungen der mittleren, saisonalen bodennahen Temperatur Δ_T :

$$\Delta_T = T_{mean_{Klimawandelperiode}} - T_{mean_{Basisperiode}} \quad (4.10)$$

Änderungen des mittleren, saisonalen Niederschlags Δ_P :

$$\Delta_P = P_{mean_{Klimawandelperiode}} - P_{mean_{Basisperiode}} \quad (4.11)$$

Änderungen der saisonalen Variabilität der bodennahen Temperatur Δ_{Tvar} :

$$\Delta_{Tvar} = \sigma(T)_{Klimawandelperiode} - \sigma(T)_{Basisperiode} \quad (4.12)$$

Änderungen der saisonalen Variabilität des Niederschlags Δ_{Pvar} :

$$\Delta_{Pvar} = \sigma(P)_{Klimawandelperiode} - \sigma(P)_{Basisperiode} \quad (4.13)$$

Auftrittshäufigkeit von extremen, saisonalen Hitzeereignissen T_{exhot} in der betrachteten Klimawandelperiode:

$$\sum T_{exhot} = T_{meanKlimawandelperiode} > T_{maxBasisperiode} \quad (4.14)$$

mit $T_{maxBasisperiode}$ = Stärkstes Hitzeereignis innerhalb der jeweils betrachteten Saison der gesamten Basisperiode.

Auftrittshäufigkeit von extremen, saisonalen Starkniederschlägen P_{exwet} in der betrachteten Klimawandelperiode:

$$\sum P_{exwet} = P_{meanKlimawandelperiode} > P_{maxBasisperiode} \quad (4.15)$$

mit $P_{maxBasisperiode}$ = Extremstes Starkniederschlagsereignis innerhalb der jeweils betrachteten Saison der gesamten Basisperiode.

Auftrittshäufigkeit von extremen, saisonalen Dürreereignissen P_{exdry} in der betrachteten Klimawandelperiode:

$$\sum P_{exdry} = P_{meanKlimawandelperiode} > P_{minBasisperiode} \quad (4.16)$$

mit $P_{minBasisperiode}$ = Extremstes Dürreereignissen innerhalb der jeweils betrachteten Saison der gesamten Basisperiode.

Abschließend werden die saisonalen SED jedes einzelnen Klimaindiktors ν zur Summe der SED zusammengefasst. Diese repräsentiert den ACC innerhalb einer Bestimmten Region der jeweils betrachteten Klimawandelperiode.

$$SED_{gesamt} = \left(\sum_{\nu} SED_{\nu} \right)^{1/2} \quad (4.17)$$

4.3.4 Hauptkomponentenanalyse und -regression

In der Klimamodellierung wird mit komplexen, sehr umfangreichen Datensätzen gearbeitet. Dieser Umstand macht es häufig erstrebenswert, die Datengrundlage zu reduzieren, dabei aber die wesentlichen Informationen einer Datenreihe nicht zu verlieren. Die Hauptkomponenten- oder empirische Orthogonalfunktionsanalyse (**englisch** *Principal Component Analysis (PCA) / Empirical Orthogonal Function (EOF) Analysis*) stellt in diesem Zusammenhang eine der am weitesten verbreiteten Methoden in den

Klimawissenschaften dar. Ziel der Hauptkomponentenanalyse ist es, den Ausgangsdatensatz durch eine geringere Anzahl (neuer) linear unabhängiger, orthogonaler Variablen (den Hauptkomponenten) möglichst effektiv zu beschreiben. Mit Hilfe der Hauptkomponenten wird es möglich, die raumzeitliche Variabilität des gesamten untersuchten Feldes sowie die Kovariabilität der einzelnen Felder (im Modell Gitterboxen) untereinander darzustellen. Dabei wird über die 1. Hauptkomponente jenes räumliche Muster (beispielsweise die SST-Verteilung) aufgespannt, welches in der Lage ist, die höchste erklärte Varianz wiederzugeben. Hauptkomponenten höherer Ordnung ergeben jeweils die nächst geringere erklärte Varianz. Oft ist es möglich, mit einer relativ geringen Anzahl an Hauptkomponenten annähernd die gesamte erklärte Varianz eines Feldes zu beschreiben, wodurch ein beträchtlicher Anteil (redundanter) Informationen aus dem Ursprungsdatensatz entfernt werden kann. In der Klimatologie und Meteorologie werden Hauptkomponentenanalysen zumeist eingesetzt um die räumliche Verteilung der Hauptmoden im Klimasystem zu untersuchen, sowie deren Anteil an der Gesamtvarianz des untersuchten Feldes zu quantifizieren. Die Amplitude der betrachteten Klimamode wird hingegeben anhand der Zeitreihe der 1. Hauptkomponente, welche durch Projektion der Eigenvektoren auf das Ursprungsfeld entwickelt wird, beschrieben. In vorliegender Arbeit wurden Hauptkomponentenanalysen mit folgender Zielsetzung durchgeführt:

- Um die Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre innerhalb der Nordhemisphäre in den Zeitscheibensimulationen zu untersuchen wurde auf die Methodik von Baldwin und Dunkerton [2001] zurückgegriffen. Dazu wurde der NAM-Index für jede Modellfläche zwischen 10 hPa und 1000 hPa auf Basis täglicher, saisonal bereinigter Anomalien der geopotentiellen Höhe für die Monate November bis April berechnet. Dabei ist der NAM-Index definiert über die Projektion der standardisierten Zeitreihe der 1. PC auf die täglichen Daten des Ausgangsdatensatzes. Ein Stark-/Schwachwirbelereignis liegt vor, wenn der NAM-Index in 10 hPa einen Wert von +2 überschreitet bzw. -3 unterschreitet. Der Zeitpunkt, an dem eines der beiden Kriterien erfüllt ist, wird als Tag=0 definiert. Nach jedem Einzelereignis wird die Entwicklung des NAM-Index unterhalb von 10 hPa mit einer Verschiebung von ± 90 Tagen betrachtet. Abschließend werden die Entwicklungen sämtlicher Einzelereignisse in Form eines Komposits zusammengefasst.
- Untersuchung der intersaisonalen Variabilität der Wintersaison im nordatlantischen Sektor anhand der Zeitreihe der 1. Hauptkomponente alternativ zum herkömmlichen NAO-Index. Dazu wurden die Druckschwankungen auf Meeresniveau in den Zeitscheibensimulationen mit Hilfe einer EOF-Analyse für die Region 20°N - 80° und 90°W - 40°O betrachtet (s. Kapitel 5.3).
- Quantifizierung der ENSO-Amplitude in den Meeresoberflächentemperaturen und dem bodennahen Wind im tropischen Pazifik in den transienten Klimasimulationen. Hierbei wurde zunächst eine EOF-Analyse sowohl für die Referenzsimulation als auch die GSM-Simulationen durchgeführt. Auf Basis dieser wurde in einem weiteren Schritt die Zeitreihe der 1. Hauptkomponente, im Rahmen einer Hauptkomponentenregression (**englisch** *Principal Component Regression (PCR)*) zur Bestimmung der Regressionskoeffizienten genutzt (s.h. Kapitel 4.3.5).

Im Folgenden sollen die wesentlichen Schritte einer Hauptkomponentenanalyse näher beschrieben werden, dabei basieren die Erläuterungen auf Hannachi et al. [2007], Wilks [2011] und Schönwiese [2013].

Grundlage der Betrachtungen stellt die Ausgangsmatrix $[X]$ dar. Diese enthält die absoluten, modellierten (oder beobachteten) Werte in Abhängigkeit von Raum und Zeit (Gleichung 4.18).

$$[X] = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{np} \end{bmatrix} \quad (4.18)$$

mit $[X]$ = modellierte Datenmatrix, x_{np} = modellierter Wert x zum Zeitpunkt n an der Gitterbox p .

In den Klimawissenschaften werden zur Berechnung der Hauptkomponenten üblicherweise Anomalien ('zentrierte Daten') betrachtet. Um die Anomalie zu einem gegebenen Zeitpunkt an einer beliebigen Gitterbox zu bestimmen, muss daher zunächst der Mittelwert der betrachteten Gitterbox berechnet werden. In einem weiteren Schritt werden die errechneten Mittelwerte aller individueller Gitterboxen von der Ausgangsmatrix $[X]$ abgezogen, wodurch die Anomalie matrix $[X']$ entsteht. Mit Hilfe der in Gleichung 4.19 dargestellten Beziehung kann aus der Anomalie matrix $[X']$ die Kovarianzmatrix $[S]$ abgeleitet werden.

$$[S] = \frac{1}{n-1} [X']^T [X'] \quad (4.19)$$

mit $[S]$ = Kovarianzmatrix, $[X']^T$ = Transponierte der Anomalie matrix.

Die Kovarianzmatrix $[S]$ enthält keine zeitliche Information mehr und ist symmetrisch/quadratisch. $[S]$ enthält entlang ihrer Hauptdiagonalen die Varianzen (Var) der individuellen Gitterboxen sowie die Kovarianzen (Cov) auf den Nebendiagonalen.

$$[S] = \begin{bmatrix} Var(x_1) & Cov(x_1, x_2) & \dots & Cov(x_1, x_p) \\ Cov(x_2, x_1) & Var(x_2) & \dots & Cov(x_2, x_p) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ Cov(x_p, x_1) & Cov(x_p, x_2) & \dots & Var(x_p) \end{bmatrix} \quad (4.20)$$

Auf Grundlage der Gleichungen 4.21 und 4.22 können die Eigenvektoren (e) sowie die Eigenwerte (λ) bestimmt werden. Während es sich bei den Eigenwerten um skalare Größen handelt, stellen die Eigenvektoren einen vom Nullvektor verschiedenen Vektor dar.

$$[S]e = \lambda e \quad (4.21)$$

mit e = Eigenvektor, λ = Eigenwert.

$$([S] - \lambda[I])e = 0 \quad (4.22)$$

mit I = Einheitsmatrix, 0 = Nullvektor.

Nach der Berechnung der individuellen Eigenvektoren, lässt sich die Eigenvektormatrix E aufstellen (Gleichung 4.23).

$$[E] = \begin{bmatrix} e_{11} & e_{12} & \dots & e_{1p} \\ e_{21} & e_{22} & \dots & e_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ e_{p1} & e_{p2} & \dots & e_{pp} \end{bmatrix} \quad (4.23)$$

mit $[E]$ = Matrix der Eigenvektoren.

Auf Basis der Eigenvektormatrix E , deren Transponierten sowie der Kovarianzmatrix S , kann die Eigenwertmatrix Λ aufgestellt werden. Dabei enthält Λ auf ihrer Hauptdiagonalen die Eigenwerte der j -ten Hauptkomponente in absteigender Reihenfolge (Gleichung 4.24).

$$[E^{-1}][S][E] = [\Lambda] = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_j \end{bmatrix} \quad (4.24)$$

mit $[E^{-1}]$ = Inverse von Matrix $[E]$, $[\Lambda]$ = Matrix der Eigenwerte, λ_m = Eigenwert der j -ten Hauptkomponente.

Die erklärte Varianz der j -ten Hauptkomponente lässt sich gemäß der Gleichung 4.25 bestimmen.

$$R_j^2 = \frac{\lambda_j}{\sum_{l=1}^j \lambda_l} \cdot 100\% \quad (4.25)$$

mit R^2 = erklärte Varianz der j -ten Hauptkomponente.

Die Zeitreihe j -ten Hauptkomponente entsteht durch Projektion der Eigenvektoren auf die Anomalien des Ursprungsfelds. Dabei kann die Zeitreihe der j -ten Hauptkomponente als Regressionszeitreihe zur Ermittlung der Regressionskoeffizienten herangezogen werden, wodurch sich beispielsweise eine mit der Variabilität der j -ten Hauptkomponente assoziierte Temperaturamplitude ableiten lässt. Dazu wird die Zeitreihe der betrachteten Hauptkomponente mit der Methode der kleinsten Quadrate an die Anomaliezeitreihen der einzelnen Gitterboxen gefittet, wodurch ein linearer Zusammenhang zwischen der Variabilität der Hauptkomponente und der betrachteten Variablen hergestellt wird. Die Methode der kleinsten Quadrate wurde auch im Zuge der Multiplen Linearen Regression (MLR) angewandt und soll im folgenden Kapitel ausführlicher beschrieben werden.

4.3.5 Multiple lineare Regression

Das Klimasystem, ob in Realität oder im Modell, ist geprägt von zahlreichen, sich gegenseitig überlagernden Prozessen. Aufgrund dessen fällt es häufig schwer, die Anteile der einzelnen Prozesse am

Gesamtsignal (beispielsweise einer Temperaturänderung) zu quantifizieren. Mit Hilfe der MLR sollen die zentralen Einflussgrößen, welche an einer Änderung des Gesamtsignals beteiligt sind, in Form eines Regressionsmodells (Regressionsgleichung) zusammengefasst werden (s. Gleichung 4.26).

$$y_t = \beta_0 + \beta_1 x_{t1} + \beta_2 x_{t2} + \dots \beta_k x_{tk} + \epsilon_t, \quad (4.26)$$

mit y_t = Wert der Variablen y zum Zeitpunkt t , β = Regressionskoeffizient, x = Prädiktorzeitreihe, ϵ = Residuum.

Die (unabhängige) Prädiktorvariable x soll den Anteil eines bestimmten Prozesses am Gesamtsignal beschreiben. Im Zuge dessen werden im Rahmen der MLR, in Abhängigkeit vom zugrunde liegenden Prozess, unterschiedliche Prädiktorzeitreihen vorgegeben, welche die zeitliche Variabilität des zu beschreibenden Prozesses abbilden. Mit Hilfe der Regressionskoeffizienten β kann der Einfluss der einzelnen Prädiktoren am Gesamtsignal quantifiziert werden. In Matrixschreibweise lässt sich Gleichung 4.26 wie folgt schreiben.

$$\mathbf{y} = [X]\beta + \epsilon, \quad (4.27)$$

mit \mathbf{y} = Spaltenvektor der (abhängigen) Variablen und $[X]$ = Prädiktormatrix.

Um β zu bestimmen, wird auf die Methode der kleinsten Fehlerquadrate zurückgegriffen. Dabei soll β so gewählt werden, dass die Summe der quadrierten Abweichungen (Residuen) zwischen einer auf der Prädiktorzeitreihe beruhenden Ausgleichsgeraden und der Punktwolke der abhängigen Variablen minimiert wird. Im Rahmen der vorliegenden Dissertation wurde die MLR verwendet, um das mit dem solaren Zyklus assoziierte Temperatursignal innerhalb des tropischen Pazifiks von anderen Einflussgrößen zu isolieren. Das Regressionsmodell beruht auf Bodeker et al. [1998] und wurde u.a. im Rahmen von CCMVal (Chemistry-Climate Model Validation Activity) [Eyring et al., 2010] erfolgreich eingesetzt. Dabei werden folgende Regressionsterme berücksichtigt.

$$X(t) = \beta_0 + \beta \cdot t + \beta \cdot QBO(t) + \beta \cdot TSI(t) + \beta \cdot NINO3.4(t) + \epsilon(t) \quad (4.28)$$

mit $X(t)$ = modellierte Temperaturzeitreihe, β_0 = konstanter Offset, βt = linearer Trend, $QBO(t)$ = Zeitreihe der QBO, $TSI(t)$ = Zeitreihe der TSI, $NINO3.4(t)$ = Zeitreihe des NINO3.4-Index, $\epsilon(t)$ = Residuum.

4.3.6 Wellenanalytik

In Kapitel 6.2.4 soll der Einfluss einer Strahlungsreduktion unter GSM-Bedingungen auf die winterliche Variabilität der Stratosphäre und die damit verbundene Modulation des saisonalen Wettergeschehens in der Troposphäre (Top-Down Mechanismus) untersucht werden. Dabei wird insbesondere auch die Rolle planetarer Wellen und deren Beeinflussung des zonalen Grundstroms behandelt. Mit Hilfe der Wellendiagnostik können die Auswirkungen einer veränderten Wellendissipation auf den zonalen Grundstrom quantifiziert werden. Da mit einer Modulation des zonalen Grundstroms wiederum Änderungen in den

Ausbreitungsbedingungen planetarer Wellen gegeben sind, kann eine wechselseitige Beziehung zugrunde gelegt werden. Im Rahmen der Wellendiagnostik nehmen insbesondere der Vektor des Eliassen-Palm Flusses sowie dessen Divergenz eine zentrale Rolle ein. Während erstere die Ausbreitungsrichtung planetarer Wellen beschreiben können mit letzterer die Auswirkungen der Wellendissipation auf den zonalen Grundstrom (Beschleunigung oder Abbremsung) charakterisiert werden. Im folgenden Kapitel werden die Grundlagen der hier angewandten Wellendiagnostik wiedergegeben, welche Andrews et al. [1987] zu entnehmen sind. Um Bewegungsvorgänge in der Atmosphäre in numerischen Modellen zu beschreiben werden die sogenannten primitiven Grundgleichungen herangezogen. Dabei handelt es sich um ein Gleichungssystem, bestehend aus 5 partiellen Differentialgleichungen, welche neben den horizontalen und vertikalen Bewegungsgleichungen die Kontinuitätsgleichung sowie den 1. Hauptsatz der Thermodynamik enthalten. Die Größen in den primitiven Gleichungen (z.B. u) können aufgefasst werden als Summe eines mittleren (zonal gemittelten) Zustands (\bar{u}) und den Abweichungen der jeweiligen Größe vom mittleren Zustand (u'). Ersetzt man die Größen in den primitiven Gleichungen mit diesem Ansatz, und bildet dann das zonale Mittel, ergeben sich die primitiven Gleichungen für das Euler'sche Mittel. Um eine bessere Darstellung der Effekte der Wellen-Terme der Euler'schen Gleichungen zu bekommen, werden die Gleichungen des transformierten Euler'schen Mittels (TEM-Gleichungen) eingeführt. Dabei beginnt die Betrachtung mit der Einführung der mittleren meridionalen Residualzirkulation ($0, \bar{v}^*, \bar{w}^*$), mit Hilfe derer die Beeinflussung des zonalen Grundstroms aufgrund transienter, dissipativer Wellen quantifiziert werden kann. Dabei wird die mittlere meridionale Residualzirkulation über die residuale Horizontal- (\bar{v}^*) und Vertikalgeschwindigkeit (\bar{w}^*) beschrieben. Die Indizes t , z und ϕ entsprechen im Folgenden den Änderungen mit der Zeit, Höhe und geographischen Breite.

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \rho_0^{-1} (\rho_0 \overline{v' \theta'} / \bar{\theta}_z)_z \quad (4.29)$$

mit \bar{v} = mittlere Meridionalgeschwindigkeit, ρ_0 = Luftdichte, $\overline{v' \theta'}$ = meridionaler Wärmefluss, $\bar{\theta}$ = trockenpotentielle Temperatur z .

$$\bar{w}^* = \bar{w} + (a \cos \phi)^{-1} (\cos \phi \overline{v' \theta'} / \bar{\theta}_z)_\phi \quad (4.30)$$

mit \bar{w} = mittlere Vertikalgeschwindigkeit, a = Erdradius.

Durch Einsetzen von \bar{v}^* und \bar{w}^* in die Euler'schen Gleichung werden die TEM-Gleichungen gebildet. Dabei entsprechen 4.31 - 4.33 den Bewegungsgleichungen, 4.34 der Kontinuitätsgleichung und 4.35 dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik.

$$\bar{u}_t + \bar{v}^* [(a \cos \phi)^{-1} (\bar{u} \cos \phi)_\phi - f] + \bar{w}^* \bar{u}_z - \bar{X} = (\rho_0 a \cos \phi)^{-1} \nabla \cdot \mathbf{F} \quad (4.31)$$

$$\bar{u} (f + \bar{u} a^{-1} \tan \phi) + a^{-1} \Phi_\phi = G \quad (4.32)$$

$$\bar{\Phi}_z - H^{-1} R \bar{\theta} e^{-kz/H} = 0 \quad (4.33)$$

$$(a \cos \phi)^{-1} (\bar{v}^* \cos \phi)_\phi + \rho_0^{-1} (\rho_0 \bar{w}^*)_z = 0 \quad (4.34)$$

$$\bar{\theta}_t + a^{-1} \bar{v}^* \bar{\theta}_\phi + \bar{w}^* \bar{\theta}_z - \bar{Q} = -\rho_0^{-1} [\rho_0 (\overline{v' \theta'} / a \bar{\theta}_z + \overline{w' \theta'})]_z \quad (4.35)$$

mit (in Gleichung 4.31 - 4.35) f = Coriolisparameter, \bar{X} = Reibungsterm, \mathbf{F} = Vektor des EP-Flusses, G = Abweichungen vom Gradientwind H = Skalenhöhe, R = Gaskonstante, \bar{Q} = diabatische Erwärmung.

Der EP-Flussvektor \mathbf{F} ist definiert über seine meridionale Komponente \mathbf{F}^ϕ (Gleichung 4.36) und seine vertikale Komponente \mathbf{F}^z (Gleichung 4.37).

$$\mathbf{F}^\phi = \rho_0 a \cos \phi (\bar{u}_z \overline{v' \theta'} / \bar{\theta}_z - \overline{v' u'}) \quad (4.36)$$

$$\mathbf{F}^z = \rho_0 a \cos \phi ([f - (a \cos \phi)^{-1} (\bar{u} \cos \phi)_\phi] \overline{v' \theta'} / \bar{\theta}_z - \overline{w' u'}) \quad (4.37)$$

Die Divergenz des EP-Flusses $\nabla \cdot \mathbf{F}$ ergibt sich gemäß der Gleichung 4.38.

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = (a \cos \phi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \phi} (\mathbf{F}^\phi \cos \phi) + \frac{\partial \mathbf{F}^z}{\partial z} \quad (4.38)$$

Dabei entspricht eine EP-Flussdivergenz von $\nabla \cdot \mathbf{F} > 0$ einer Beschleunigung in Richtung Osten, während eine Konvergenz des EP-Flusses bei $\nabla \cdot \mathbf{F} < 0$ vorliegt, was einer westwärtigen Beschleunigung gleichkommt. Bezogen auf die von Westwinden beherrschte Winterzirkulation innerhalb der Stratosphäre ist eine Divergenz des EP-Flusses mit einer Beschleunigung des zonalen Grundstroms verbunden, während im Falle einer Konvergenz eine Abschwächung desselben jeweils aufgrund der Dissipation transienter Wellen vorliegt.

Kapitel 5

GSM-Zeitscheibensimulationen

Innerhalb des folgenden Kapitels soll der Einfluss unterschiedlicher Strahlungsrekonstruktionen auf das bodennahe Klima sowie die mittlere Atmosphäre aufgezeigt werden. Dabei sollen die Zeitscheibensimulationen unter Einstrahlungsbedingungen eines GSM mit dem mittleren Zustand des solaren Zyklus 22 verglichen werden. Abgesehen von der solaren Einstrahlung entsprechen die sonstigen Randbedingungen (insbesondere Treibhausgas und ODS-Konzentrationen) jenen des Jahres 1960 (für eine detaillierte Beschreibung des experimentellen Setups s. Kapitel 4.2.1). Zusätzlich zu den Differenzen der langjährigen Jahresmittel werden die Unterschiede in den langjährigen saisonalen Mitteln (DJF und JJA) aufgezeigt. Abschließend soll der Einfluss eines GSM auf die Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre sowie auf die intersaisonale Variabilität im Nordwinter herausgearbeitet werden.

5.1 Das GSM-Signal in der Troposphäre

Abbildungen 5.1 b-c zeigen die Differenzen der langjährigen 2m-Jahresmitteltemperaturen zwischen den Simulationen unter Einstrahlungsbedingungen eines GSM und der Referenzsimulation (REF1960SC22). Während die Referenzsimulation ein Jahresmittel der global gemittelten 2m-Temperatur von 14,1 °C aufweist, liegen jene der GSM-Simulationen, in Abhängigkeit vom zugrunde liegenden Szenario, zwischen -0,09 und -0,56 °C unterhalb diesen Wertes. NRLSSI1960MM (Abb. 5.1b) zeigt dabei die schwächste globale Abkühlung der drei GSM-Szenarien. Während die meisten Regionen der Erde schwach negative Temperaturanomalien von bis zu -0,25 °C aufweisen, sind vereinzelte Gebiete wesentlich stärker von einer (statistisch signifikanten) Abkühlung betroffen. Hierzu zählen insbesondere der Westen Nordamerikas (-1 °C), aber auch Teile Europas und Zentralsibiriens (jeweils -0,5 bis -0,75 °C). Der antarktische Kontinent zeigt dipolartige Temperaturanomalien mit einer deutlichen Abkühlung im Osten und leicht positiven Temperaturanomalien im Westen sowie der Antarktischen Halbinsel. Weitere positive (jedoch nicht signifikante) Temperaturanomalien von bis zu +0,25 °C finden sich im Bereich Nordostsibiriens, dem tropischen Pazifik, Zentralafrikas sowie Teilen des westlichen Südpolarmeeres. In von SatireT1960MM (Abb. 5.1c) sind regional stärkere Abkühlungen zu beobachten, die räumliche Verteilung der Temperaturanomalien gleicht jedoch jener von NRLSSI1960MM. Dies zeigt sich in besonderem

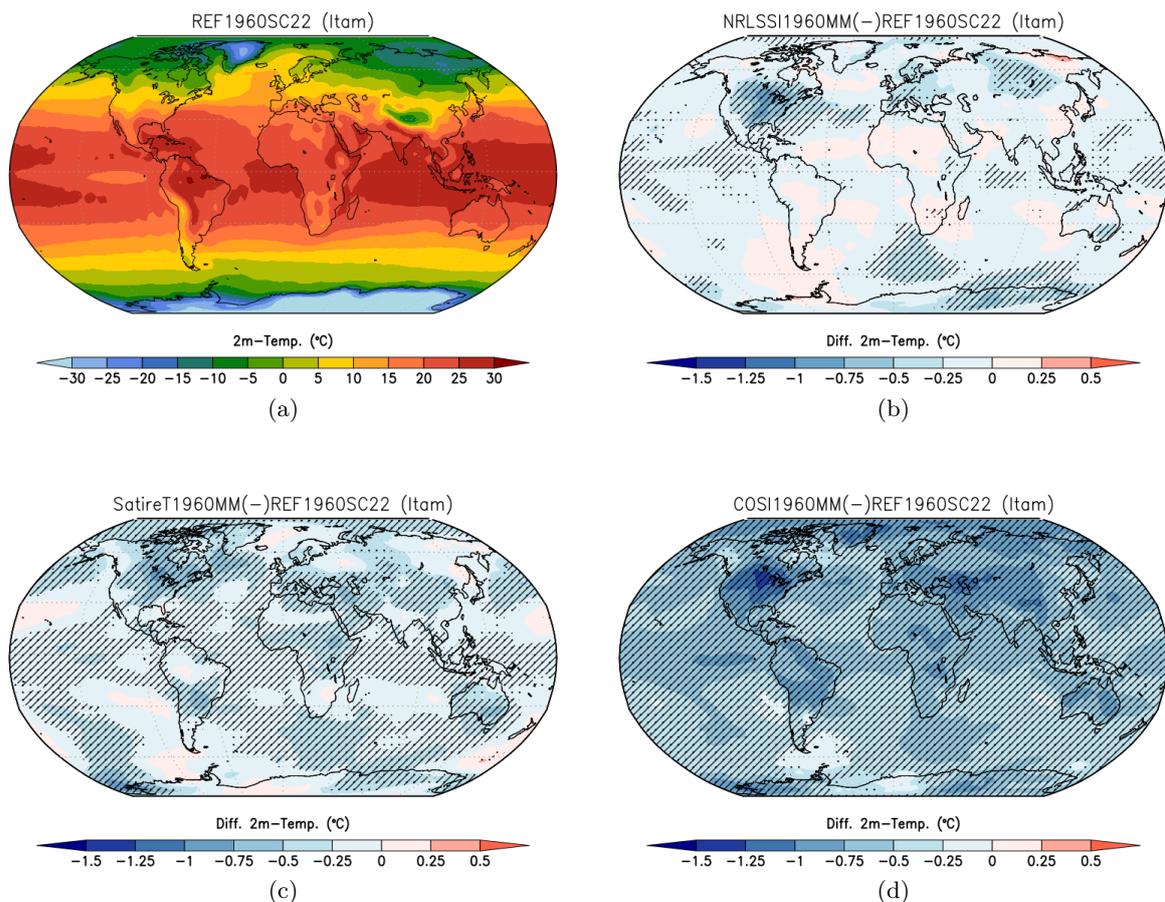


Abbildung 5.1 Langjährige Jahresmitteltemperaturen in REF1960SC22 a) sowie die Differenzen zwischen den GSM-Simulationen (NRLSSI1960MM b), SatireT1960MM c) und COSI1960MM d) und REF1960SC22. Statistisch signifikante Bereiche sind für das 95%- und 90%-Signifikanzniveau schraffiert/gepunktet hervorgehoben.

Maße für die mittleren Breiten der NHK, jedoch auch hinsichtlich des antarktischen Dipols. Ein räumlich wesentlich homogeneres Bild ergibt sich bei der Betrachtung von COSI1960MM (Abb. 5.1d). Hier zeigen sich teils stark negative Temperaturanomalien von $< -1,25$ °C sowohl innerhalb der hohen und mittleren als auch der tropischen Breiten. Weiterhin sind nahezu alle Differenzen, mit wenigen Ausnahmen innerhalb der hohen Breiten der SHK, statistisch signifikant auf dem 95%-Niveau.

In Abbildung 5.2 sowie 5.3 sind die Differenzen der saisonalen 2m-Temperatur zwischen den GSM-Simulationen und REF1960SC22 für den nordhemisphärischen Winter und Sommer dargestellt. Alle Simulationen unter GSM-Bedingungen zeigen eine im Vergleich zum Jahresmittel wesentlich stärkere Abkühlung der hohen Breiten in DJF von bis zu $< -1,5$ °C. Unterdessen erinnert die Verteilung der Temperaturanomalien in NRLSSI1960MM (Abb. 5.2b) stark an ein mit der negativen Phase der NAO assoziiertes räumliches Muster. In diesem Zusammenhang wird eine deutliche Erwärmung über Grönland und der Labradorsee von einer starken negativen Temperaturanomalie entlang der amerikanischen Westküste begrenzt. Auf der gegenüberliegenden Seite des atlantischen Beckens ist eine deutliche Abkühlung, insbesondere innerhalb Nord- und Mitteleuropas, vorzufinden. In südlicheren Breiten ist ein

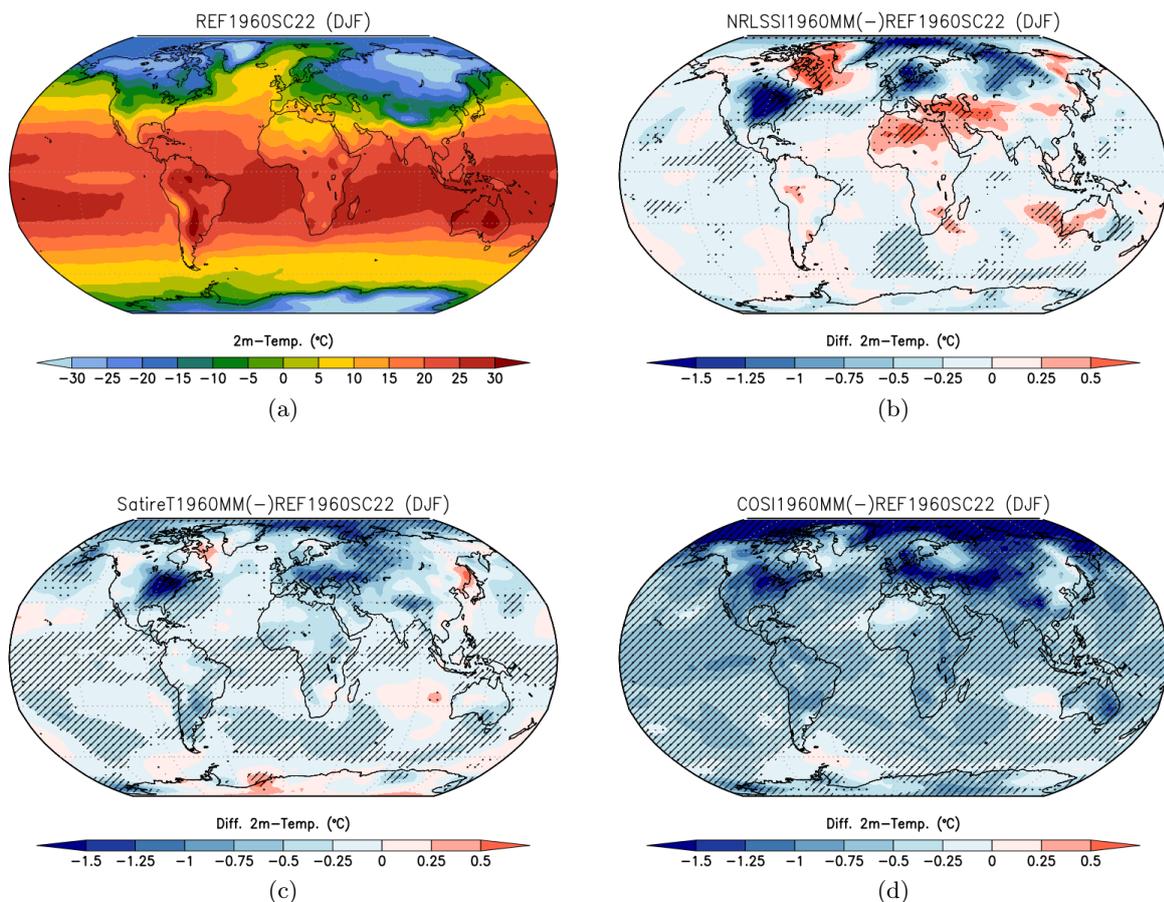


Abbildung 5.2 Wie Abb. 5.1, jedoch für das langjährige saisonale Mittel in DJF.

Vorzeichenwechsel hin zu einer positiven Anomalie zu beobachten, welche sich bis weit nach Vorderasien erstreckt. Sowohl die negativen als auch die positiven Temperaturanomalien sind signifikant auf dem 95%-Niveau. Besonders tiefe Temperaturen im Osten der Vereinigten Staaten sowie in Mitteleuropa zeigen sich auch in SatireT1960MM (Abb. 5.2c) und COSI1960MM (Abb. 5.2d), was abermals mit einer NAO(-)-Phase in Einklang steht. Jedoch treten anstelle der in von NRLSSI1960MM beobachteten positiven Temperaturanomolien schwache negative Anomalien auch über Grönland, der Labradorsee sowie Südeuropa und Nordafrika auf. Während die positiven Temperaturanomalien in den hohen Breiten der Südhemisphäre im Nordwinter in NRLSSI1960MM und SatireT1960MM im Vergleich zum Jahresmittel leicht zunehmen, zeigt COSI1960MM kaum Veränderungen gegenüber dem langjährigen Jahresmittel in DJF.

Im Sommer der NHK treten in NRLSSI1960MM (Abb. 5.3b) und SatireT1960MM (Abb. 5.3c) höhere Temperaturen in den hohen bis mittleren Breiten der Nordhemisphäre im Vergleich zur Referenzsimulation auf. Eine deutliche (allerdings statistisch nicht signifikante) Erwärmung von bis zu $+0,5\text{ °C}$ ist in der Region Zentral-/Ostsibirien zu verzeichnen. In COSI1960MM (Abb. 5.3d) ist dieser Bereich von einer im Vergleich zu angrenzenden Arealen schwächeren, nicht signifikanten Abkühlung gekennzeichnet.

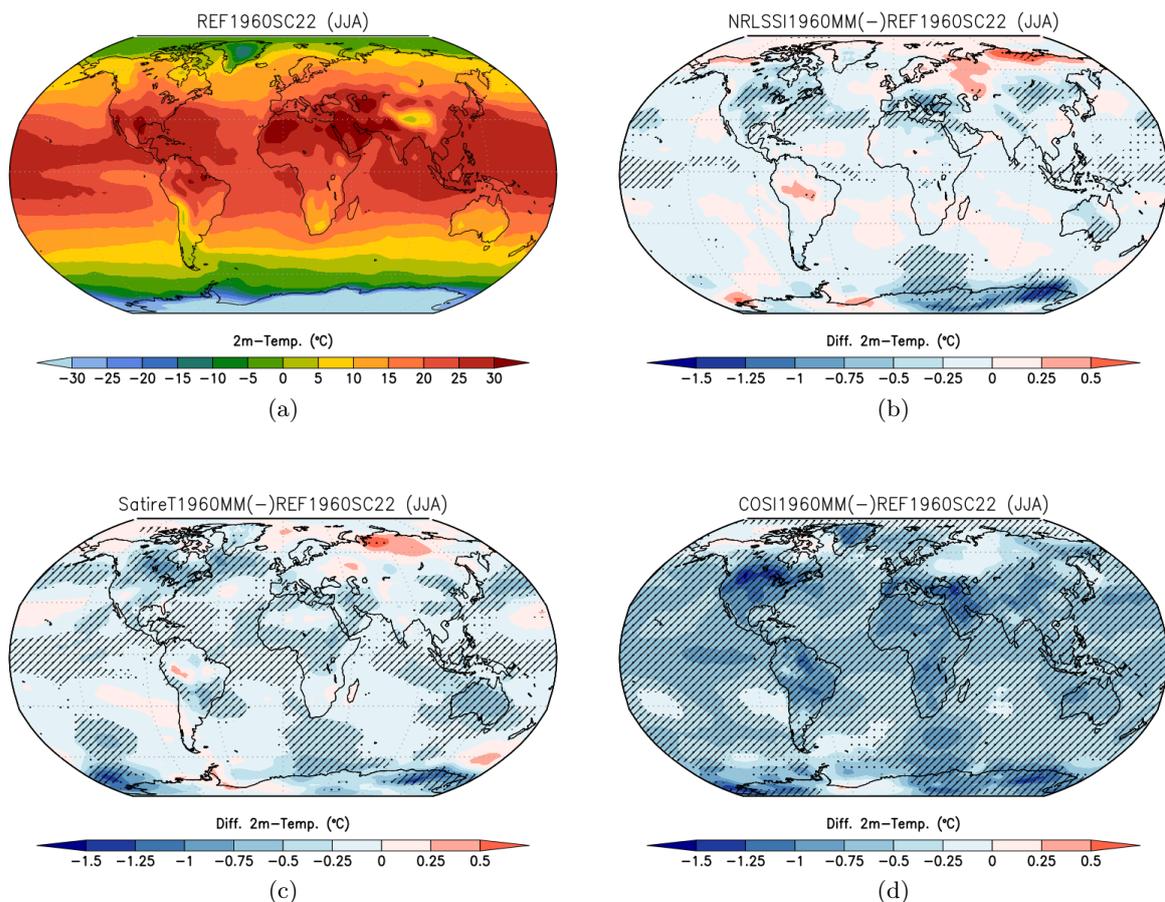


Abbildung 5.3 Wie Abb. 5.1, jedoch für das langjährige, saisonale Mittel in JJA.

Zusammenfassend kann festgehalten werden:

1. Hinsichtlich der global gemittelten Jahresmitteltemperatur zeigt sich eine annähernd lineare Beziehung zwischen der Reduktion der TSI in den einzelnen GSM-Szenarien und der daraus resultierenden globalen Abkühlung. Demzufolge führt eine um $-1,08 \text{ W/m}^2$ geringere TSI im Rahmen der NRLSSI1960MM-Simulation zu einer Abkühlung von $-0,10 \text{ }^\circ\text{C}$, während SatireT1960MM (TSI $-1,32 \text{ W/m}^2$) und COSI1960MM (TSI $-5,83 \text{ W/m}^2$) einen Rückgang der global gemittelten Jahresmitteltemperatur um $-0,21 \text{ }^\circ\text{C}$ und $-0,56 \text{ }^\circ\text{C}$ aufweisen. Damit stehen die Ergebnisse der NRLSSI1960MM- und SatireT1960MM-Simulation im Einklang mit den Beobachtungen von White et al. [1997], welche dem 11-jährigen solaren Zyklus eine Temperaturamplitude von etwa $0,08 \text{ }^\circ\text{C/W/m}^2$ zuschreiben. Die Reaktion der SatireT1960MM-Simulation zeigt hingegen ein etwas stärkeres Signal.
2. Die relativ geringen globalen Abkühlungswerte werden insbesondere in den Wintermonaten innerhalb der hohen Breiten der Nordhemisphäre um ein Vielfaches überschritten. Da innerhalb dieser Jahreszeit, aufgrund der Polarnacht, kein direkter Einfluss der solaren Einstrahlung auf die hohen Breiten besteht, liegt der Schluss nahe, dass Änderungen in der atmosphärischen Dynamik für die hier beobachteten starken Temperatursignale verantwortlich sein müssen.

- Insbesondere die Verteilung der Temperaturanomalien von NRLSSI1960MM innerhalb der Nordhemisphäre in DJF spiegeln ein deutliches NAO(-)-Muster wider. Auch SatireT1960MM und CO-SI1960MM weisen typische Anomalien der bodennahen Temperatur im Westen der Vereinigten Staaten sowie Nord-/Mitteleuropa auf, jedoch sind die Signale hier weniger deutlich ausgeprägt.

5.2 Das GSM-Signal in der mittleren Atmosphäre

5.2.1 Das GSM-Signal im langjährigen Jahresmittel

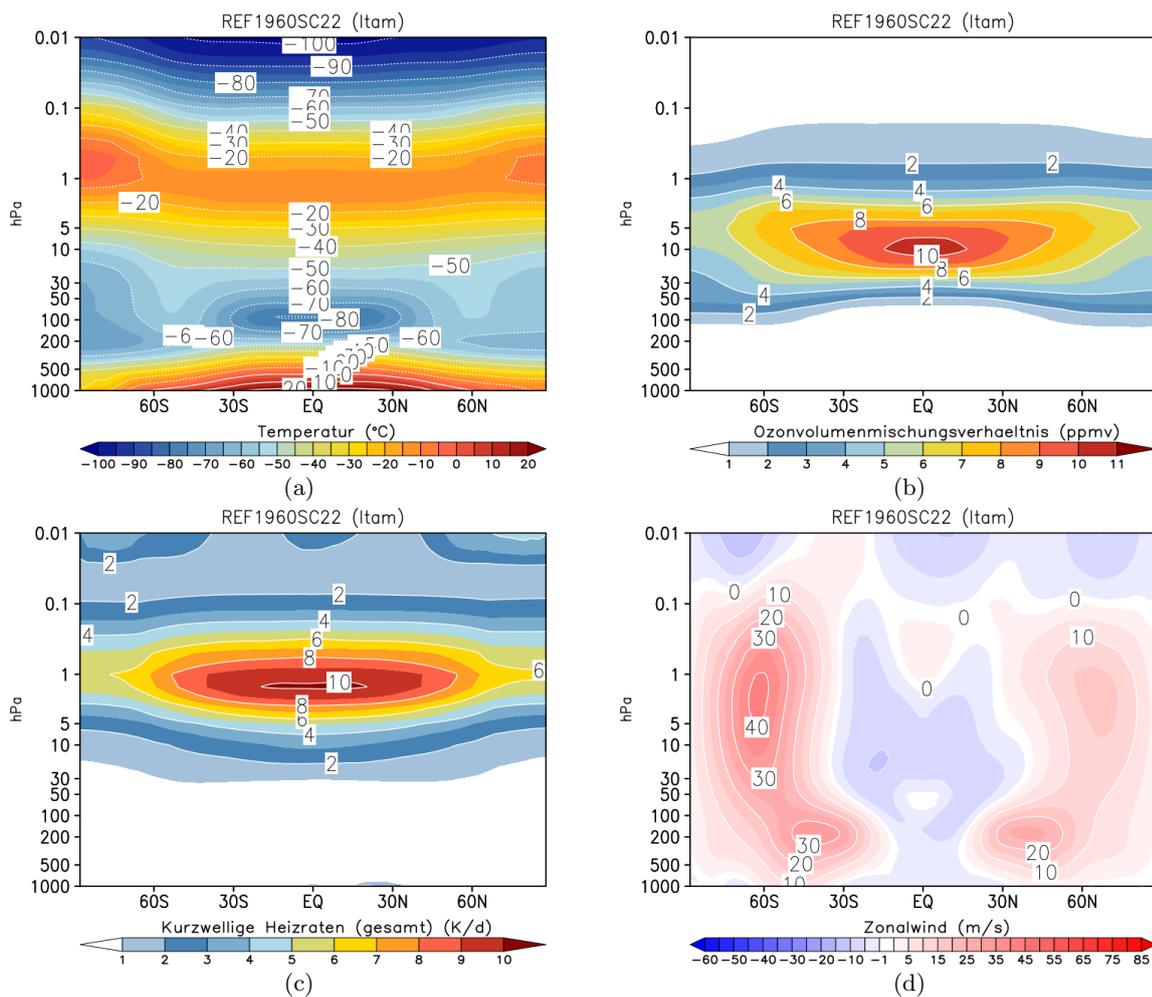


Abbildung 5.4 Langjährige zonal gemittelte Jahresmittel der Temperatur a), der Ozonkonzentration b), der kurzwelligen Heizraten c) und des Zonalwinds d) für REF1960SC22.

Abbildung 5.4 zeigt die zonal gemittelten, langjährigen Jahresmittel der Temperatur, der Ozonkonzentrationen, der kurzwelligen Erwärmungsraten sowie des Zonalwinds im Höhen-Breiten-Schnitt bis zur Modellobergrenze in 0,01 hPa. Während die Temperaturen zwischen der unteren Troposphäre und der Tropopause stetig abnehmen (siehe Abb. 5.4a) und ein relatives Minimum von -80 °C im Bereich der tropischen Tropopause (ca. 100 hPa) aufweisen, ist eine sukzessive Zunahme der Temperaturen bis -20 °C zwischen der unteren Stratosphäre und der Stratopause (ca. 1 hPa) feststellbar. Im Anschluss fallen

die Temperaturen in der Mesosphäre erneut deutlich ab und zeigen ein absolutes Minimum im Bereich der Mesopause (ca. 0.01 hPa) von -100 °C .

Während die höchsten Ozonkonzentrationen von 10 ppm innerhalb der Tropen im Höhenbereich um 10 hPa erreicht werden (siehe Abb. 5.4b), liegen die maximalen kurzwelligen Erwärmungsraten in größerer Höhe im Bereich der Stratopause (siehe Abb. 5.4c). Dies ist dem Umstand geschuldet, dass bereits vor Erreichen der maximalen Ozonwerte ein Großteil der kurzwelligen UV-Strahlung von Ozon in höher liegenden Schichten absorbiert wurde. Die Region der maximalen Erwärmungsraten ist damit als Bereich aufzufassen, in welchem sich die Intensität der kurzwelligen Einstrahlung sowie die vorherrschenden Ozonkonzentrationen maximal addieren. Anhand der Abbildung 5.4d ist ersichtlich, dass im Jahresmittel Westwinde innerhalb der hohen Breiten bis Subtropen beider Hemisphären überwiegen, während die inneren Tropen von schwachen Ostwinden gekennzeichnet sind.

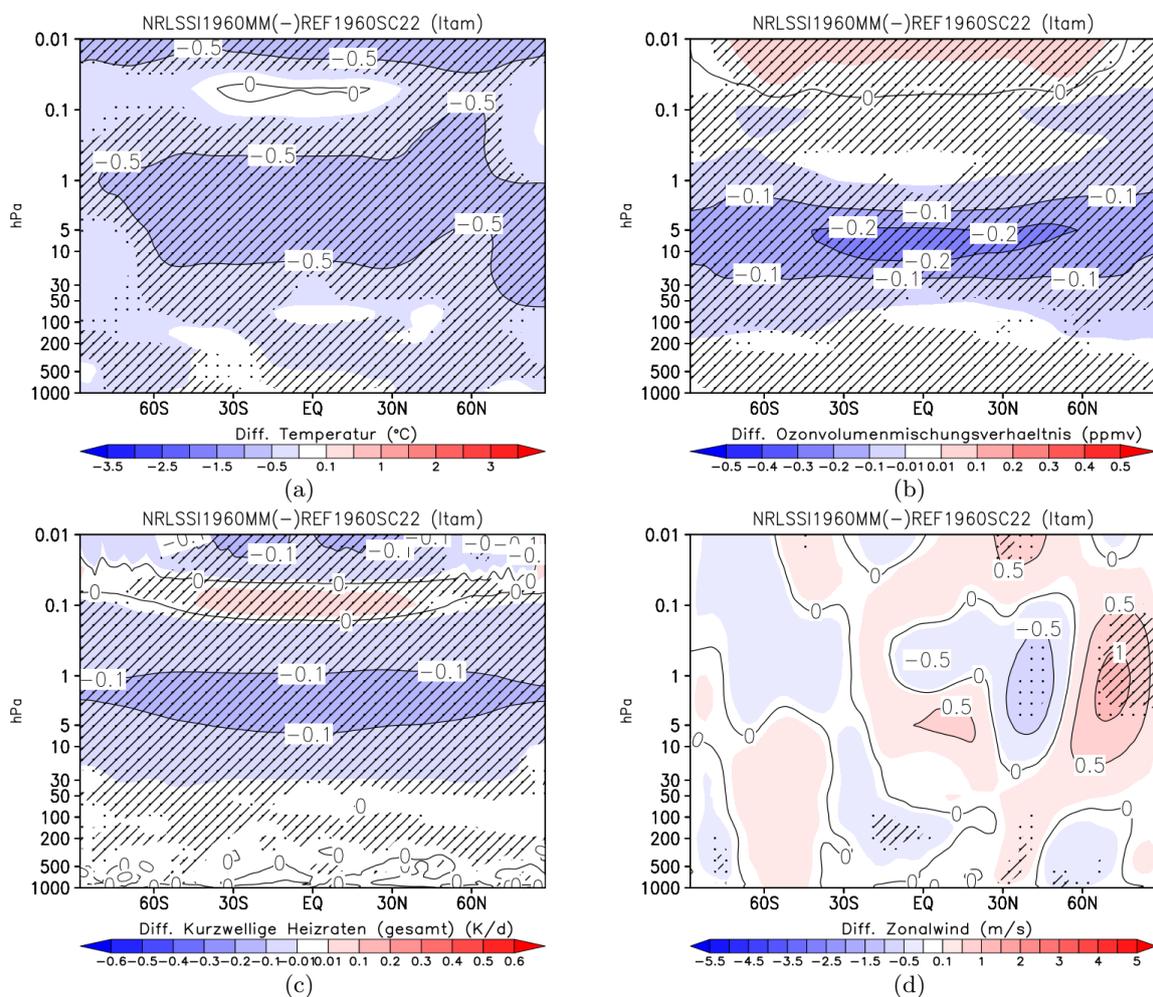


Abbildung 5.5 Differenzen der zonal gemittelten Jahresmittel der Temperatur a), der Ozonkonzentration b), der kurzwelligen Heizraten c) und des Zonalwinds d) zwischen NRLSSI1960MM und REF1960SC. Statistisch signifikante Bereiche sind für das 95%- und 90%-Signifikanzniveau schraffiert/gedoppelt hervorgehoben.

In den Abbildungen 5.5 und 5.6 sind die Differenzen zwischen der NRLSSI1960MM-/SatireT1960MM-Simulation und REF1960SC22 dargestellt. Dabei zeigen beide Experimente sehr ähnliche Signale im langjährigen Jahresmittel. In diesem Zusammenhang können tiefere (statistisch belastbare) Temperaturen nahezu überall in der mittleren Atmosphäre beobachtet werden (siehe Abb. 5.5a und 5.6a) Die stärksten negativen Temperaturanomalien von $< -0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ finden sich jeweils im Höhenbereich zwischen der Stratosphäre und 10 hPa. Demgegenüber können die deutlichsten Reduktionen der O_3 -Konzentrationen von bis zu $-0,2 \text{ ppm}$ im Bereich des klimatologischen O_3 -Maximums beobachtet werden (siehe Abb. 5.5b und 5.6b). Dies entspricht einer relativen Änderung von 2% gegenüber der Referenzsimulation, was dem zweifachen der solaren Amplitude des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus gleichkommt. Weiterhin zeigen beide Szenarien eine schwache, dennoch signifikante, positive Anomalie von O_3 im Bereich der Mesopause, welche mit einem ineffektiveren katalytischen Abbau von Ozon im Rahmen des HO_x Zyklus aufgrund deutlich reduzierter kurzwelliger UV-Strahlung in Einklang steht. Die größten negativen Änderungen der kurzwelligeren Erwärmungsraten von $< -0,1 \text{ K/d}$ zeigen sich abermals leicht oberhalb der maximalen O_3 -Anomalien (siehe Abb. 5.5c und 5.6c). Sowohl NRLSSI1960GM als auch SatireT1960MM zeigen eine geringe (im Falle von NRLSSI1960MM signifikante), Beschleunigung der Westwinde in den hohen und mittleren Breiten der Nordhemisphäre sowie eine Abnahme der Ostwindgeschwindigkeiten im Bereich der unteren Mesosphäre bis mittleren Stratosphäre.

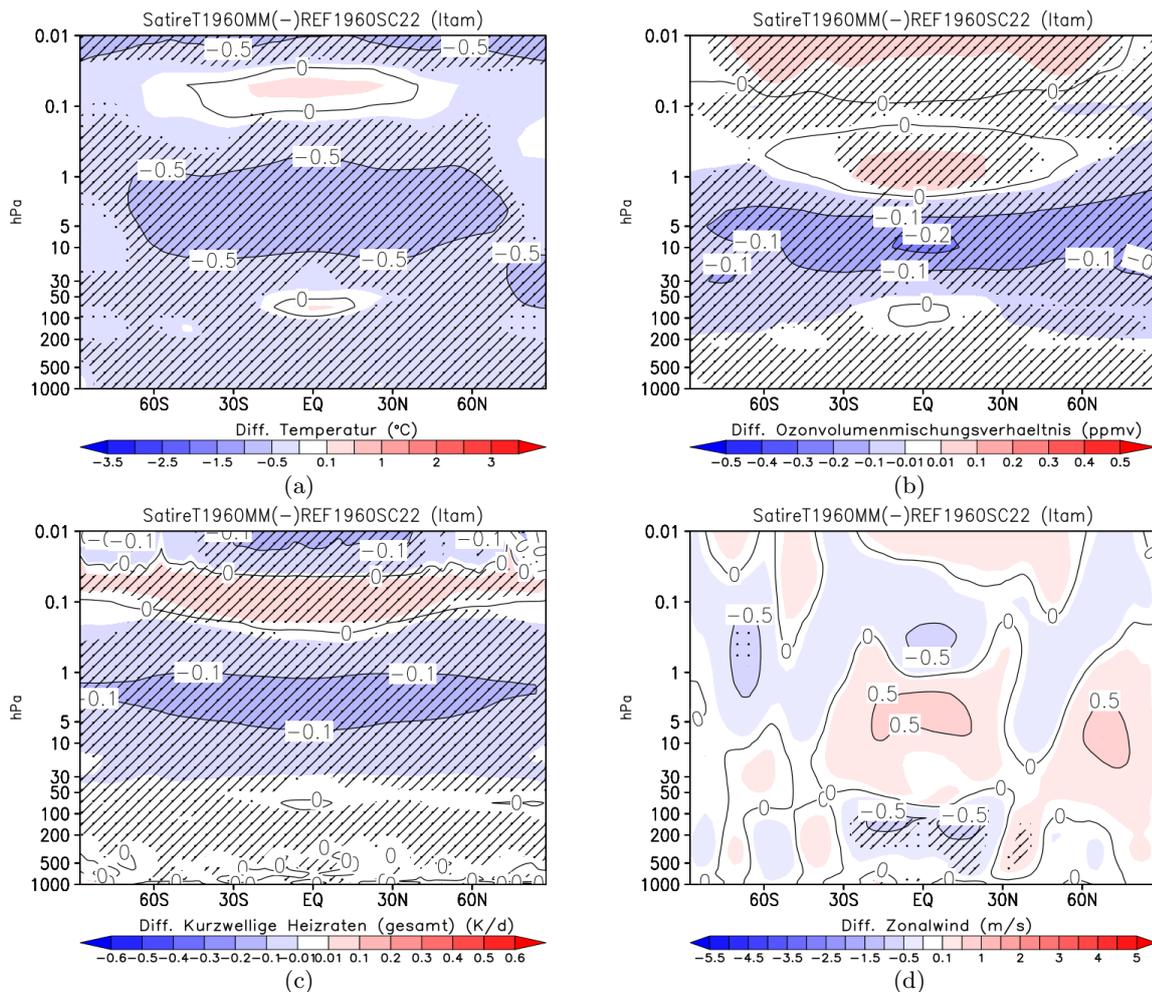


Abbildung 5.6 Wie Abb. 5.5, jedoch für SatireT1960MM.

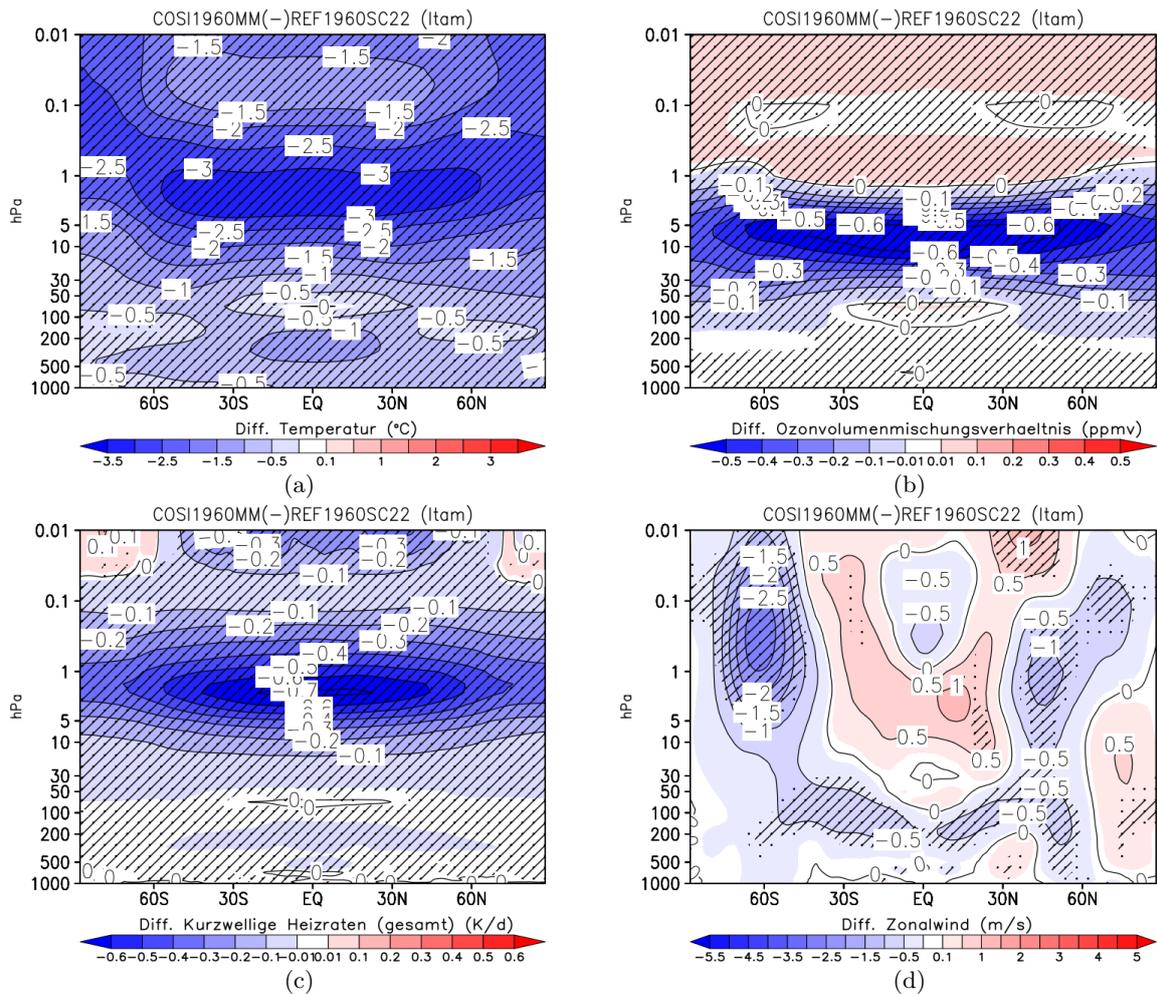


Abbildung 5.7 Wie Abb. 5.5, jedoch für COSI1960MM.

Die Simulation unter den Bedingungen der Strahlungsrekonstruktion von Shapiro et al. [2011] unterscheidet sich in sämtlichen Merkmalen deutlich von den anderen beiden Szenarien (siehe Abb. 5.7). Dabei stellt sich eine um < -3 °C geringere Temperatur im Bereich der oberen Stratosphäre zwischen den mittleren Breiten und den inneren Tropen ein. Neben einer deutlichen Abkühlung der gesamten Mesosphäre um bis zu $-2,5$ °C sind insbesondere auch in der Troposphäre stark negative Temperaturanomalien zu erkennen (siehe Abb. 5.7a). Nur im Bereich der tropischen Tropopause ist (konsistent mit den anderen Simulationen) keine nennenswerte Abkühlung zu finden. Darüber hinaus sind sämtliche Änderungen der Temperatur signifikant auf dem 95%-Niveau. Unterdessen ist die Reduzierung der Ozonkonzentrationen innerhalb von COSI1960MM mit $-0,6$ ppm (entsprechend dem sechsfachen der solaren Amplitude) im Bereich des klimatologischen O_3 -Maximums um den Faktor 3 höher als in den beiden Alternativszenarien. Der Vergleich der positiven O_3 -Anomalien liefert im Vergleich zu NRLSSI1960MM und SatireT1960MM zwar Werte derselben Größenordnung, jedoch decken jene der COSI1960MM-Simulation neben der oberen auch die untere Mesosphäre nahezu vollständig ab (siehe Abb. 5.7b). Während sich negative Anomalien der kurzwelligen Erwärmungsraten in NRLSSI1960MM und SatireT1960MM auf den Höhenbereich zwischen 1 hPa und 5 hPa beschränken, ist eine Ausweitung der derselben in COSI1960MM bis weit in die Mesosphäre vorhanden (siehe Abb. 5.7c). Dies ist dem Umstand geschuldet, dass COSI1960MM eine wesentlich deutlichere Reduktion der kurzwelligen UV-Strahlung insbeson-

dere im Lyman- α (-60% gegenüber der Referenzsimulation) beinhaltet. Die größten Unterschiede zur Referenzsimulation finden sich dabei in der oberen Stratosphäre (bis zu -0,7 K/d). Auch bezüglich der Struktur der Zonalwinde zeigt COSI1960MM wesentlich markantere Signale. In diesem Zusammenhang ist eine deutliche und darüber hinaus statistisch signifikante Abschwächung der Westwinde innerhalb der hohen und mittleren Breiten insbesondere in der südlichen Hemisphäre ersichtlich.

5.2.2 Das GSM-Signal im Nordwinter und -sommer

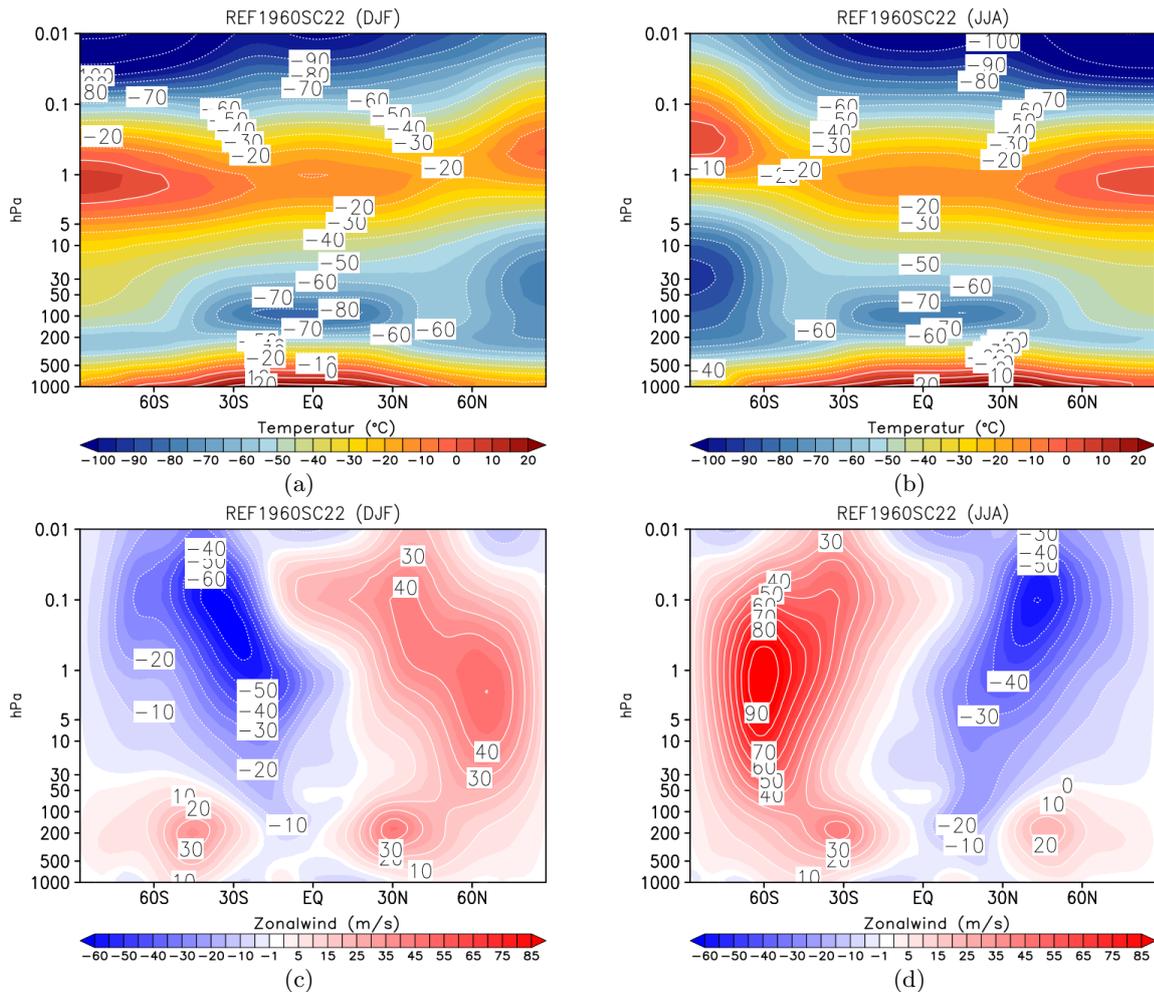


Abbildung 5.8 Zonal gemittelte DJF- und JJA-Mittel der Temperatur (a-b) und des Zonalwinds (c-d) für REF1960SC22.

Polartag und -nacht sorgen für einen starken Jahrgang in den hohen Breiten zwischen den jeweiligen Winter- und Sommermonaten. Aufgrund des strahlungsbedingten Energiedefizits ist eine Abkühlung der gesamten Stratosphäre mit maximalen Temperaturen im Bereich der Stratopause von etwa -15°C in den hohen Breiten der jeweiligen Winterhemisphäre zu beobachten. Im Sommer hingegen stellen sich im selben Höhenbereich Temperaturen von > 10 °C ein (siehe Abb. 5.8 a-b). Während sich die Temperaturen in der Stratosphäre im Jahresverlauf in Phase mit der Intensität der solaren Einstrahlung befinden, weist die Mesosphäre ihre höchsten Temperaturen im Winter und umgekehrt auf. Dabei liegen die Temperaturen

innerhalb der Nordhemisphäre im Sommer mit $< -100\text{ °C}$ entlang der Mesopause deutlich unterhalb des Strahlungsgleichgewichts, was auf eine Dominanz dynamischer Prozesse schließen lässt. Diese stehen im Zusammenhang mit dem Antrieb der mesosphärischen Zirkulation durch Schwerewellen, welche in den Sommermonaten ein verstärktes Aufsteigen sowie intensiviertes Absinken von Luftmassen im Winter bewirken. Aufgrund der interhemisphärischen Kopplung der mesosphärischen Zirkulation finden sich umgekehrte Vorzeichen jeweils in der gegensätzlichen Hemisphäre. Zum einen nimmt die Luftdichte der polaren Stratosphäre aufgrund der deutlichen Abkühlung im Winter zu, was zu vermehrtem Absinken kalter Luftmassen führt. Zum anderen zieht eine Intensivierung des Temperaturgradienten zwischen den hohen und niederen Breiten die Entstehung starker Ausgleichswinde nach sich, welche den Polarwirbel formen. Dabei treten die maximalen Windgeschwindigkeiten im Bereich des Polarnachtjets in etwa 1 hPa auf. Insgesamt ist der Polarwirbel der südlichen Hemisphäre von höherer Stabilität aufgrund ausgeprägterer Westwinde gekennzeichnet. Dieser Umstand resultiert mitunter aus der geringeren Beeinflussung des Polarwirbels durch planetare Wellen sowie durch orographische Schwerewellen in der Südhemisphäre (vgl. Abb. 5.8 c und d).

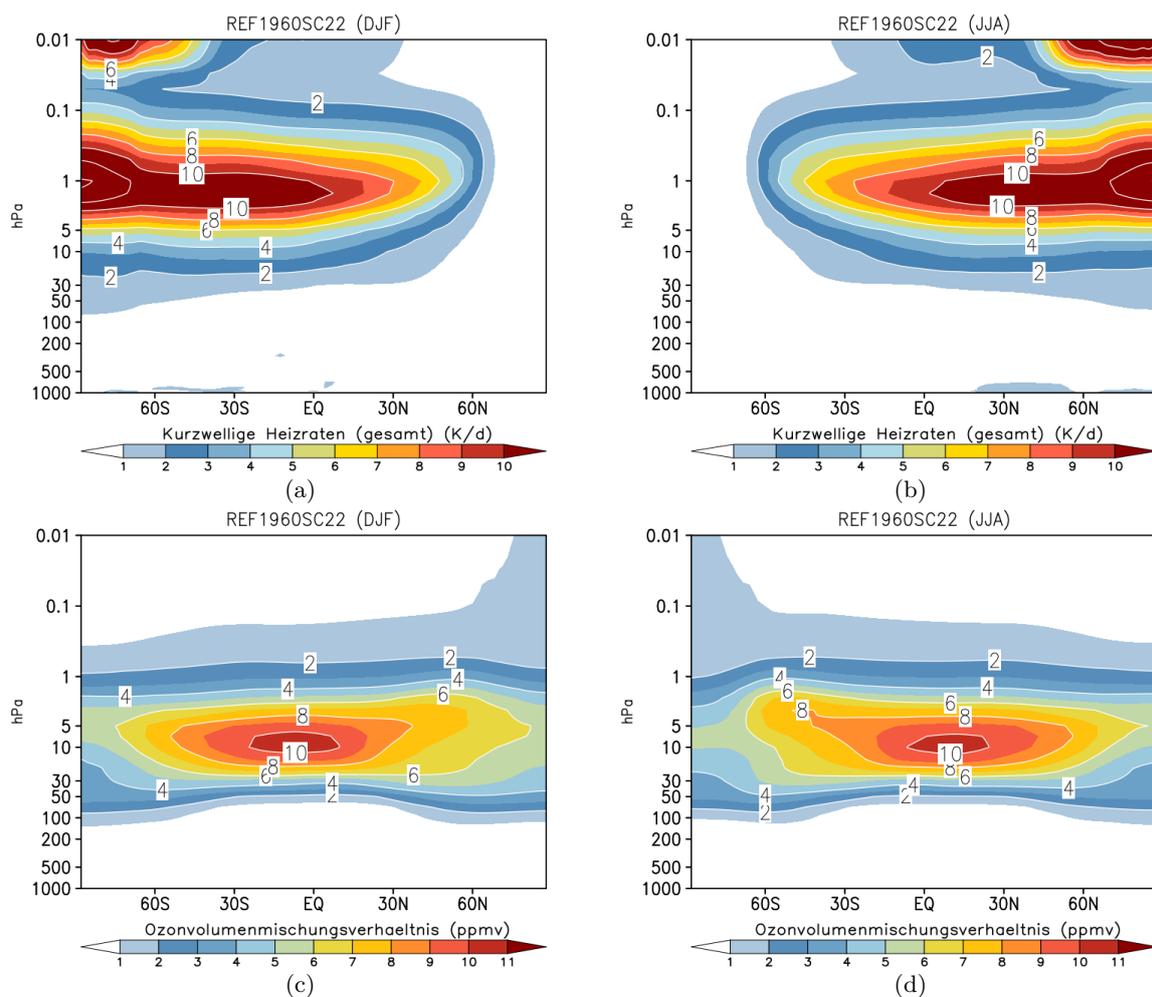


Abbildung 5.9 Zonal gemittelte DJF- und JJA-Mittel der kurzwelligen Heizraten (a-b) und der Ozonkonzentration (c-d) für REF1960SC22.

Zwischen dem Spätwinter und dem beginnenden Frühjahr nehmen die Westwinde aufgrund des Zurückkehrens der Sonneneinstrahlung sukzessive ab, bis sich nach Zusammenbruch des Polarwirbels die Sommerzirkulation mit Ostwinden oberhalb und schwachen Westwinden unterhalb der Tropopause einstellt.

In Abbildung 5.9 sind die kurzwelligen Heizraten sowie die Ozonkonzentrationen jeweils für DJF und JJA dargestellt. Während die kurzwelligen Heizraten aufgrund der dauerhaften Sonneneinstrahlung ein Maximum von 11 K/d innerhalb der hohen Breiten der Sommerhemisphäre in 1 hPa aufweisen, können die höchsten Konzentrationen von O₃ im Winter der jeweiligen Hemisphäre beobachtet werden. Letzteres steht mit einer Beschleunigung der BDC aufgrund einer Intensivierung des Wellenantriebs in den hohen Breiten und daraus resultierender Maximierung des Ozontransports aus den niederen hin zu den hohen Breiten im Winter in Einklang.

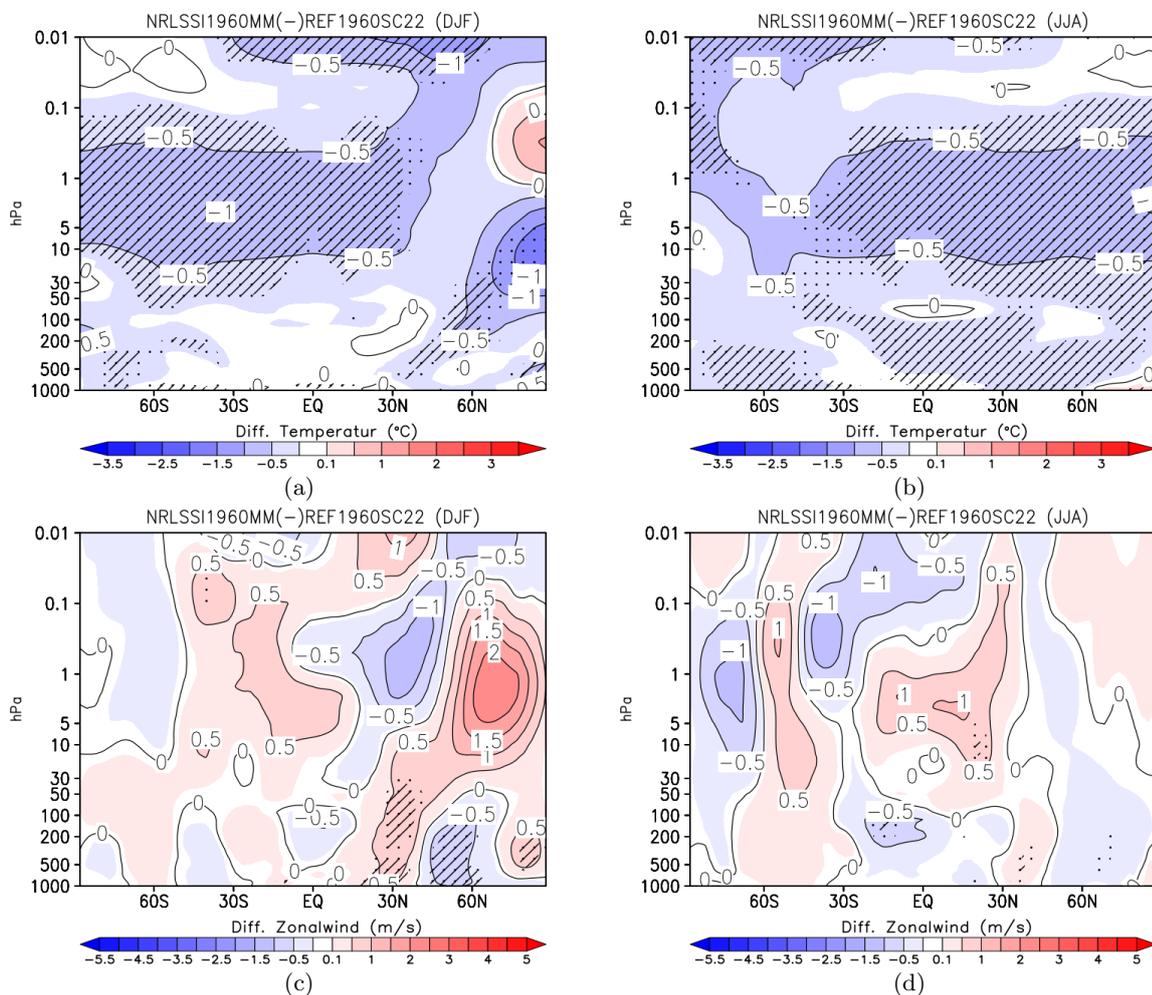


Abbildung 5.10 Differenzen der zonal gemittelten DJF- und JJA-Mittel der Temperatur (a-b) sowie des Zonalwinds (c-d) zwischen NRLSSI1960MM und REF1960SC. Statistisch signifikante Bereiche sind für das 95%- und 90%-Signifikanzniveau schraffiert/gepunktet hervorgehoben.

Die Abbildungen 5.10 und 5.11 zeigen die Differenzen der zonal gemittelten Temperatur sowie des Zonalwinds zwischen NRLSSI1960MM/SatireT1960MM und REF1960SC22 jeweils für den Nordwinter und -sommer. Auch innerhalb der unterschiedlichen Jahreszeiten können in NRLSSI1960MM

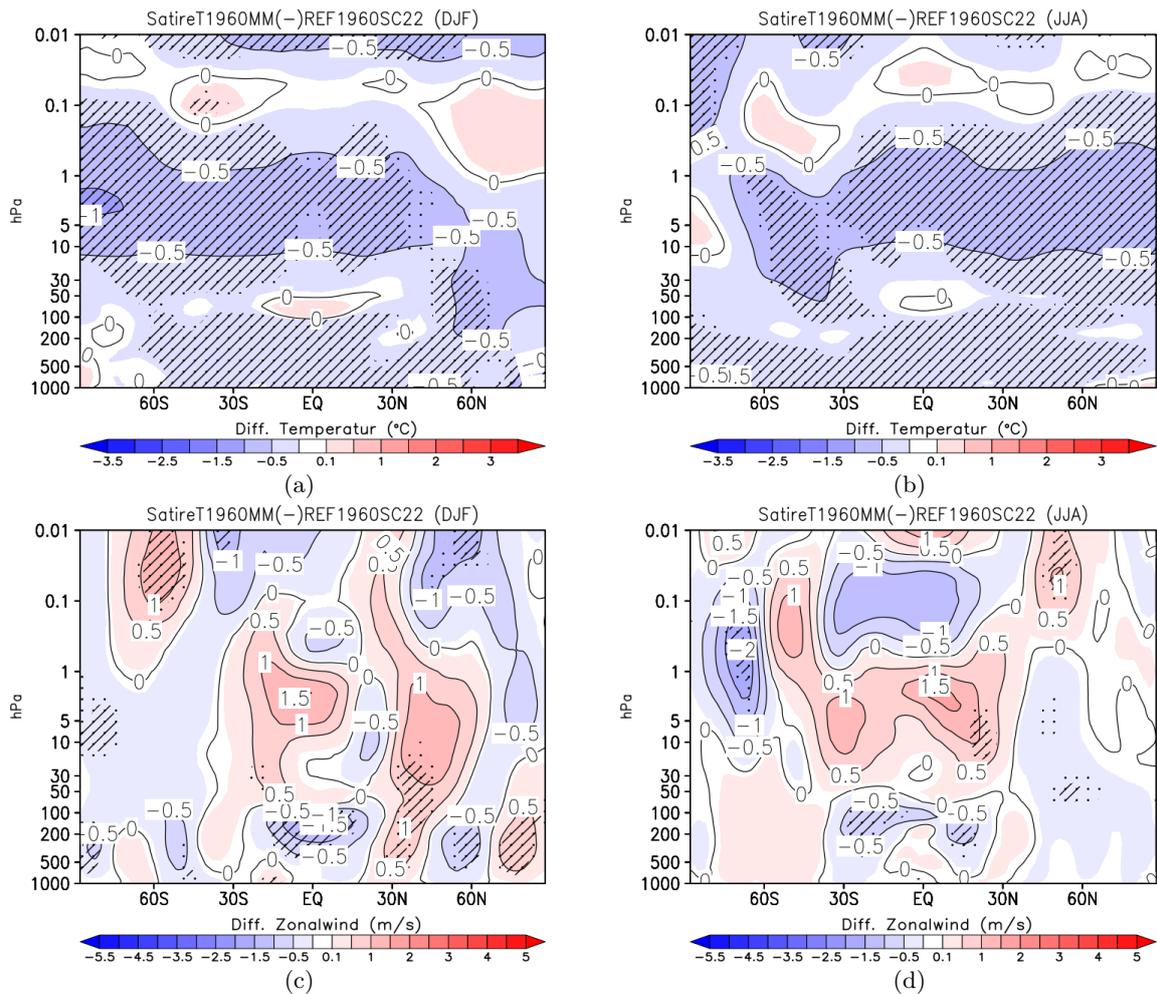


Abbildung 5.11 Wie Abb. 5.10, jedoch für SatireT1960MM.

und SatireT1960MM sehr ähnliche Signale festgestellt werden. Dabei kann eine Abkühlung der oberen Stratosphäre bis zur unteren Mesosphäre um bis zu $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ zwischen den hohen und niederen Breiten der Sommerhemisphäre beobachtet werden. Bis zur Mesopausenregion werden die negativen Temperaturanomalien der Sommerhalbkugel schrittweise abgeschwächt, während auf der gegenüberliegenden Hemisphäre deutlich negative Anomalien überwiegen. Steht die Abkühlung der hohen bis niederen Breiten der Südhalbkugel im nordhemisphärischen Winter in direktem Zusammenhang mit der reduzierten kurzwelligeren solaren Einstrahlung der GSM-Simulationen, müssen bei der Betrachtung der Anomalien der polaren Breiten der Nordhalbkugel insbesondere dynamische Prozesse berücksichtigt werden. Um weitere Aussagen über den Einfluss eines GSM auf die winterliche Dynamik der nordhemisphärischen mittleren Atmosphäre treffen zu können, sind die hier dargestellten saisonalen Mittelwerte unzureichend. Aufgrund dessen sollen in den folgenden Kapiteln weiterführende Analysen durchgeführt werden. Diese beinhalten sowohl eine Quantifizierung von Stark-/Schwachwirbelereignissen innerhalb der Zeitscheibensimulationen, als auch eine explizite Analyse des Wellenantriebs in den transienten Simulationen.

Hinsichtlich der saisonalen kurzwelligeren Heizraten und O_3 -Konzentrationen sind zwischen NRLS-II1960MM sowie SatireT1960MM kaum Unterschiede (vgl. 5.12 und 5.13) auszumachen. Dabei zeigen

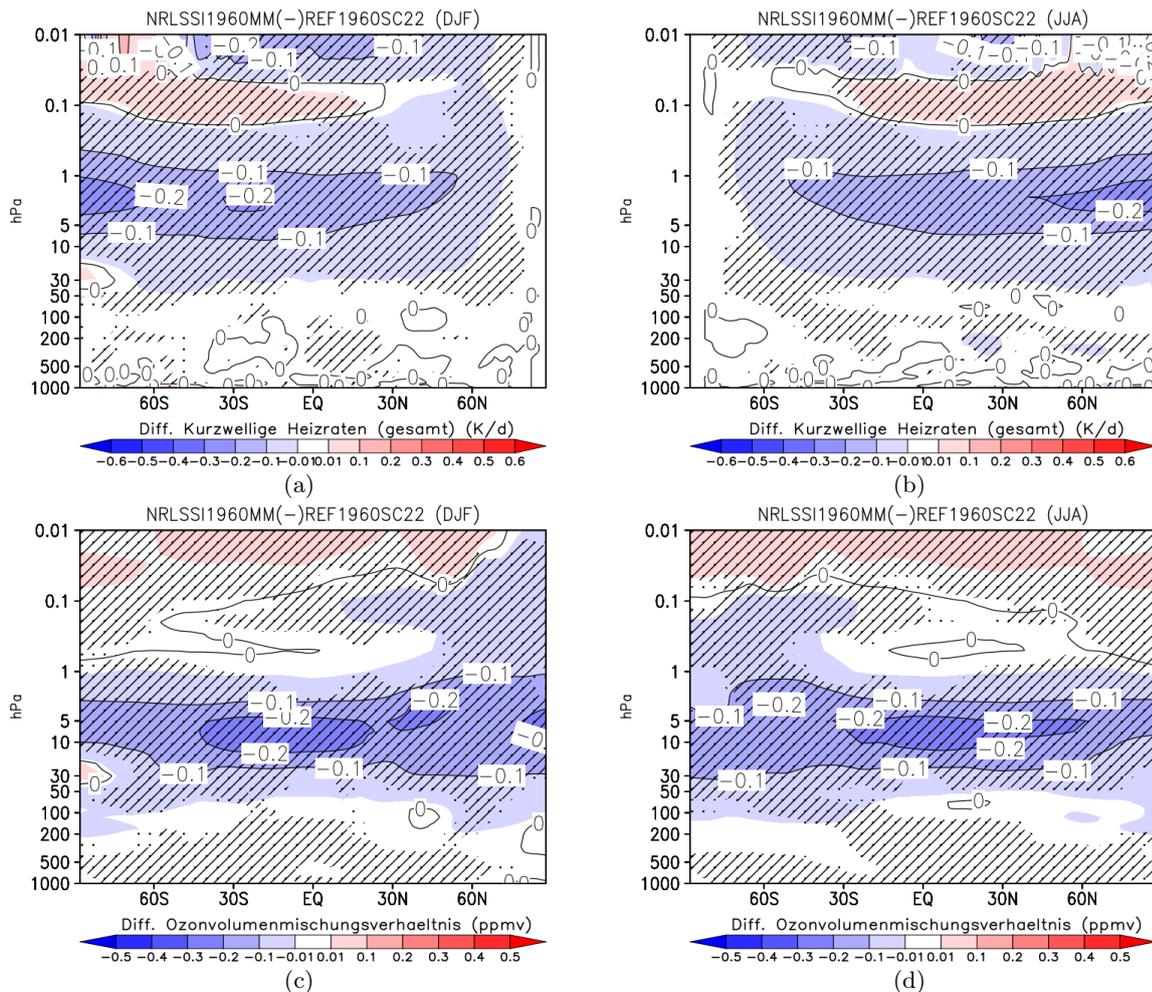


Abbildung 5.12 Differenzen der zonal gemittelten DJF- und JJA-Mittel der kurzwelligen Heizraten (a-b) sowie der Ozonkonzentration (c-d) zwischen NRLSSI1960MM und REF1960SC. Statistisch signifikante Bereiche sind für das 95%- und 90%-Signifikanzniveau schraffiert/gepunktet hervorgehoben.

beide Simulationen maximal negative Anomalien der kurzwelligen Heizraten innerhalb der jeweiligen Sommerhemisphäre von $-0,2$ K/d zwischen 5 hPa und der Stratopause. Auf der gegenüberliegenden Winterhemisphäre spielen die kurzwelligen Heizraten aufgrund der Polarnacht keine Rolle. Die obere Mesosphäre zeigt eine leicht positive Anomalie der kurzwelligen Heizraten im Bereich des Sommerpols, welche in der Winterhemisphäre und in Nähe des Äquators in eine negative Anomalie übergeht. Neben den bereits beschriebenen, leicht positiven Differenzen von Ozon in der Mesosphäre können insbesondere in der oberen Stratosphäre deutlich negative O_3 -Anomalien aufgrund reduzierter Photolyse in den Tropen von bis zu $-0,2$ ppm festgestellt werden. Als Folge dessen ergeben sich auch geringere Ozonkonzentrationen in den polaren und mittleren Breiten, insbesondere während des Winters, da hier der Transport von O_3 aus den Entstehungsgebieten hin zu den höheren Breiten aufgrund einer besonders ausgeprägten BDC am stärksten ist.

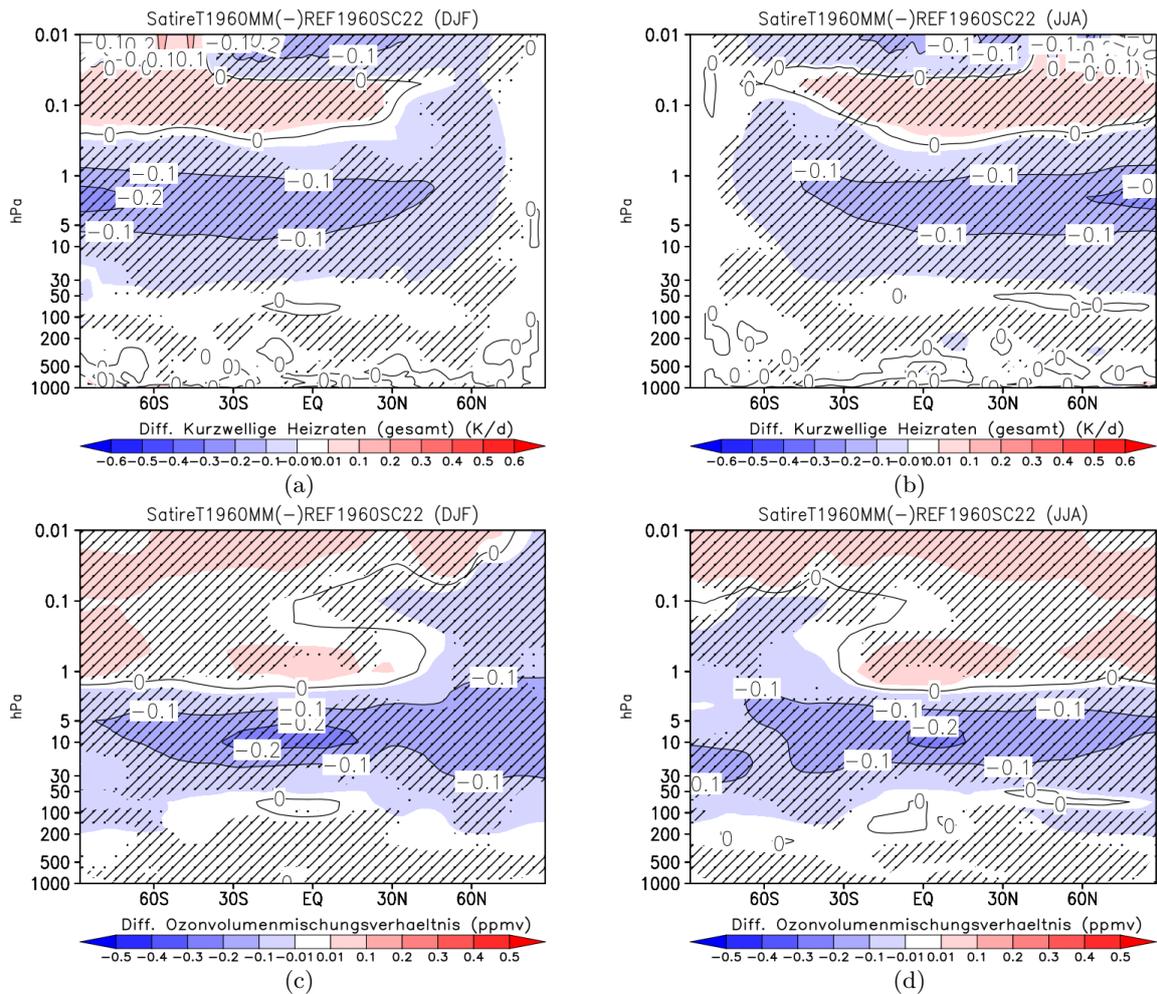


Abbildung 5.13 Wie Abb. 5.12, jedoch für SatireT1960MM.

COSI1960MM zeigt auch innerhalb der Winter- und Sommermonate wesentlich stärkere Signale im Vergleich zu den beiden schwächeren GSM-Szenarien. Dabei ist eine starke Abkühlung nahezu der gesamten mittleren Atmosphäre mit den größten negativen Anomalien im Bereich der polaren Breiten jeweiligen der Sommerstratopause und Wintermesopause von < -3 °C feststellbar (siehe Abb. 5.14 a-b). Leicht positive Temperaturanomlien zeigen sich lediglich innerhalb der polaren Südhemisphäre im Südwinter. Diese können auf ein häufigeres Auftreten von MSWs hinweisen. Im Gegensatz zu NRLS-SI1960MM und SatireT1960MM können in COSI1960MM sehr deutliche, saisonale Signale auch im zonal gemittelten Zonalwind beobachtet werden (siehe Abb. 5.14 c-d). Diese sind durch eine Abschwächung der Windgeschwindigkeiten sowohl im Winter als auch im Sommer gekennzeichnet. Die stärksten Anomalien zeigen sich innerhalb der Südhemisphäre in JJA zwischen oberer Stratosphäre und der Mesopausenregion. Die kurzwelligen Heizraten und Ozonkonzentrationen in COSI1960MM zeigen ein mit den beiden Alternativ-Simulationen vergleichbares räumliches Muster, jedoch können um das Vierfache verstärkte negative Anomalien festgestellt werden (s. Abb. 5.15).

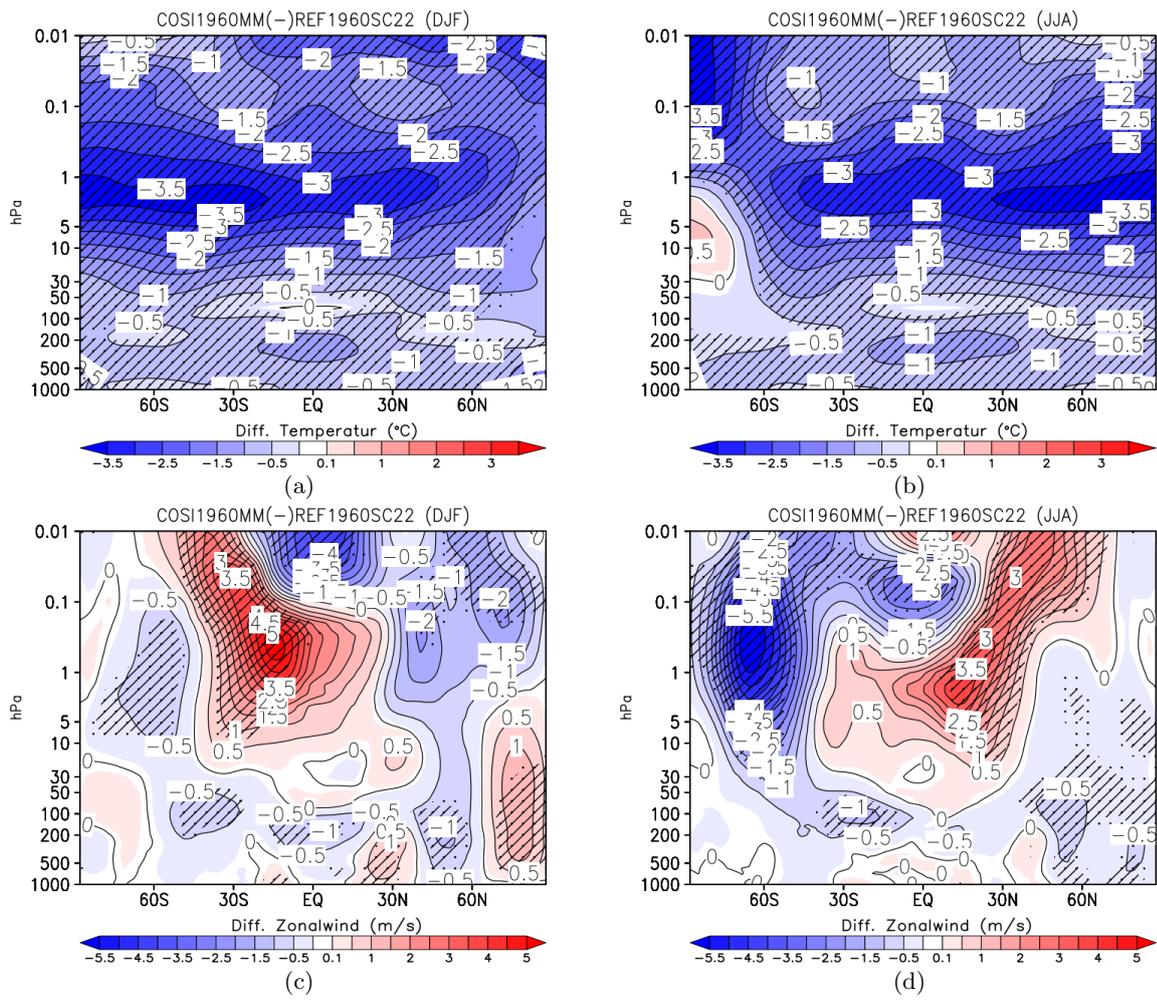


Abbildung 5.14 Wie Abb. 5.10, jedoch für COSI1960MM.

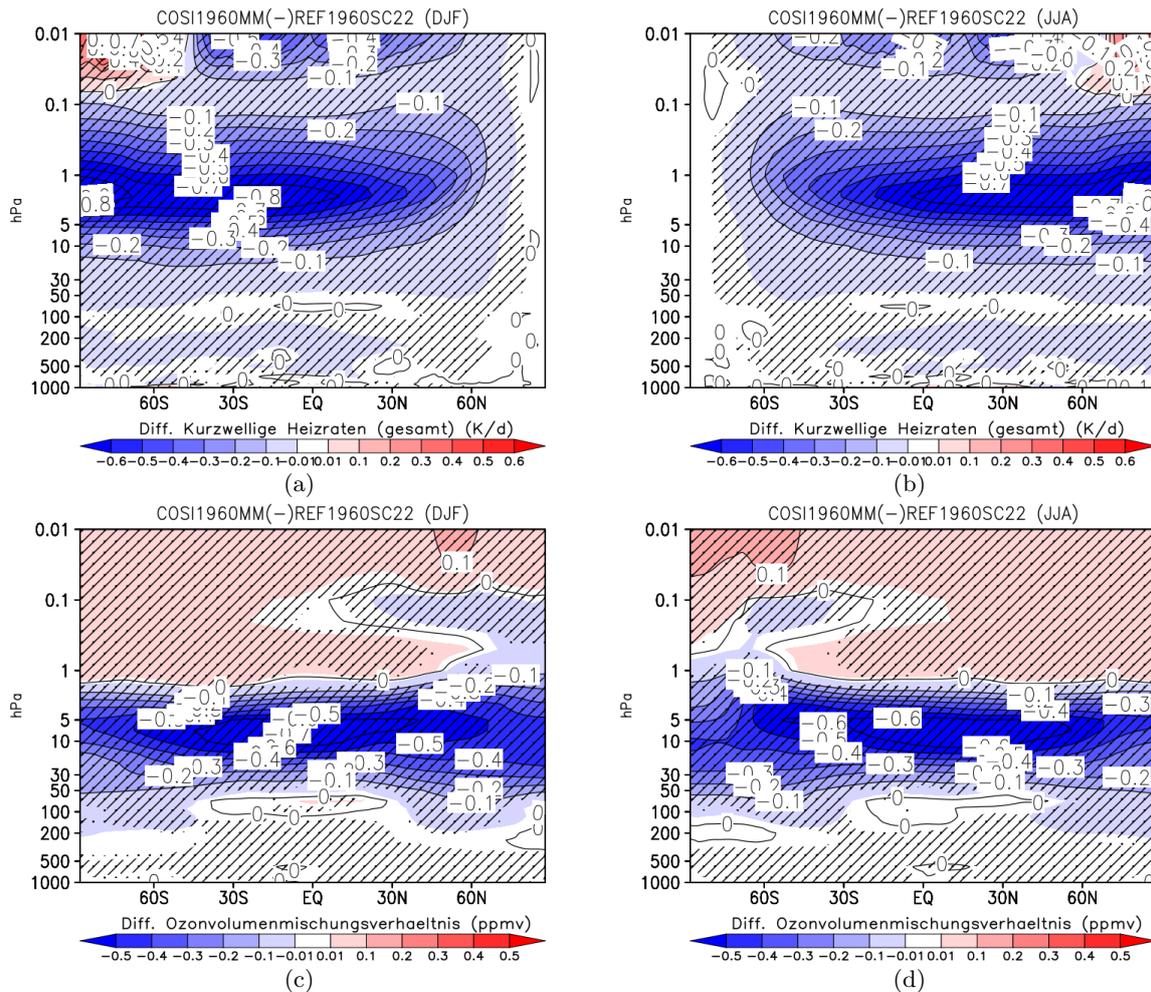


Abbildung 5.15 Wie Abb. 5.12, jedoch für COSI1960MM.

5.3 Der Einfluss eines GSM auf die intersaisonale Variabilität der Nordhemisphäre

Im Rahmen des folgenden Kapitels soll zunächst eine Untersuchung der Stratosphären-Troposphären-Kopplung sowie der intersaisonalen Variabilität der Nordhemisphäre im Nordwinter folgen. Dabei liegt der Schwerpunkt auf den von der NAO stark beeinflussten nordatlantischen Sektor sowie Europa.

5.3.1 Die Stratosphären-Troposphären-Kopplung und die NAO im Nordwinter

Die Abbildungen 5.16 und 5.17 veranschaulichen die aus Kompositen gewonnene Entwicklung des NAM-Index vor und nach einem Stark-/Schwachwirbelereignis (**englisch** *strong vortex event/weak vortex event*). Dabei ist ersichtlich, dass die Simulationen unter Einstrahlungsbedingungen eines GSM zu häufigeren Schwachwirbel- und selteneren Starkwirbelereignissen im Vergleich zur Referenzsimulation neigen.

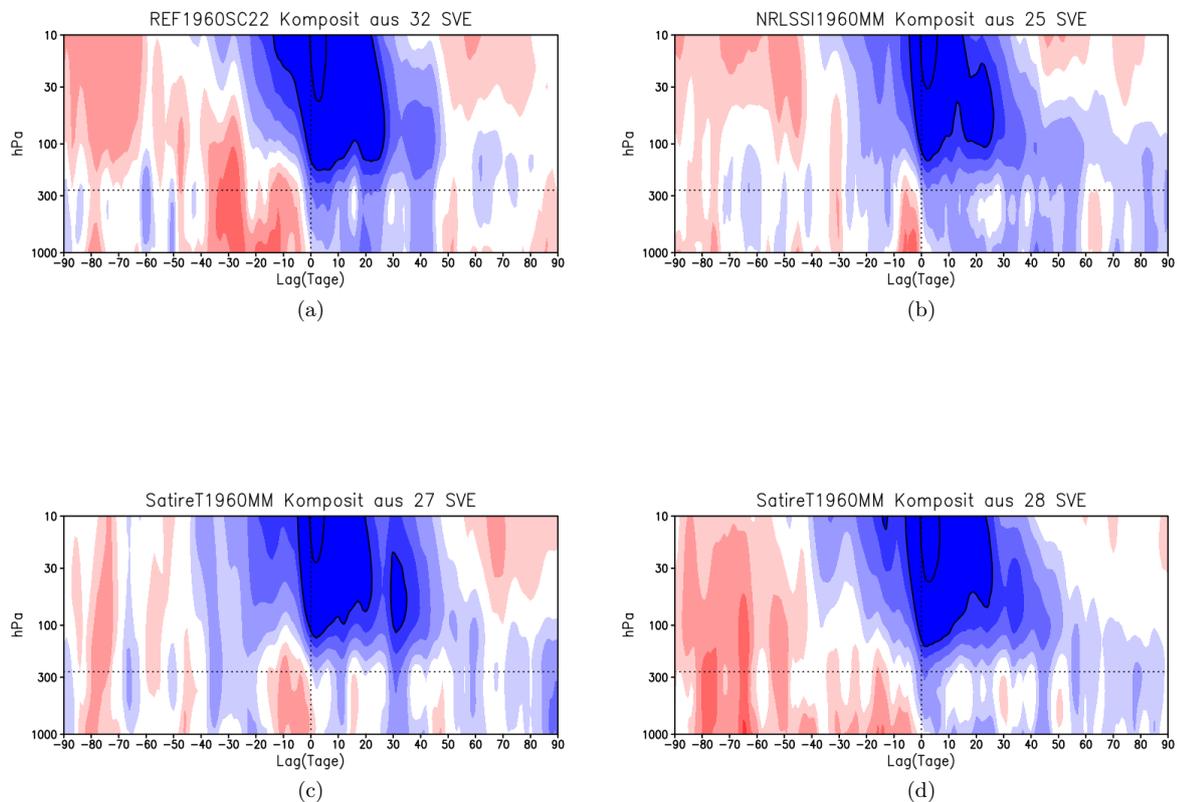


Abbildung 5.16 Entwicklung des NAM-Index 90 Tage vor/nach einem strong vortex event für REF1960SC22 (a), NRLSSI1960MM (b), SatireT1960MM (c) und COSI1960MM (d). Farbiger hinterlegte Bereiche sind in Intervallen von 0,25, Konturenlinien in Abständen von 1 angegeben. Werte $-0,25 < x < 0,25$ sind weiß hinterlegt. Die gestrichelte Linie markiert die mittlere Höhe der Tropopause.

Während REF1960SC22 insgesamt 32 Starkwirbelereignisse aufweist, liegen NRLSSI1960MM, SatireT1960MM und COSI1960MM mit jeweils 25, 27 und 28 diagnostizierten Einzelereignissen teils deutlich unterhalb dieses Wertes (vgl. 5.16 a-d). Zusätzlich ist unabhängig, von den einzelnen Simulationen und der damit verbundenen solaren Einstrahlung, ein deutliches Abwärtswandern der NAM-Anomalien zu erkennen. Dabei zeigen sich erste positive Anomalien bereits etwa 40 Tage vor dem jeweiligen Starkwirbelereignis in 10 hPa. In den bodennahen Schichten unterhalb der Tropopause bleiben die Anomalien über einen Zeitraum von mehreren Wochen bestehen, wobei NRLSSI1960 eine besonders langanhaltende Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre aufweist. Bei der Analyse der Schwachwirbelereignisse zeigt sich eine Neigung zu mehr Einzelereignissen unter GSM-Bedingungen gegenüber der Referenzsimulation. Hier können für REF1960SC22 26 Einzelereignisse festgestellt werden, womit die Referenzsimulation eine Tendenz zu Starkwirbelereignissen aufweist. Innerhalb der Simulationen unter GSM-Bedingungen können hingegen zwischen 32 und 35 Schwachwirbelereignisse festgestellt werden (siehe Abb. 5.17), was mit einer Destabilisierung des Polarwirbels unter reduzierter solarer Einstrahlung in Einklang steht (siehe dazu auch Kapitel 3.3). Insgesamt zeigen sowohl die Referenz- als auch

die NRLSSI1960MM-Simulation eine ausgeprägtere Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre auch im Falle von Schwachwirbelereignissen.

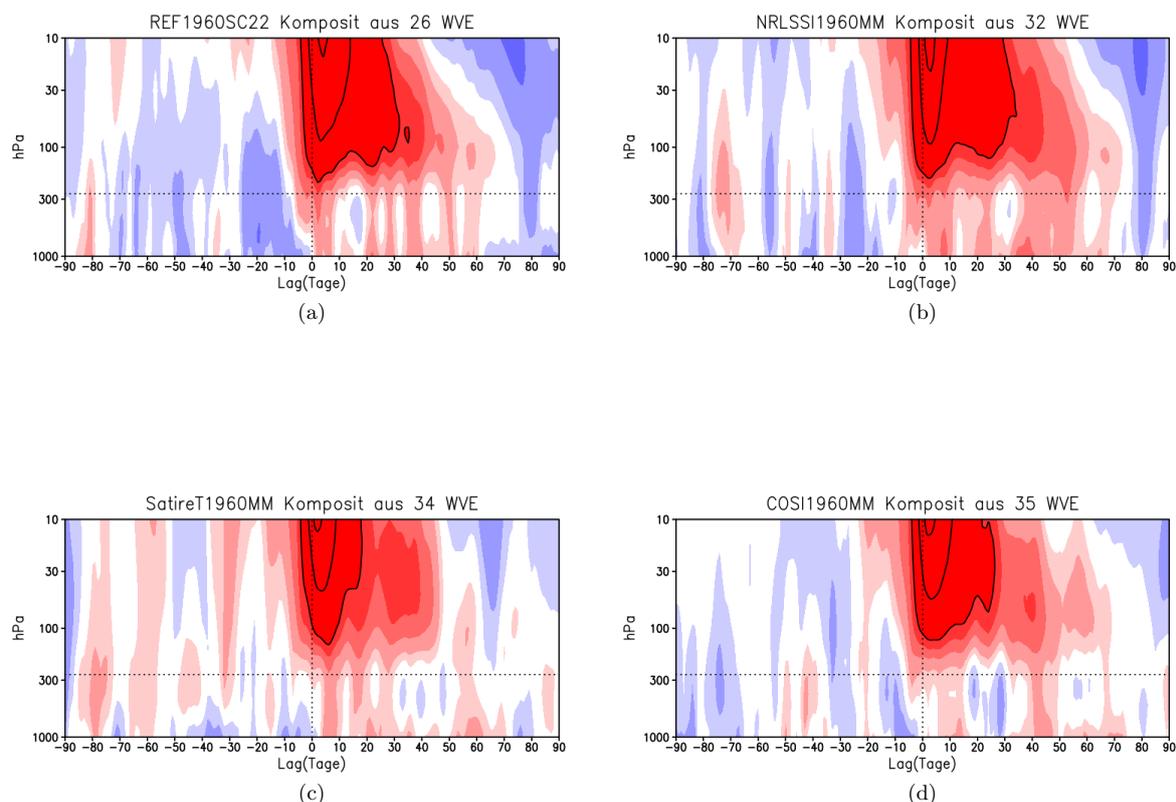


Abbildung 5.17 Wie Abb. 5.16, jedoch für weak vortex events (Werte negativ definiert).

Tabelle 5.1 ist die Verteilung von NAO(+)- und NAO(-)-Phasen sowie der Mittelwert der Indizes zu entnehmen. Abbildung 5.18 zeigt den NAO-Index nach Hurrell [1995] sowie die Zeitreihe der 1. Hauptkomponente einer EOF-Analyse des Bodendrucks jeweils für die Referenz- und die GSM-Simulationen dargestellt. Wie in Kapitel 4.3.2.1 bereits beschrieben, kann anhand beider Indizes die winterliche Variabilität im nordatlantischen Sektor und Europas besonders gut dargestellt werden.

DJF

	PC1			Hurrell-Index		
	NAO(-)	NAO(+)	\bar{x}	NAO(-)	NAO(+)	\bar{x}
REF1960SC22	9	11	0.01	7	9	0.01
NRLSSI1960MM	23	2	(-)0.56	24	1	(-)0.54
SatireT1960MM	9	10	(-)0.06	9	8	(-)0.09
COSI1960MM	17	7	(-)0.33	17	4	(-)0.33

Tabelle 5.1 Verteilung von NAO(-)- und NAO(+)-Phasen innerhalb der Zeitscheibensimulationen.

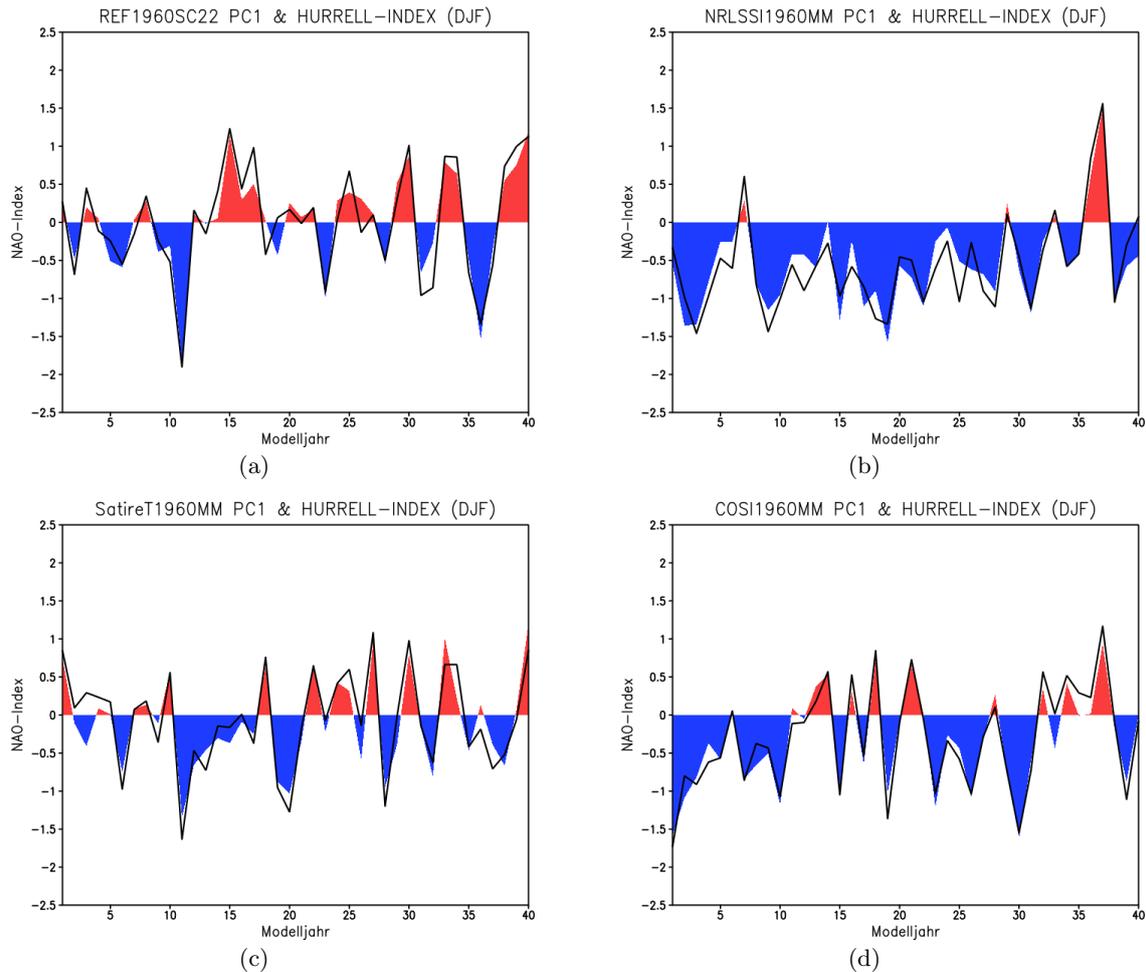


Abbildung 5.18 Zeitreihen des NAO-Index nach Hurrell (farbig) sowie der PC1 (schwarze Linie) für REF1960SC22 a), NRLSSI1960MM b), SatireT1960MM c) und COSI1960MM d).

Zunächst zeigt sich, dass die Klassifikation von NAO(-)- und NAO(+)-Phasen über die beiden unterschiedlichen Indizes zu recht ähnlichen Verteilungen von Einzelereignissen führt. Damit kann bestätigt werden, dass sowohl der Hurrell-Index als auch die 1. PC zur Abbildung der saisonalen Variabilität der Nordhemisphäre im Winter, auch im Modell, geeignet sind. Während die Referenzsimulation eine ähnlich große Anzahl von positiven und negativen Phasen der NAO aufweist, zeigen zwei von drei GSM-Simulationen (NRLSSI1960MM und COSI1960MM) eine sehr klare Begünstigung von negativen NAO-Phasen. Dabei können über die Zeitreihe der 1. Hauptkomponente 17 negative und nur 7 positive Einzelereignisse für COSI1960MM diagnostiziert werden. Innerhalb von NRLSSI1960 ist die Verteilung von 23 zu 2 noch wesentlich deutlicher. An dieser Stelle bestätigt sich die in Kapitel 5.1 angestellte Vermutung, dass NRLSSI1960MM bereits im langjährigen saisonalen Mittel eine klare Temperaturverteilung aufweist, welche mit einer negativen Phase der NAO im Einklang steht (siehe Abb. 5.2 b). SatireT1960MM zeigt, ebenso wie die Referenzsimulation, keine klare Tendenz zu einer bevorzugten Phase der NAO. Die folgenden Kompositanalysen wurden unterdessen auf Basis der Zeitreihe der 1. Hauptkomponente berechnet.

5.3.2 Das troposphärische NAO(-)-Signal in Kompositanalysen

Die Abbildungen 5.19 bis 5.22 stellen die Ergebnisse einer Kompositanalyse für die negative Phase der NAO, jeweils für Anomalien des Bodendrucks, der Windgeschwindigkeiten in 250 hPa, der 2m-Temperatur sowie des Niederschlags dar. Die Referenzsimulation weist in allen Variablen deutliche und statistisch signifikante Signale auf, welche eindeutig der negativen Phase der NAO zuzuordnen sind. Diese sind insbesondere von einer starken Abschwächung des Islandtiefs (bis +6 hPa) und einer moderaten Destabilisierung des Azorenhochs (bis -1 hPa) gekennzeichnet (siehe Abb. 5.19 a). Weiterhin lässt sich eine Reduzierung der Westwindgeschwindigkeiten über Nord-/Mitteleuropa sowie eine Zunahme derselben im mediterranen Raum und südlicheren Breiten erkennen (siehe Abb. 5.19 b). Die hier beobachteten Strukturen der Westwindanomalien stehen damit mit einer südwärtigen Verschiebung des Polarfrontjets aufgrund einer Destabilisierung des Polarwirbels zu Zeiten einer negativen NAO in Einklang. Die Muster der bodennahen Temperatur (siehe Abb. 5.19 c) und der Niederschlagsverteilung (siehe Abb. 5.19 d) stehen in engem Zusammenhang mit den beschriebenen Anomalien der Westwinde. Dabei führt ein Abflauen der Westwinde in den mittleren bis hohen Breiten des Atlantiks zu unterdurchschnittlich tiefen

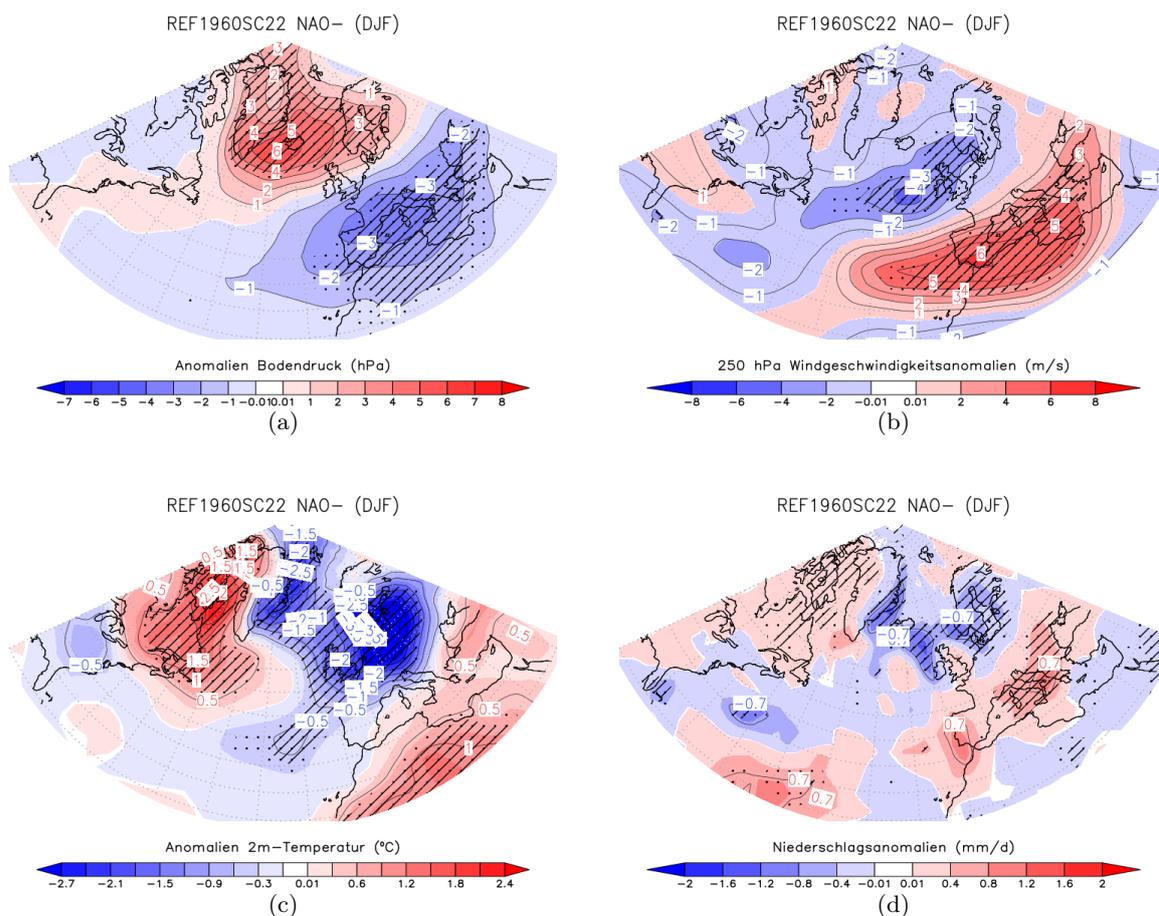


Abbildung 5.19 Komposite von NAO(-)-Phasen für den Bodendruck a), die Windgeschwindigkeit in 250 hPa b), 2m-Temperatur c) und Niederschlag d) für REF1960SC22. Statistisch signifikante Bereiche sind für das 95%- und 90%-Signifikanzniveau schraffiert/gepunktet hervorgehoben.

Temperaturen und geringeren Niederschlägen besonders in Nordeuropa, da weniger warme und feuchte Luftmassen das europäische Festland erreichen. Im Gegensatz dazu führt die Zunahme der Westwindgeschwindigkeiten in den südlicheren Breiten zu einem gesteigerten Transport warmer und feuchter Luftmassen in den mediterranen Raum, wodurch sich insbesondere im südlichen und östlichen Mittelmeerraum überdurchschnittlich hohe Temperaturen und ausgeprägte Niederschläge im Winter ergeben. Auf der gegenüberliegenden Seite des Atlantiks sind die mit einer NAO(-)-Phase verbundenen Anomalien wesentlich schwächer ausgeprägt. Hier zeigt sich eine schwache (statistisch nicht signifikante) negative Temperaturanomalie entlang der nördlichen Ostküste der Vereinigten Staaten. Deutlich positive Anomalien sind hingegen über Grönland zu verzeichnen.

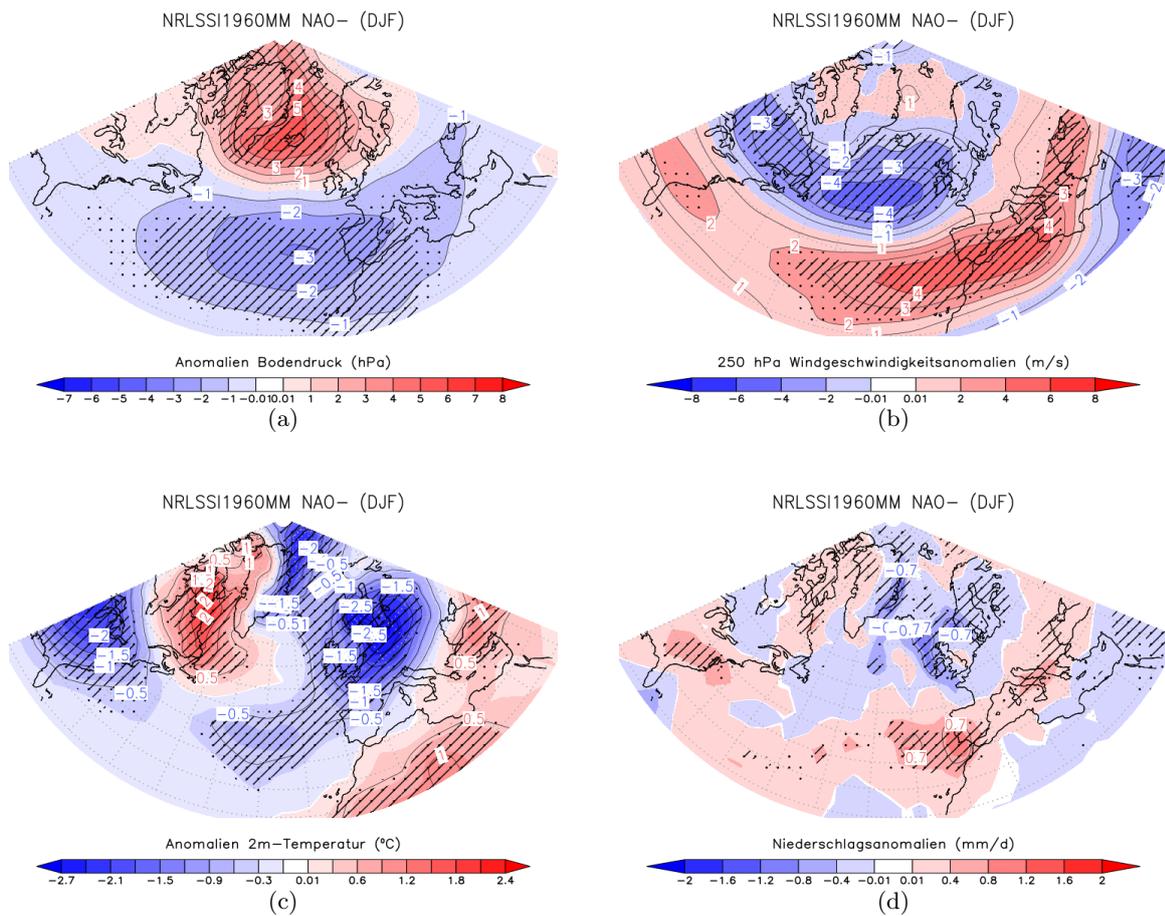


Abbildung 5.20 Wie Abb. 5.19, jedoch für NRLSSI1960MM.

Während die Abschwächung des Islandtiefs innerhalb von NRLSSI1960MM vergleichbar mit jener der Referenzsimulation ist, zeigt sich eine ungleich stärkere Destabilisierung des Azorenhochs von bis zu -3 hPa (siehe Abb. 5.20 a). Dabei sind die negativen Druckanomalien weiter in Richtung Südwest und damit in Richtung der klimatologischen Position des Azorenhochs verschoben. Die daraus resultierende Abschwächung des Druckgradienten entlang des Nordatlantiks spiegelt sich in Form einer deutlichen Reduzierung der Westwindgeschwindigkeiten in einem Band entlang der die hohen Breiten des atlantischen Beckens wider (siehe Abb. 5.20 b). Auch wenn die negativen Temperaturanomalien in Nord- und

Mitteleuropa in NRLSSI1960MM im Vergleich zu REF1960SC22 etwas geringer ausfallen, ist eine ungleich stärkere Abkühlung entlang der Ostküste der USA um bis zu -2 °C zu erkennen (siehe Abb. 5.20 c). Hier führt eine südwärtige Verlagerung der Westwinde zum Aufbau kalter Luftmassen über Kanada, welche in Form von Kaltlufteinbrüchen in südlichere Breiten vordringen und zu besonders tiefen Temperaturen im Osten der USA beitragen.

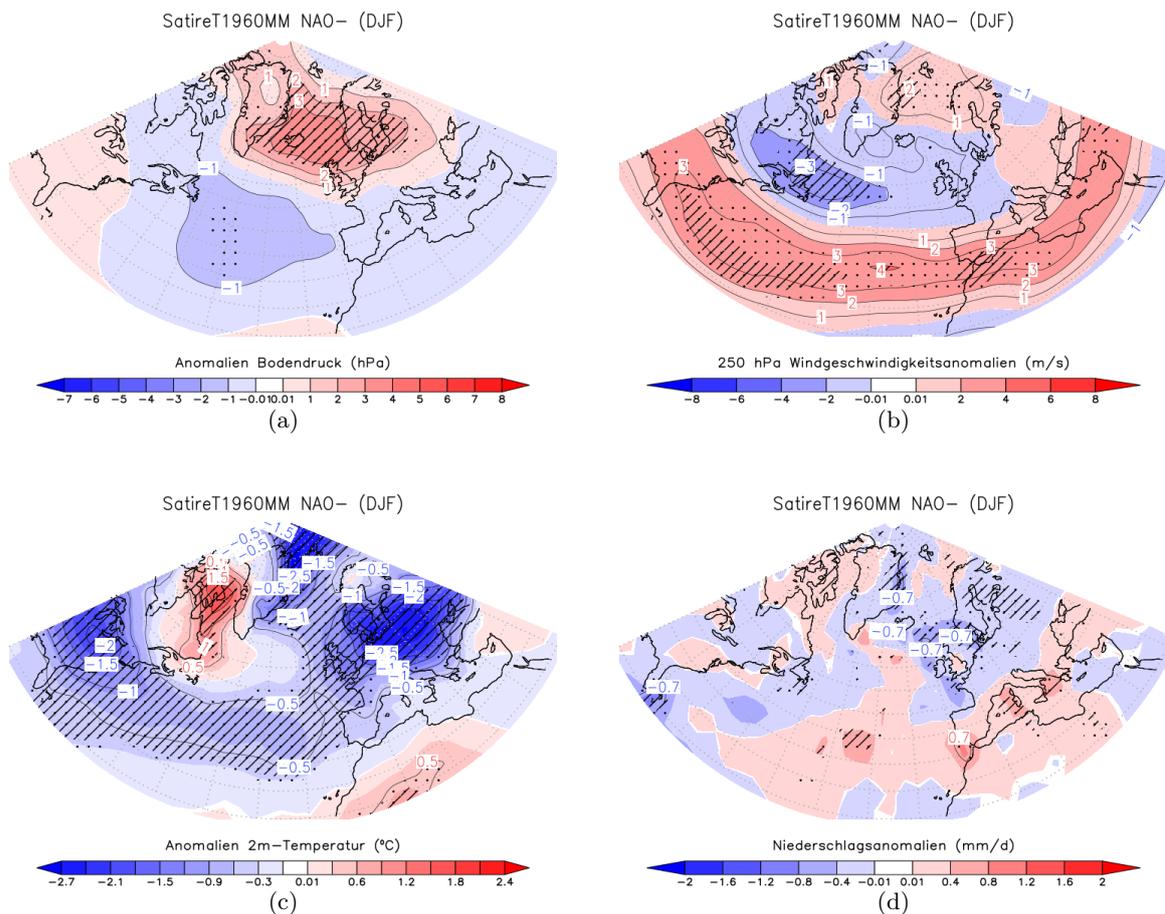


Abbildung 5.21 Wie Abb. 5.19, jedoch für SatireT1960MM.

Auch in SatireT1960MM sind die maximalen, negativen Druckanomalien im Vergleich zur Referenzsimulation weiter in Richtung Südwest verschoben (siehe Abb. 5.21 a), jedoch fällt sowohl die Abschwächung des Islandtiefs als auch des Azorenhochs insgesamt geringer aus (siehe Abb. 5.21 a). Demgegenüber zeigen sich mit NRLSSI1960MM vergleichbare Anomalien der Westwindgeschwindigkeiten, der bodennahen Temperatur- und Niederschlagsverteilung über Nord- und Mitteleuropa sowie an der Ostküste der Vereinigten Staaten (siehe Abb. 5.21 b-d). Die mit einer negativen NAO verbundenen positiven Temperaturanomalien über Grönland und der Labradorsee sind in SatireT1960MM mit $+1,5\text{ °C}$ jedoch geringer ausgeprägt, was mit einer insgesamt stärkeren Abkühlung der bodennahen Schichten in dieser Simulation im Einklang steht.

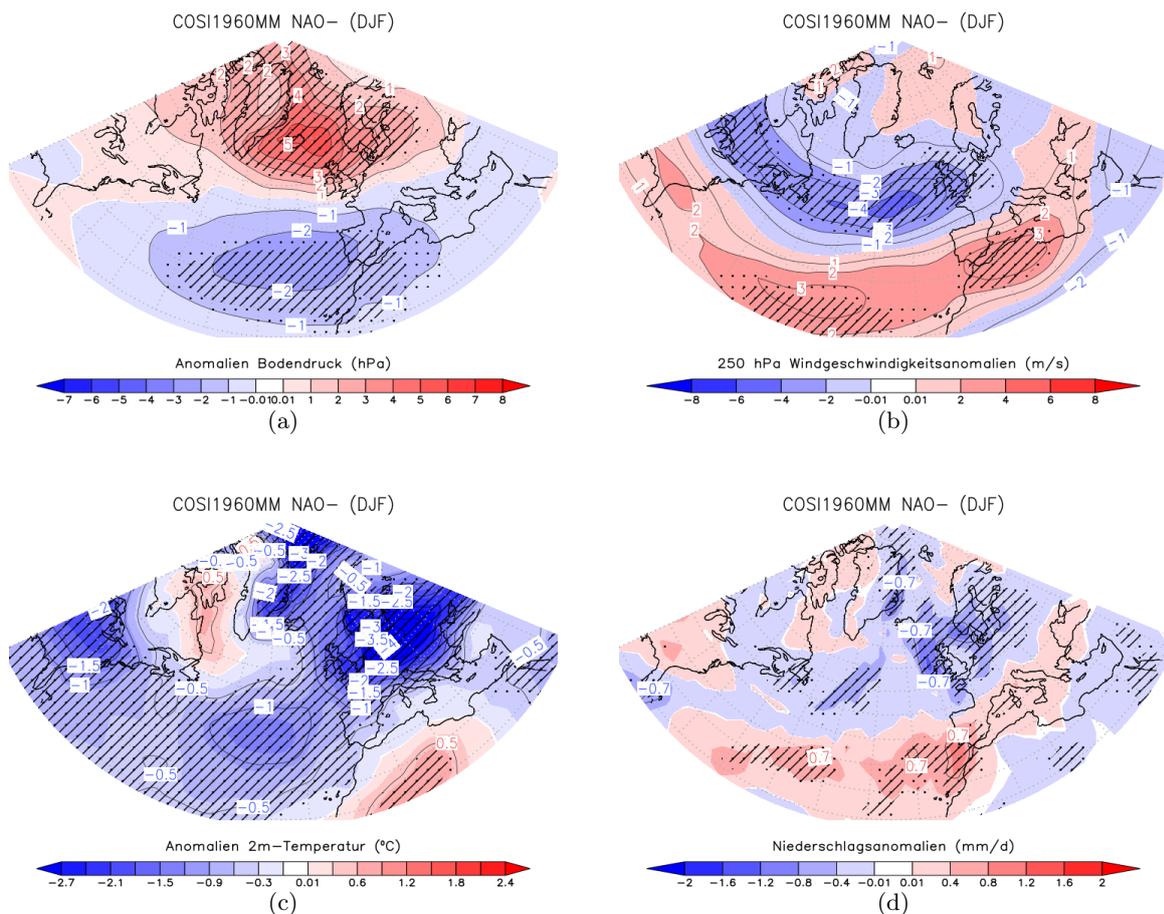


Abbildung 5.22 Wie Abb. 5.19, jedoch für COSI1960MM.

Hinsichtlich der Anomalien des Bodendrucks weist das NAO(-)-Komposit der Simulation COSI1960MM starke Ähnlichkeiten mit NRLSSI1960MM auf. Diese sind insbesondere gekennzeichnet von einer im Vergleich zu SatireT1960MM deutlicheren Abschwächung des Islandtiefs und des Azorenhochs (siehe Abb. 5.22 a). Während in Bezug auf die Anomalien der Windgeschwindigkeiten in 250 hPa sowie der Niederschlagsverteilung kaum Unterschiede zwischen den einzelnen GSM-Simulationen festgestellt werden können, zeigt COSI1960MM die stärksten negativen Temperaturanomalien von bis zu $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ über dem europäischen Festland. Gleichzeitig sind im Vergleich mit den anderen Simulationen unter GSM-Bedingungen schwächere positive Anomalien der bodennahen Temperatur sowohl über Grönland als auch den südlicheren Breiten Europas und Nordafrikas zu erkennen (siehe Abb. 5.22 a). Diese Änderungen lassen sich auf eine insgesamt deutlichere Abkühlung der bodennahen Schichten unter Annahme einer Strahlungsrekonstruktion nach Shapiro et al. [2011] zurückführen.

5.4 Zusammenfassung

Die Ergebnisse der Zeitscheibensimulationen unter GSM-Bedingungen können wie folgt zusammengefasst werden:

1. Im Bezug auf die global gemittelte Jahresmitteltemperatur ist eine klare Abstufung innerhalb der einzelnen GSM-Simulationen zu erkennen. Dabei zeigt COSI1960MM mit $-0,56\text{ °C}$ die stärkste, NRLSSI1960MM mit $-0,10\text{ °C}$ die schwächste Abkühlung im Vergleich zur Referenzsimulation. Infolgedessen stehen die ermittelten globalen Temperaturanomalien in Einklang mit den Beobachtungen (siehe u.a. White et al. [1997] und [Gray et al., 2010]), welche dem 11-jährigen solaren Zyklus eine Temperaturamplitude von etwa $0,08\text{ °C}$ pro $1,0\text{ W/m}^2$ der TSI zuschreiben.
2. Insbesondere in den hohen Breiten der Nordhemisphäre zeigen sich im Vergleich zum globalen Mittel wesentlich deutlichere, negative Temperaturanomalien in allen GSM-Simulationen. Dabei können maximale Anomalien von $< -1,5\text{ °C}$ im Vergleich zur Referenzsimulation in den Wintermonaten beobachtet werden. Die im Zuge der vorliegenden Dissertation durchgeführten Simulationen bestätigen damit die These, dass dynamische Prozesse zu einer Verstärkung des GSM-Signals auf der regionalen Skala führen.
3. Die Analyse des GSM-Signals in der mittleren Atmosphäre ergab geringe Unterschiede zwischen NRLSSI1960MM und SatireT1960MM im Jahresmittel. Beide Simulationen zeigen die stärkste Abkühlung zwischen der mittleren und oberen Stratosphäre sowie der Mesopausenregion um jeweils $0,5\text{ °C}$. Im selben Höhenbereich werden auch die stärksten negativen Anomalien der kurzwelligen Heizraten verzeichnet. Weiterhin sind die deutlichsten Unterschiede der Ozonkonzentrationen im Vergleich zur Referenzsimulation im Bereich des klimatologischen Ozonmaximums der inneren Tropen in 10 hPa zu erkennen. Hier zeigen sich negative O_3 -Anomalien von bis zu $0,2\text{ ppm}$, was einer Reduzierung der Ozonkonzentrationen in diesem Höhenbereich von etwa 2% gleichkommt. Dabei können die geringen Differenzen zwischen den beiden Simulationen auf eine sehr ähnliche Zusammensetzung der solaren Einstrahlung im UV-Bereich zurückgeführt werden.
4. Im Vergleich zu den beiden alternativen GSM-Szenarien mit geringerer Reduzierung der kurzwelligen Einstrahlung, zeigt COSI1960MM eine um bis sechs mal stärkere Abkühlung. Dabei sind maximal negative Temperaturanomalien von bis zu -3 °C im Bereich der oberen Stratosphäre der niederen Breiten feststellbar. Weiterhin kann eine im Vergleich zur Referenzsimulation wesentlich geringere Produktion von Ozon in den Tropen von bis zu -7% beobachtet werden.
5. Hinsichtlich der Intensität und Dauer der Stratosphären-Troposphären-Kopplung innerhalb der Nordhemisphäre im Nordwinter können zwischen den einzelnen GSM-Simulationen keine wesentlichen Unterschiede aufgezeigt werden. Es ist jedoch ersichtlich, dass alle GSM-Szenarien eine geringere Frequenz von Starkwirbel- und eine höhere Anzahl von Schwachwirbelereignissen gegenüber REF1960SC22 aufweisen. Damit stehen die Ergebnisse der hier durchgeführten Simulationen in Einklang mit einer Destabilisierung des Polarwirbels unter reduzierter solarer Einstrahlung.

6. Zwei von drei GSM-Simulationen (NRLSSI1960MM sowie COSI1960MM) zeigen eine klare Tendenz zu einer negativen Phase der NAO und stimmen somit mit den Resultaten früherer Modellstudien und Rekonstruktionen der NAO während der Maunder-Minimum-Periode überein (vgl. Kapitel 3.4). Dabei zeigt NRLSSI1960MM die mit Abstand größte Anzahl von NAO(-)-Ereignissen.

Kapitel 6

Der Klimawandel des 21. Jahrhunderts unter Einfluss eines GSM

Innerhalb des folgenden Kapitels sollen die Ergebnisse der transienten Klima-Chemie-Simulationen vorgestellt werden. Dabei wird zunächst der Verlauf der globalen, bodennahen Temperaturentwicklung sowie deren Trends und räumliche Verteilung unter GSM-Bedingungen betrachtet. Im darauffolgenden Abschnitt werden vom Klimawandel des 21. Jahrhunderts besonders betroffene Gebiete mit Hilfe einer Hotspot-Analyse bestimmt sowie die Auswirkungen eines GSM in diesen Gebieten diskutiert. Im Anschluss werden die Effekte eines GSM mit Fokus auf die Entwicklung des Klimas im tropischen Pazifikraum untersucht. Abschließend soll der Klimawandel in der mittleren Atmosphäre unter GSM-Bedingungen sowie mögliche Auswirkungen auf die winterliche Variabilität der Nordhemisphäre dargestellt werden.

6.1 Der Klimawandel in der Troposphäre unter GSM-Bedingungen

6.1.1 Die Entwicklung der bodennahen Temperatur im Jahresmittel

Abbildung 6.1 stellt die Anomalien der globalen, bodennahen Temperatur im Jahresmittel in Relation zur Basisperiode 1960-2007 dar. Dabei zeigt die Referenzsimulation eine gemittelte Zunahme der Temperaturen um $2,15\text{ °C}$ zum Ende des 21. Jahrhunderts (2076-2095). Damit liegt EMAC-O RCP6.0 inmitten der im Rahmen von CMIP5 ermittelten, Schwankungsbreite von gekoppelten Modellsimulationen unter RCP6.0-Bedingungen von $1,4\text{ °C}$ bis $3,1\text{ °C}$ [Collins et al., 2013]. Abgesehen von GM_COSI können alleine anhand des Verlaufs der global gemittelten Jahresmitteltemperatur kaum Änderungen zur Referenzsimulation ausgemacht werden.

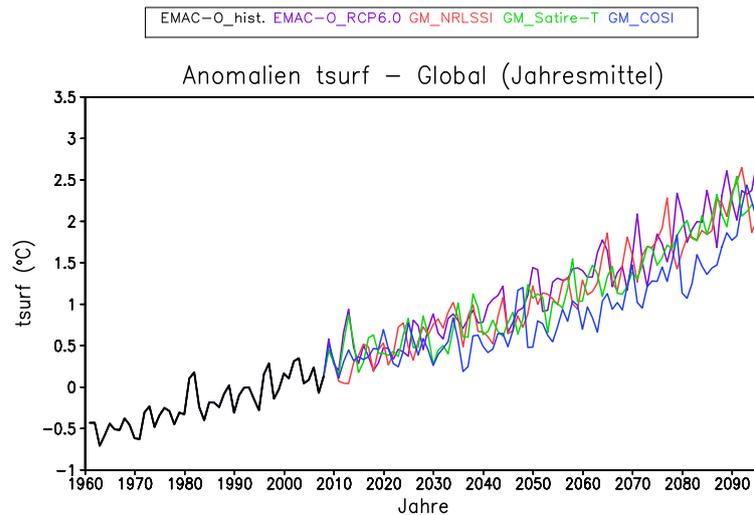


Abbildung 6.1 Anomalien der global gemittelten, bodennahen Jahresmitteltemperatur gegenüber der Referenzperiode (1960-2007).

Erste deutliche Unterschiede zwischen der Referenz- und den GSM-Simulationen ergeben sich unterdessen bei der Betrachtung der gleitenden Trends der global gemittelten, bodennahen Temperatur über 40 Jahre. Dabei liegen die Trends bis zum Beginn des GSMs Ende der 2020er Jahre noch gleich auf und entsprechen einer globalen Erwärmung zwischen $0,17\text{ °C}$ und $0,2\text{ °C/Dekade}$. Nach diesem Zeitraum zeigt sich eine sofortige Abschwächung der dekadischen Temperaturzunahme in GM_Satire-T und GM_COSI, während sie in GM_NRLSSI deutlich später um das Jahr 2050 eintritt. In EMAC-O RCP6.0 ist eine stetige Zunahme der dekadischen Trends ab Mitte des 21. Jahrhunderts zu beobachten, was mit einem besonders starken Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen ab diesem Zeitpunkt in Einklang steht. Innerhalb der GSM-Periode (2027-2082) können für die Referenzsimulation maximale Trends von $0,23\text{ °C/Dekade}$ um das Jahr 2055 festgestellt werden. Gleichzeitig zeigen GM_NRLSSI, GM_Satire-T und GM_COSI eine wesentlich schwächere Zunahme der globalen Temperatur mit einem Anstieg zwischen $0,15\text{ °C}$ und $0,1\text{ °C}$ pro Jahrzehnt. Innerhalb des letzten Drittels des 21. Jahrhunderts schließen die dekadischen Trends der GSM-Simulationen zu EMAC-O RCP6.0 auf, wobei sogar eine leicht stärkere Temperaturzunahme in den letzten Modelljahren, nach dem Ende des GSMs, zu erkennen ist.

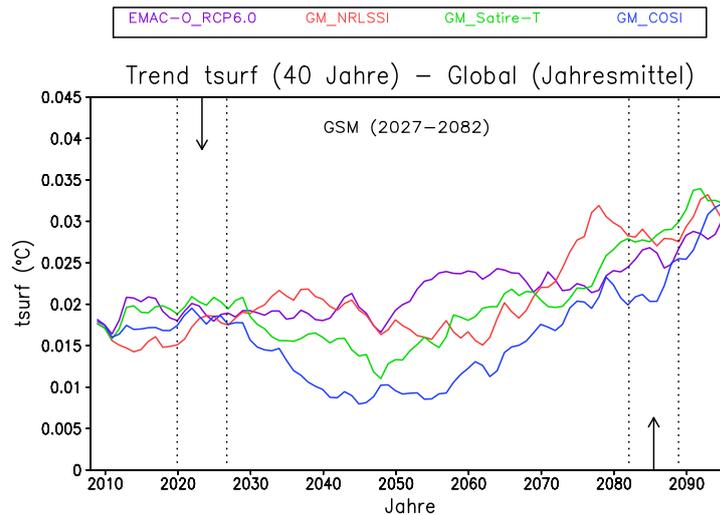


Abbildung 6.2 Gleitender Trend über 40 Jahre der global gemittelten, bodennahen Jahresmitteltemperatur ($^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$). Die mit Pfeilen gekennzeichneten Bereiche stellen den Übergang hin zu GSM-Bedingungen und die Rückkehr zu Normalbedingungen in GM_NRLSSI, GM_Satire-T und GM_COSI dar. Die dargestellten Werte sind jeweils über den letzten Wert des Mittelungsintervalls zentriert. Damit entspricht beispielsweise der Wert bei 2008 dem über 40 Jahre gemittelten (jährlichen) Temperaturtrend zwischen 1969 und 2008.

In Abbildung 6.3a ist die gemittelte Zunahme der bodennahen Jahresmitteltemperatur zwischen 2036 und 2075 in Relation zur Basisperiode (1960-2007) in EMAC-O RCP6.0 dargestellt. Die Abbildungen 6.3b-d zeigen demgegenüber die Differenzen zwischen GM_NRLSSI, GM_Satire-T, GM_COSI und der Referenzsimulation für dieselbe Periode (GSM-Kernperiode). Es ist leicht ersichtlich, dass unter Referenzbedingungen eines RCP6.0-Szenarios sämtliche Regionen der Erde von einer deutlichen Erwärmung betroffen sind (s. Abb. 6.3a), wobei die stärksten Erwärmungen innerhalb der hohen Breiten der Nordhemisphäre verortet werden können. Hier übersteigen die lokalen Temperaturanomalien mit $> 3^{\circ}\text{C}$ die global gemittelte Erwärmung teilweise um ein Vielfaches. Eine unterdurchschnittliche Temperaturzunahme ist beispielsweise in Nord- und Mitteleuropa, aber auch innerhalb des nordatlantischen Sektors zu erkennen. Aufgrund des wesentlich geringeren Anteils von Landmassen ist die südliche Hemisphäre wesentlich weniger von einer Zunahme der Temperaturen betroffen. Dies zeigt sich in besonderem Maße im Bereich des Südozeans, wo Temperaturanomalien $< 1^{\circ}\text{C}$ vorherrschen. Auch die Temperaturen der GSM-Simulationen liegen oberhalb derer der Basisperiode. Jedoch ist ein geringerer Anstieg mit dem Klimawandel zu erkennen. Dabei liegen die Temperaturen der GSM-Simulationen im Langzeit-Jahresmittel größtenteils unterhalb jenen der Referenzsimulation, wobei besonders deutliche Unterschiede innerhalb der polaren Breiten der Nordhemisphäre, Nordamerikas aber auch südlich des Amazonasbeckens, Südafrikas und Australiens auftreten. In den hier beschriebenen Regionen liegen die GSM-Simulationen in Abhängigkeit vom solaren Szenario zwischen 20 und 40 % unterhalb der Erwärmung von EMAC-O RCP6.0. Darüber hinaus können in GM_Satire-T und GM_COSI auch deutliche, statistisch signifikante Abkühlungen innerhalb der NINO3.4-Region festgestellt werden.

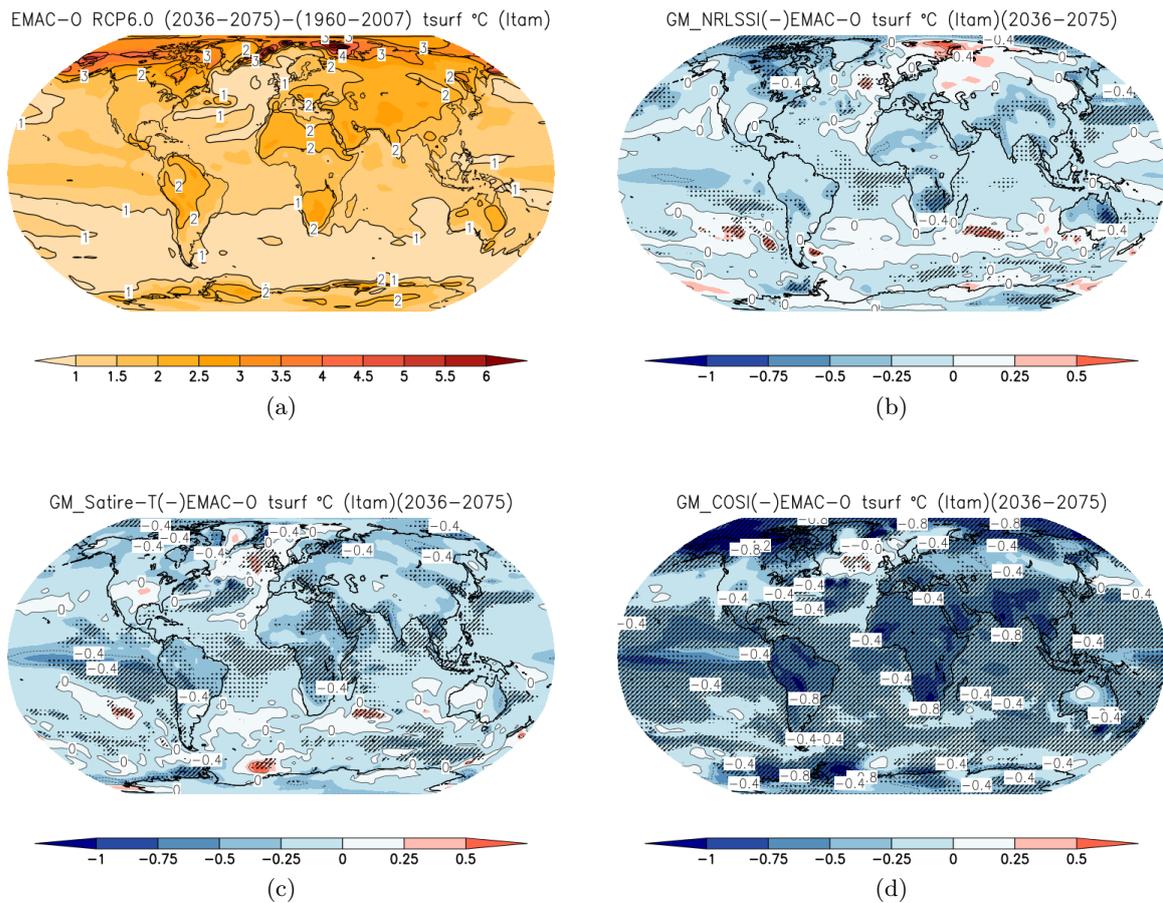


Abbildung 6.3 Differenz der bodennahen Jahresmitteltemperaturen zwischen 2036-2075 und 1960-2007 in der Referenzsimulation (EMAC-O RCP6.0) a). Differenzen der bodennahen Jahresmitteltemperaturen zwischen GM_NRLSSI b), GM_Satire-T c), GM_COSI d) und EMAC-O RCP6.0 für die Kernperiode des GSM. Statistisch signifikante Bereiche sind für das 95%- und 90%-Signifikanzniveau schraffiert/gepunktet hervorgehoben.

6.1.2 Die Entwicklung der bodennahen Temperatur im Winter der Nordhalbkugel

Im Gegensatz zur Abbildung 6.3 sind in den Abbildungen 6.4 und 6.5 die Differenzen der bodennahen Temperatur im langjährigen saisonalen Mittel für DJF und SON lediglich für die Nordhemisphäre zwischen 30° N und 90° N dargestellt. Dabei ist zunächst ersichtlich, dass die anthropogene Erwärmung innerhalb hohen Breiten der Nordhalbkugel innerhalb der Wintermonate im Vergleich zum Jahresmittel wesentlich stärker ausgeprägt ist (s. Abb. 6.4a). Dabei weist die westliche Hemisphäre eine besonders starke Zunahme der Temperatur im Bereich des Nordpolarmeers, Alaskas und Nordkanadas (bis $+6^{\circ}\text{C}$) auf. Innerhalb der polaren Breiten der östlichen Hemisphäre sind insbesondere Teile Nordsibiriens sowie die Barents-/Karasee von einer stark überdurchschnittlichen Erwärmung betroffen (bis $+7^{\circ}\text{C}$). Im Vergleich zur Referenzsimulation fällt insbesondere die Erwärmung der hohen Breiten in den GSM-Simulationen geringer aus. Hier können, überwiegend signifikante, negative Temperaturanomalien zwischen $-0,8^{\circ}\text{C}$ und -2°C in GM_Satire-T und GM_COSI über den Ozeanflächen und angrenzenden Landmassen festgestellt werden. Eine Abkühlung in Relation zu EMAC-O RCP6.0 ist auch in

GM_NRLSSI zu erkennen, wenngleich diese deutlich schwächer ausfällt. Zusätzlich können innerhalb dieser Simulation höhere Temperaturen im Bereich der Barents-/Karasee beobachtet werden. Die im Winter beobachtete Verteilung der Temperaturanomalien in den GSM-Simulationen steht dabei in engem Zusammenhang mit jenen, welche bereits im Herbst zu Tage treten und zu Unterschieden in der Meereisbedeckung im Vergleich zu EMAC-O RCP6.0 führen.

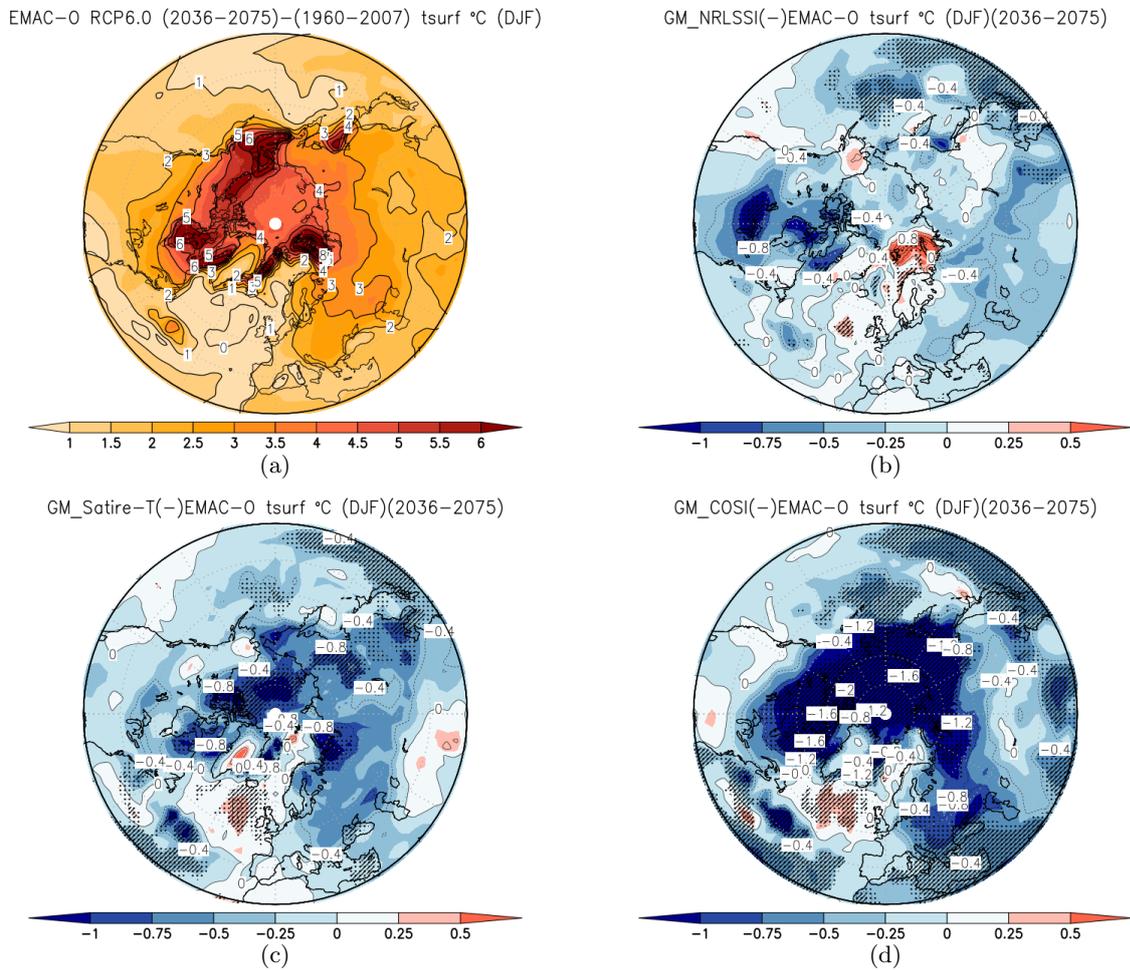
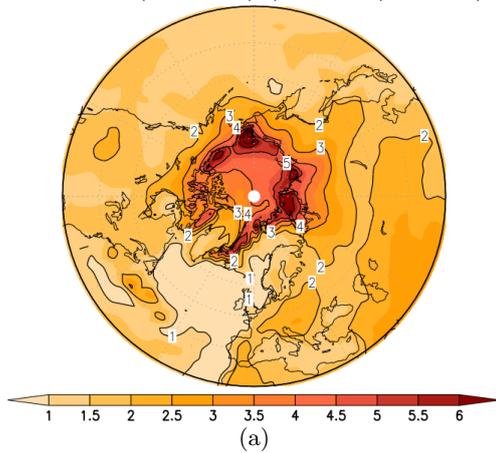
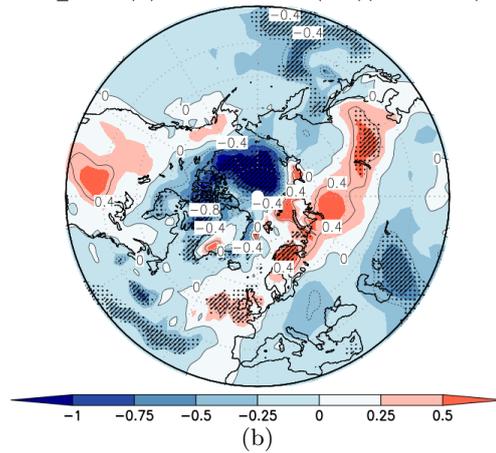


Abbildung 6.4 Wie Abb. 6.3, jedoch für das langjährige DJF-Mittel zwischen 30°N und 90°N.

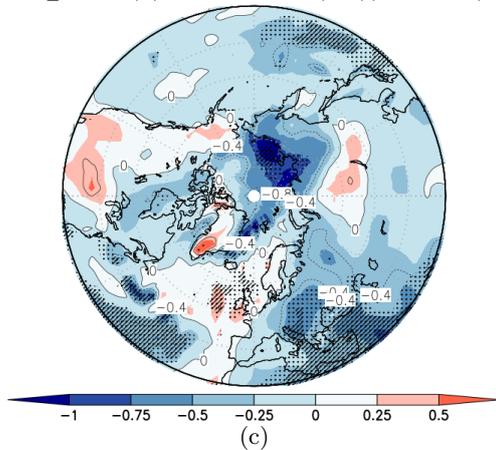
EMAC-0 RCP6.0 (2036-2075)-(1960-2007) tsurf °C (SON)



GM_NRLSSI(-)EMAC-0 tsurf °C (SON)(2036-2075)



GM_Satire-T(-)EMAC-0 tsurf °C (SON)(2036-2075)



GM_COSI(-)EMAC-0 tsurf °C (SON)(2036-2075)

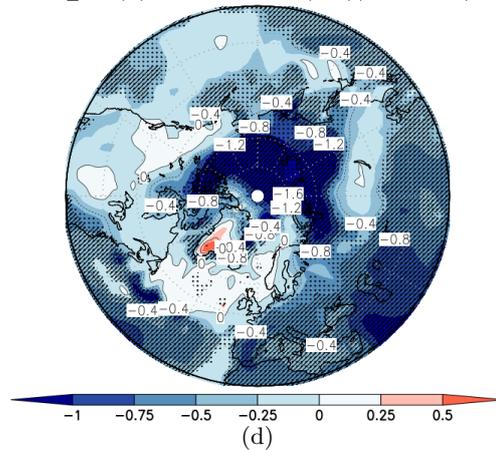


Abbildung 6.5 Wie Abb. 6.3, jedoch für das langjährige SON-Mittel zwischen 30°N und 90°N.

Bereits im Herbst zeigt sich ein im Vergleich zum Jahresmittel stärkerer Anstieg der bodennahen Temperaturen in der Referenzsimulation mit dem Klimawandel (s. Abb. 6.5a). Gleichzeitig wird innerhalb des Frühherbstes, im September, das Minimum der Meereisbedeckung in der Referenzsimulation erreicht. Zu dieser Zeit ist die Sonneneinstrahlung in den hohen Breiten noch stark genug, um die eisfreien Areale des Nordpolarmeers aufzuheizen, wodurch weiteres Abschmelzen induziert wird. Dadurch wird wiederum mehr kurzweilige Einstrahlung aufgrund der geringeren Albedo der eisfreien Ozeanflächen absorbiert und eine Eis-Albedo-Rückkopplung setzt ein. Im weiteren Verlauf des Herbstes und einsetzenden Winters wird damit die Meereisbildung erschwert. In einem anthropogen ungestörten Klima wird die wesentlich kältere polare Atmosphäre im Winter aufgrund der Meereisbedeckung vom 'warmen' Ozean isoliert.

Kommt es aufgrund des Klimawandels zu einer stetigen Ausdünnung des Meereises (s. Abb. 6.6), nehmen die aufwärtsgerichteten Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre insbesondere im Winter zu (s. Abb. 6.7), was zu einer deutlichen Erwärmung der bodennahen Atmosphärenschichten führt.

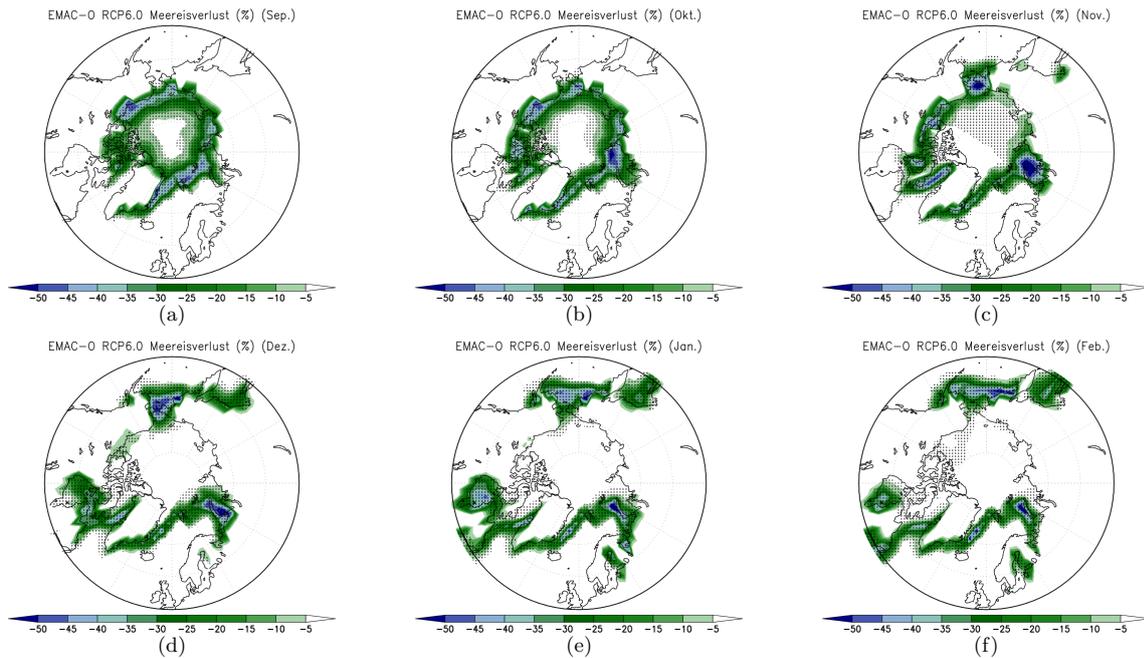


Abbildung 6.6 Meereisverlust in EMAC-O RCP 6.0 (%). Differenzen der langjährigen Monatsmittel (September-Februar) zwischen der Klimawandelperiode (2036-2075) und der Basisperiode (1960-2007). Statistisch signifikante Bereiche sind für das 99%-Signifikanzniveau gepunktet hervorgehoben.

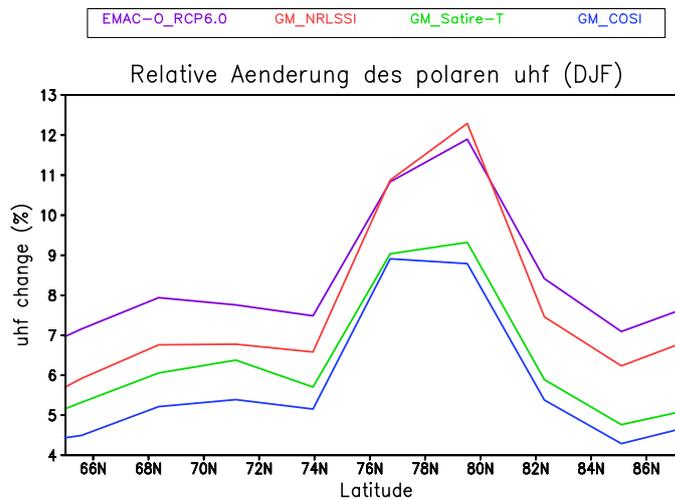


Abbildung 6.7 Änderungen des aufwärtsgerichteten Wärmeflusses als Funktion der geographischen Breite (**englisch** *upward heat flux (uhf)*) in EMAC-O RCP6.0 sowie den GSM-Simulationen. Dargestellt sind jeweils die relativen Änderungen zwischen der Klimawandelperiode (2036-2075) und der Basisperiode (1960-2007) in DJF.

Gegenüber der Referenzsimulation lassen sich auch im Herbst überwiegend negative (signifikante) Temperaturanomalien innerhalb der hohen Breiten in den GSM-Simulationen (s. Abbildung 6.5 b-d) beobachten. Anhand der Abbildungen 6.8 bis 6.10 lässt sich verdeutlichen, dass die hier beschriebene polare Verstärkung innerhalb der GSM-Simulationen abgeschwächt wird. Beim Blick auf Abbildung 6.8 fällt zunächst auf, dass GM_NRLSSI im Vergleich zu EMAC-O RCP6.0 im Bereich der Barents-/Karasee geringere Meereiskonzentrationen von bis zu -7,5% aufweist und damit in jenen Bereichen liegt in welchen auch positive Anomalien der bodennahen Temperatur festgestellt werden können. Demgegenüber sind

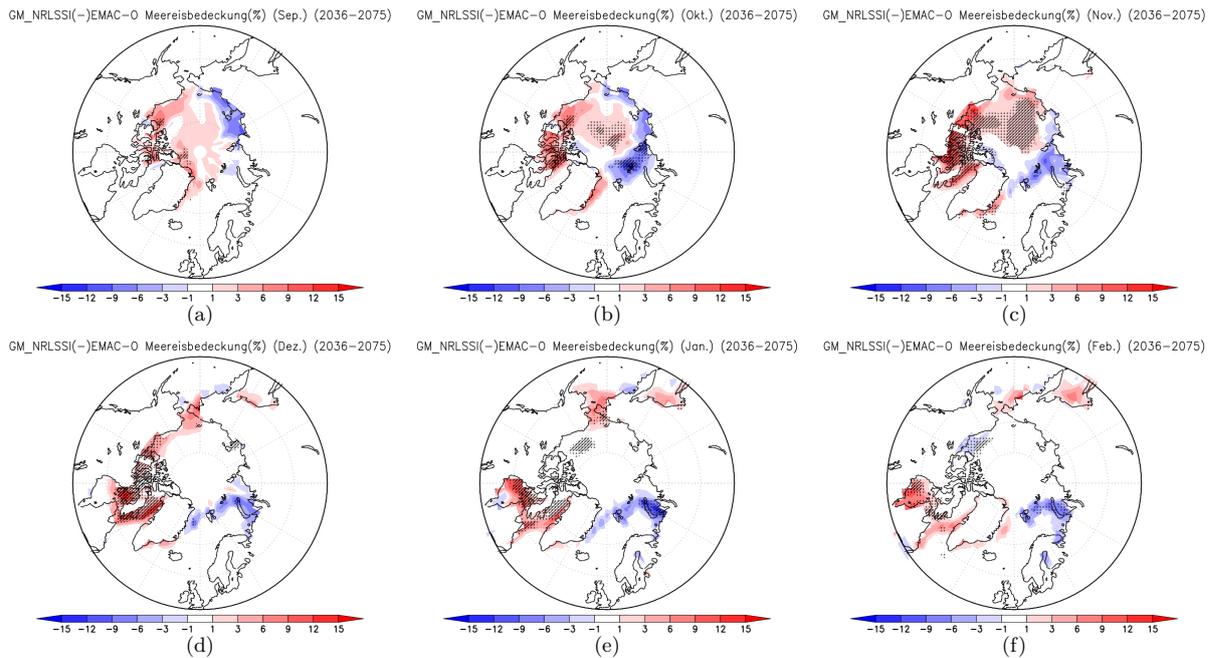


Abbildung 6.8 Differenzen der Meereisbedeckung (%) zwischen GM_NRLSSI und EMAC-O RCP6.0 (2036-2075) (September bis Februar). Statistisch signifikante Bereiche sind für das 95%- und 90%-Signifikanzniveau schraffiert/gepunktet hervorgehoben.

sämtliche andere polare Regionen von einer höheren Meereisbedeckung zwischen September und Februar gekennzeichnet. Die maximalen positiven Differenzen der Meereisbedeckung zwischen den GSM-Simulationen (s. auch Abbildung 6.9 und 6.10) und EMAC-O RCP6.0 zeigen sich in allen Simulationen zwischen Oktober und November (am Ende des Polartags innerhalb der hohen Breiten). Dabei lassen sich signifikante, stark positive Anomalien insbesondere innerhalb des zentralen Arktischen Ozeans sowie im Bereich zwischen der Baffin Bay und der Beaufortsee feststellen. In GM_NRLSSI und GM_Satire-T können diese Anomalien regional bis +10% in GM_COSI sogar > +15% betragen.

Damit führt die höhere Meereisbedeckung in den GSM-Simulationen zu verstärkter Reflexion kurzweiliger Einstrahlung bis zum Ende des Polartags in den hohen nördlichen Breiten. Daraus ergibt sich eine geringere Absorption von Sonnenenergie, welche zu einem verminderten Aufheizen des Nordpolarmeers führt. Die geringeren aufwärtsgerichteten Wärmeflüsse in den GSM-Simulationen gegenüber EMAC-O RCP6.0 (s. Abb. 6.7) im darauf folgenden Winter führen in Konsequenz dessen zu einer Abschwächung der polaren Verstärkung unter GSM-Bedingungen.

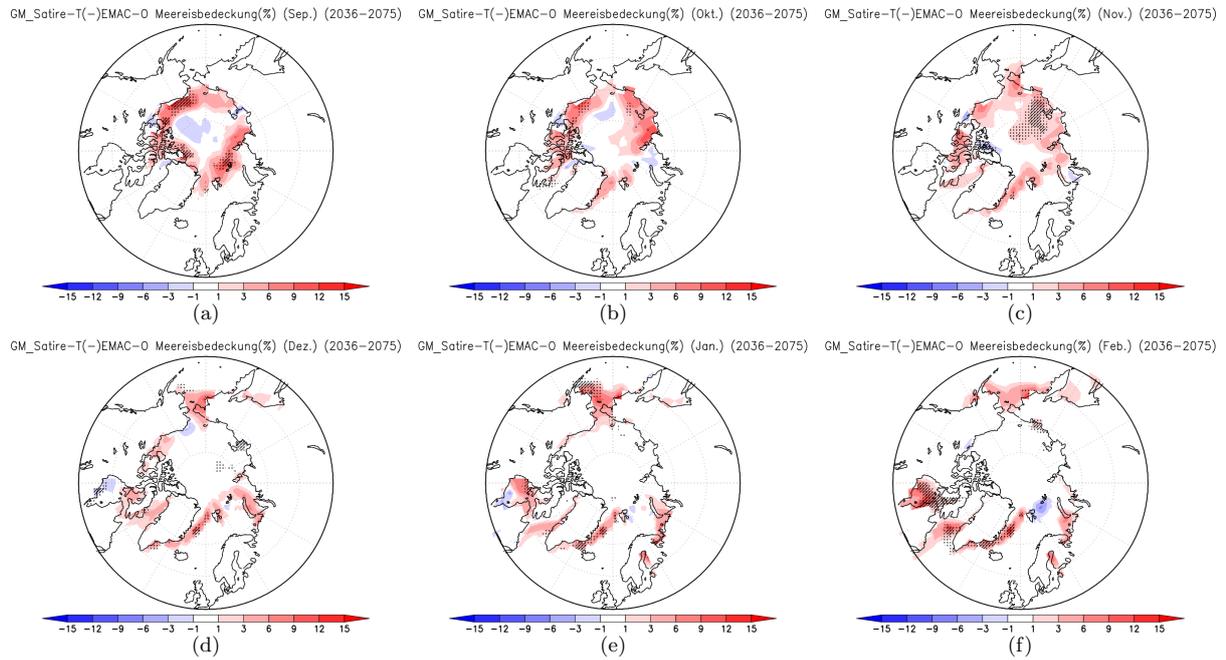


Abbildung 6.9 Wie Abb. 6.8, jedoch für GM_Satire-T

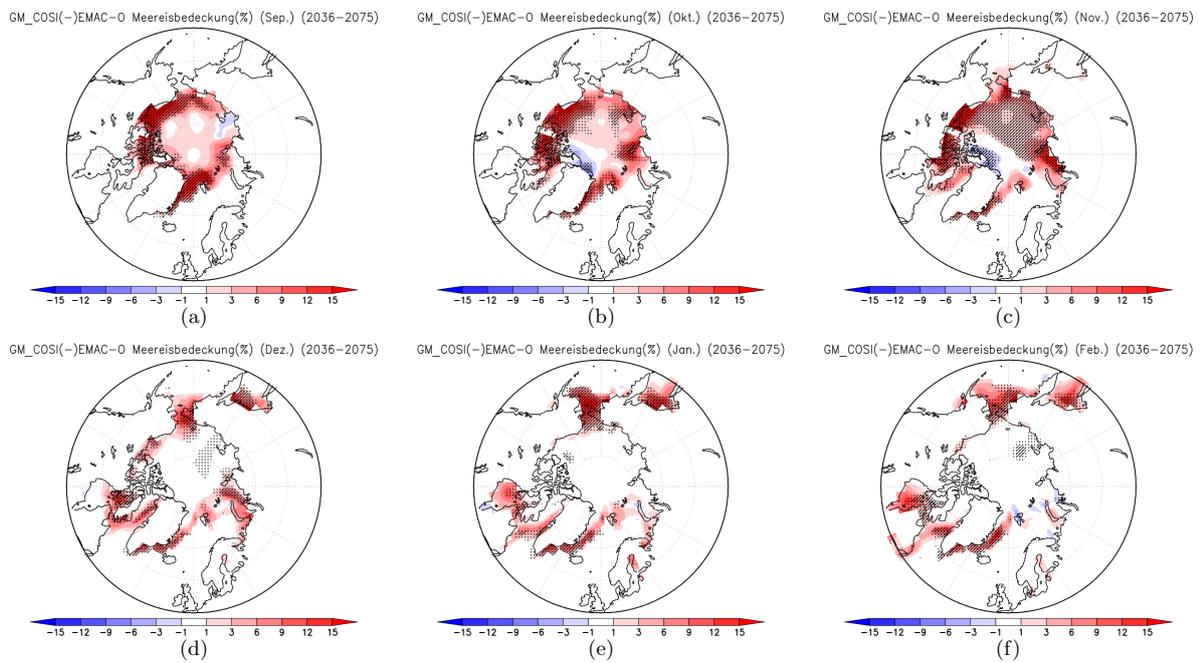


Abbildung 6.10 Wie Abb. 6.8, jedoch für GM_COSI

6.1.3 Das bodennahe GSM-Signal in Hotspot-Analysen

Abbildung 6.12 a-c stellt die Entwicklung der standardisierten Euklidischen Distanzen für drei Perioden mit fortschreitendem Klimawandel dar. Um einen Vergleich mit EMAC-O RCP6.0 und den von Diffenbaugh und Giorgi [2012] untersuchten CMIP5-Ensemble-Simulationen zu ermöglichen, wurden identische Untersuchungsperioden sowie dieselbe Basisperiode (1986-2005) gewählt. Die Unterabbildungen 6.12 d-l stellen die relativen Differenzen der Euklidischen Distanzen zwischen den GSM-Simulationen und EMAC-O RCP6.0 dar. Zusätzlich ist in jedem Plot die Zunahme der globalen bodennahen Temperatur in Relation zur Basisperiode angegeben. Die Ergebnisse der Hotspot-Analyse von Diffenbaugh und Giorgi [2012] sind in Abbildung 6.11 gegeben. Beim Vergleich der regionalen Muster der Euklidischen Distanzen, aber auch hinsichtlich des Anstiegs der globalen Temperatur mit Diffenbaugh und Giorgi [2012] ist insbesondere darauf zu achten, dass hier Multimodell-Ensemble-Simulationen jeweils unter RCP4.5- und RCP8.5-Bedingungen betrachtet wurden. Da die im Zuge vorliegender Arbeit durchgeführten Simulationen unter RCP6.0-Bedingungen durchgeführt wurden, wäre zu erwarten dass im Folgenden beschriebenen Ergebnisse zwar räumlich mit Diffenbaugh und Giorgi [2012] übereinstimmen, in ihrer absoluten Ausprägung jedoch zwischen einem RCP4.5- und RCP8.5-Szenario liegen. Innerhalb der ersten betrachteten Klimawandelperiode (2016-2035) zeigt EMAC-O 6.0 noch eine eher homogene räumliche Verteilung der Euklidischen Distanzen mit Werten zwischen 0,5 und < 1 und einen Anstieg der bodennahen, globalen Jahresmitteltemperatur von +0,6 °C gegenüber der Basisperiode (1986-2005) (s. Abb. 6.12 a). Lediglich einige Areale innerhalb der tropischen Breiten weisen bereits innerhalb des ersten Stadiums des Klimawandels vergleichsweise große Euklidische Distanzen um 1,5 auf. Zu diesen zählen insbesondere Indonesien, die äquatorialen Breiten Afrikas sowie Teile des Amazonasbeckens. Demgegenüber scheinen beispielsweise Nordamerika, Skandinavien und weite Gebiete Zentralasiens weniger vom aggregierten Klimawandel in seiner Frühphase betroffen zu sein.

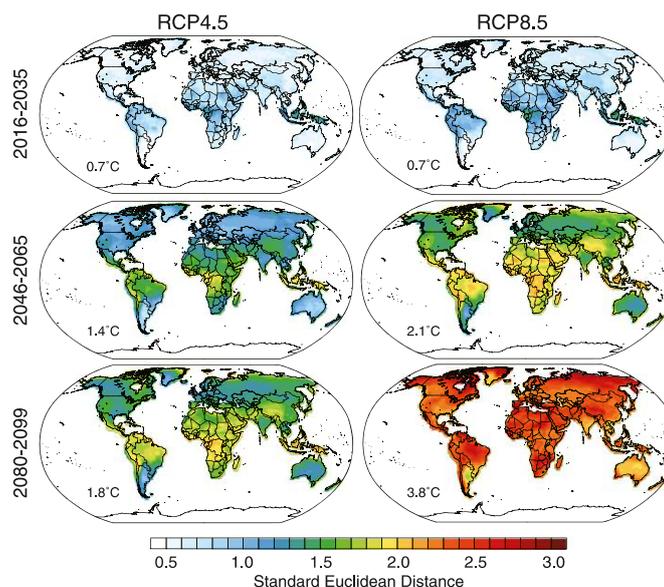


Abbildung 6.11 Standardisierte Euklidische Distanzen einer Multimodell-Analyse (20 CMIP5-Modelle) unter RCP4.5- und RCP8.5-Bedingungen (jeweils 51 Einzelrealisierungen) [Diffenbaugh und Giorgi, 2012].

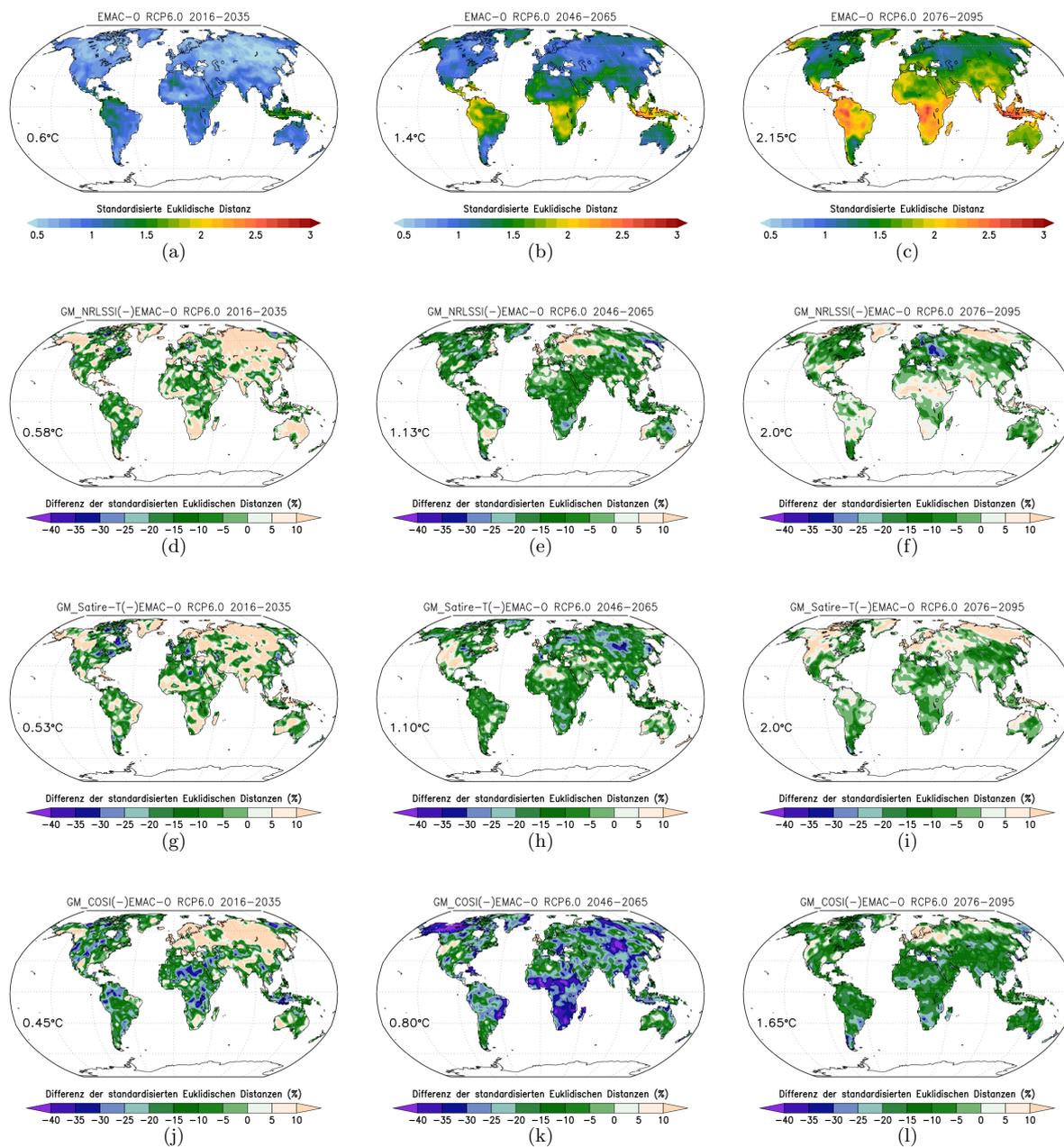


Abbildung 6.12 Entwicklung der standardisierten Euklidischen Distanzen in EMAC-O RCP6.0 für die Klimawandelperioden 2016-2035 a), 2046-2065 b) und 2076-2095 c) in Relation zur Basisperiode 1986-2005. In den weiteren Unterabbildungen d-f, g-i und j-l sind die relativen Differenzen (%) zwischen GM_NRLSSI, GM_Satire-T, GM_COSI und EMAC-O RCP6.0 für die jeweilige Klimawandelperiode dargestellt.

Beim Vergleich mit den Ergebnissen von Diffenbaugh und Giorgi [2012] zeigt sich, dass die räumliche Verteilung der Euklidischen Distanzen in EMAC-O RCP6.0 sehr gut mit den Multimodell-Ensembles übereinstimmt. Weiterhin ist eine sehr ähnliche Entwicklung der bodennahen, globalen Jahresmitteltemperatur während des ersten Drittels des 21. Jahrhunderts unabhängig vom zugrundeliegenden Treibhausgaszenario ersichtlich. Dies ist der Tatsache geschuldet, dass sämtliche Szenarien bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts eine ähnliche Entwicklung der anthropogenen Treibhausgasemissionen vorsehen und eine deutliche Ausdifferenzierung erst über diesen Zeitraum hinaus stattfindet (vgl. Abb. 4.2).

Beim Betrachten der relativen Differenzen zwischen GM_NRLSSI (s. Abb. 6.12 d), GM_Satire-T (s. Abb. 6.12 g) und der Referenzsimulation (s. Abb. 6.12 a) sind innerhalb der Übergangsphase zu einem GSM überwiegend geringe, negative als auch positive Differenzen der Euklidischen Distanzen zu erkennen. Lediglich entlang der Ostküste der Vereinigten Staaten und in Teilen Nordkanadas sind Werte zu verzeichnen, welche um bis zu 35% unterhalb derer von EMAC-O RCP6.0 liegen. Dasselbe trifft für die Entwicklung der bodennahen, globalen Jahresmitteltemperatur zu, welche in diesen beiden Simulationen mit $+0,58\text{ °C}$ und $+0,53\text{ °C}$ gegenüber der Basisperiode, nur geringfügig unterhalb der Temperaturzunahme der Referenzsimulation liegt. Aufgrund der wesentlich stärkeren Reduzierung der solaren Einstrahlung in GM_COSI (s. Abb. 6.12 j) sind bereits zu Beginn des GSMs deutliche Unterschiede zu EMAC-O RCP6.0 zu erkennen. Auch wenn (wie in den beiden alternativen GSM-Szenarien) leicht positive Werte der Euklidischen Distanzen insbesondere in Eurasien vorliegen, weisen die übrigen Regionen überwiegend geringere Werte auf. Besonders deutliche Abweichungen zeigen sich dabei in jenen Gebieten, welche in EMAC-O RCP6.0 bereits in Phase 1 des Klimawandels überdurchschnittlich vom aggregierten Klimawandel betroffen sind. Weiterhin weist GM_COSI mit $+0,45\text{ °C}$, eine um 25% geringere Erhöhung der Jahresmitteltemperatur im Vergleich zur Referenzsimulation auf.

In der zweiten Klimawandelperiode (2046-2065) zeichnen sich in EMAC-O RCP6.0 (s. Abb. 6.12 b) sowie in den Multimodell-Untersuchungen von Diffenbaugh und Giorgi [2012] bereits Regionen ab, welche von einer deutlich überdurchschnittlichen Zunahme der Euklidischen Distanzen gekennzeichnet sind. Dies äußert sich insbesondere in einer besonders raschen Zunahme des aggregierten Klimawandels innerhalb der Tropen. Hier zeigen beispielsweise Indonesien, die tropischen und südlichen Breiten Afrikas, aber auch Teile des Amazonasbeckens und der südamerikanischen Westküste Euklidische Distanzen von bis zu 2,25. Gegenüber der ersten Klimawandelperiode ist aber auch eine sukzessive Beschleunigung des aggregierten Klimawandels in den Subtropen (z.B. Mittelamerika) und im Bereich des Tibetischen Hochlandes zu beobachten. Die gemäßigten Breiten der Nordhalbkugel sowie die Südspitze Südamerikas zeigen weiterhin vergleichsweise geringe Werte um 1 und liegen damit im Windschatten des Klimawandels zumindest bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts. Ab der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts ist auch ein deutlicher Unterschied in der globalen Erwärmung zwischen den einzelnen RCP-Szenarien zu erkennen. Während EMAC-O RCP6.0 als auch das Multimodell-Ensemble unter RCP4.5-Bedingungen eine Zunahme der globalen Temperatur um $+1,4\text{ °C}$ aufweist, sind unter den Treibhausgasbedingungen eines RCP8.5-Szenarios bereits $+2,1\text{ °C}$ zu verzeichnen (vgl. Abb. 6.11). Die Klimawandelperiode 2 (2046-2065) fällt mit der Kernperiode eines zukünftigen GSM innerhalb der GSM-Simulationen zusammen, weshalb sich innerhalb diesen Zeitraums die Differenzen im Vergleich zur Referenzsimulation maximieren. Dies äußert sich in GM_NRLSSI (s. Abb. 6.12 e) als auch GM_Satire-T (s. Abb. 6.12 h) in Form geringerer Euklidischer Distanzen und damit assoziierter Abschwächung des aggregierten Klimawandels zwischen 5% und 20% in nahezu allen Regionen der Erde. Dabei treten in beiden Simulationen besonders deutliche Differenzen in Teilen der polaren Breiten der Nordhalbkugel (u.a. Grönland und Ostsibirien), aber auch innerhalb Südamerikas, Südafrikas und Australiens von bis zu -35% auf. Während in Klimawandelperiode 1, zu Beginn des GSM, kaum Unterschiede in der Zunahme der Jahresmitteltemperatur zwischen GM_NRLSSI, GM_Satire-T und EMAC-O RCP6.0 ausgemacht werden konnten, können innerhalb der Periode 2 auch hier deutliche Unterschiede festgestellt werden. Dabei lie-

gen GM_NRLSSI und GM_Satire-T mit $+1,13\text{ °C}$ und $+1,10\text{ °C}$ zwischen 19% und 21% unterhalb der globalen Erwärmung von EMAC-O RCP6.0. In GM_COSI (s. Abb. 6.12 k) fällt die Abmilderung des aggregierten Klimawandels, im Vergleich zu den beiden alternativen GSM-Szenarien, ungleich stärker aus. Dabei können regionale Unterschiede der Euklidischen Distanzen von mindestens -15% im Vergleich zur Referenzsimulation festgestellt werden. Besonders deutliche Differenzen von teilweise $< -35\%$ zeigen sich innerhalb der hohen Breiten der Nordhalbkugel (bspw. Alaska), Teilen Mittelamerikas und des Amazonasbeckens, dem Tibetischen Hochland, insbesondere aber innerhalb der tropischen und südlichen Breiten Afrikas. All diese Regionen weisen in EMAC-O RCP6.0 überdurchschnittliche bis deutlich überdurchschnittliche Werte der Euklidischen Distanzen auf. Auch im Hinblick auf den Anstieg der bodennahen globalen Jahresmitteltemperatur hebt sich GM_COSI von GM_NRLSSI und GM_Satire-T innerhalb der zentralen Periode des GSM deutlich ab. Dabei weist GM_COSI zwischen 2046-2065 mit gerade $+0,8\text{ °C}$ eine um 43% geringere Zunahme der Jahresmitteltemperatur im Vergleich zu EMAC RCP6.0 auf.

In Klimawandelperiode 3 wird das dominante Hotspot-Muster der Periode 2 in EMAC-O RCP6.0 weiter verstärkt (s. Abb. 6.12 c)). Dies manifestiert sich insbesondere anhand eines ungebremsten Fortschreitens des aggregierten Klimawandels sowohl innerhalb der tropischen Breiten als auch der Randtropen, in welchen Euklidische Distanzen bis 2,75 erreicht werden. Ähnlich hohe Werte sind teilweise auch in den hohen Breiten der Nordhalbkugel (bspw. Alaska und Kamtschatka) zu verzeichnen. Ein intermediärer Anstieg der Euklidischen Distanzen ist in Teilen des Indischen Subkontinents und Nordafrikas zu erkennen (Werte zwischen 1,75 und 2). Der europäische Kontinent zeigt zum Ende des Jahrhunderts ein deutliches Gefälle zwischen Nord und Süd. Während innerhalb Skandinaviens und Mitteleuropas Euklidische Distanzen < 1.5 vorherrschen, ist der mediterrane Raum stärker vom aggregierten Klimawandel betroffen wobei regional Werte um 2 erreicht werden. Deutlich unterdurchschnittliche Werte um 1 werden hingegen im Nordwesten der Vereinigten Staaten und Kanadas sowie im Bereich Osteuropas und Russlands erreicht. Mit einem global gemittelten Anstieg der bodennahen Jahresmitteltemperatur von $+2,15\text{ °C}$ gegenüber der Referenzperiode liegt EMAC-O RCP6.0 $0,35\text{ °C}$ oberhalb des RCP4.5- und $1,65\text{ °C}$ unterhalb des RCP8.5-Ensembles (vgl. Abb. 6.11). Die regionale Verteilung der Euklidischen Distanzen in EMAC-O RCP6.0 in Klimawandelperiode 3 spiegelt jene des RCP4.5-Szenarios, jedoch in verstärkter Form wider. Dies zeigt sich in einer schwächeren Ausprägung des aggregierten Klimawandels im Bereich der tropischen und randtropischen Hotspots. Es werden jedoch auch innerhalb der mittleren bis hohen Breiten der Nordhalbkugel sowie der Südspitze Südamerikas und Australiens geringere Euklidische Distanzen unter den Bedingungen eines RCP4.5-Szenarios erzielt. Das RCP8.5-Ensemble hebt sich in jeglicher Form von den beiden schwächeren Treibhausgaszenarien ab. Während der aggregierte Klimawandel in EMAC-O RCP6.0 sowie innerhalb des RCP4.5-Ensembles von einer starken Heterogenität innerhalb der unterschiedlichen Regionen gekennzeichnet ist, weisen nahezu alle Regionen unter RCP8.5-Bedingungen Hotspot-Charakter mit Euklidischen Distanzen zwischen 2,25 und annähernd 3 auf. Lediglich im Bereich der Südspitze Südamerikas sowie Australiens weisen größere Areale Werte < 2 auf.

Am Ende des GSM schließt die bodennahe, global gemittelte Jahresmitteltemperatur in GM_NRLSSI

und GM_Satire-T wieder rasch zur Referenzsimulation auf. Dabei liegen beide Simulationen mit einer Erhöhung der Temperatur im Vergleich zur Basisperiode von jeweils $+2,0\text{ °C}$ noch 7% unterhalb der Referenzsimulation ($+2,15\text{ °C}$). Auch wenn große Teile der Erde noch geringere Euklidische Distanzen zwischen -5% und -15% aufweisen, können insbesondere innerhalb der mittleren bis hohen Breiten der Nordhalbkugel sogar geringfügig höhere Werte um $+10\%$ beobachtet werden. Jene Gebiete, welche in EMAC-O RCP6.0 innerhalb der 3. Klimawandelperiode besonders vom aggregierten Klimawandel betroffen sind, zeigen in GM_NRLSSI sowie GM_Satire-T keine respektive sehr geringe Unterschiede in den Euklidischen Distanzen. Demzufolge zeigen die beiden GSM-Szenarien unter Berücksichtigung einer Strahlungsrekonstruktion von Lean [2000] sowie Krivova et al. [2010] keine nachhaltige Abmilderung des aggregierten Klimawandels über den Zeitraum eines GSMs hinaus. Anders stellt sich dies im Falle der Simulation GM_COSI dar. Auch am Ende des GSMs weist GM_COSI noch eine um 23% geringere Zunahme der globalen Jahresmitteltemperatur im Vergleich zu EMAC-O RCP6.0 auf. Weiterhin zeigen auch am Übergang zu normalen Strahlungsbedingungen nahezu alle Regionen der Erde Euklidische Distanzen, welche zwischen -5% und -20% unterhalb derer der Referenzsimulation liegen. Darüber hinaus profitieren auch am Ende des 21. Jahrhunderts einige Hotspot-Regionen (bspw. die tropischen und südlichen Breiten Afrikas) besonders deutlich von einer drastischen Reduktion der solaren Einstrahlung, wie es im Zuge der Strahlungsrekonstruktion von Shapiro et al. [2011] der Fall ist.

6.1.3.1 Ausgewählte Klimaindikatoren der Hotspot-Analytik während der Kernperiode des GSM

Innerhalb des folgenden Abschnitts sollen die für die Hotspot-Analyse (s. vorheriges Kapitel) besonders maßgeblichen Klimaindikatoren innerhalb des Nordwinters und -sommers näher beleuchtet werden. Dadurch soll, neben dem reinen Anstieg der bodennahen Temperatur, eine Beurteilung einzelner Zustandsänderungen in überdurchschnittlich vom aggregierten Klimawandel betroffenen Regionen ermöglicht werden. Dabei werden die Änderungen zwischen der Klimawandelperiode 2 (2046-2065), der Kernperiode des GSM, und der Basisperiode (1986-2005) betrachtet. In Abbildung 6.13 sind die Zustandsänderungen für fünf Klimaindikatoren zwischen 2046-2065 und 1986-2005 in EMAC-O RCP6.0 dargestellt. Anhand der Unterabbildungen 6.13 a+b ist ersichtlich, dass die hohen Breiten der Nordhalbkugel insbesondere im Nordwinter von einer starken Temperaturzunahme gegenüber über Basisperiode betroffen sind (vgl. Kapitel 6.1.2). Dabei liegen die Temperaturanomalien in DJF im Bereich Alaskas und Nordkanadas beispielsweise um 2 °C oberhalb derer in JJA. Abgesehen vom südlichen Afrika, wo innerhalb des Südsommers eine Temperaturzunahme von bis $+3\text{ °C}$ zu beobachten ist, weisen jene Gebiete, welche bereits in Klimawandelperiode 2 deutlich überdurchschnittliche Euklidische Distanzen aufweisen (vgl. 6.12 b), einen im Vergleich zu den anderen Landmassen lediglich leicht überdurchschnittlichen Anstieg der bodennahen Temperaturen um $+2\text{ °C}$, insbesondere im Nordsommer auf. Eine ähnliche Zunahme der Temperatur ist aber auch in vielen anderen Regionen (bspw. Europa, Zentralasien und Nordafrika) zu erkennen, welche weniger stark vom aggregierten Klimawandel betroffen sind.

Es müssen also weitere Faktoren berücksichtigt werden, welche zur Herausbildung von Klima-Hotspots führen können. In diesem Zusammenhang spielen insbesondere eine überdurchschnittliche Zunahme von Extremereignissen in diesen Regionen der Erde eine zentrale Rolle. In den Abbildungen 6.13 c+d ist die Auftrittshäufigkeit von extrem heißen Saisons in DJF und JJA dargestellt. Dabei wird eine extrem heiße

Saison in einer bestimmten Region angenommen, wenn die gemittelte saisonale Temperatur innerhalb eines einzelnen Jahres der Klimawandelperiode 2 das absolute Temperaturmaximum während der gesamten Basisperiode innerhalb derselben Region und Saison übersteigt. Liegt beispielsweise ein Wert von 50% vor, lag die gemittelte Temperatur in 10 von 20 Jahren innerhalb Klimawandelperiode 2 oberhalb des absoluten Temperaturmaximums der Basisperiode. Die Ermittlung extrem trockener (respektive regenreicher) Saisons unterliegt demselben Prinzip (s. auch Kapitel 4.3.3). Dabei ist ersichtlich, dass die Hotspot-Regionen, neben einem generellen Anstieg der bodennahen Temperatur, besonders häufig von extremen Hitzeereignissen im Südsommer (aber auch während der übrigen Saisons) betroffen sind. Dabei liegt die gemittelte Temperatur innerhalb der Hotspot-Zonen in DJF zwischen 70% und 90% oberhalb des absoluten Temperaturmaximums der Basisperiode. Während des Nordsommers zeigen insbesondere die Trockenregionen der Nordhemisphäre (bspw. die Sahelzone, die Arabische Halbinsel sowie die zentralasiatischen Binnenwüsten) eine Häufung von extrem heißen Saisons um bis zu 80%. Diese Regionen weisen innerhalb der Klimawandelperiode 2 noch intermediäre Euklidische Distanzen auf, können aber zum Ende des Jahrhunderts zu den Hotspots des globalen Klimawandels gezählt werden. Die hohen bis mittleren Breiten der Nordhalbkugel sind bis zur Mitte des 21. Jahrhundert noch weniger häufig von extrem heißen Saisons betroffen (zwischen 20% und 60%). Der europäische Kontinent ist unterdessen insbesondere während der Sommermonate von einer Zunahme des Hitzestresses betroffen.

Neben den Änderungen der Temperatur spielen insbesondere Modifikationen der Niederschlagsmuster und -variabilität mit fortschreitendem Klimawandel eine wichtige Rolle. Um die Niederschlagsänderungen zwischen der Klimawandelperiode 2 und der Basisperiode zu verdeutlichen, sind in Abb. 6.13 die Differenzen im gemittelten saisonalen Gesamtniederschlag (e+f) (**englisch** *total precipitation (tprec)*) sowie die Auftrittshäufigkeit extrem trockener (g+h) und regenreicher (i+j) Saisons jeweils für DJF und JJA dargestellt. Bei der Betrachtung der absoluten Niederschlagsänderungen (s. 6.13 e+f) fällt im Vergleich zu den ermittelten Temperaturanomalien (s. 6.13 a+b) auf, dass wesentlich weniger Regionen signifikante Differenzen im Niederschlag aufweisen. Dies ist zum einen dem Umstand geschuldet, dass die absoluten Niederschlagsänderungen (insbesondere über dem Festland) vergleichsweise gering ausfallen, zum anderen aber die Variabilität des Niederschlags besonders groß, der hier betrachtete Zeitraum von 20 Jahren jedoch eher gering ist. Dennoch ist eine qualitative Beurteilung der Niederschlagsänderungen im kontinentalen Maßstab möglich. Infolgedessen lässt sich festhalten, dass die inneren Tropen, in welchen der Großteil der Klima-Hotspots beheimatet ist, von einer Zunahme der saisonalen Niederschläge betroffen sind, wobei die maximalen Differenzen zur Basisperiode innerhalb des Nordsommers vorliegen. Dabei finden sich besonders starke Niederschlagsanomalien im Bereich Südostasiens vor. Im Gegensatz dazu sind die Trockengebiete der Erde von einer generellen Abnahme der saisonal gemittelten Niederschläge gekennzeichnet. Während Südafrika (der südlichste Hotspot des Klimawandels) unabhängig von der Jahreszeit teilweise stark negative Niederschlagsanomalien aufweist, sind die anderen Regionen der Südhemisphäre von jahreszeitlichen Gegensätzen geprägt. In Australien ist beispielsweise eine Verstärkung der Niederschläge im Südwinter und ausgeprägtere Trockenheit im Südsommer zu verzeichnen. Innerhalb der mittleren bis hohen Breiten der lässt sich ebenfalls eine ausgeprägte Saisonalität mit entsprechend umgekehrten Vorzeichen beobachten. Insbesondere im Bereich Mitteleuropas wird eine (signifikante) Intensivierung der Trockenperiode während der Sommermonate von im Vergleich zur Referenzperiode stärkeren Niederschlägen im Winter abgelöst. Die stärkeren/schwächeren Niederschlä-

ge über Europa im Winter/Sommer werden auch anhand der Auftretshäufigkeiten von extrem trockenen Saisons widerspiegelt (s. 6.13 g+h). Während in Klimawandelperiode 2 lediglich in einem von zehn Fällen eine besonders niederschlagsarme Saison vorliegt, zeigen sich in JJA Häufigkeiten deutlich oberhalb von 20%. Dabei ist auch ein klarer Kontrast zwischen Nord- und Südeuropa zu erkennen, wobei sich letzteres mit Auftretshäufigkeiten von 50% und darüber von den nördlicheren Breiten des europäischen Festlands abhebt. Eine im globalen Vergleich besonders starke Häufung von extrem trockenen Saisons mit Werten von teilweise > 70% zeigt sich unterdessen in ohnehin besonders niederschlagsarmen Regionen wie Nordafrika, der Sahelzone, der Arabischen Halbinsel aber auch in Teilen des indischen Subkontinents, jeweils insbesondere in JJA. In der Region Südafrika lassen sich ebenfalls überdurchschnittliche Auftretshäufigkeiten von > 40%, insbesondere im Südwinter, erkennen.

Die Änderungen des gemittelten Gesamtniederschlags in Klimawandelperiode 2 werden auch anhand der räumlichen Verteilung der Auftretshäufigkeiten besonders regenreicher Saisons gut wiedergegeben (s. 6.13 i+j). Dabei sind insbesondere die hohen und mittleren Breiten der westlichen Hemisphäre, beispielsweise die Atlantikküste der Vereinigten Staaten, von einer Häufung überdurchschnittlich regenreicher Saisons im Winter betroffen. Innerhalb der tropischen Breiten liegt insbesondere im Bereich Südostasiens eine vermehrte Tendenz zu saisonalen Starkniederschlägen im Südwinter vor.

Die Abbildungen 6.14 bis 6.16 zeigen die Differenzen der fünf Klimaindikatoren zwischen den GSM-Simulationen und EMAC-O RCP6.0 während der Klimawandelperiode 2. Dabei ist ersichtlich, dass die inneren Tropen im Vergleich zur Referenzsimulation negative Temperaturanomalien um $-0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (GM_NRLSSI, s. 6.14 a+b), $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (GM_Satire-T, s. 6.15 a+b) und $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (GM_COSI, s. 6.16 a+b) aufweisen. Damit liegen die Abkühlungswerte innerhalb der meisten Hotspot-Regionen zumindest im Falle der beiden stärkeren GSM-Simulationen oberhalb des globalen Durchschnitts, welcher für GM_Satire-T und GM_COSI mit $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ zu beziffern ist (vgl. Abb. 6.12 h+k). Weiterhin weisen alle GSM-Simulationen besonders starke Abkühlungen in der Region Südafrika zwischen $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ innerhalb des Südsommers auf. Darüber hinaus sind in Teilen der hohen Breiten der Nordhalbkugel, welche in Klimawandelperiode 2 (im besonderen aber in Klimawandelperiode 3) ebenfalls erhöhte Euklidische Distanzen aufweisen, überdurchschnittlich starke negative Anomalien der bodennahen Temperatur zu erkennen. Auch hinsichtlich der Auftretshäufigkeit besonders heißer Saisons ist ein starker Kontrast zwischen den einzelnen GSM-Szenarien ersichtlich. Während beispielsweise in GM_NRLSSI innerhalb der hohen bis mittleren Breiten in DJF (s. Abb. 6.14 c) Auftretshäufigkeiten zu beobachten sind, welche zwischen +10% und -20% oberhalb/unterhalb derer von EMAC-O RCP6.0 liegen, zeigen sowohl GM_Satire-T (s. Abb. 6.15 c) als auch GM_COSI (s. Abb. 6.16 c) nahezu überall negative Werte von zumindest -10%, wobei insbesondere innerhalb der polaren Breiten, aber auch im Bereich Zentralasiens Werte deutlich unterhalb von -20% auftreten. Abgesehen vom südlichen Teil Afrikas zeigt nur GM_COSI eine wesentlich geringere Häufung von besonders heißen Saisons innerhalb der Hotspot-Regionen im Vergleich zur Referenzsimulation von teilweise < 30%. In Bezug auf die Änderungen des Gesamtniederschlags und dem Auftreten besonders trockener Saisons lassen sich kaum Unterschiede zwischen den GSM-Simulationen und EMAC-O RCP6.0 feststellen. Dabei sind größtenteils lokale Differenzen im absoluten Niederschlag zwischen $-0,1\text{ mm/d}$ und $+0,1\text{ mm/d}$ feststellbar (s. Abb. 6.14 bis 6.16 jeweils e+f). Regional sind auch größere Anomalien zu beobachten, jedoch sind diese nicht sta-

tistisch belastbar und eher der internen Modellvariabilität als einem robusten GSM-Signal zuzuordnen. Gleiches gilt für die Auftrittshäufigkeit überdurchschnittlich trockener Saisons (s. Abb. 6.14 bis 6.16 jeweils g+h), welche innerhalb der GSM-Simulationen Werte zwischen +10% und -10% verglichen mit EMAC-O RCP6.0 annehmen. Ein deutlicheres Niederschlagssignal lässt sich hingegen im Auftreten besonders niederschlagsreicher Saisons innerhalb der hohen bis mittleren Breiten der Nordhemisphäre im Winter beobachten (s. Abb. 6.14 bis 6.16 jeweils e+f). Hier weisen die GSM-Simulationen eine geringere Häufigkeit niederschlagsreicher Saisons zwischen -10% und -30% auf.

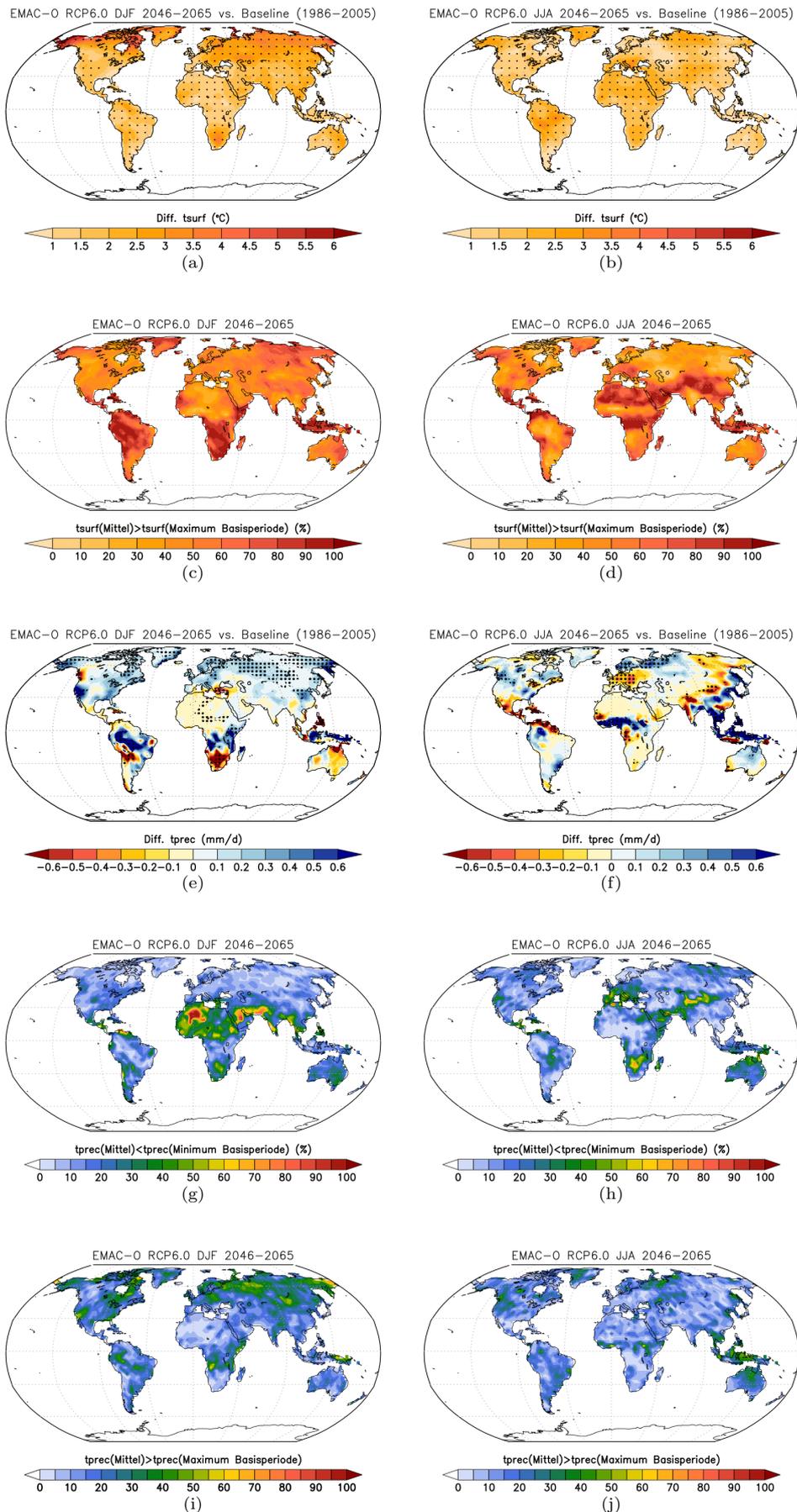


Abbildung 6.13 Differenzen zwischen der Klimawandelperiode 2 (2046-2065) und der Basisperiode (1986-2005) in EMAC-O RCP6.0 für DJF und JJA. Bodennahe Temperatur (a+b) (95%-Signifikanzniveau gepunktet), Häufigkeit von extrem warmen Saisons (c+d), Niederschlag (e+f) (90%-Signifikanzniveau gepunktet) sowie die Häufigkeit extrem trockener (g+h) und extrem regenreicher Saisons (i+j).

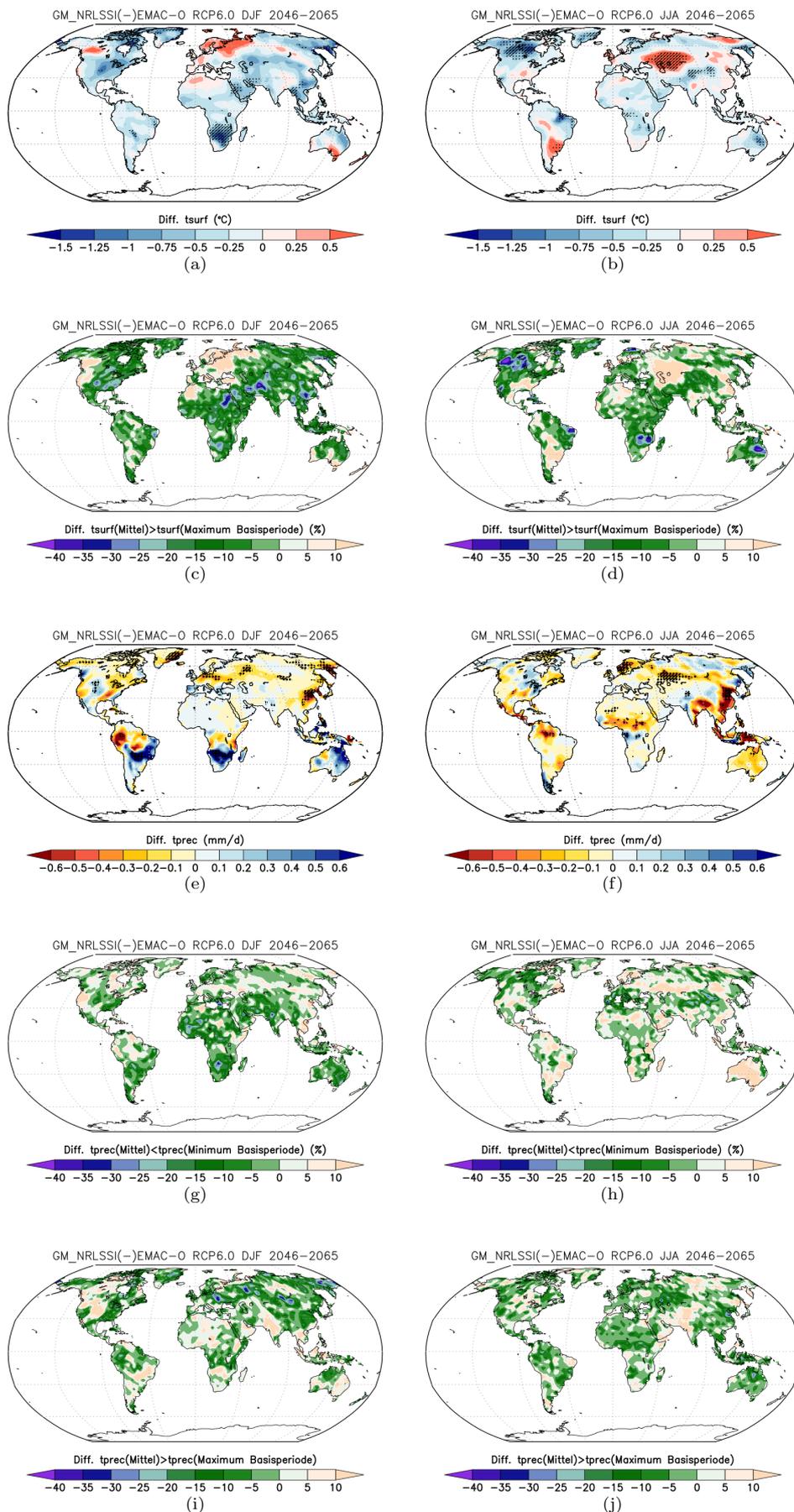


Abbildung 6.14 Differenzen zwischen GM_NRLSSI und EMAC-O RCP6.0 für die Klimawandelperiode 2 (2046-2065) für DJF und JJA. Bodennahe Temperatur (a+b), Häufigkeit von extrem warmen Saisons (c+d), Niederschlag (e+f) sowie die Häufigkeit extrem trockener (g+h) und extrem regenreicher Saisons (i+j). Das 95%- und 90%-Signifikanzniveau ist in a+b und e+f schraffiert/gepunktet hervorgehoben.

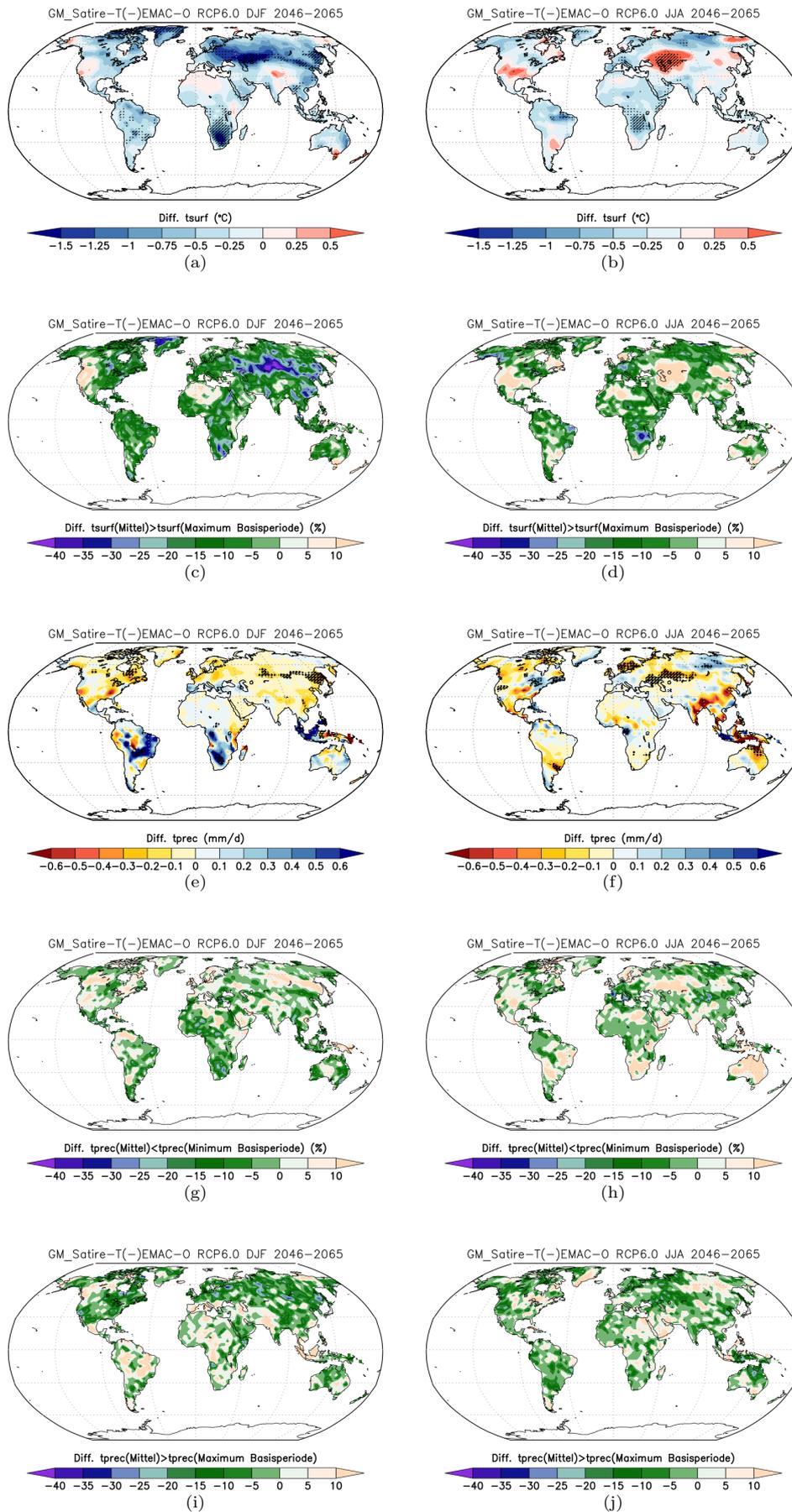


Abbildung 6.15 Wie Abb. 6.14, jedoch für GM_Satire-T.

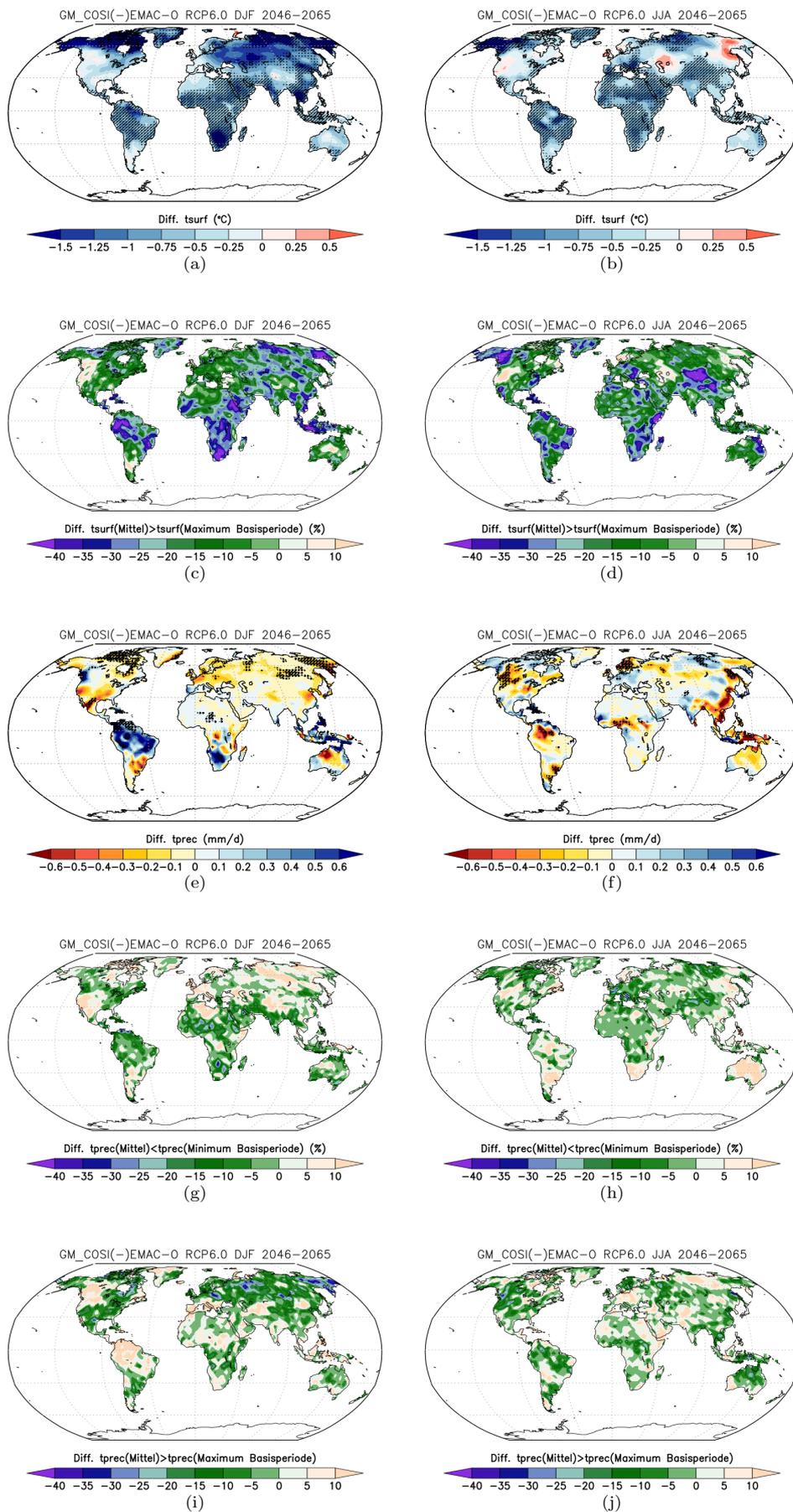


Abbildung 6.16 Wie Abb. 6.14, jedoch für GM_COSI.

6.1.4 Der Einfluss eines GSM auf das Klima im tropischen Pazifikraum

Innerhalb des folgenden Abschnitts sollen die Auswirkungen des Klimawandels innerhalb des tropischen Pazifikraums betrachtet werden. Dabei werden zunächst die Änderungen in dieser Region im Rahmen der EMAC-O RCP6.0 Referenzsimulation vorgestellt und diese im Anschluss mit den Ergebnissen der Simulationen unter GSM-Bedingungen verglichen. Während innerhalb des ersten Teils die grundlegenden Änderungen besonders maßgeblicher Zustandsgrößen wie der bodennahen Temperatur, den Druck auf Meeresniveau sowie den oberflächennahen Wind in 10 m Höhe diskutiert werden, widmet sich der zweite Abschnitt insbesondere der Variabilität der El Niño-Southern Oscillation.

In Abbildung 6.17 ist der Grundzustand des Klimas im langjährigen Jahresmittel innerhalb der tropischen Region des Pazifiks für die Periode 1960-1999 sowie dessen Entwicklung während der 1. und 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts in EMAC-O RCP6.0 dargestellt. Dabei zeigt Abbildung 6.17a eine für den Pazifik typische Verteilung der Meeresoberflächentemperaturen mit relativ tiefen Temperaturen vor der Küste Perus ($< 23\text{ °C}$) und relativ hohen Temperaturen im Westpazifik ($> 30\text{ °C}$). Die Temperaturverhältnisse führen zur Herausbildung des südostpazifischen Hochs sowie des südostasiatischen Tiefs. Der Druckgradient zwischen diesen beiden stationären Druckgebilden ist Antrieb für die Walker-Zirkulation, welche von stetigen Ostwinden am Boden und Westwinden in größerer Höhe gekennzeichnet ist. Mit zunehmenden Treibhausgaskonzentrationen ist ein Anstieg der Meeresoberflächentemperaturen innerhalb des gesamten tropischen Pazifiks zwischen $0,5\text{ °C}$ und 1 °C bereits während der 1. Hälfte des 21. Jahrhunderts ersichtlich (s. Abb. 6.17b). Dabei fällt die Erwärmung in Nähe des Äquators ($5^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{S}$) innerhalb des Ostpazifiks im Vergleich zum Westen stärker aus (s. auch Abbildung 6.18). Die stärkere Erwärmung im Osten bringt eine Reduzierung der Absinkbewegungen mit sich, welche mit einer Abschwächung des südostpazifischen Hochs verbunden ist. Dabei führen ein schwächerer Druck- und Temperaturgradient (s. Abbildung 6.22) entlang des Pazifischen Beckens zu einem Abflauen der Ostwinde und weniger starkem Aufsteigen warmer Luftmassen vor der Küste Indonesiens, was wiederum mit einer Abschwächung des südostasiatischen Tiefs einhergeht. Innerhalb der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts ist eine weitere Verschärfung des Kontrastes zwischen den östlichen und westlichen Anomalien im tropischen Pazifikraum zu erkennen (s. Abb. 6.17c). Während vor der Westküste Südamerikas Temperaturanomalien von teilweise $> +2,7\text{ °C}$ gegenüber der Referenzperiode vorliegen, liegen sie im westlichen Teil des pazifischen Beckens mit $+1,7\text{ °C}$ wesentlich darunter. Nun ist auch eine jeweils deutliche (signifikante) Abschwächung sowohl des südostpazifischen Hochs als auch des südostasiatischen Tiefs zu verzeichnen. Diese Entwicklung wird auch von einer ebenfalls signifikanten Abschwächung der Ostwindgeschwindigkeiten insbesondere im Bereich des zentralen und östlichen Pazifiks widerspiegelt.

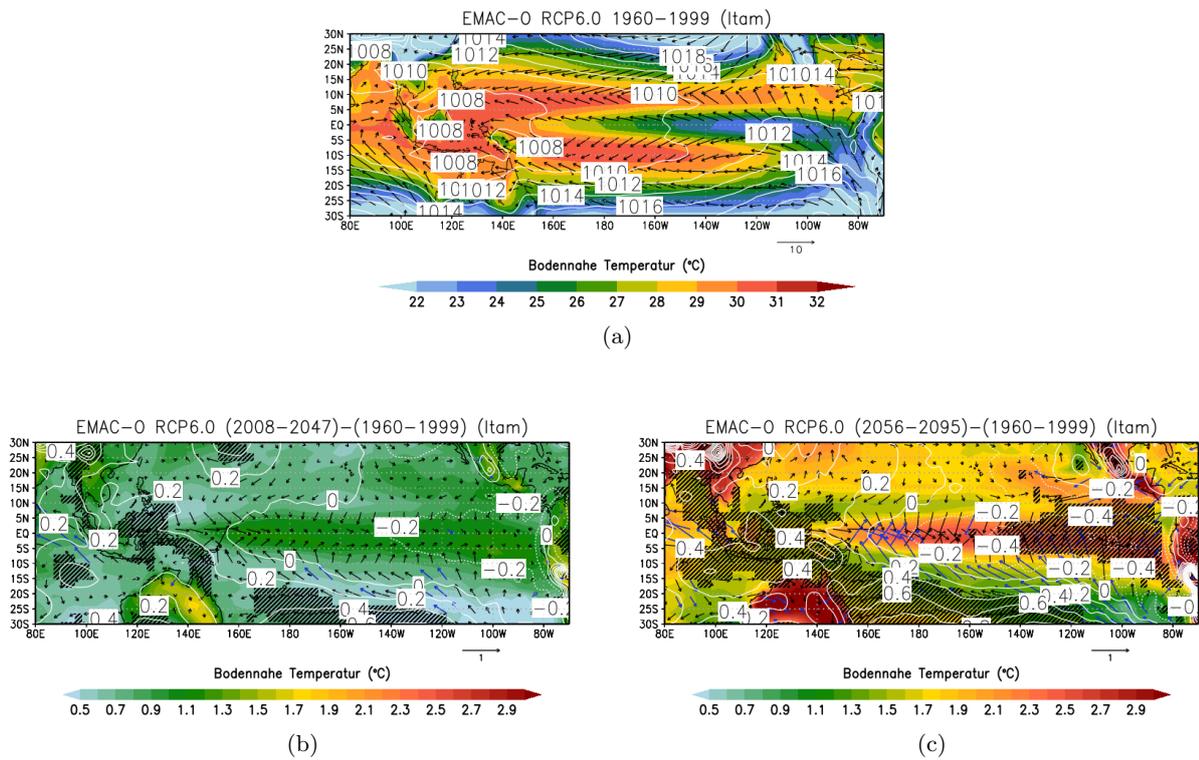


Abbildung 6.17 Bodennahe Temperatur (farbig), Druck auf Meeresniveau (Konturen) sowie der 10m-Wind (Pfeile) im langjährigen Jahresmittel innerhalb des tropischen Pazifiks für die Periode 1960-1999 in EMAC-O RCP6.0 a). In b) und c) sind jeweils die Differenzen zwischen den Perioden 2008-2047, 2056-2095 und der Referenzperiode (1960-1999) dargestellt. Zu 95% signifikante Druck- und Windänderungen sind schattiert bzw. anhand blauer Pfeile hervorgehoben. Sämtliche Änderungen der bodennahen Temperatur sind signifikant auf dem 95%-Niveau

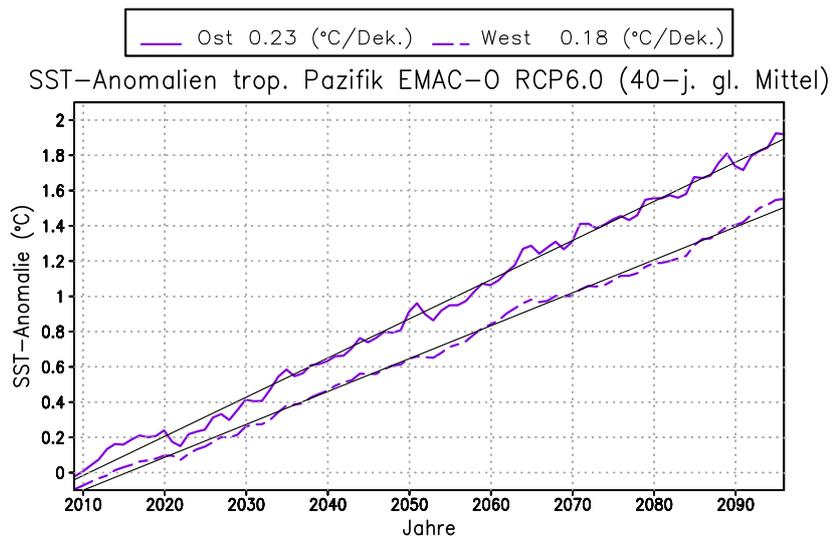


Abbildung 6.18 Entwicklung der Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen (40-jähriges gleitendes Mittel) in Ost- und Westpazifik relativ zu 1960-1999 für EMAC-O RCP6.0

Die Änderungen der oben aufgeführten Zustandsgrößen mit dem Klimawandel führen auch zu einer Beeinflussung der ozeanischen Dynamik insbesondere innerhalb der äquatornahen Breiten des pazifischen Beckens. Wie bereits in Kapitel 3.2.1 beschrieben wurde, wird die Intensität des Aufquellens kalten Tiefenwassers (Upwelling) im wesentlichen von der Ausprägung der bodennahen Winde entlang des Äquators bestimmt. Dabei führen die kontinuierlich aus östlicher Richtung wehenden Winde zu einer Divergenz oberflächennaher Wassermassen in südliche/nördliche Richtung. Das entstehende Massendefizit am Äquator wird dabei anhand von Upwelling, ausgeglichen, sowie der Massenüberschuss innerhalb der südlicheren/nördlichen Breiten über Downwelling ausgeglichen. In Abbildung 6.19a sind das Upwelling/Downwelling im tropischen Pazifik für die Referenzperiode 1960-1999 im langjährigen Jahresmittel dargestellt. Dabei sind die maximalen Vertikalbewegungen über dem zentralen und östlichen Teil des of-

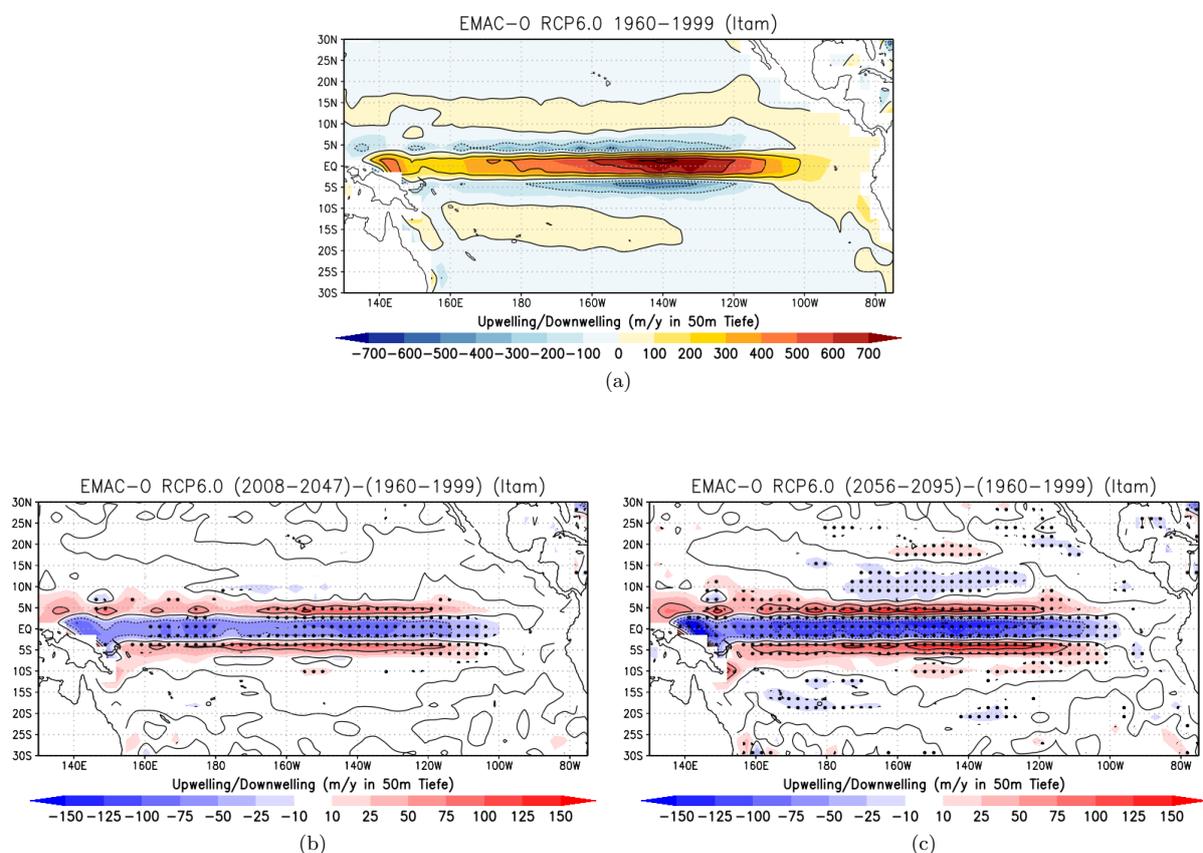


Abbildung 6.19 Upwelling/Downwelling im tropischen Pazifik in EMAC-O RCP6.0 für die Periode 1960-1999 a). In b) und c) sind die Differenzen zwischen den Perioden 2008-2047, 2056-2095 und der Referenzperiode dargestellt. Zu 95% signifikante Bereiche sind gepunktet hervorgehoben.

fenen Pazifiks zu erkennen, in welchem besonders intensive und stabile Ostwinde vorherrschen. Dabei führt die ungleichförmige Erwärmung des Pazifiks sowie die daraus resultierende Abschwächung der Ostwinde (vgl. Abb. 6.17 b+c) zu einer Abschwächung des Upwellings entlang des Äquators (s. 6.19 b+c), eine weitere Verstärkung des Effekts ist innerhalb der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts zu erkennen. Aufgrund des abgeschwächten Austauschs kalten Tiefenwassers mit darüber liegenden Schichten wird die treibhausgasinduzierte Erwärmung an der Oberfläche zusätzlich verstärkt.

In Abb. 6.20 ist der langjährig gemittelte Klimazustand (2008-2095) im tropischen Pazifikraum im Jahresmittel für EMAC-O RCP6.0 sowie die Differenzen zwischen den GSM-Simulationen und der Referenzsimulation dargestellt.

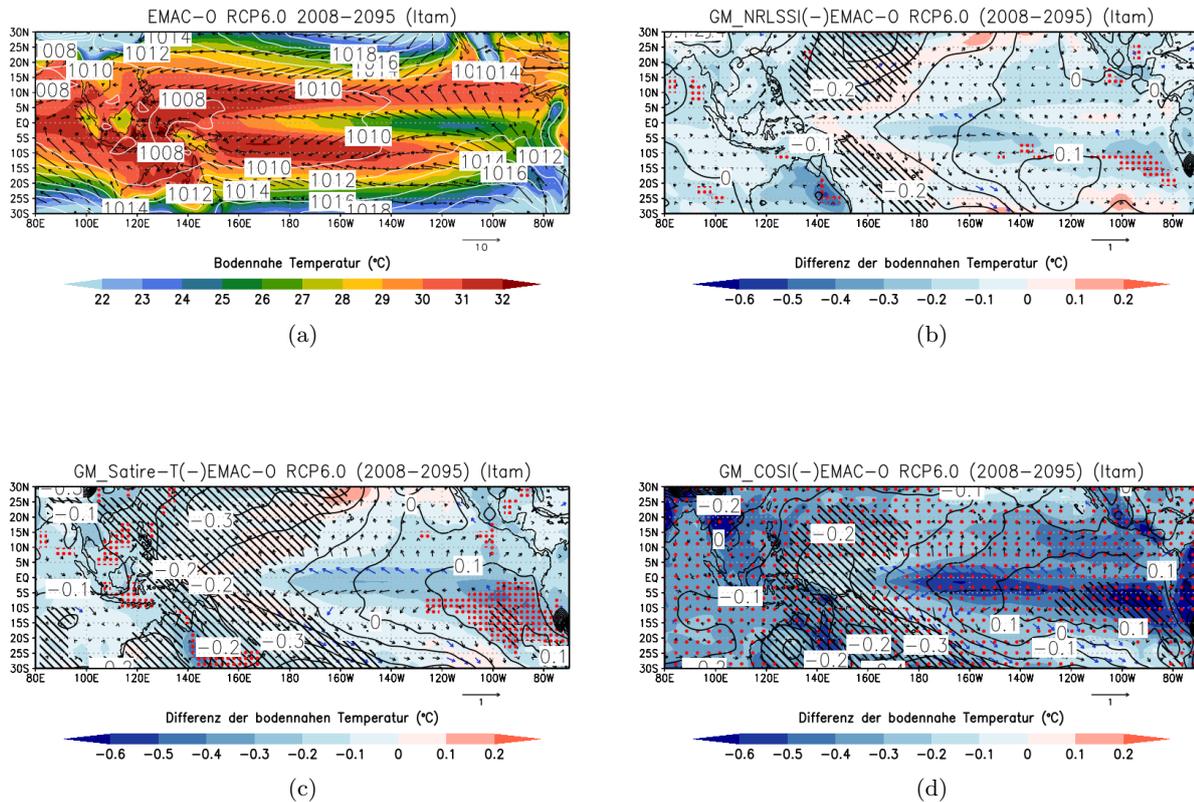
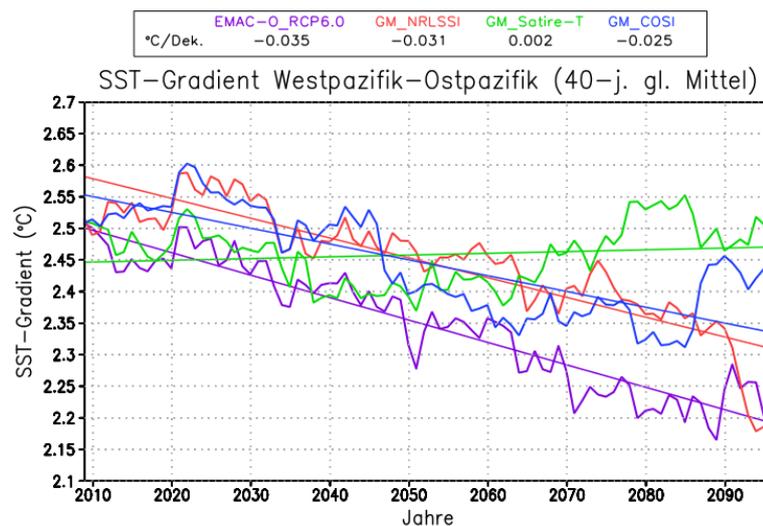


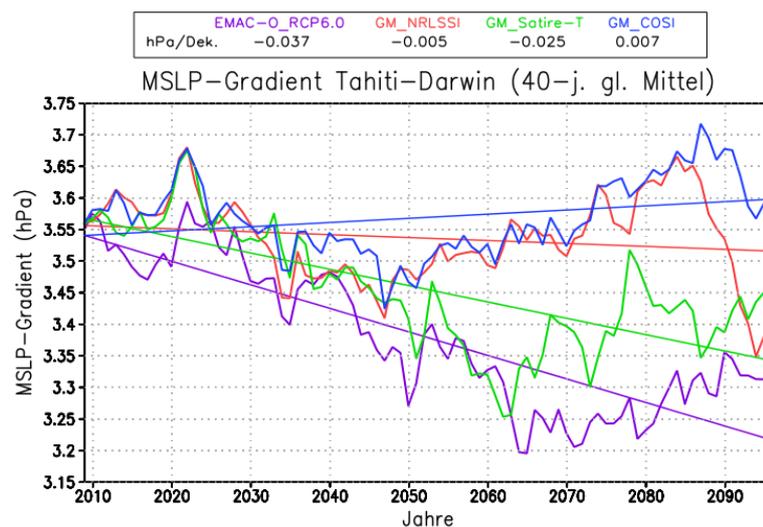
Abbildung 6.20 Bodennahe Temperatur (farblich), Druck auf Meeressniveau (Konturen) sowie der 10m-Wind (Pfeile) im langjährigen Jahresmittel innerhalb des tropischen Pazifiks für die Periode 2008-2095 in EMAC-O RCP6.0 a). In b), c) und d) sind die Differenzen zwischen den GSM-Simulationen und der Referenzsimulation dargestellt. Zu 90% signifikante Druck-, Wind- und Temperaturanomalien sind schattiert, anhand blauer Pfeile und gepunktet hervorgehoben.

Da die Pazifikregion der niederen Breiten aufgrund des ENSO-Phänomens nicht nur auf der interannuellen, sondern auch auf der multidekadischen Zeitskala eine starke interne Variabilität aufweist, sollen hier die Mittelwerte über die gesamte Klimawandelperiode (2008-2095) integriert betrachtet werden. Die Differenzen der bodennahen Temperatur zwischen den GSM-Simulationen und EMAC-O RCP6.0 zeigen nahezu überall negative Temperaturanomalien unter GSM-Bedingungen. Dabei sind insbesondere im Bereich der NINO3.4-Region, welche sich zwischen 5°N-5°S und 160°E-90°W erstreckt und die typische Kaltwasserzunge im östlichen bis zentralen Pazifikbecken formt, deutliche Temperaturunterschiede feststellbar. Dabei können in GM_NRLSSI (s. Abb. 6.20b), GM_Satire-T (s. Abb. 6.20c) und GM_COSI (s. Abb. 6.20d) die jeweils stärksten (und signifikanten) negativen Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen vor der Küste Perus beobachtet werden, also jener Region im östlichen Teil des Pazifiks, welche innerhalb der Referenzsimulation eine besonders starke Zunahme der Temperatur

aufweist. Damit fällt die Abschwächung der Gradienten innerhalb der GSM-Simulationen geringer aus was sich insbesondere im zeitlichen Verlauf des Temperaturgradienten widerspiegelt (s.h Abb. 6.22a). Weiterhin weisen alle GSM-Simulationen eine geringere Abschwächung des südostpazifischen Hochs auf, wengleich diese nur im Falle von GM_Satire-T und GM_COSI statistisch belastbar ist. Auch das südostasiatische Tiefdruckgebiet zeigt in allen GSM-Simulationen eine signifikant geringere Abschwächung mit dem Klimawandel im Vergleich zur Referenzsimulation. Dass beide Druckgebilde in den



(a)



(b)

Abbildung 6.22 Die Entwicklung des Temperaturgradienten zwischen West- und Ostpazifik (a) sowie des Druckgradienten zwischen Tahiti und Darwin (b) (beide 40-jähriges gleitendes Mittel), für EMAC-O RCP6.0 und die GSM-Simulationen.

GSM-Simulationen stärker ausgeprägt sind, zeigt sich zum einen anhand der geringeren Abschwächung des Druckgradienten zwischen Tahiti und Darwin (s. Abb. 6.22b), aber auch anhand der westwärtigen Ausgleichswinde, welche im Vergleich zur Referenzsimulation stärkere Ostwindgeschwindigkeiten aufweisen. In GM_Satire-T und GM_COSI sind diese Windanomalien insbesondere zwischen dem östlichen und zentralen Teil des tropischen Pazifikbeckens signifikant.

Es liegt nahe, dass die Unterschiede in den atmosphärischen Zustandsgrößen (insbesondere des bodennahen Winds) zwischen den GSM-Simulationen und der Referenzsimulation auch zu Differenzen der ozeanischen Dynamik innerhalb des pazifischen Sektors führen müssen. Dazu sind in Abbildung 6.23 das langjährige Jahresmittel des Upwellings/Downwellings entlang des tropischen Pazifiks für die Periode 2008-20095 für EMAC-O RCP6.0 sowie die Differenzen zwischen den GSM-Simulationen und der Referenzsimulation dargestellt. Es ist ersichtlich, dass alle Läufe unter GSM-Bedingungen, im Vergleich zu EMAC-O RCP6.0, ein signifikant stärkeres Upwelling entlang der äquatorialen Breiten aufweisen. Dabei ist eine klare Abstufung in Abhängigkeit von der Intensität des GSMs zu erkennen, welche mit den jeweiligen Anomalien des bodennahen Winds in Einklang steht.

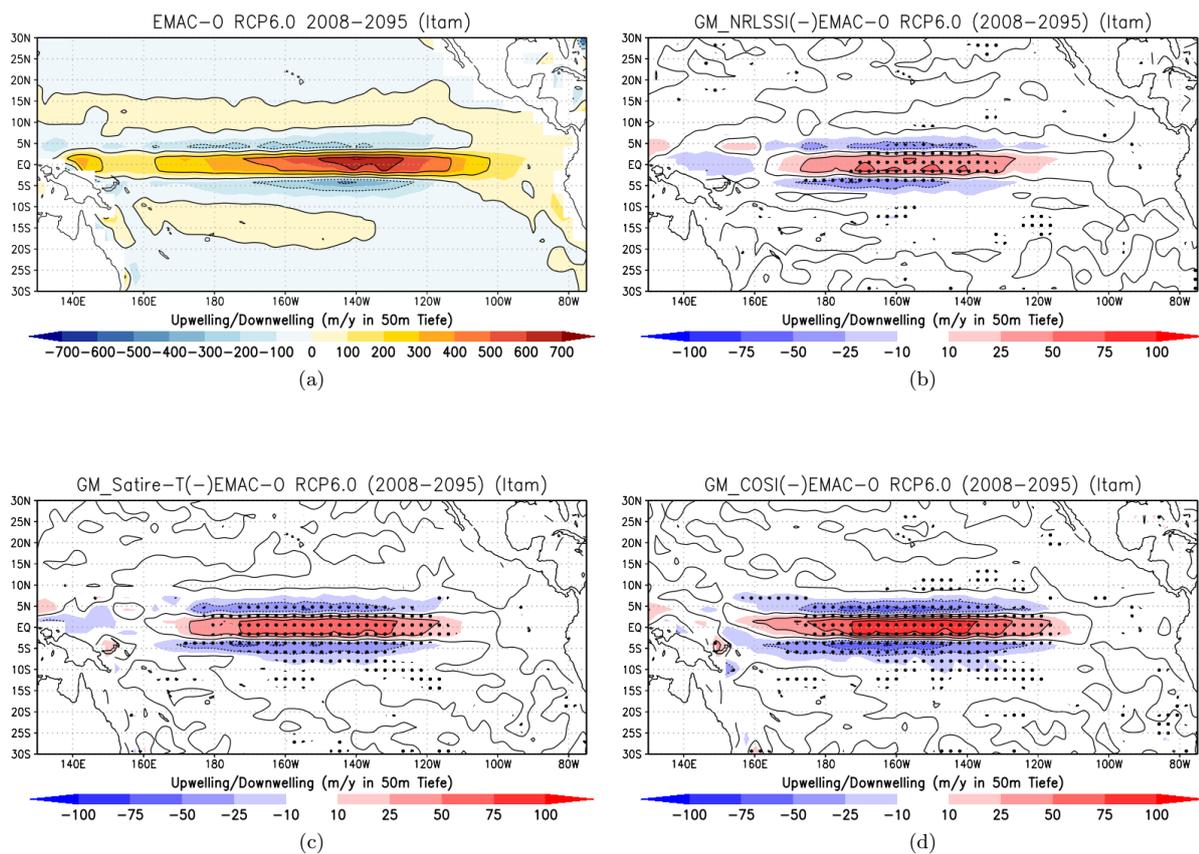


Abbildung 6.23 Upwelling/Downwelling im tropischen Pazifik in EMAC-O RCP6.0 für die Periode 2008-20095
a). In b), c) und d) sind jeweils die Differenzen zwischen den GSM-Simulationen und der Referenzsimulation dargestellt. Zu 90% signifikante Bereiche sind gepunktet hervorgehoben.

Damit kann an dieser Stelle zusammengefasst werden:

- **EMAC-O RCP6.0**

Der bodennahe Klimawandel in der tropischen Pazifikregion ist in EMAC-O RCP6.0 von einer ungleichförmigen Erwärmung zwischen Ost- und Westpazifik geprägt. Dabei führt die wesentlich stärkere Erwärmung im Osten zu einer Abschwächung des Temperatur- und Druckgradienten entlang des pazifischen Beckens. Die daraus resultierende Abschwächung der Ostwinde zieht eine Reduzierung des äquatorialen Upwellings nach sich, wodurch weniger kaltes Tiefenwasser in höher liegende Schichten gelangt und das bodennahe Treibhausgas-induzierte Temperatursignal weiter verstärkt wird.

- **GSM-Simulationen**

Die GSM-Simulationen weisen Änderungen der bodennahen Zustandsgrößen mit dem Klimawandel auf, welche in Bezug auf ihr Vorzeichen mit der Referenzsimulation übereinstimmen. Jedoch zeigt sich in Abhängigkeit vom zugrunde liegenden GSM-Szenario eine insgesamt schwächere Erwärmung insbesondere im Osten, wodurch die Abschwächung der Temperatur- und Druckgradienten geringer ausfällt. Diese Entwicklung wird insbesondere anhand der stabileren Ostwinde in den GSM-Simulationen unterstrichen. Neben der im Vergleich zur Referenzsimulation durch die solare Einstrahlung induzierte Abkühlung kann auch ein weniger abgeschwächtes äquatoriales Upwelling in den Simulationen unter GSM-Bedingungen festgestellt werden, was zusätzlich zu einem geringeren Anstieg der bodennahen Temperatur führt.

Wie kürzlich u.a. von Cai et al. [2014], Kim et al. [2014], Cai et al. [2015a,b] sowie Jin et al. [2015] beschrieben (vgl. auch Kapitel 3.2.1) ist die Stabilität des ENSO-Systems und die damit verbundene Auftretshäufigkeit überdurchschnittlich starker El Niño- und La Niña-Ereignisse in gekoppelten AOGCM-Simulationen im besonderen Maße abhängig von der Stabilität der Kontraste zwischen Ost- und Westpazifik. Deshalb soll im folgenden Abschnitt analysiert werden, ob die Unterschiede in den Grundzuständen zwischen der Referenzsimulation und den GSM-Simulationen im Zuge des Klimawandels zu einer Modifikation der ENSO-Variabilität führen. Dabei lässt bereits die räumliche Ausdifferenzierung der Temperaturanomalien innerhalb der NINO3.4-Region auf einen modulierenden Einfluss von ENSO in den GSM-Simulationen schließen, da sie in ihrer räumlichen Verteilung der Kaltphase des ENSO-Phänomens (La Niña) gleichen. Dabei stellt sich zunächst die Frage nach der Verteilung der einzelnen ENSO-Ereignisse in den individuellen Simulationen. Zur Beurteilung der ENSO-Variabilität ist in Abbildung 6.24 der NINO3.4-Index für den Zeitraum 2008-2095 relativ zu 1960-1999 sowie die Auftretshäufigkeiten der einzelnen ENSO-Klassen und deren Mittelwerte abgebildet (detaillierte Angaben zur Berechnung sind Kapitel 4.3.2.2 zu entnehmen). Anhand der Zeitreihe 6.24a ist eine Häufung besonders starker El Niño- und La Niña-Ereignisse ab den 2060er Jahren in EMAC-O RCP6.0 zu erkennen. Dabei zeigt sich, dass mit einem zeitlichen Versatz von 1-2 Jahren eine besonders ausgeprägte Kaltphase auf ein extremes El Niño-Ereignis folgt. Die hier angestellten Beobachtungen stehen damit in Einklang mit den Analysen von Cai et al. [2014] und Cai et al. [2015b], welche eine Zunahme von extremen El Niño- und La Niña-Ereignissen im Rahmen ihrer CMIP5-Ensemble-Analysen mit fortschreitendem Klimawandel feststellen (vgl. Kapitel 3.2.1). Auch die GSM-Simulationen weisen eine Verstärkung der

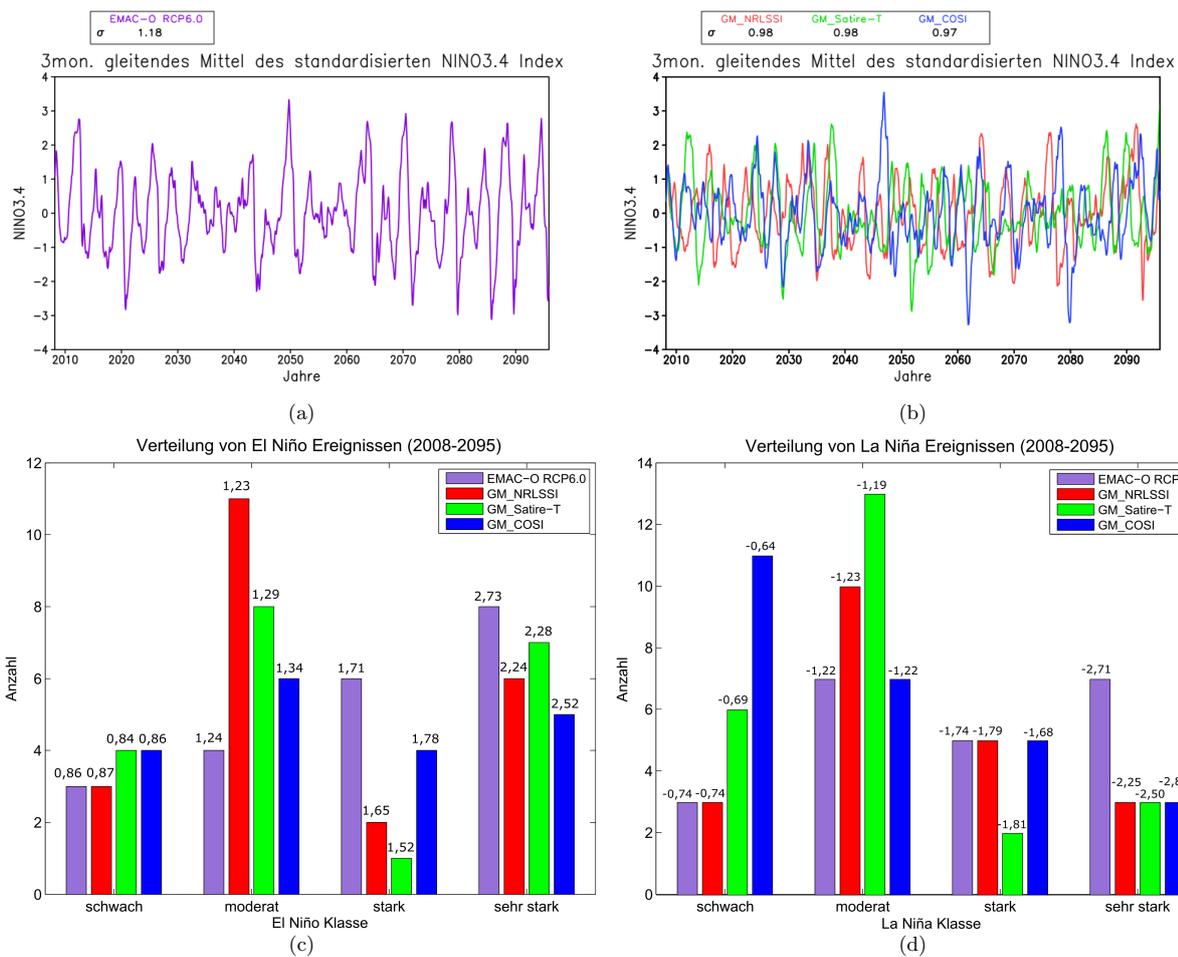


Abbildung 6.24 3-monatiges gleitendes Mittel des standardisierten NINO3.4-Index relativ zu 1960-1999 für EMAC-O RCP6.0 (a) und die GSM-Simulationen (b). Verteilung unterschiedlicher El Niño- (c) und La Niña-Klassen (d) jeweils für EMAC-O RCP6.0 und die GSM-Simulationen (2008-2095). Die in c+d angegebenen Werte entsprechen den Mittelwerten der jeweiligen ENSO-Klasse.

ENSO-Amplitude in der Zukunft auf (s. Abb. 6.24b), jedoch ist das Oszillieren zwischen zwei Extremphasen weniger deutlich ausgeprägt, was sich auch in der Standardabweichung der einzelnen Zeitreihen im Vergleich zur Referenzsimulation niederschlägt. Beim Betrachten der Auftrittshäufigkeiten unterschiedlicher El Niño- und La Niña-Klassen (siehe Abb. 6.24 c+d) treten die Unterschiede zwischen den GSM-Simulationen und EMAC-O RCP6.0 noch deutlicher zu Tage. Dabei stellen 'sehr starke' und 'starke' El Niños mit jeweils 8 und 6 Einzelereignissen die dominanten Klassen in EMAC-O RCP6.0 dar. Hingegen sind 'moderate' (4) und 'schwache' (3) Ereignisse wesentlich seltener. Insgesamt sind innerhalb der Referenzsimulation 66,67% aller Einzelereignisse entweder der Gruppe 'starkes' oder 'sehr starkes' El Niño-Ereignis zuzuordnen, während diese beiden Gruppen in den GSM-Simulationen mit 36,36% (GM_NRLSSI), 40% (GM_Satire-T) und 47,37% (GM_COSI) wesentlich schwächer vertreten sind. Neben der höheren Anzahl von Einzelereignissen innerhalb der Gruppe 'sehr starkes' El Niño weist die Referenzsimulation mit 2,73 auch einen deutlich höheren Mittelwert im Vergleich zu den Simulationen unter GSM-Bedingungen auf. Daraus lässt sich ableiten, dass extrem starke El Niño-Ereignisse nicht

nur seltener innerhalb der GSM-Simulationen anzutreffen sind, sondern dass diese im Falle eines Auftretens auch schwächer im Vergleich zu EMAC-O RCP6.0 ausfallen. Auch hinsichtlich der Verteilung von La Niña-Ereignissen zeigen sich deutliche Gegensätze zwischen den GSM-Simulationen und EMAC-O RCP6.0. Dabei weisen GM_NRLSSI, GM_Satire-T und GM_COSI Auftrittshäufigkeiten 'sehr starker' und 'starker' Ereignisse von jeweils 38,10%, 20,83% und 30,77% in Summe auf, während EMAC-O RCP6.0 mit 54,55% auch hier wesentlich höhere Werte annimmt. Auf Grundlage der in 6.24 c+d ermittelten Verteilungen wurden χ^2 -Tests mit gerichteter Null- (H_0) und Alternativhypothese (H_1) durchgeführt, um deren Unterschiede auf statistische Belastbarkeit zu überprüfen. Um den Anforderungen eines χ^2 -Tests hinsichtlich des Stichprobenumfangs gerecht zu werden (vgl. Kapitel 4.3.1.2), wurden jeweils die Klassen 'sehr stark' und 'stark' sowie 'moderat' und 'schwach' zusammengefasst. Dabei soll H_0 wie folgt formuliert werden:

H_0 = Die Einstrahlungsbedingungen eines GSMs führen nicht zu einer geringeren Häufigkeit 'sehr starker' + 'starker' El Niño- und La Niña-Ereignisse. Die Anzahl 'sehr starker' + 'starker' Ereignisse ist unabhängig von der solaren Einstrahlung

Damit repräsentieren die in Tabelle 6.1 aufgeführten P-Werte die Wahrscheinlichkeiten eines α -Fehlers (H_0 wird fälschlicherweise verworfen). Zusammenfassend kann auf Basis der in Tabelle 6.1 dargestellten Irrtumswahrscheinlichkeiten ein statistischer Zusammenhang zwischen der solaren Einstrahlung und der Häufigkeit extremer ENSO-Ereignisse abgeleitet werden. Dabei lässt sich festhalten, dass die Auftrittshäufigkeit 'sehr starker' und 'starker' El Niño-Ereignisse innerhalb der GSM-Szenarien mit einer Wahrscheinlichkeit zwischen 89,1% und 97,6% unterhalb derer der Referenzsimulation liegt. Analog dazu können hinsichtlich des Auftretens extremer La Niña-Ereignisse Wahrscheinlichkeiten zwischen 86,4% und 99% ermittelt werden. Damit scheint eine Abhängigkeit zwischen der solaren Einstrahlung und dem Auftreten 'sehr starker' und 'starker' Einzelereignisse im Rahmen der hier ermittelten Wahrscheinlichkeiten als gegeben.

El Niños				La Niñas			
χ^2	3,949	P-Wert	0,024	χ^2	1,169	P-Wert	0,134
	stark + sehr stark	schwach + moderat	Gesamt		stark + sehr stark	schwach + moderat	Gesamt
EMAC-O RCP6.0	14	7	21	EMAC-O RCP6.0	12	10	22
GM_NRLSSI	8	14	22	GM_NRLSSI	8	13	21
Gesamt	22	21	43	Gesamt	20	23	43
χ^2	2,93	P-Wert	0,044	χ^2	5,599	P-Wert	0,01
	stark + sehr stark	schwach + moderat	Gesamt		stark + sehr stark	schwach + moderat	Gesamt
EMAC-O RCP6.0	14	7	21	EMAC-O RCP6.0	12	10	22
GM_Satire-T	8	12	20	GM_Satire-T	5	19	24
Gesamt	22	19	41	Gesamt	17	29	46
χ^2	1,52	P-Wert	0,109	χ^2	2,772	P-Wert	0,048
	stark + sehr stark	schwach + moderat	Gesamt		stark + sehr stark	schwach + moderat	Gesamt
EMAC-O RCP6.0	14	7	21	EMAC-O RCP6.0	12	10	22
GM_COSI	9	10	19	GM_COSI	8	18	26
Gesamt	23	17	40	Gesamt	20	28	48

Tabelle 6.1 Vierfeldertafeln als Grundlage eines einseitigen χ^2 -Tests.

Abschließend soll nun ermittelt werden, welche Auswirkungen die Destabilisierung der ENSO-Region mit dem Klimawandel auf die mittlere ENSO-Amplitude mit sich bringt und inwiefern Unterschiede zwischen der Referenzsimulation und den GSM-Simulationen diesbezüglich festgestellt werden können. Um den räumlichen Charakter eines regional begrenzten Variabilitätsmusters sowie dessen Stärke und Varianzanteil zu erfassen, stellt die EOF- (oder Hauptkomponenten-) Analyse eine der etabliertesten Methoden insbesondere in den Klimawissenschaften dar. Dabei ist das ENSO-Phänomen als die 1. EOF im tropischen Pazifik aufzufassen. Um beispielsweise die räumliche Verteilung der mittleren ENSO-abhängigen Temperaturamplitude zu erhalten, wird die Zeitreihe der 1. Hauptkomponente auf die Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen projiziert. Da die Auswirkungen der ENSO-Variabilität auf die Dynamik der Atmosphäre in den Wintermonaten der Nordhalbkugel am größten sind und El Niño- und La Niña-Ereignisse zumeist ihren Höhepunkt innerhalb dieser Saison aufweisen, sollen im Folgenden die Monate Dezember bis Februar betrachtet werden. Abbildung 6.25 a+b zeigt eine typische Verteilung der Wind-, Temperatur- und Niederschlagsanomalien für den Referenzzeitraum 1960-1999 in EMAC-O RCP6.0, wie sie mit der Variabilität der El Niño-Southern Oscillation in Einklang steht. Dabei ist darauf zu achten, dass die hier dargestellten Anomalien der ENSO-Amplitude entsprechen und nicht mit der Warmphase von ENSO (El Niño) gleichzusetzen sind (Details zur Methodik sind dem Kapitel 4.3.4 zu entnehmen). Die stärksten Anomalien sind im östlichen Teil des pazifischen Beckens (um 2 °C) vor der Küste Perus zu erkennen. Westwärtig nehmen die Temperaturanomalien sukzessive ab. Die deutlichsten Ostwindanomalien finden sich über dem westlichen Pazifik vor der indonesischen Inselwelt. Hier befinden sich, aufgrund einer Modifikation der Konvergenz, auch die stärksten Anomalien des saisonalen Niederschlags (bis 4 mm/d). Während die Änderungen innerhalb der ENSO-Region während der 1. Hälfte des 21. Jahrhunderts (s. Abb. 6.25 c+d) noch relativ gering ausfallen, sind deutliche Differenzen in der 2. Hälfte zu erkennen (s. Abb. 6.25 e+f). Dabei ist eine deutliche Verstärkung der Temperaturamplitude zwischen 0,4 °C und 0,6 °C über dem gesamten zentralen Teil des pazifischen Beckens zu erkennen. Die Wind- und Niederschlagsanomalien spiegeln diese Entwicklung ebenfalls wider. Weiterhin kann eine Verschiebung (Ausweitung) sowohl der Niederschlags- als auch der Temperaturmaxima in Richtung des zentralen Pazifiks beobachtet werden.

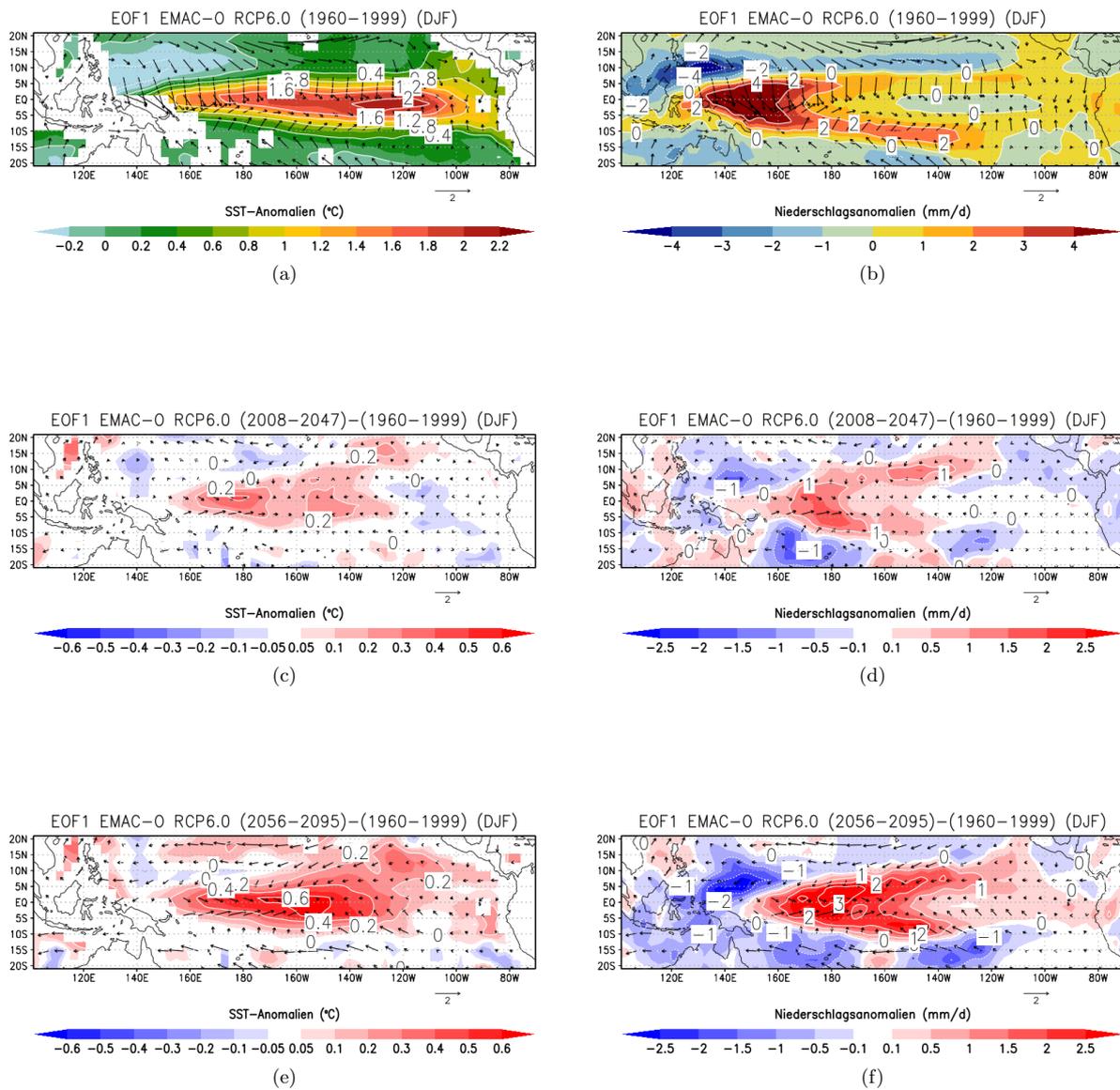


Abbildung 6.25 1. EOF projiziert auf die Anomalien des bodennahen Windes (linke und rechte Spalte identisch), die Meeresoberflächentemperaturen (links) und des Niederschlags (rechts) für EMAC-O RCP6.0 für den Zeitraum 1960-1999 in DJF (a+b). Differenzen der Ladungsmuster jeweils zwischen den Perioden 2008-2047 (c+d), 2056-2095 (e+f) und der Referenzperiode (1960-1999).

Damit würde eine Treibhausgas-induzierte Amplifizierung der ENSO-Amplitude im Falle von El Niño beispielsweise zu einer Verstärkung der Dürreereignisse im West- und einer Ausweitung der Extremniederschläge (sowie des Hitzestresses) im Ostpazifik führen (und vice versa im Falle eines La Niña-Ereignisses).

Die folgende Abbildung 6.26 zeigt die auf den bodennahen Wind, die Meeresoberflächentemperatur und den Niederschlag projizierte 1. EOF für die gesamte Klimawandelperiode 2008-2095 (a+b) sowie die Differenzen der Landungsmuster zwischen GSM-Simulationen und EMAC-O RCP6.0 (c-h) dargestellt. Es ist ersichtlich, dass die Zunahme der ENSO-Amplitude unter GSM Bedingungen gedämpft wird. Dabei gibt es deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen GSM-Szenarien ersichtlich. Während zwischen GM_NRLSSI und EMAC-O RCP6.0 nur geringe Differenzen in der Temperaturamplitude wie auch der Wind- und Niederschlagsänderungen festgestellt werden können, zeigen die beiden intensiveren GSM-Szenarien wesentlich ausgeprägtere Unterschiede. Im Falle von GM_Satire-T ist ein maximaler Unterschied der Temperaturamplitude im Vergleich zur Referenzsimulation von $-0,3\text{ °C}$ im zentralen Teil des Pazifiks zu beobachten. GM_COSI zeigt in derselben Region eine Differenz von $-0,5\text{ °C}$ was annähernd 25% der gesamten Temperaturamplitude der Referenzsimulation entspricht. Auch hinsichtlich der Niederschlagsverteilung und der Windanomalien weisen GM_Satire-T und GM_COSI weniger stark ausgeprägte Änderungen im Rahmen der ENSO-Schwingung auf. Diese zeichnen sich insbesondere durch eine Abschwächung der Niederschlagsextrema über dem offenen Pazifik, aber auch entlang der west- und ostpazifischen Festlandes aus.

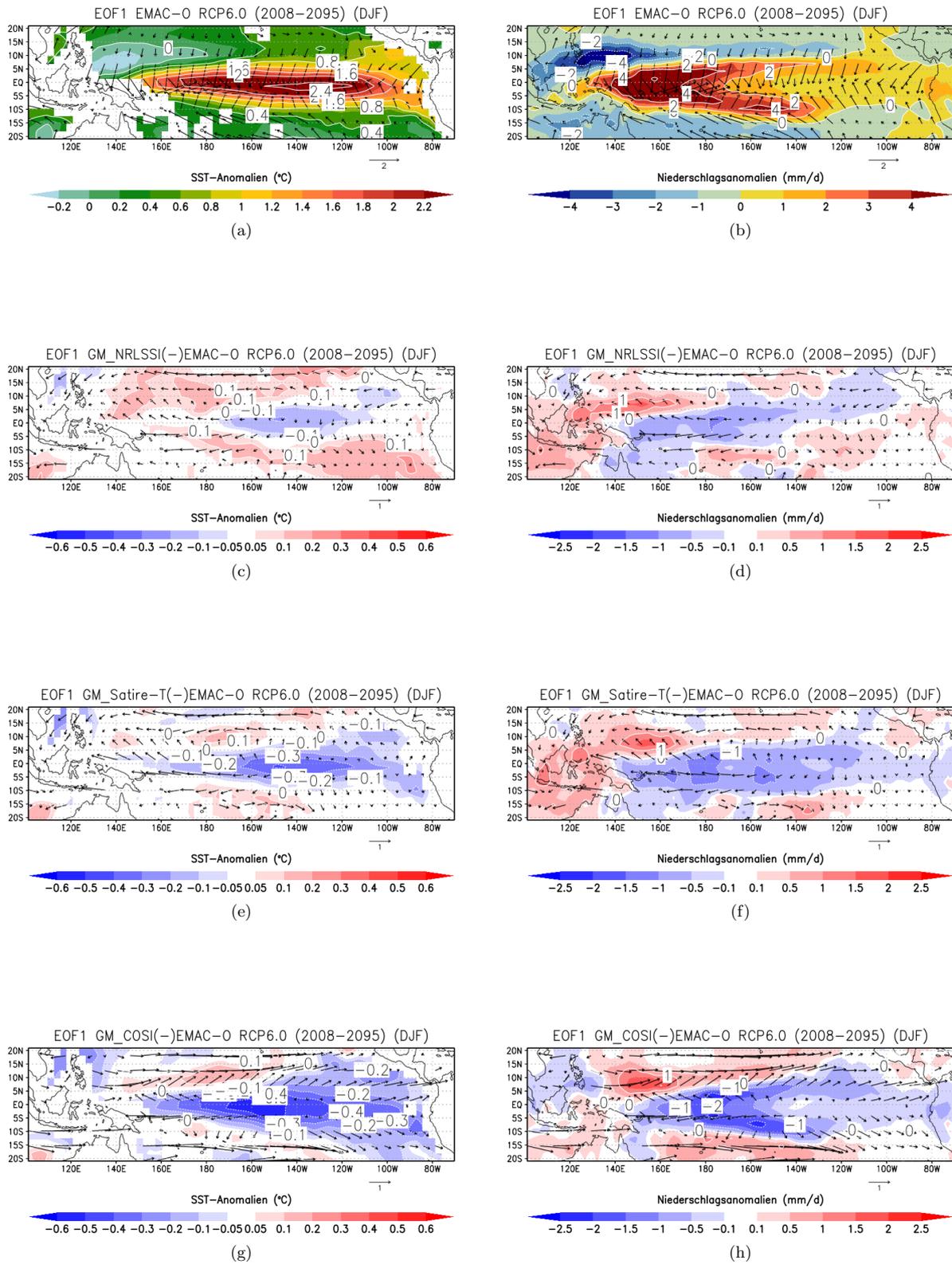


Abbildung 6.26 1. EOF projiziert auf die Anomalien des bodennahen Windes (linke und rechte Spalte identisch), die Meeresoberflächentemperaturen (links) und des Niederschlags (rechts) für EMAC-O RCP6.0 über den Zeitraum 2008-2095 in DJF (a+b). Differenzen der Ladungsmuster jeweils zwischen GM_NRLSSI (c+d), GM_Satire-T (e+f), GM_COSI (g+h) und der Referenzsimulation EMAC-O RCP6.0.

Bisher konnte anhand der hier durchgeführten Simulationen mit EMAC-O RCP6.0 gezeigt werden, dass die im Zuge des anthropogenen Klimawandels induzierte Modifikation des klimatologischen Grundzustands im tropischen Pazifikraum zu einer Intensivierung der ENSO-Amplitude aufgrund einer Destabilisierung des ENSO-Systems führen kann. Die hier dargestellten Ergebnisse stehen damit in Einklang mit aktuellen Analysen von CMIP5-Ensembles (Cai et al. [2014, 2015b]). Es konnte weiterhin dargelegt werden, dass die Umbrüche im pazifischen Klimasystem unter GSM-Bedingungen, in Abhängigkeit vom zugrunde liegenden GSM-Szenario, in gedämpfter Form auftreten und dies von einem selteneren Auftreten 'starker' und 'sehr starker' El Niño- und La Niña-Ereignisse begleitet wird. Es ist denkbar, dass neben der stärkeren Destabilisierung der ENSO-Region in EMAC-O RCP6.0 (gegenüber den GSM-Simulationen) ein weiterer Mechanismus zu einer Amplifizierung der ENSO-Amplitude beiträgt. Wie bereits in Kapitel 3.2 ausführlich beschrieben wurde, konnten u.a. van Loon et al. [2007] sowie Meehl et al. [2008, 2009]; Meehl und Arblaster [2009] sowohl in Beobachtungsdaten als auch anhand von Modellsimulationen feststellen, dass das Auf und Ab des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus zu einem ENSO-ähnlichen Temperatursignal im östlichen Pazifik führen kann. In diesem Zusammenhang zeigt sich zu Zeiten des solaren Maximums ein Muster der Temperaturverteilung im Ostpazifik, welches der Kaltphase von ENSO gleicht. Dieses Muster wird wenige Jahre nach dem solaren Maximum von einem El Niño-ähnlichen Temperatursignal mit positiven Anomalien abgelöst. Es ist möglich, dass eine Überlagerung des ENSO-Zyklus mit dem Sonnen-induzierten Temperatursignal zu einer Amplifizierung/Dämpfung einzelner ENSO-Ereignisse führen kann.

Aufgrund des Fehlens des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in den GSM-Simulationen ist eine Amplifizierung des ENSO-Signals durch denselben in diesen Modellexperimenten ausgeschlossen, weshalb im Folgenden nur das 11-jährige Sonnensignal der Referenzsimulation betrachtet werden soll.

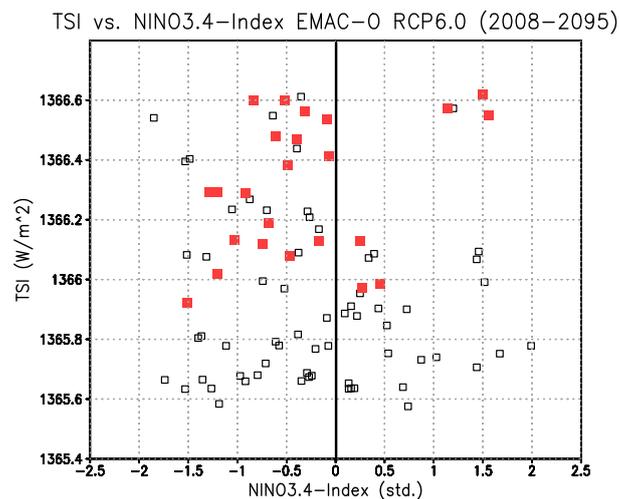


Abbildung 6.27 Jahresmittel der TSI gegenüber dem Jahresmittel des NINO3.4-Index für die Periode 2008-2095. Jahre unter Bedingungen eines solaren Maximums, sowie das vorausgehende und das Folgejahr (SOLMAX \pm 1 Jahr) sind anhand roter Quadrate hervorgehoben.

Um einen ersten Aufschluss hinsichtlich des Zusammenhangs zwischen der Intensität der solaren Einstrahlung und der Ausprägung der ENSO-Phase in EMAC-O RCP6.0 zu erhalten, ist in Abb. 6.27 die TSI

gegenüber dem NINO3.4-Index dargestellt. Dabei sind Jahre mit erhöhter solarer Einstrahlung (SOL-MAX \pm 1 Jahr) anhand roter Quadrate hervorgehoben. Es zeigt sich, dass 18 von 24 Jahren (entsprechend 75%) unter erhöhter solarer Einstrahlung mit der Kaltphase der El Niño-Southern Oscillation zusammenfallen. Demgegenüber tritt nur in 6 Fällen ein Jahr erhöhter solarer Einstrahlung zeitgleich mit einem El Niño-Ereignis auf, wobei 3 der 6 Ereignisse relativ schwach (Standardabweichung $< 0,5$) ausfallen.

Im Gegensatz zu den Studien von van Loon et al. [2007] und Meehl et al. [2008, 2009]; Meehl und Arblaster [2009] soll das solare Signal in dieser Arbeit nicht ausschließlich durch Mittelung der solaren Maxima und auf Basis einer Referenzklimatologie, sondern mit Hilfe einer multiplen linearen Regression extrahiert werden. Dieses Vorgehen soll es ermöglichen, dass solare Signal möglichst frei von externen Einflussgrößen zu betrachten und ein mögliches Oversampling mit der internen Variabilität von ENSO weitgehend zu vermeiden. Dabei entspricht das Regressionsmodell der Methodik von Bodeker et al. [1998] (Details der Berechnung sind dem Kapitel 4.3.5 zu entnehmen).

Um die zeitliche Entwicklung der bodennahen Temperatur im Anschluss an das solare Maximum zu untersuchen, werden Zeitverschiebungen von 1 bis 6 Jahren betrachtet. Dabei entspricht ein Timelag von 1 einer Verschiebung der Sonnenzeitreihe um 12 Monate in Relation zur Temperaturzeitreihe. Das mit der solaren Variabilität assoziierte Temperatursignal entspricht einer Änderung der TSI um $1/W/m^2$ und wird wie in der Studie von Meehl et al. [2009] jeweils für das saisonale Mittel in DJF angegeben. In Abbildung 6.28 sind die Ergebnisse der Regression zusammengestellt. Bei der Betrachtung des solaren Signals zum Zeitpunkt des solaren Maximums (lag=0) in Abb. 6.28a ist eine negative Temperaturanomalie innerhalb der äquatorialen Breiten von bis zu $-0,4$ °C im östlichen Teil des Pazifiks zu erkennen. Diese wird von einer positiven Temperaturanomalie innerhalb der Rand- bis Subtropen eingefasst. Dabei spiegelt die erfasste Temperaturanomalie innerhalb der zentralen Tropen, eine La Niña-ähnliche Ausprägung der ostpazifischen Kaltwasserzunge wider. 1 bis 2 Jahre nach dem solaren Maximum (lag=1, lag=2) (s. Abb. 6.28 b+c) ist eine westwärtige Verschiebung der negativen Temperaturanomalie zu erkennen. Mit einem Versatz von 3 Jahren (lag=3) (s. Abb. 6.28d) stellt sich im Ostpazifik eine positive Temperaturanomalie ein, welche 4 Jahre nach dem solaren Maximum (lag=4) (s. 6.28e) ihre maximale Ausprägung von bis zu $+0,6$ °C aufweist und in ihrer räumlichen Verteilung der Warmphase von ENSO (El Niño) gleicht. In den Jahren 5 und 6 nach dem solaren Maximum (lag=5, lag=6) (s. Abb. 6.28f+g) ist eine deutliche Abmilderung und erneute westwärtige Verschiebung der positiven Temperaturanomalie zu erkennen. Insgesamt weist das hier extrahierte solare Signal in EMAC-O RCP6.0, im tropischen Pazifik, eine hohe Ähnlichkeit mit dem von Meehl et al. [2009] aus Klima-Chemie-Simulationen mit WACCM gewonnenen Signal auf. Dies zeigt sich sowohl anhand der räumlichen Verteilung als auch der Amplitude des La Niña-ähnlichen Signals zu Zeiten des solaren Maximums (vgl. Abb. 3.4). Dabei zeigen beide Modellstudien im Vergleich zu Beobachtungsdaten ein zu schwaches Signal. Unterschiede sind hingegen hinsichtlich des El Niño-ähnlichen Signals im Anschluss an das solare Maximum zu erkennen. Während Meehl et al. [2009] eine mit der solaren Aktivität assoziierte Warmphase im östlichen Pazifik bereits 1-2 Jahre nach dem solaren Maximum feststellt, ist diese in EMAC-O RCP6.0 erst mit einem zeitlichen Versatz von 3-4 Jahren feststellbar.

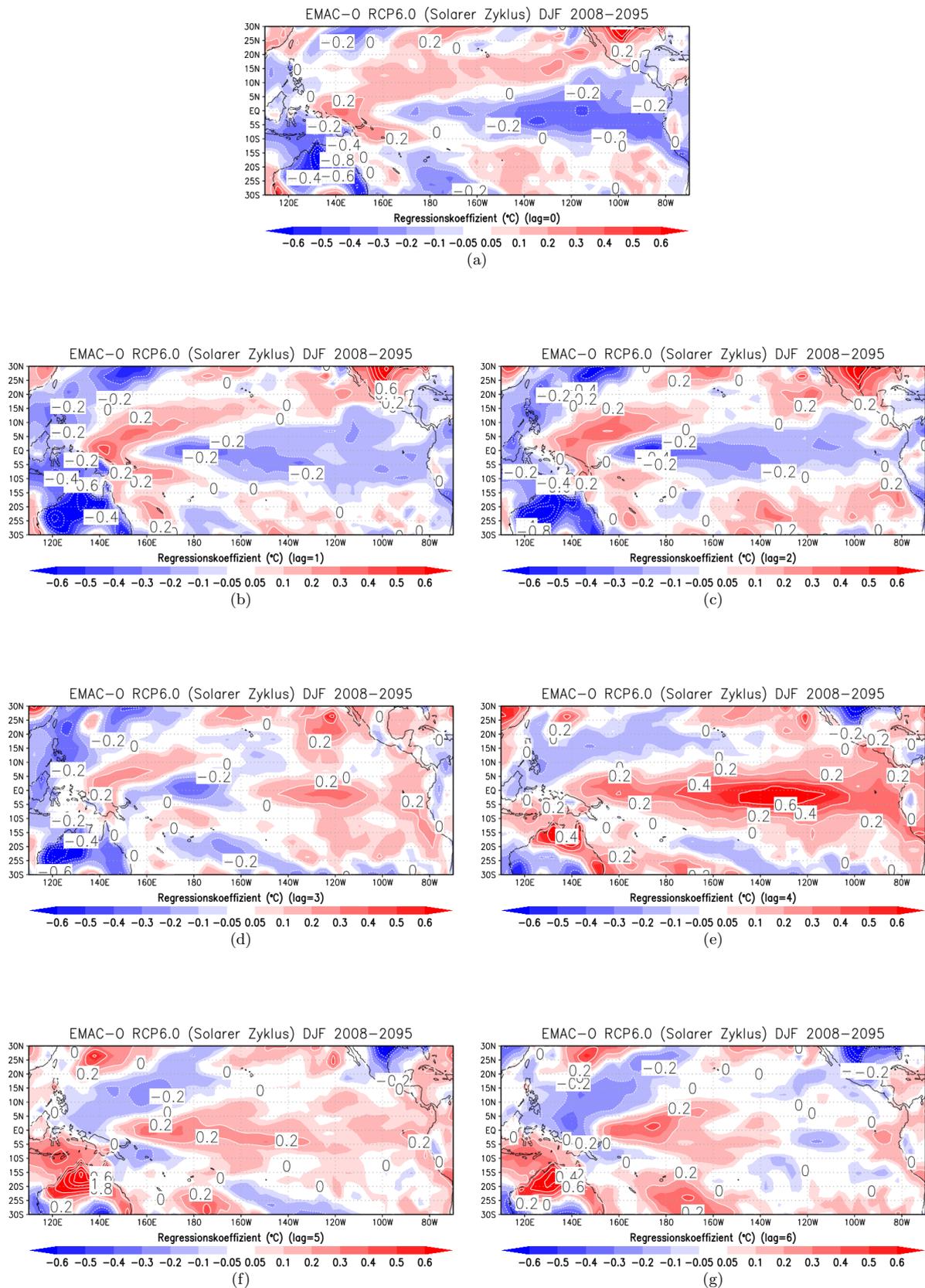


Abbildung 6.28 Das mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus assoziierte, direkte Temperatursignal (tsurf) im tropischen Pazifik in DJF zum Zeitpunkt des solaren Maximumus bei lag=0 (a), sowie 1-6 Jahre nach dem solaren Maximum (b-g). Die Regressionskoeffizienten sind skaliert zu $1/W/m^2$ (TSI).

Auch wenn die Ergebnisse der vorliegenden Dissertation eine Amplifizierung des ENSO-Signals aufgrund des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in EMAC-O RCP6.0 (unabhängig von den Treibhausgas-induzierten Änderungen des Grundzustands im pazifischen Klimasystem) nahelegen und damit im Einklang mit früheren Studien stehen (vgl. u.a. van Loon et al. [2007], Meehl et al. [2008, 2009]; Meehl und Arblaster [2009] soll dennoch auf mögliche (eventuell maßgebliche) Faktoren hingewiesen werden welche zu einer Missinterpretation des Einflusses des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus im tropischen Pazifikraum führen können. Im Zuge dessen sei erwähnt, dass insbesondere die aus Beobachtungsdaten gewonnenen Ergebnisse der o.g. Studien zuweilen kontrovers diskutiert werden. Dabei konnten u.a. Roy und Haigh [2010] sowie Zhou und Tung [2010] zeigen, dass das extrahierte solare Signal im tropischen Pazifik keine Robustheit gegenüber der gewählten Beobachtungsperiode oder der zugrundeliegenden Referenzklimatologie aufweist. Weiterhin wird angeführt, dass ein größerer Teil der vergangenen solaren Maxima, eventuell zufällig, mit der Kaltphase der El Niño-Southern Oscillation zusammen fielen und daraus fehlerhafte Annahmen bezüglich des solaren Signals in dieser Region getroffen wurden. Dennoch räumen Zhou und Tung [2010] ein, dass eine solare Amplifizierung des ENSO-Signals insbesondere in Modellstudien möglich ist, ein entsprechender Nachweis eines solchen Mechanismus in Beobachtungsdaten aber derzeit noch aussteht.

Um die Robustheit der hier dargestellten Modellergebnisse in EMAC-O RCP6.0, gegenüber der betrachteten Periode (2008-2095) zu überprüfen, wurden die in Abb. 6.27 und Abb. 6.28 dargestellten Analysen unter Einbeziehung der gesamten Simulationsperiode (1960-2095) wiederholt und bestätigt. Dennoch sind die hier gewonnen Erkenntnisse, hinsichtlich einer solaren Amplifizierung der ENSO-Amplitude in EMAC-O RCP6.0, aufgrund der betrachteten Einzelrealisierung und der hohen internen ENSO-Variabilität limitiert.

6.2 Der Klimawandel in der mittleren Atmosphäre während des 21. Jahrhunderts

Innerhalb des folgenden Kapitels sollen die Ergebnisse der transienten Läufe mit Blick auf die mittlere Atmosphäre vorgestellt werden. Dazu werden zunächst die grundlegenden Auswirkungen des Klimawandels unter Referenzbedingungen der EMAC-O RCP6.0 Simulation vorgestellt. Im Anschluss daran sollen die Unterschiede zwischen der Referenzsimulation und den Simulationen unter GSM-Bedingungen während dessen Kernperiode diskutiert werden. Dabei werden zunächst die Differenzen im langjährigen Jahresmittel und anschließend die Unterschiede in der Erholung des Totalozons sowie der winterlichen Variabilität innerhalb der Nordhemisphäre aufgezeigt.

6.2.1 Der zukünftige Klimawandel in der mittleren Atmosphäre unter Referenzbedingungen

In Abbildung 6.29a ist die Temperaturverteilung zu Zeiten der Referenzperiode (1960-1999) sowie die Temperaturentwicklung während der 1. und 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts (6.29 a+b) im zonalen, langjährigen Jahresmittel dargestellt. Dabei ist zunächst ersichtlich, dass die Troposphäre bereits innerhalb der Klimawandelperiode (2008-2047) eine deutliche Erwärmung aufweist. Die deutlichste Temperaturzunahme (+2 °C) zeigt sich unterdessen innerhalb der äquatorialen Breiten in 200 hPa. Weiterhin ist erkennbar, dass die Nordhemisphäre eine stärkere Zunahme der Temperaturen gegenüber der südlichen Hemisphäre aufweist. Oberhalb der Tropopause ist ein Übergang der positiven Temperaturanomalien zu negativen zu erkennen. Über den gesamten Höhenbereich der mittleren Atmosphäre ist eine deutliche Abkühlung zu verzeichnen. Besonders ausgeprägte negative Temperaturanomalien um -4 °C sind im Bereich der unteren Mesosphäre bis oberen Stratosphäre ersichtlich. Nahezu alle Temperaturänderungen sind, sowohl in der Troposphäre als auch innerhalb der mittleren Atmosphäre, signifikant auf dem 95%-Niveau. Während der 2. Klimawandelperiode (2056-2095) (s. Abb. 6.29c) ist eine weitere Verstärkung der gegensätzlichen Entwicklungen zwischen Troposphäre und der mittleren Atmosphäre zu beobachten. Die niederen Breiten der Troposphäre weisen einen unvermindert starken Anstieg der Temperaturen auf. Ein maximaler Anstieg von +4 °C ist dabei in einem Höhenbereich zwischen 200 hPa und 500 hPa zu finden. Dieser besonders starke Temperaturanstieg in der oberen tropischen Troposphäre ist ein bekanntes Merkmal gekoppelter Klimamodelle und wird in Zusammenhang mit dem Anstieg der tropischen SSTs im Zuge des anthropogenen Klimawandels gebracht. Dabei führen steigende SSTs zu einer Intensivierung der Verdunstung und tropischen Konvektion. Dadurch gelangt mehr Wasserdampf in höher gelegene Schichten der Atmosphäre, welcher bei Kondensation latente Wärme abgibt und zu einer lokalen Erwärmung beiträgt (s. u.a. Johnson und Xie [2010] und Xiang et al. [2014]). Der fortschreitenden Erwärmung der Troposphäre steht eine Verstärkung der Abkühlung innerhalb der mittleren Atmosphäre (-7 °C obere Strato-/untere Mesosphäre) gegenüber. Der Temperaturanstieg in der Troposphäre bei gleichzeitiger Abkühlung der mittleren Atmosphäre zeigt sich sowohl in Ensemblestudien mit (bspw. Eyring et al. [2013]) als auch ohne interaktive Chemie (bspw. Denman et al. [2007]). Bereits für das ausgehende 20. Jahrhundert (1979-2005) kann auf Basis von Beobachtungsdaten (Satelliten-, Radiosonden- und LiDAR-Messungen) eine Abkühlung (insbesondere) der unteren Stratosphäre (in 20 km Höhe) zwischen 0,5 °C

und 1,5 °C pro Dekade festgestellt werden [Randel et al., 2009]. Jedoch müssen die Entwicklungen der Vergangenheit und der Zukunft voneinander abgegrenzt werden. Während innerhalb der vergangenen Dekaden maßgeblich der Abbau von Ozon zu einer Abkühlung der unteren Stratosphäre beigetragen hat, spielen mit fortschreitendem Klimawandel die stetig zunehmenden Konzentrationen anthropogener Treibhausgase hinsichtlich der Abkühlung in höheren Schichten der mittleren Atmosphäre (in 50 km Höhe) eine zentrale Rolle.

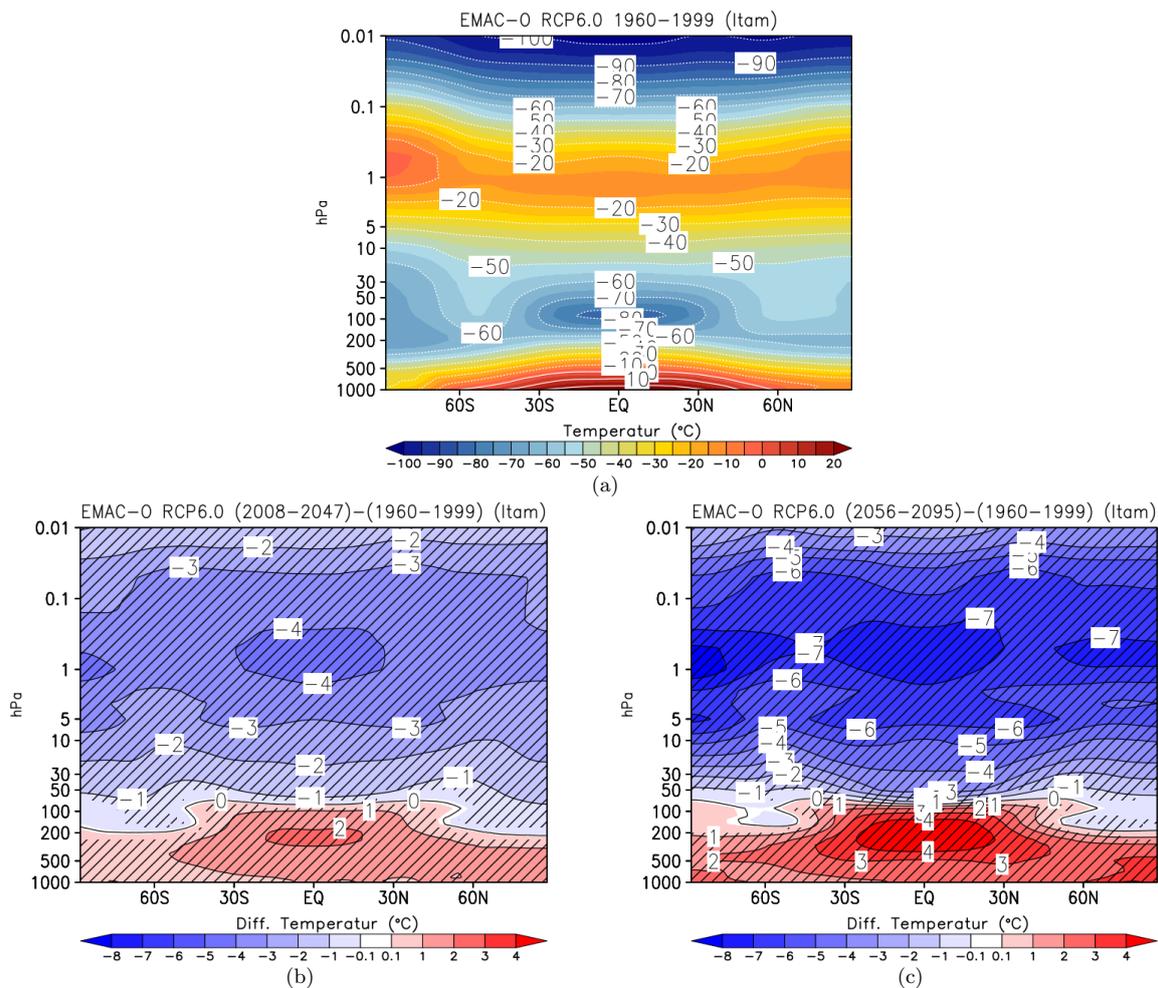


Abbildung 6.29 Entwicklung der Temperatur zwischen 1000 hPa und 0,01 hPa mit fortschreitendem Klimawandel. Temperaturverteilung innerhalb des Referenzzeitraums (1960-1999) (a) sowie die Differenzen zwischen den Perioden 2008-2047 (b), 2056-2095 (c) und der Referenzperiode im zonalen, langjährigen Jahresmittel. Zu 95% signifikante Änderungen sind schraffiert hervorgehoben.

Der Grund für diese Entwicklung liegt in den starken Absorptionsbanden (insbesondere bei 15 μm) von CO_2 im Infrarot. Dabei führt eine sukzessive Anreicherung der Atmosphäre mit Kohlenstoffdioxid zu einer vermehrten Absorption langwelliger terrestrischer Ausstrahlung bereits in tieferen Schichten der Atmosphäre. Damit steht für CO_2 -Moleküle in weiter oben gelegenen Schichten weniger Strahlung zur Verfügung, welche absorbiert werden kann, was eine Abkühlung zur Folge hat. Die deutliche Erwärmung/Abkühlung der Troposphäre/mittleren Atmosphäre geht mit Veränderungen der Dynamik und Ozonchemie einher. Die Abbildung 6.30 zeigt die Entwicklung der Ozonkonzentrationen während der 1. und 2. Klimawandelperiode in Relation zur Referenzperiode.

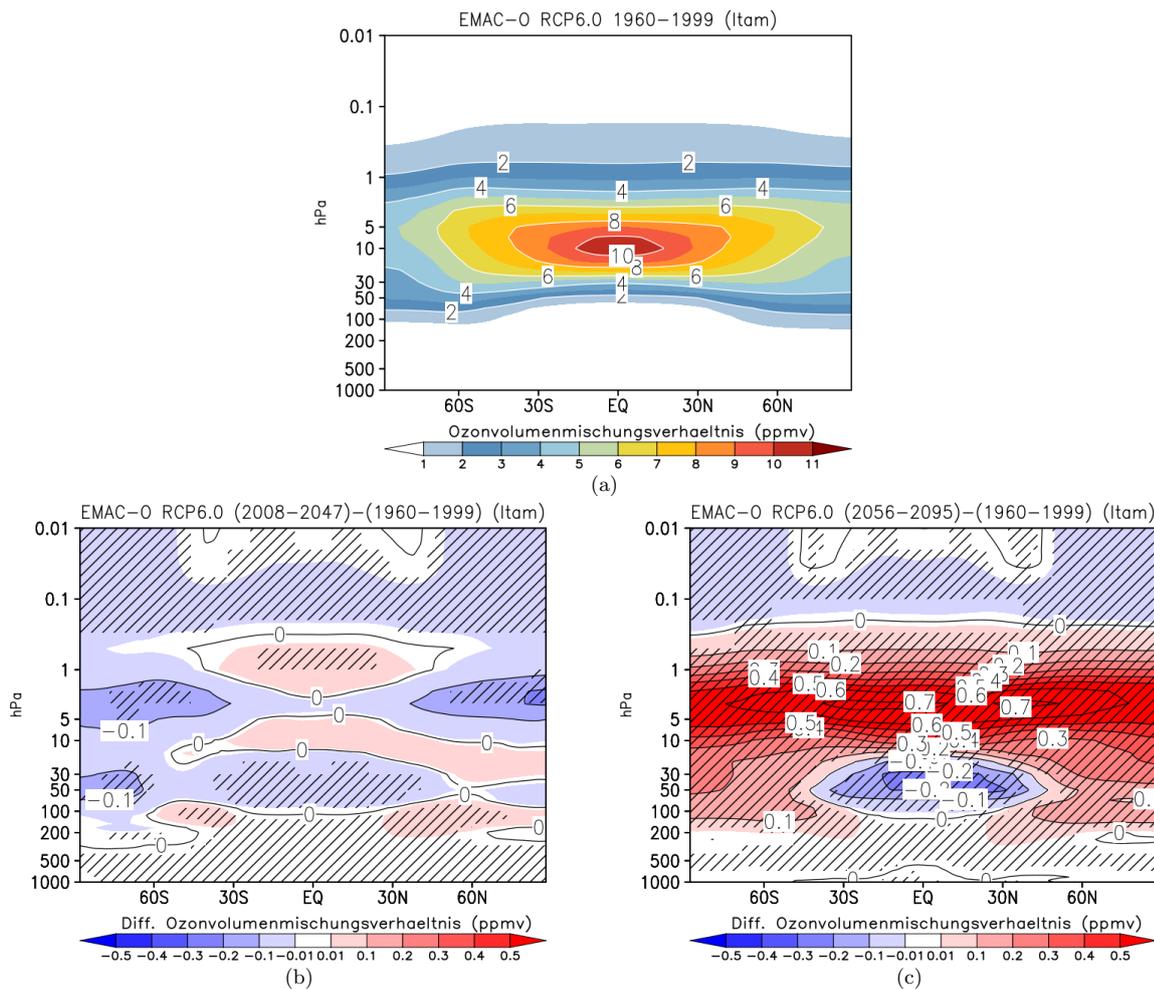


Abbildung 6.30 Wie Abb. 6.29, jedoch für die Konzentrationen von Ozon.

Beim Betrachten der Ozondifferenzen zwischen der 1. Klimawandel- und der Basisperiode (s. Abb. 6.30b) ist ersichtlich, dass weite Bereiche der mittleren Atmosphäre (noch) von negativen Anomalien gekennzeichnet sind. Dabei sind besonders deutliche und statistisch signifikante Unterschiede innerhalb der polaren bis mittleren Breiten beider Hemisphären in einer Höhe zwischen 5 hPa und 1 hPa zu erkennen. In der antarktischen unteren Stratosphäre (50 hPa) lässt sich eine weiterer Bereich negativer Ozonanomalien abgrenzen. In diesem Zusammenhang konnte Meul [2013] in transienten Simulation mit EMAC aufzeigen, dass die negativen Differenzen in den oberen Schichten der Stratosphäre auf den noch nicht vollständigen Abbau von ODS während der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts zurückzuführen sind. Die negativen Anomalien innerhalb der antarktischen unteren Stratosphäre können hingegen auf die Abkühlung der polaren Breiten zurückgeführt werden, welche die Bildung polarer Stratosphärenwolken (**englisch** *Polar Stratospheric Clouds (PSCs)*) während der Wintermonate begünstigt. An den Kristallen von PSCs können chemische Reaktionen ablaufen, welche zu einer Umwandlung von Chlorreservoirmolekülen zu Chlormolekülen führen. Diese werden am Ende der Polarnacht unter dem Einfluss hochenergetischer UV-Strahlung in Chlorradikale umgewandelt, was zu einem effektiven Abbau des Ozons zu Beginn des Frühjahrs führt. Die Bildung von PSCs ist ab einem Unterschreiten der Temperatur

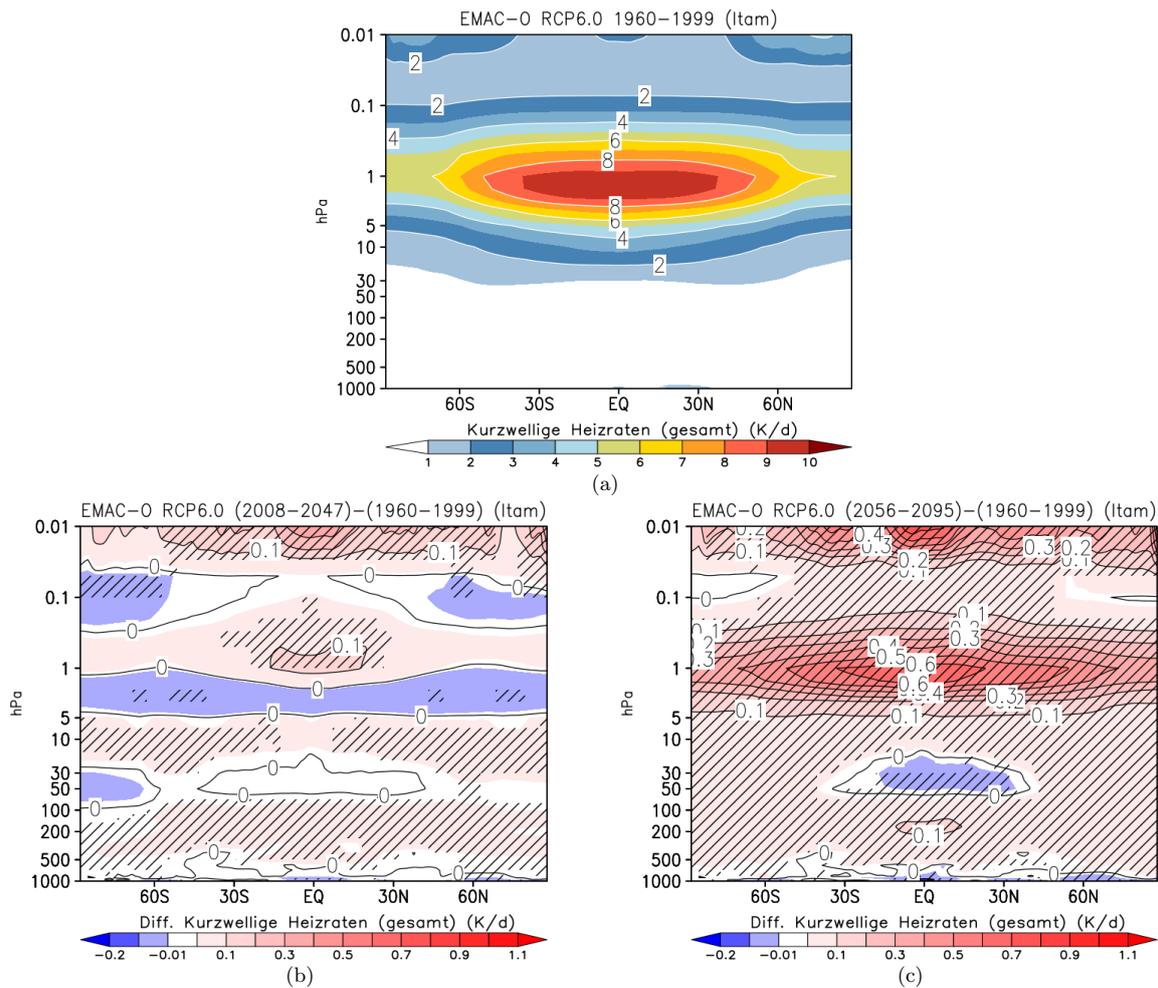


Abbildung 6.31 Wie Abb. 6.29, jedoch für die kurzwelligen solaren Heizraten.

von 195 K möglich und auf einen Höhenbereich zwischen etwa 10 und 25 km beschränkt. Aufgrund des stabileren Polarwirbels sind die Bildungsbedingungen innerhalb des Südwinners häufiger erfüllt. Auch wenn negative Anomalien weitgehend überwiegen, sind bereits leicht positive (statistisch nicht signifikante) Werte im Bereich des tropischen Ozonmaximums in 10 hPa ersichtlich. Während der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts bildet sich ein bipolares Muster der Ozonanomalien in Relation zur Referenzperiode heraus (s. Abb. 6.30c). Dieses ist gekennzeichnet von positiven Anomalien über den gesamten Höhenbereich der mittleren bis oberen Stratosphäre (10 hPa bis 1 hPa), welche sich innerhalb der polaren bis mittleren Breiten der unteren Stratosphäre fortsetzen. Dabei treten maximale Werte von +0,7 ppm (entsprechend 10%) innerhalb der tropischen Breiten der oberen Stratosphäre bei etwa 3 hPa auf. Deutlich negative Anomalien sind hingegen zwischen 30°S-30°N in der unteren Stratosphäre zu beobachten. Dieses markante Muster der Ozonentwicklung wurde von Meul [2013] im Rahmen ihrer Dissertation einer detaillierten Untersuchung unterzogen und in Meul et al. [2014] veröffentlicht. Zusammenfassend lässt sich diesbezüglich festhalten:

- Die Zunahme der Ozonkonzentrationen oberhalb von 10 hPa ist im besonderen Maße auf den sukzessiven Abbau von ODS im Verlauf des 21. Jahrhunderts zurückzuführen.

- Die Erholung der Ozonschicht findet dabei vor dem kompletten Abbau der ODS statt. Dies ist dem Umstand geschuldet, dass die treibhausgasbedingte Abkühlung der Stratosphäre zu einer Verlangsamung photochemischer Ozonabbauprozesse beiträgt. Fortschreitende Treibhausgasemissionen können im Zuge dessen zu einer Übererholung (**englisch** *super recovery*) der Ozonschicht führen (s. auch Li et al. [2009]).
- Die negativen Anomalien im Bereich der unteren, tropischen Stratosphäre stehen im Einklang mit einem verstärkten Ozontransport in Richtung der polaren Breiten aufgrund einer beschleunigten BDC mit dem Klimawandel. Darüber hinaus resultieren die negativen Anomalien aus einer Abschwächung der Photolyse und sind Ausdruck selektiver Strahlungsabsorption in darüber liegenden Schichten ('reversed selfhealing').

Die Entwicklungen der kurzweiligen solaren Heizraten zeichnen jene des stratosphärischen Ozons sowohl während der 1. als auch der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts nach (s. Abb. 6.31). Dabei sind besonders deutliche Unterschiede zur Referenzperiode zwischen 2056 und 2095 (s. Abb. 6.31c) ersichtlich. In diesem Zusammenhang werden die negativen Ozonanomalien innerhalb der unteren, tropischen Stratosphäre von negativen Heizraten um $-0,1$ K/d begleitet. Wesentlich stärkere positive, Differenzen sind hingegen in einem Höhenbereich zwischen 3 hPa und 0,3 hPa zu verzeichnen. Dabei sind maximale Änderungen von $+0,6$ K/d in 1 hPa und damit oberhalb der stärksten Ozonanomalien in 3 hPa zu verzeichnen. Die Erholung (bzw. Übererholung) der Ozonschicht zieht demzufolge eine Erwärmung der Stratosphäre nach sich, jedoch wird diese in Folge der treibhausgasbedingten Abkühlung deutlich überkompensiert (s. Abb. 6.29c).

6.2.2 Der zukünftige Klimawandel in der mittleren Atmosphäre während der Kernperiode eines GSM im langjährigen Jahresmittel

In den Abbildungen 6.32 bis 6.34 sind jeweils die Differenzen zwischen der Klimawandelperiode 2036-2075 und der Referenzperiode 1960-1999 in EMAC-O RCP6.0 (entspricht dem Klimawandel unter Referenzbedingungen) sowie die Differenzen zwischen den GSM-Simulationen und EMAC-O RCP6.0 während der Klimawandelperiode 2036-2075 (entspricht dem veränderten Klimawandel unter GSM-Bedingungen) dargestellt. Sowohl GM_NRLSSI (s. Abb. 6.32b) als auch GM_Satire-T (s. Abb. 6.32c) weisen eine deutliche Abkühlung gegenüber EMAC-O RCP6.0 sowohl in der Troposphäre als auch in weiten Teilen der mittleren Atmosphäre auf. Die deutlichsten negativen Anomalien von -1 °C befinden sich dabei in der arktischen unteren Mesosphäre. Diese werden von positiven Anomalien in der darunter liegenden Stratosphäre in einem Höhenbereich zwischen 10 hPa und 200 hPa begrenzt. Im Falle von GM_NRLSSI ist diese positive Anomalie zudem auf einem 95%-Signifikanzniveau statistisch belastbar. Auch in GM_COSI (s. Abb. 6.32d) ist eine derartige Temperaturverteilung in der arktischen (und antarktischen) mittleren Atmosphäre zu beobachten, wenngleich in diesem Falle die negativen Anomalien wesentlich stärker ausgeprägt sind (bis -3 °C). Die positiven Temperaturanomalien sind hingegen wesentlich schwächer und erstrecken sich über einen geringeren vertikalen Bereich. Die hier festgestellte Signatur der Temperaturverteilung in der polaren mittleren Atmosphäre ist typisch für jene, welche mit MSWs assoziiert wird. Wie bereits in vorausgegangenen Kapiteln erörtert wurde, ist das Auftreten von

MSWs von der Stabilität des Polarwirbels abhängig, welcher zu Zeiten geringerer solarer Einstrahlung häufiger von Störungen betroffen ist. Eine detaillierte Untersuchung der winterlichen Variabilität der Nordhemisphäre soll deshalb in Kapitel 6.2.4 folgen.

EMAC-O RCP6.0 weist im Bereich der tropischen Stratopause eine maximale, treibhausgasbedingte Abkühlung von $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf. Im selben Höhenbereich zeigen sowohl GM_NRLSSI als auch GM_Satire-T eine zusätzliche, strahlungsbedingte Abkühlung von $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. In GM_COSI liegen die Temperaturen um etwa $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ unterhalb derer der Referenzsimulation. Ähnlich hohe Werte können im Bereich der oberen Mesosphäre, insbesondere in der südlichen Hemisphäre, festgestellt werden. Auch GM_NRLSSI und GM_Satire-T weisen in diesem Bereich eine deutliche, statistisch signifikante Abkühlung auf, jedoch ist diese mit $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ um das sechsfache geringer im Vergleich zu GM_COSI. Auch in der oberen tropischen Troposphäre können markante Temperaturanomalien in GM_Satire-T und GM_COSI festgestellt werden. Diese äußern sich insbesondere anhand einer deutlichen Abkühlung von $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ bzw. $-1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Höhenbereich um 200 hPa. Wie bereits im Kapitel zuvor erörtert wurde, weist die Referenzsimulation

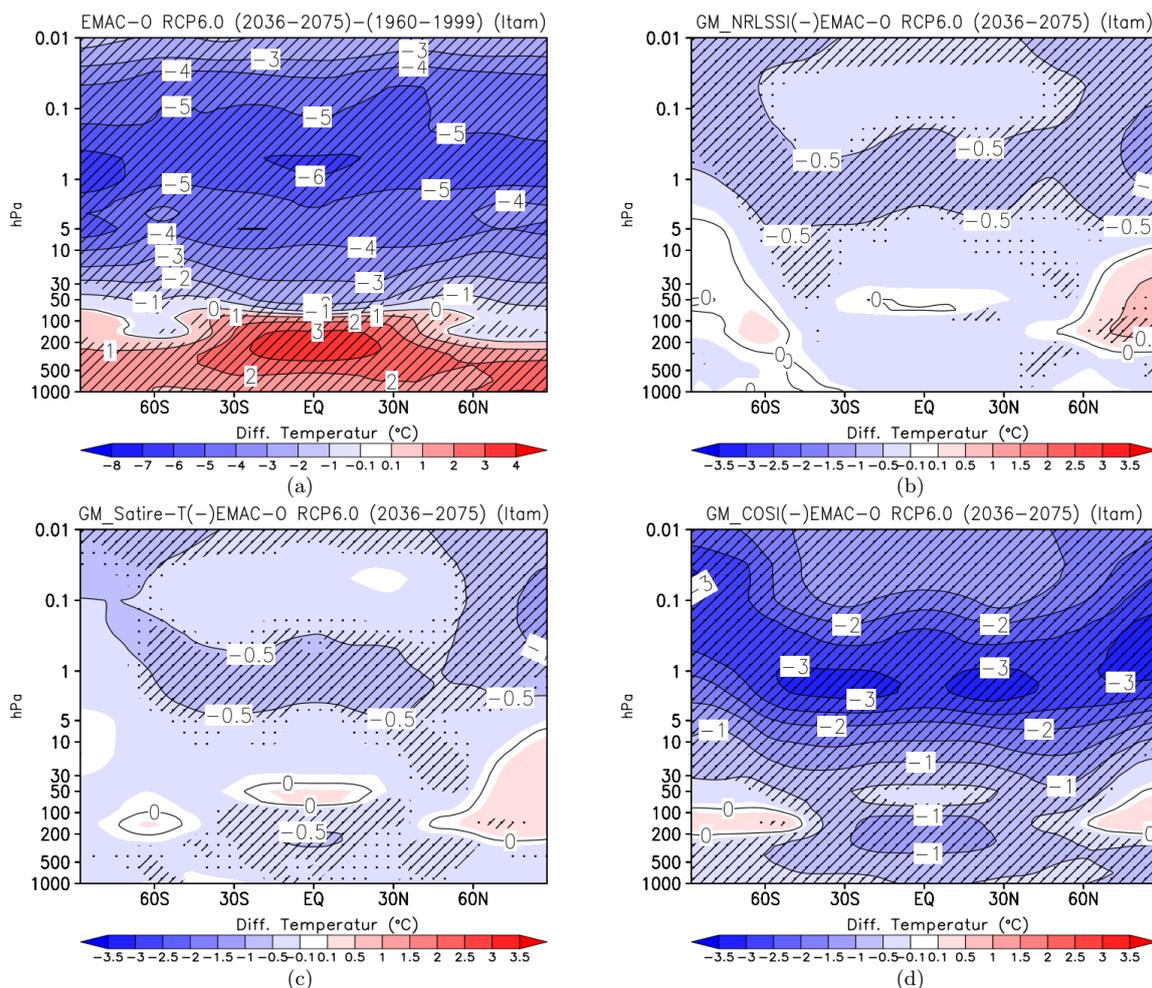


Abbildung 6.32 Differenzen der zonal-gemittelten Jahresmitteltemperatur zwischen den Perioden 2036-2075 und 1960-1999 in EMAC-O RCP6.0 (a). Differenzen zwischen den GSM-Simulationen (b-d) und EMAC-O RCP6.0 während der GSM-Kernperiode (2036-2075). Zu 95% und 90% signifikante Anomalien sind schraffiert/gepunktet hervorgehoben.

in jenem Höhenbereich die stärkste Erwärmung innerhalb der Troposphäre auf was mit dem Anstieg der tropischen SSTs im Einklang steht. Da sowohl GM_Satire-T als auch GM_COSI, aufgrund der stärkeren Reduzierung der TSI deutlichere negative SST-Anomalien innerhalb der tropischen Breiten gegenüber der Referenzsimulation aufweisen (vgl. Abb. 6.3) als GM_NRLSSI, tritt nur in diesen beiden Simulationen ein relative Abkühlung in diesem Höhenbereich auf. Im Falle von GM_Satire-T wird diese negative Anomalie von einer positiven, statistisch nicht signifikanten Temperaturanomalie in 50 hPa begrenzt. Währenddessen weist GM_COSI im selben Höhenbereich eine schwache Abkühlung auf.

Während die Temperaturanomalien der hohen Breiten in Zusammenhang mit dynamischen Prozessen stehen, lassen sich jene der mittleren bis äquatorialen Breiten auf direkte Rückkopplungsprozesse zwischen der solaren Einstrahlung und Ozon (s. Abb. 6.33) und den daraus resultierenden kurzwelligen solaren Heizraten (s. Abb. 6.34) ableiten. EMAC-O RCP6.0 (s. Abb. 6.33a) zeigt bereits eine Übererholung der Ozonschicht in der mittleren bis oberen Stratosphäre während der GSM-Kernperiode (2036-2075) im langjährigen Jahresmittel gegenüber der Referenzperiode (1960-1999). Maximal positive Werte von +0,4 ppm treten dabei zwischen 5 hPa und 3 hPa auf.

Auch die Simulationen GM_NRLSSI und GM_Satire-T weisen eine Übererholung auf, jedoch ist die-

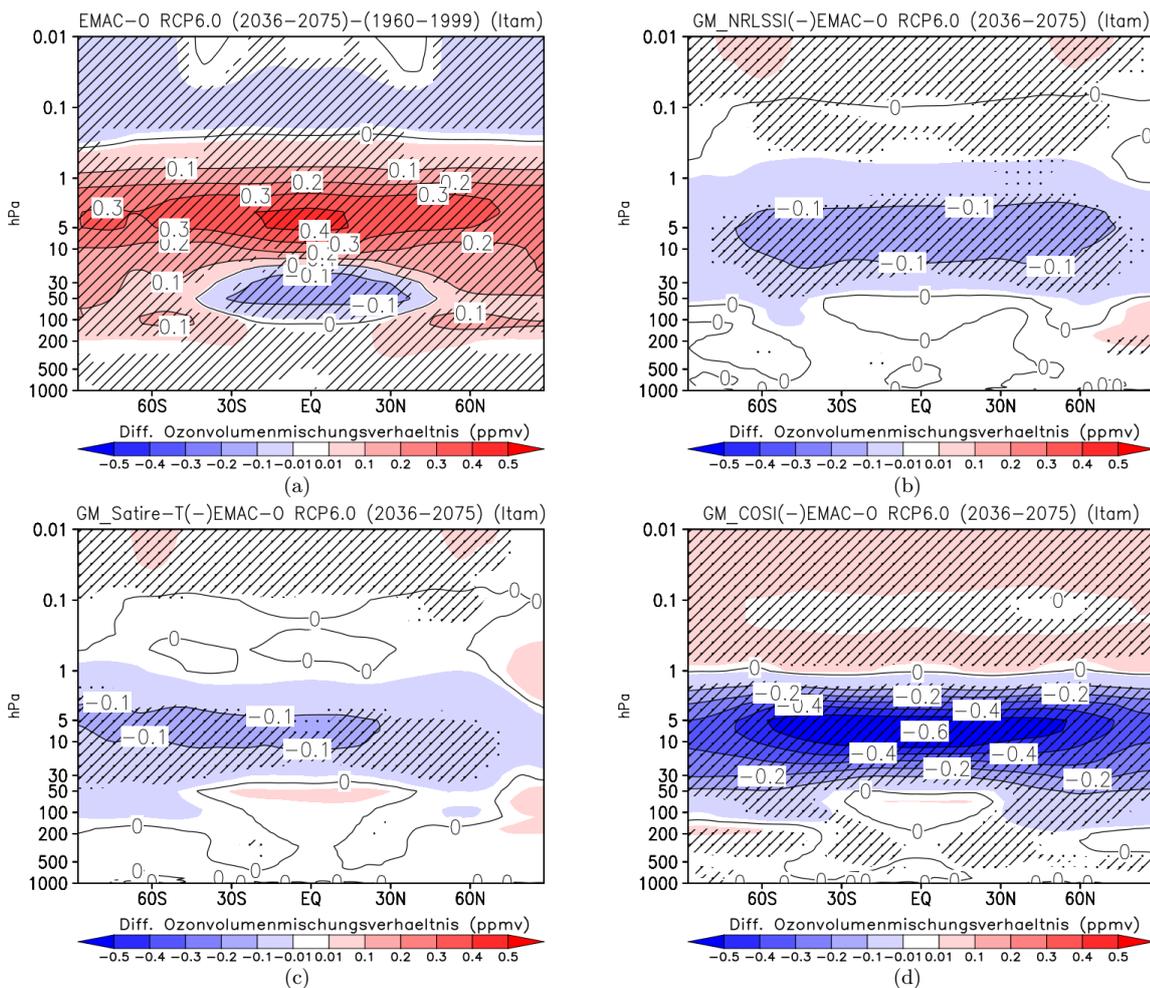


Abbildung 6.33 Wie Abb. 6.32 jedoch für die Konzentrationen von Ozon.

se gegenüber EMAC-O RCP6.0 während der Kernperiode des GSM geringer ausgeprägt. Dabei sind zwischen 30 hPa und der Stratopause negative Ozonanomalien von bis zu 0,1 ppm zu erkennen. Dies entspricht einer um 25% schwächeren Übererholung von Ozon im Bereich des äquatorialen Maximums von EMAC-O RCP6.0 in 30 hPa. In den Randtropen bis zu den mittleren Breiten entspricht dies sogar einer relativen Differenz von >30%. Insgesamt ist die Reaktion in GM_NRLSSI gegenüber GM_Satire-T etwas stärker ausgeprägt, was mit einer deutlicheren Reduktion der kurzwelligen UV-Strahlung und einer damit verbundenen stärkeren Abschwächung der Photolyse verbunden ist. Die negativen Ozonanomalien beider Läufe bewirken eine Abschwächung der solaren Heizraten in darüber liegenden Schichten um 0,1 K/d. Die stärksten Signale erstrecken sich zwischen 60°N-60°S in einem Höhenbereich zwischen 5 hPa und 0,3 hPa.

Die negativen Signale in GM_COSI erstrecken sich zwar über einen ähnlichen Höhenbereich wie die beiden anderen alternativen GSM-Szenarien, jedoch sind diese (wie bereits in den Zeitscheibensimulationen beobachtet) bis um das sechsfache stärker ausgeprägt. Dies äußert sich in Ozon- und Heizratenanomalien von bis zu -0,6 ppm bzw. -0,6 K/d. Zusätzlich sind in GM_COSI schwach positive, aber dennoch signifikante Ozonanomalien überall in der Mesosphäre ersichtlich. Diese lassen sich abermals auf eine besonders starke Reduktion der Einstrahlung, insbesondere im Lyman- α und einer daraus resultierenden Abschwächung des katalytischen Ozonabbaus zurückführen. Auch GM_NRLSSI und GM_Satire-T zeigen positive Ozonanomalien in der Mesosphäre, jedoch sind diese auf die mittleren bis hohen Breiten der oberen Mesosphäre beschränkt. Die hier beobachteten Anomalien stammen dabei aus dem jeweiligen Sommerhalbjahr, da sich hier die Strahlungsreduktion im kurzwelligen UV aufgrund der dauerhaften Sonneneinstrahlung besonders bemerkbar macht (vgl. auch die kurzwelligen solaren Heizraten im selben Bereich in Abb. 6.34 b+c). Die deutlich negativen Heizraten im Bereich der oberen tropischen Mesosphäre resultieren aus einer wesentlich schwächeren Einstrahlung im Lyman- α und den Schumann-Runge Banden und einer daraus resultierenden geringeren Strahlungsabsorption durch O₂. Auch in GM_NRLSSI und GM_Satire-T lässt sich dieser Effekt erahnen.

In jenem Bereich, in welchem EMAC-O RCP6.0 ein transportbedingtes Maximum negativer Anomalien von Ozon aufweist (30°N-30°S um 70 hPa), sind lediglich geringfügige, statistisch nicht signifikante Änderungen innerhalb der GSM-Simulationen im Vergleich zur Referenzsimulation ersichtlich. Im folgenden Kapitel soll nun analysiert werden, wie sich die Ozondifferenzen zwischen EMAC-O RCP6.0 und den GSM-Simulationen auf die Erholung des Totalozons auswirken.

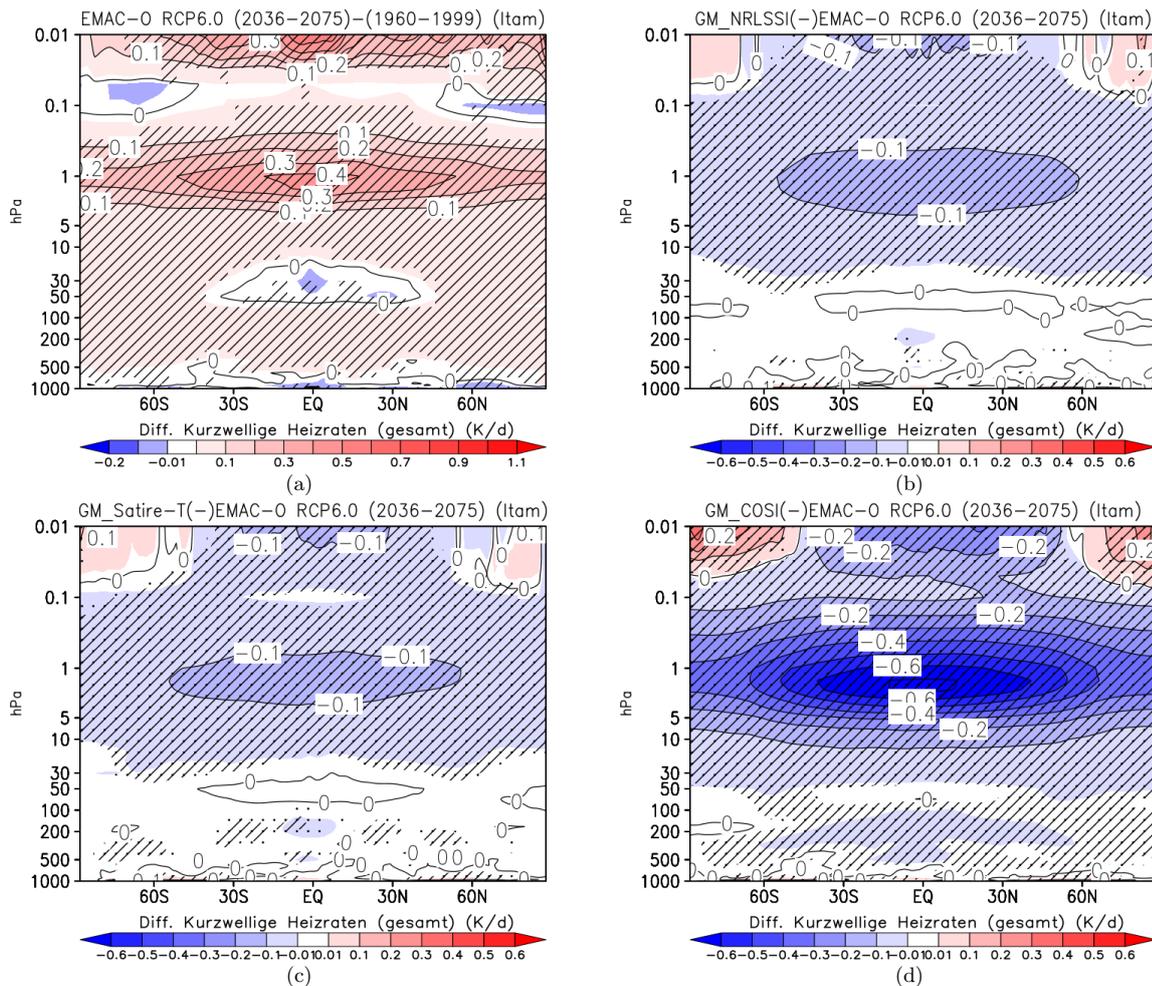


Abbildung 6.34 Wie Abb. 6.32, jedoch für die kurzwelligen solaren Heizraten.

6.2.3 Die Erholung des Totalozons unter GSM-Bedingungen

Das Maximum an Ozon innerhalb der tropischen Stratosphäre in 10 hPa ergibt sich als Konsequenz der ganzjährig hohen Sonneneinstrahlung und der damit verbundenen Maximierung der Ozonproduktion in dieser Höhe. In den bisherigen Kapiteln wurde Ozon in Form von Volumenmischungsverhältnissen betrachtet. Dabei ist das Volumenmischungsverhältnis definiert als die Anzahl von Ozonmolekülen pro 1 Million Luftmoleküle. Diese Betrachtung ist sinnvoll, wenn man die Ozonkonzentrationen in unterschiedlichen Höhen in Unabhängigkeit von der vorherrschenden Temperatur und Dichte der Luft betrachten möchte. Für eine Beurteilung der Erholung der gesamten Ozonmenge in Abhängigkeit von der geographischen Breite ist diese Betrachtungsweise jedoch nicht geeignet, weshalb hier das sogenannte Totalozon herangezogen wird. Dabei ist das Totalozon definiert als die Menge an Ozon in Dobson units (DU), welche sich bei der Integration der gesamten Ozonmenge über die Gesamtsäule der Atmosphäre an einem bestimmten Ort ergibt. 100 DU entsprechen dabei einer Schichthöhe von 1 mm Ozon, welche sich am Erdboden unter atmosphärischen Normalbedingungen ($T=273,15$ K und $P=1013,25$ hPa) ergeben würde. Wird Ozon auf diese Weise betrachtet zeigt sich, dass die geringsten Konzentrationen in den Tropen und maximale Werte in den hohen Breiten erreicht werden. Dies ist dem Umstand geschuldet,

dass Ozon über die BDC von den Entstehungsgebieten in den Tropen in Richtung der hohen Breiten transportiert und dort akkumuliert wird [Fahey und Hegglin, 2011]. Um die Erholung des Totalozons in Abhängigkeit von der Zeit und der geographischen Breite zu untersuchen, wird der Zeitpunkt betrachtet, in dem die über alle Schichten integrierte Säule des Totalozons zu Referenzwerten des Jahres 1960 zurückkehrt. Häufig wird hinsichtlich der Totalozonerholung des Jahr 1980 betrachtet. Langematz et al. [2016] konnten jedoch anhand der Analyse von Beobachtungsdaten und Modellexperimenten zeigen, dass die antarktische Ozonschicht bereits zwischen 1960 und 1980 einer auf anthropogene Einflüsse zurückzuführenden Ozonerstörung unterlag. Aufgrund dessen ist ein Bezug auf die Werte von 1960 sinnvoller.

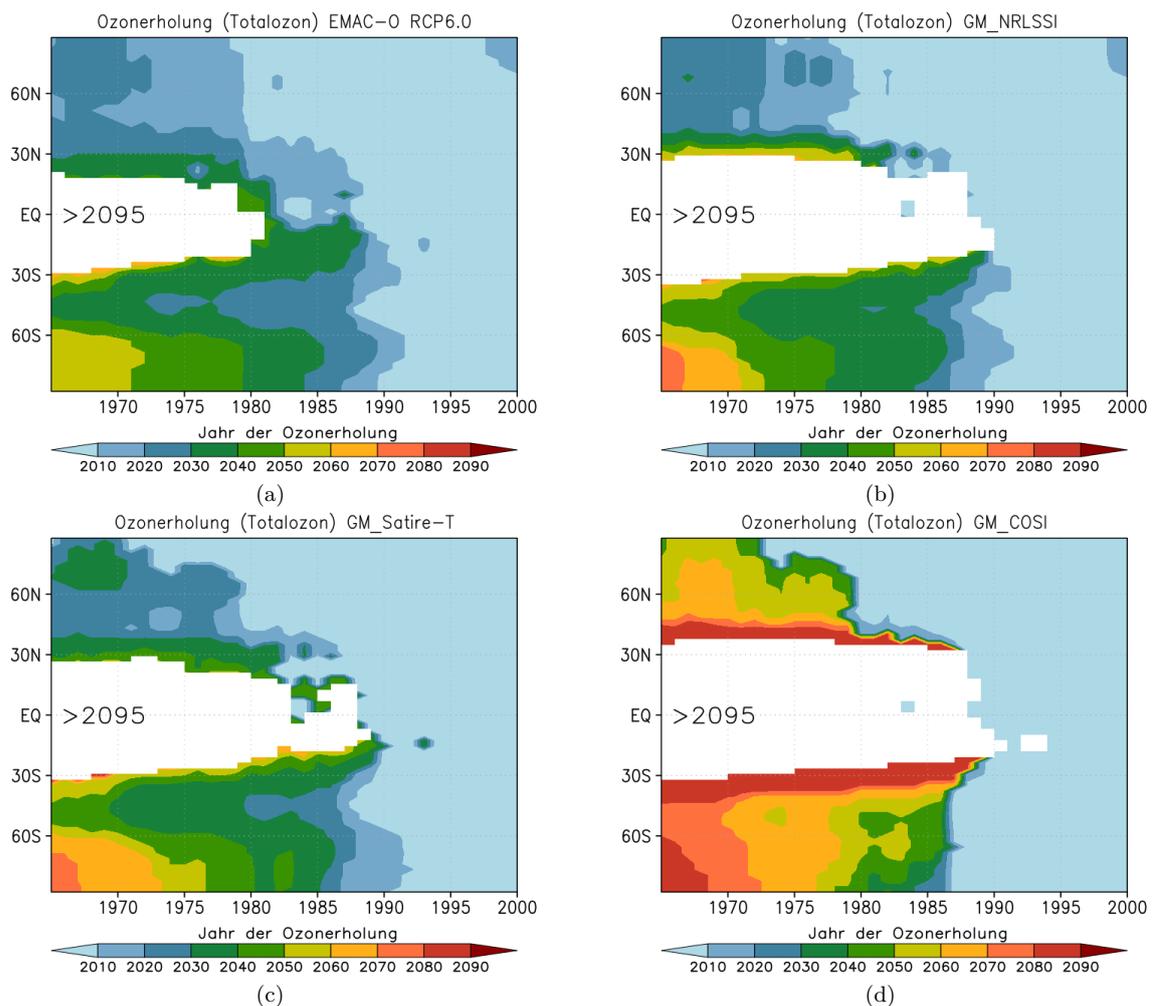


Abbildung 6.35 Rückkehrjahre des Totalozons in Abhängigkeit von der geographischen Breite für EMAC-O RCP6.0 (a) sowie die Simulationen unter GSM-Bedingungen (b-d). Die Zeitreihe der Jahresmittelwerte des Totalozons wurde vor den Berechnungen mit Hilfe eines 11-jährigen gleitenden Mittels geglättet.

In Abbildung 6.35 sind die Rückkehrjahre des jährlich gemittelten Totalozons im zonalen Mittel dargestellt. Dabei entsprechen die Jahre entlang der x-Achse den Referenzwerten von Totalozon, während anhand der Farbskala die Rückkehrjahre von Totalozon in Relation zum Referenzjahr angegeben werden. Weiß hinterlegte Bereiche kennzeichnen jene Gebiete, in welchen eine Erholung des Totalozons auf einen Referenzwert von 1960 bis zum Jahr 2095 nicht erreicht wurde. Es ist ersichtlich, dass die

Referenzsimulation lediglich innerhalb der außertropischen Breiten eine Erholung des Totalozons auf 1960er Werte bis zum Ende des 21. Jahrhunderts aufweist. Dabei stellt sich zuerst eine Ozonerholung innerhalb der subtropischen bis hohen Breiten der Nordhemisphäre zwischen 2020 und 2030 ein. Die südliche Hemisphäre weist eine deutlich spätere Rückkehr zu den Referenzwerten von 1960 auf. Hier ist eine Ozonerholung innerhalb der Subtropen zwischen 2030 und 2040 zu beobachten, während die mittleren und hohen Breiten circa 2 Dekaden später (2050-2060) eine vollständige Erholung aufweisen. Im Bereich der inneren Tropen (30°S-30°N) ist bis zum Ende der Simulation keine Erholung des Totalozons auf Werte vor 1980 zu erkennen. Das hier beschriebene räumliche Muster der Totalozonerholung ist auf eine Beschleunigung der BDC im Zuge des fortschreitenden Klimawandels und damit verbundener Intensivierung des Ozontransports von den Tropen hinzu den höheren Breiten verbunden und stimmt qualitativ mit Analysen von Multimodel-Ensembles überein (s. u.a. Austin et al. [2010]).

Wie in den Analysen von Anet et al. [2013] zeigt sich auch im Zuge vorliegender Dissertation eine überwiegend spätere Ozonerholung, sowohl innerhalb der niederen als auch der polaren Breiten, unter GSM-Bedingungen. In Abhängigkeit vom zugrundeliegenden GSM-Szenario sind dabei erneut erhebliche Unterschiede zwischen den Simulationen GM_NRLSSI / GM_Satire-T und GM_COSI ersichtlich. Sowohl GM_NRLSSI als auch GM_Satire-T zeigen eine um 20 Jahre spätere (2070-2080) Totalozonerholung innerhalb der polaren Breiten der Südhemisphäre gegenüber der Referenzsimulation. Darüber hinaus werden in den inneren Tropen die Werte von Totalozon nicht überschritten, welche den Jahren zwischen 1987 und 1990 entsprechen. Auch in GM_COSI werden in den tropischen Breiten die Werte von 1990 nicht überschritten, zusätzlich erstrecken sich die Gebiete, in denen keine Ozonerholung bis zum Ende der Simulation stattfindet, über den 30. Breitenkreis der jeweiligen Hemisphäre. Die deutlichsten Unterschiede gegenüber den beiden alternativen GSM-Szenarien weist GM_COSI jedoch innerhalb der polaren Breiten auf. Hier zeigt sich eine Erholung des Totalozons in der Nordhemisphäre erst 30 Jahre später (2050-2060). Die hohen Breiten der Südhemisphäre erreichen den Referenzwert von 1960 nicht vor dem Jahr 2090 und damit um bis zu 40 Jahre später im Vergleich zur Referenzsimulation. Die deutliche Verschiebung der Totalozonerholung lässt sich in allen GSM-Simulationen auf eine verminderte Produktion von Ozon aufgrund deutlich reduzierter kurzweiliger solarer Einstrahlung gegenüber EMAC-O RCP6.0 zurückführen. Diese sorgt auf der einen Seite, in Kombination mit einer treibhausgasbedingten Intensivierung der Meridionalzirkulation, zu noch geringeren Werten von Totalozon in den tropischen Breiten im Vergleich zur Referenzsimulation. Auf der anderen Seite wird dadurch auch die Menge des in Richtung der mittleren und hohen Breiten transportierten Ozons verringert, weshalb hier eine Totalozonerholung erst verspätet stattfindet. Die hier dargestellten Ergebnisse bezüglich der Totalozonerholung unter GSM-Bedingungen sind (qualitativ) mit jenen von Anet et al. [2013] vergleichbar, es lassen sich jedoch auch Unterschiede feststellen. Obwohl Anet et al. [2013] dasselbe ODS- und Treibhausgaszenario zugrunde legen wie in vorliegender Arbeit und die Strahlungsreduktion der Simulation STRONG jenem von GM_COSI ähnlich ist, können sie insbesondere innerhalb der mittleren bis hohen Breiten keine Ozonerholung bis zum Ende des 21. Jahrhunderts feststellen. Es ist denkbar, dass eine frühere Erholung des Totalozons in EMAC-O Ursache für die beobachteten Unterschiede ist. Meul [2013] konnte aufzeigen, dass die Erholung des Totalozons innerhalb des EMAC-Modells im Vergleich zu anderen Klima-Chemie-Modellen früher stattfindet. Als Begründung hierfür wird ein geringerer Ozonabbau in der Südpolarregion sowie die Möglichkeit eines vergleichsweise stärkeren Ozontransports angeführt.

6.2.4 Dynamische Prozesse in der mittleren Atmosphäre innerhalb der Nordhemisphäre im Winter während der Kernperiode eines GSM

Im folgenden Abschnitt sollen die dynamischen Prozesse in der mittleren Atmosphäre während des Spätherbstes und der Wintermonate unter GSM-Bedingungen untersucht werden. Weiterhin soll eine damit in Verbindung stehende Beeinflussung der winterlichen, troposphärischen Variabilität aufgezeigt werden. Dabei beziehen sich die Betrachtungen auf die GSM-Kernperiode (2036-2075) und auf die Nordhemisphäre. Da die GSM-Simulationen gegenüber EMAC-O RCP6.0 weitgehend konsistente Signale aufweisen, beruhen die folgenden Erörterungen auf dem intermediären GSM-Szenario (GM_Satire-T). Eine detaillierte Darstellung der Ergebnisse der Simulationen GM_NRLSSI sowie GM_COSI sind dem Anhang vorliegender Dissertation (Anhang 1 bis 4b) zu entnehmen. Abschließend soll darauf hingewiesen werden, dass die im Folgenden dargestellten Anomalien dem Zustand Solmin-Solmax entsprechen und sich damit von den in Kapitel 3.3 angeführten Arbeiten (bspw. Kodera [2002]; Kodera und Kuroda [2002, 2005] sowie Matthes et al. [2004, 2006]) unterscheiden, da hier jeweils die Differenzen zwischen dem solaren Maximum und dem solaren Minimum betrachtet wurden. Dieser Umstand ist für die spätere Beurteilung des Top-down Mechanismus von Bedeutung.

In Abbildung 6.36 sind die Differenzen der zonal gemittelten Temperatur für die Monate November bis Februar während der GSM-Kernperiode (2036-2075) zwischen GM_Satire-T und EMAC-O RCP6.0 für die Nordhemisphäre dargestellt. Mit Ausnahme des Februars weisen alle Monate eine ähnliche Verteilung der, überwiegend signifikanten, Temperaturanomalien auf. Diese sind **1.** geprägt von einer Abkühlung der oberen Stratosphäre bis mittleren/oberen Mesosphäre innerhalb der tropischen bis subtropischen Breiten, **2.** einer teils starken, relativen Erwärmung der unteren bis mittleren Stratosphäre in den hohen Breiten und **3.** einer teils starken relativen Abkühlung der polaren Mesosphäre. Während die Abkühlung innerhalb der Tropen und Randtropen im direkten Zusammenhang mit einer reduzierten kurzwelligen solaren Einstrahlung in GM_Satire-T steht, müssen die Anomalien der hohen Breiten unter Einbeziehung sonneninduzierter, dynamischer Wechselwirkungen beleuchtet werden. Dabei lassen die besonders markanten Signale auf eine Beteiligung von MSWs schließen, welche die Anomalien innerhalb der langjährigen Monatsmittel prägen.

Die anfängliche, negative Temperaturanomalie (um $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) innerhalb der tropischen bis randtropischen oberen Stratosphäre bis oberen Mesosphäre im November (s. 6.36a) sorgt für eine Abschwächung des Temperaturgradienten zwischen den niederen und hohen Breiten. Dies Anomalie wird von einer signifikanten Abschwächung der Westwindgeschwindigkeiten (s. Abb. 6.37a) mit einem Maximum von -5 m/s im Bereich der polaren Stratopause begleitet. Aufgrund der Abschwächung des Zonalwinds können planetare Wellen aus der Troposphäre leichter in höher gelegene Schichten der mittleren Atmosphäre vordringen. Dies ist anhand der aufwärts gerichteten Vektorpfeile der EP-Vektor-Differenzen zu erkennen (s. Abb. 6.38a). Das verstärkte Wellenbrechen sorgt für eine relative Konvergenz des EP-Flusses und einer damit verbundenen weiteren Abschwächung des PNJ mit einem Maximum in $0,3\text{ hPa}$.

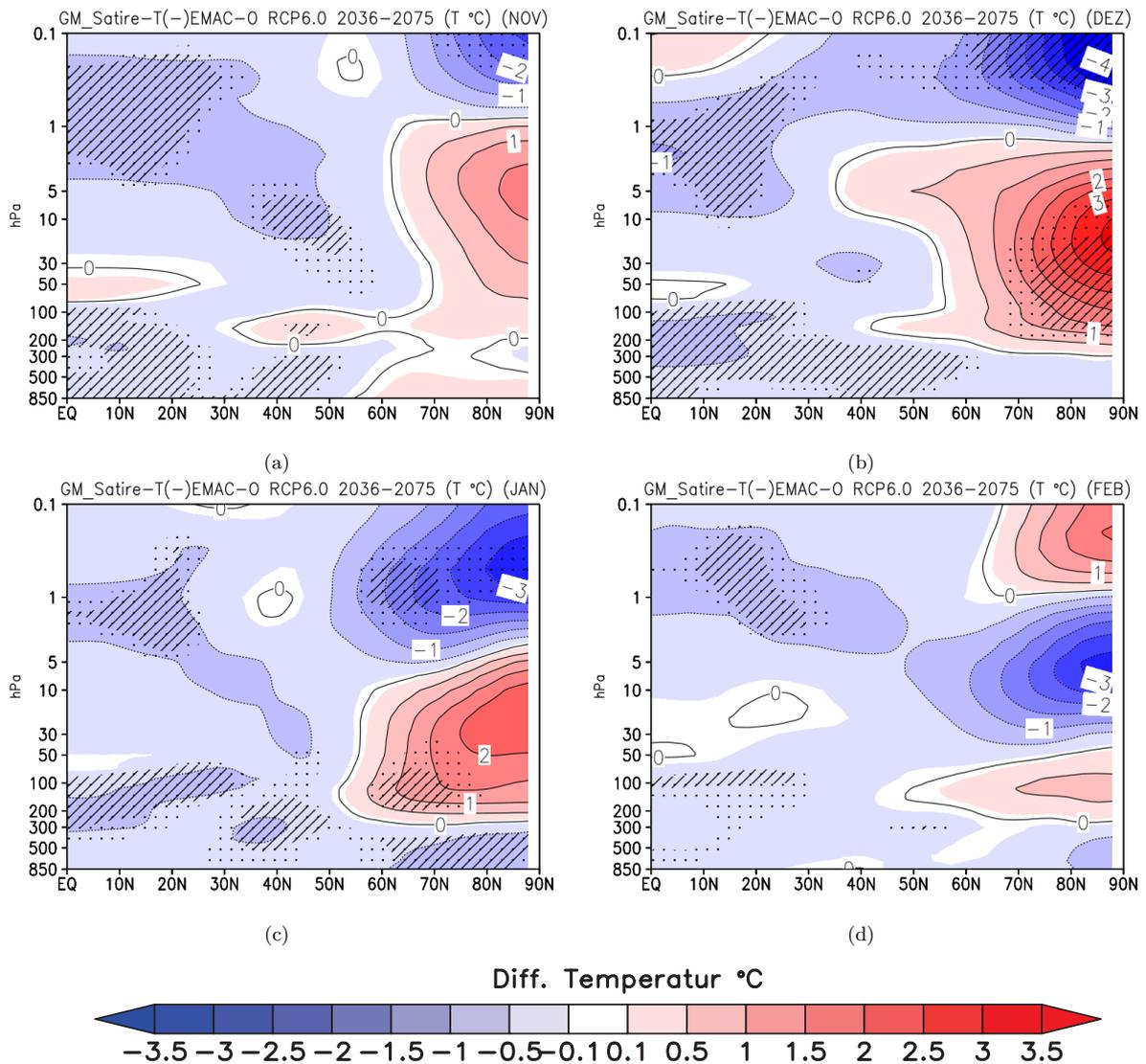


Abbildung 6.36 Differenzen der zonal gemittelten Temperatur im langjährigen Monatsmittel (November bis Februar) während der Kernperiode des GSM (2036-2075), zwischen GM_NRLSSI und EMAC-O RCP6.0. Zu 95% und 90% signifikante Anomalien sind schraffiert/gepunktet hervorgehoben.

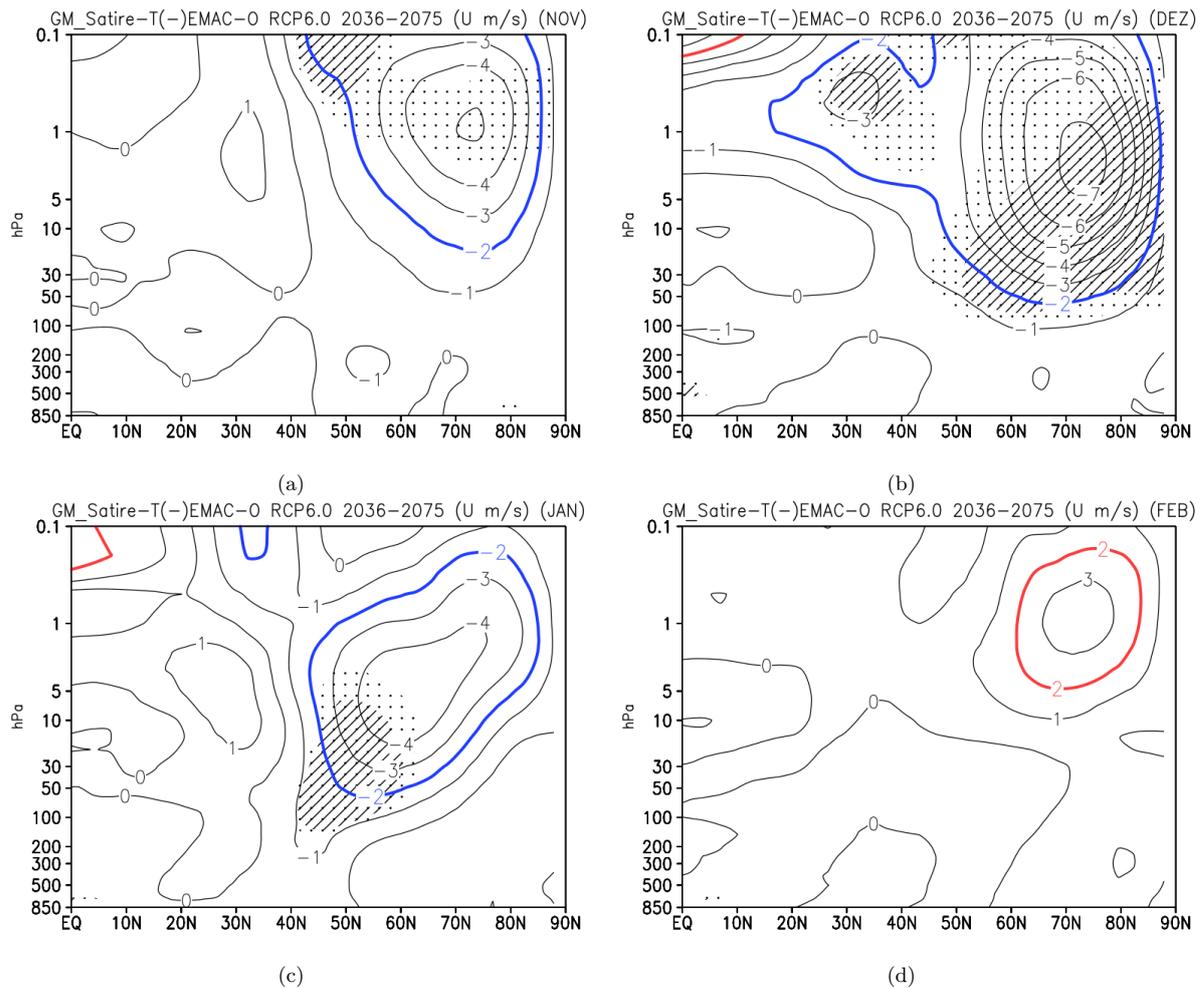


Abbildung 6.37 Differenzen des zonal gemittelten Zonalwinds im langjährigen Monatsmittel (November bis Februar) während der Kernperiode des GSM (2036-2075), zwischen GM_NRLSSI und EMAC-O RCP6.0. Zu 95% und 90% signifikante Anomalien sind schraffiert/gepunktet hervorgehoben.

In Dezember ist eine weitere Verstärkung und Ausweitung der Signale auch in tieferliegende Schichten, sowohl im Temperatur- (s. Abb. 6.36b) als auch im Windfeld (s. Abb. 6.37b) zu beobachten. Nun zeigt sich eine maximale relative Erwärmung von $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ innerhalb der polaren Breiten in 10 hPa sowie wie maximale relative Abkühlung der Mesosphäre in 0,1 hPa um $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Weiterhin sind Anomalien der Westwindgeschwindigkeiten von bis zu -7 m/s im Bereich der Stratopause ersichtlich. Die Intensivierung der Signale resultiert aus einer positiven Rückkopplung zwischen den Zonalwindanomalien und dem Antrieb durch planetare Wellen. Dabei führt die im November initiierte anfängliche Störung des Polarwirbels und die damit verbundene Abschwächung der Westwindgeschwindigkeiten zu einer weiteren Begünstigung der Propagationsbedingungen planetarer Wellen im Dezember was eine Verstärkung der relativen Konvergenz des EP-Flusses innerhalb der mittleren bis hohen Breiten oberhalb von 1 hPa nach sich zieht. Eine zusätzliche Abschwächung des Polarwirbels ergibt sich als Konsequenz dessen. Das Anwachsen der Signale in Hinblick auf die Konvergenz des EP-Flusses zwischen November und Dezember ist dabei auch auf die insgesamt stärkere Wellentätigkeit mit Einsetzen des Winters zurückzuführen.

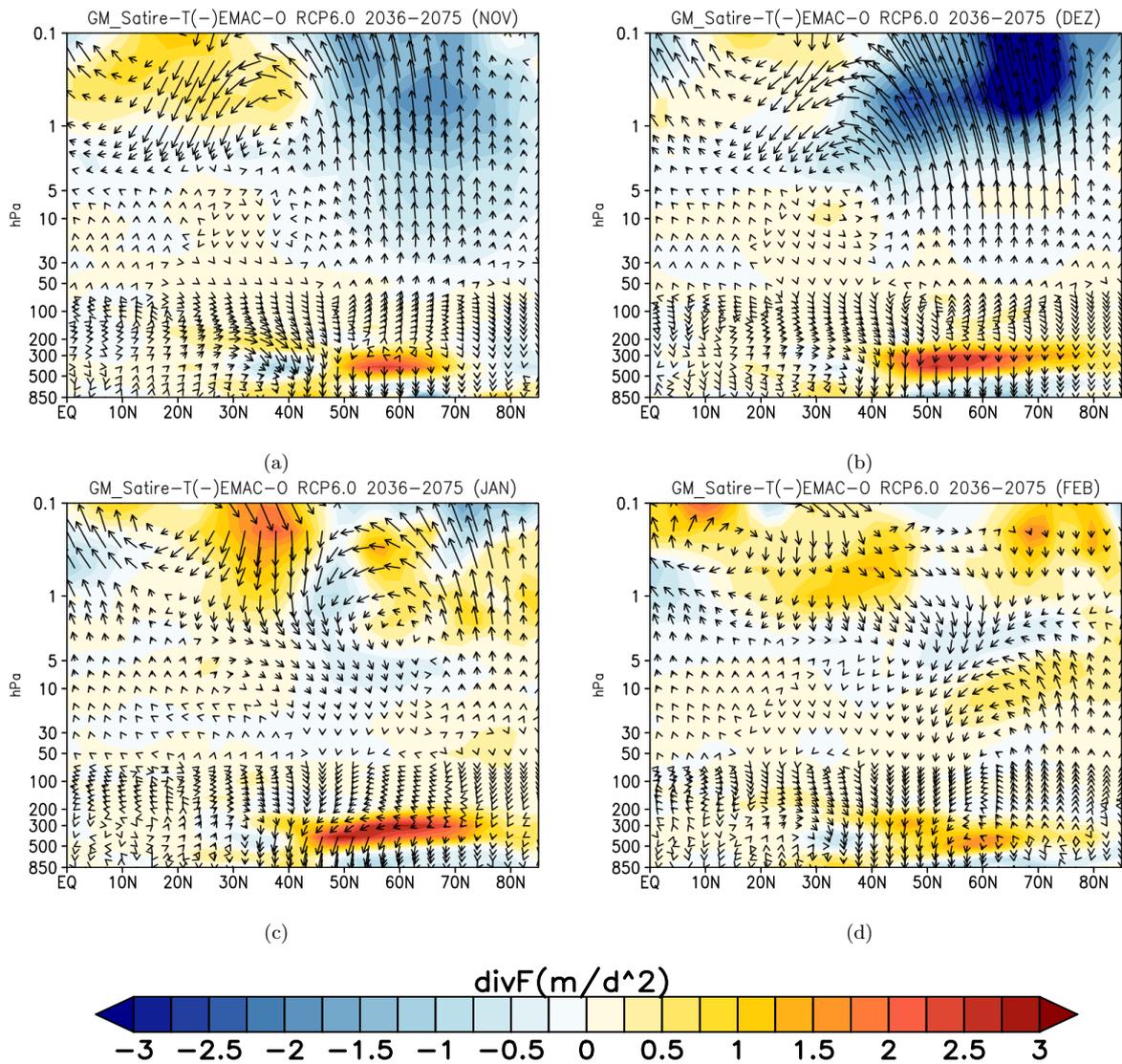
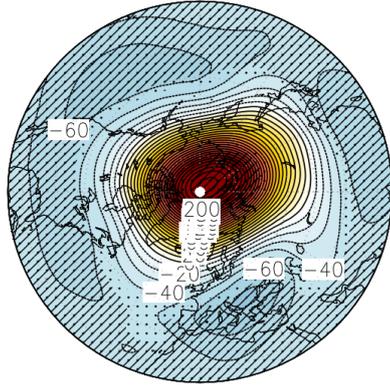


Abbildung 6.38 Differenzen der zonal gemittelten EP-Flussdivergenz (farbig) sowie der EP-Vektoren im langjährigen Monatsmittel (November bis Februar) während der Kernperiode des GSM (2036-2075), zwischen GM_NRLSSI und EMAC-O RCP6.0.

Auch im Monat Januar sind negative Windanomalien innerhalb der mittleren bis hohen Breiten sowie eine dem Dezember ähnliche Verteilung der Temperaturanomalien zu erkennen. Jedoch zeigt sich gegenüber dem Vormonat eine deutliche Abschwächung sowohl des Wind- (maximal -4 m/s) als auch des Temperatursignals (maximal +2 °C in der Stratosphäre und -3 °C in der Mesosphäre) (s. Abb. 6.36c und 6.38c)

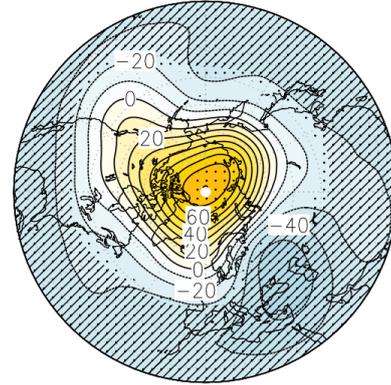
Im Februar werden die negativen Windanomalien von positiven abgelöst (s. 6.37d). Dies wird auch anhand der Reflexion planetarer Wellen in tieferliegenden Schichten wiedergespiegelt, was eine relative Divergenz des EP-Flusses insbesondere oberhalb der Stratopause der mittleren bis hohen Breiten hervorruft (s. 6.38d). Während auch im Februar eine negative Temperaturanomalie innerhalb der tropischen bis randtropischen Breiten vorliegt, zeigen die mittleren bis hohen Breiten im Vergleich zu den Monaten November bis Januar eine Abkühlung der Stratosphäre sowie eine Erwärmung der Mesosphäre.

GM_Satire-T(-)EMAC-O RCP6.0 (m) (DEZ) (10hPa)



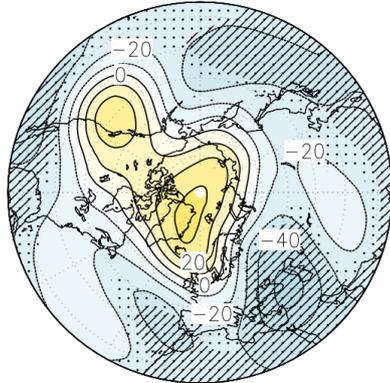
(a)

GM_Satire-T(-)EMAC-O RCP6.0 (m) (DEZ) (50hPa)



(b)

GM_Satire-T(-)EMAC-O RCP6.0 (m) (DEZ) (100hPa)



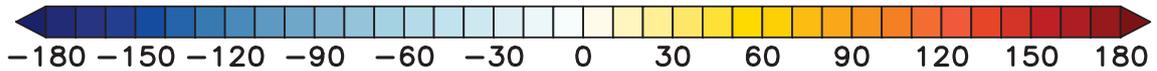
(c)

GM_Satire-T(-)EMAC-O RCP6.0 (m) (DEZ) (500hPa)

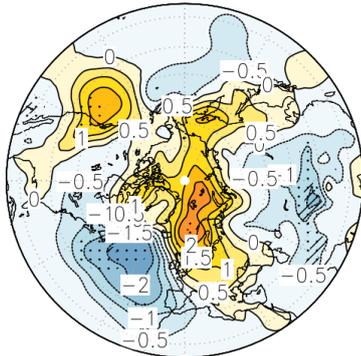


(d)

Diff. Geopot. (m)

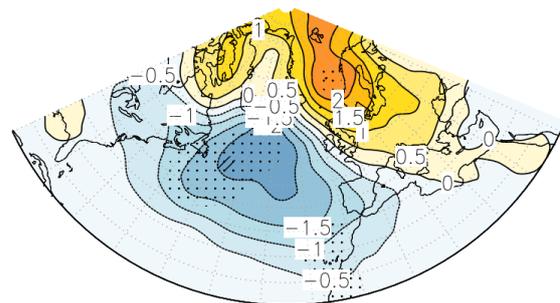


GM_Satire-T(-)EMAC-O RCP6.0 mslp (hPa) (DEZ)



(e)

GM_Satire-T(-)EMAC-O RCP6.0 mslp (hPa) (DEZ)



(f)

Diff. mslp (hPa)

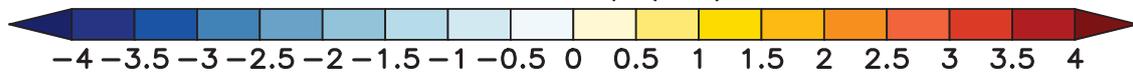


Abbildung 6.39 Differenzen der geopotentiellen Höhe (90°N-20°N) in 10 hPa (a), 50 hPa (b), 100 hPa (c) und 500 hPa (d) im langjährigen Dezembermittel während der Kernperiode des GSM (2036-2075), zwischen GM_NRLSSI und EMAC-O RCP6.0. In e) sind die Anomalien des Drucks auf Meeresniveau für den selben Zeitraum im Dezembermittel dargestellt. Unterabbildung f) stellt den nordatlantischen Sektor aus e) dar. Zu 95% und 90% signifikante Anomalien sind schraffiert/gepunktet hervorgehoben.

In Abbildung 6.39 sind die Anomalien der geopotentiellen Höhe zwischen 10 hPa und 500 hPa, sowie die Druckanomalien auf Meeresniveau in GM_Satire-T gegenüber EMAC-O RCP6.0 dargestellt. Die Darstellungen umfassen den Bereich 90°N-20°N und repräsentieren das langjährige Dezembermittel und damit jenen Monat in welchem die maximalen Signale innerhalb der mittleren Atmosphäre auftreten. Beim Betrachten der Geopotentialanomalien in 10 hPa und 50 hPa (s. Abb. 6.39 a+b) zeigt sich eine ringförmige Struktur mit positiven Anomalien innerhalb der hohen Breiten und negativen Anomalien in den mittleren und niederen Breiten. Dabei sind maximale, statistisch signifikante, Differenzen in 10 hPa direkt über dem Pol von 20 Dekameter zu erkennen. Auch in 100 hPa und 500 hPa (s. Abb. 6.39 c+d) zeigen sich überwiegend positive Differenzen in den hohen und negative Anomalien in den südlicheren Breiten. Dabei sind die Differenzen innerhalb der mittleren bis niederen Breiten weiterhin signifikant auf dem 95%-Niveau. Im Hinblick auf die Anomalien des Drucks auf Meeresniveau können positive Druckanomalien innerhalb der polaren Breiten und hohen mittleren Breiten, sowie überwiegend negative Anomalien in den Subtropen beobachtet werden (s. Abb. 6.39e). Zusammenfassend weisen die Anomalien des Geopotentials eine klare, mit der negativen Phase des NAM, assoziiertes Muster auf. Die Druckanomalien auf Meeresniveau spiegeln dabei eine AO(-)-Phase wider, welche im nordatlantischen Sektor ein NAO(-)-Muster hervorruft (s. Abb. 6.39f). Im Januar bleiben die hier beschriebenen Verhältnisse (in abgeschwächter Form) bestehen.

Es stellt sich nun abschließend die Frage, ob das mit der reduzierten solaren Einstrahlung assoziierte NAO(-)-Signal im Nordatlantik zu einer Beeinflussung der internen Variabilität der NAO führen kann. Dazu sind in der Abbildung 6.40 die Zeitreihen des saisonal gemittelten NAO-Index in DJF zwischen 2008 und 2095 für die EMAC-O RCP6.0 (s. Abb. 6.40a) Referenzsimulation sowie die GSM-Simulationen (s. Abb. 6.40 b-d) dargestellt. Der Index basiert dabei auf der Zeitreihe der 1. PC der Druckanomalien auf Meeresniveau. Tabelle 6.2 zeigt die Auftrittshäufigkeiten von NAO(-)- und NAO(+)-Phasen während der gesamten GSM-Periode (2027-2082).

Es ist ersichtlich, dass alle GSM-Simulationen ein häufigeres Auftreten von Saisons unter NAO(-)-Bedingungen aufweisen. Dabei ist eine Staffelung der Auftrittshäufigkeiten in Abhängigkeit von der Intensität der Strahlungsreduktion feststellbar. Während in GM_NRLSSI 17 und GM_Satire-T 18 negative NAO-Phasen bestimmt werden können sind in GM_COSI insgesamt 20 negative NAO-Phasen ersichtlich. Damit ist die Auftrittshäufigkeit einer NAO(-)-Phase innerhalb der Simulation GM_COSI um 43% erhöht gegenüber der Referenzsimulation. Zusätzlich sind in der Tabelle 6.2 die Mittelwerte, getrennt für positive und negative NAO-Phasen aufgeführt. Dabei zeigt sich, dass nicht nur die Auftrittshäufigkeit von NAO(-)-Phasen innerhalb der GSM-Simulationen erhöht ist, sondern auch deren Mittelwerte. Auch hier ist wieder eine Abstufung in Abhängigkeit vom zugrundeliegenden GSM-Szenario ersichtlich. Dabei liegen die Mittelwerte in GM_NRLSSI, GM_Satire-T und GM_COSI um 15%, 26% und 38% unterhalb dessen der Referenzsimulation. Hinsichtlich der Auftrittshäufigkeiten von NAO(+)-Phasen ergeben sich weniger prägnante Unterschiede zwischen den GSM-Simulationen und EMAC-O RCP6.0. Hier zeigen lediglich GM_NRLSSI mit 14 und GM_COSI mit 13 NAO(+)-Phasen eine geringere Häufigkeit gegenüber der Referenzsimulation, während GM_Satire-T mit derselben gleich auf liegt (jeweils 16 NAO(+)-Phasen).

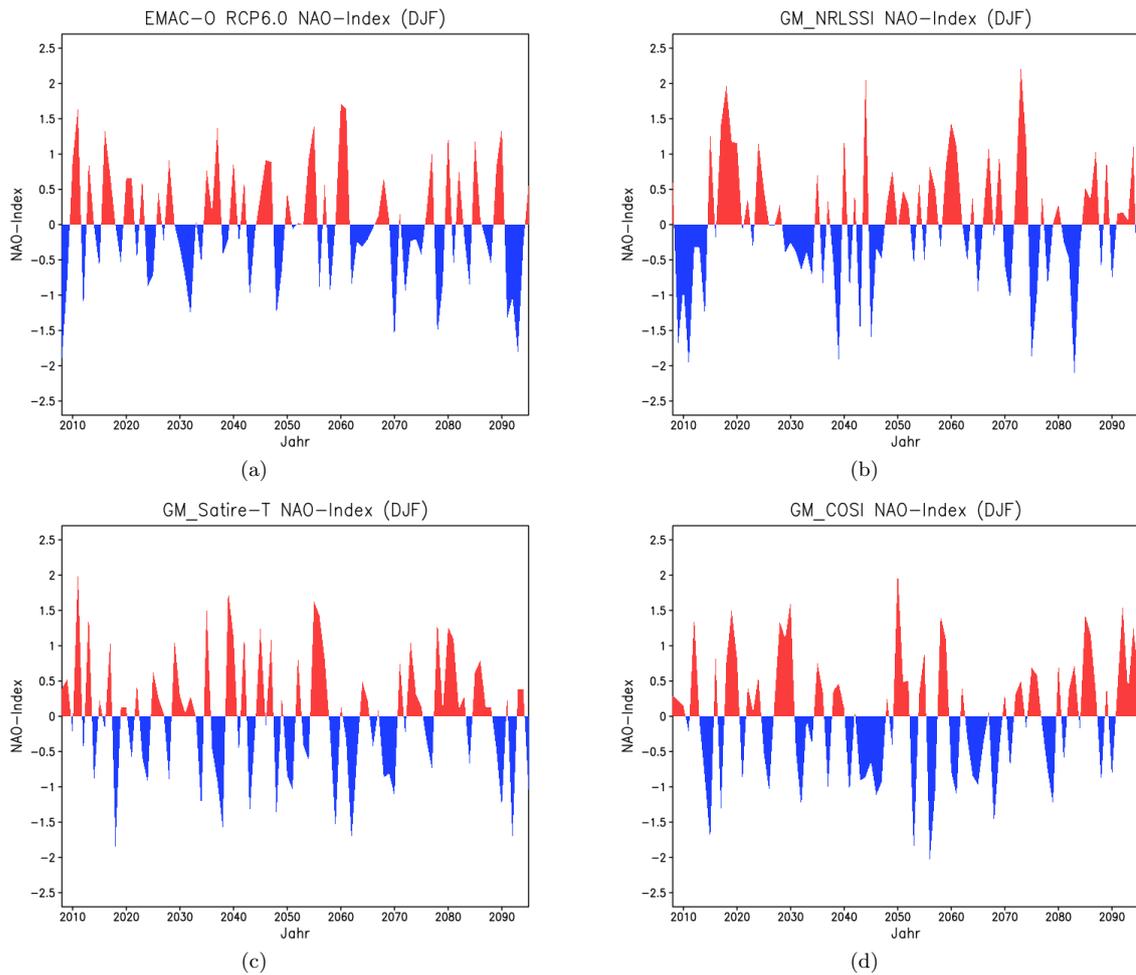


Abbildung 6.40 Zeitreihe des saisonalen NAO-Index (DJF), basierend auf der Zeitreihe der 1. PC der Druckanomalien auf Meeresniveau für die Region 20°-80°N, 90°W-40°O.

DJF

	NAO-Index (PC1) (2027-2082)			
	NAO(-)		NAO(+)	
	Σ	\bar{x}	Σ	\bar{x}
EMAC-O RCP6.0	14	-0,61	16	0,65
GM_NRLSSI	17	-0,70	14	0,75
GM_Satire-T	18	-0,77	16	0,72
GM_COSI	20	-0,84	13	0,65

Tabelle 6.2 Auftrittshäufigkeit von NAO(-)- und NAO(+)-Phasen während der gesamten GSM-Periode (2027-2082). Die Häufigkeiten und Mittelwerte basieren auf den in Abb. 6.40 dargestellten Zeitreihen.

Die hier dargestellten Beobachtungen, weisen deutlich auf ein häufigeres Auftreten von MSWs insbesondere im Dezember, aber auch im Januar, unter GSM-Bedingungen hin. Dabei zeigen sich die aus Beobachtungsdaten bekannten (beginnend mit Labitzke [1972, 1981]) typischen Charakteristika von MSWs hinsichtlich der Temperaturverteilung mit einer lokal starken Erwärmung der Stratosphäre und einer markanten Abkühlung der Mesosphäre, einer gegenüber der Referenzsimulation deutlichen Abschwächung der Westwindgeschwindigkeiten sowie deutlich positiven Geopotential- und Druckanomalien über dem Pol und negativen Anomalien in den südlicheren Breiten.

In der Regel ist ein deutlicher Überhang von MSWs in den Monaten Januar und Februar ersichtlich, weshalb sie mitunter auch als 'midwinter warmings' bezeichnet werden [Labitzke, 1981]. Die Tatsache, dass unter GSM-Bedingungen ein früheres Auftreten von MSWs bereits im Dezember vorliegt ergibt sich aus der sonneninduzierten Störung bereits im November, welche im Dezember aufgrund der positiven Rückkopplung zwischen den Zonalwindanomalien und dem Antrieb durch planetare Wellen stark genug ist um den Polarwirbel schon zu Beginn des Winters nachhaltig zu stören. Die Maximierung des solaren Einflusses im Dezember in GM_Satire-T und GM_COSI steht sowohl mit Analysen von Beobachtungsdaten [Kodera, 2002; Kodera und Kuroda, 2002, 2005] als auch mit Modellergebnissen in Einklang (Matthes et al. [2004, 2006]), unterscheidet sich jedoch von den Modellergebnissen von Maycock et al. [2015] welche eine höhere Anzahl von MSWs unter GSM-Bedingungen erst im Februar feststellen (vgl. Kapitel 3).

Es konnte weiterhin aufgezeigt werden, dass das durch die Reduzierung der solaren Einstrahlung hervorgerufene NAO(-)-Muster im Nordatlantikraum, im Rahmen der GSM-Simulationen eine Bevorzugung der NAO(-)-Phase in Abhängigkeit von der Intensität der Strahlungsreduktion nach sich zieht. Damit stehen diese Beobachtungen in Einklang mit früheren Modellstudien [Shindell et al., 2001, 2003; Langematz et al., 2005a; Raible et al., 2007; Spanghel et al., 2010] und Klimarekonstruktionen [Luterbacher et al., 2002, 2004; Cook, 2003; Mann et al., 2009; Lockwood et al., 2010; Trouet et al., 2012]) in denen eine Beeinflussung der NAO unter Maunder Minimum Bedingungen gefunden werden konnte. Die Unterschiede hinsichtlich der Verteilung von NAO(-)- und NAO(+)-Phasen zwischen den GSM-Simulationen und EMAC-O RCP6.0 sind jedoch statistisch nicht belastbar. Dies ist auf die besonders starke saisonale Variabilität innerhalb der hohen Breiten und den relativ kurzen Betrachtungszeitraum zurückzuführen.

Kapitel 7

Zusammenfassung und Ausblick

Im folgenden Kapitel sollen die zentralen Ergebnisse der vorliegenden Dissertation in verkürzter Form wiedergegeben, sowie ein abschließender Ausblick gegeben werden. Dazu werden die im Rahmen der Motivation formulierten Forschungsfragen erneut aufgegriffen. Dabei liegt der Fokus auf den transienten gekoppelten Klima-Chemie-Simulationen, mit deren Hilfe der Einfluss eines potentiellen GSM auf das Klimasystem während des 21. Jahrhunderts, vor dem Hintergrund des anthropogenen Klimawandels analysiert wurde. Eine detaillierte Zusammenfassung der Ergebnisse der Zeitscheibensimulationen, welche im Vorfeld zu den transienten Simulationen durchgeführt wurden, ist dem Kapitel 5.4 zu entnehmen.

Führt ein potentielles GSM innerhalb des 21. Jahrhunderts zu einer Abschwächung und/oder Verlangsamung des globalen, anthropogenen Klimawandels?

Im Hinblick auf den treibhausgasinduzierten Anstieg der global gemittelten, bodennahen Jahresmitteltemperatur während des 21. Jahrhunderts weisen die Simulationen GM_Satire-T und GM_COSI bereits kurz nach Beginn des GSM geringere dekadische Trends gegenüber der Referenzsimulation auf (vgl. Kapitel 6.1.1). In GM_NRLSSI, dem schwächsten GSM-Szenario, sind erst ab der Mitte des 21. Jahrhunderts deutliche Unterschiede zu EMAC-O RCP6.0 feststellbar. Während der Kernperiode des GSM (2036-2075) liegen die dekadischen Trends innerhalb der GSM-Simulationen in Abhängigkeit von der Intensität des GSM-Szenarios mit einer Temperaturzunahme zwischen 0,10 °C/Dekade und 0,15 °C/Dekade deutlich unterhalb derer der Referenzsimulation (0,23 °C/Dekade). Dabei liegt das langjährige Jahresmittel der global gemittelten, bodennahen Temperatur der GSM-Simulationen während dieser Periode zwischen -0,27 °C und -0,6 °C unterhalb derer von EMAC-O RCP6.0. Eine gewisse Abmilderung des globalen Klimawandels wäre also während der Kernperiode eines GSM möglich. Am Ende des GSM schließen sowohl GM_NRLSSI als auch GM_Satire-T rasch zur Referenzsimulation auf. Das stärkste Szenario GM_COSI zeigt jedoch eine nachhaltige Abkühlung auch über das Ende des GSM hinaus. Der Grund hierfür liegt in der sehr starken Abschwächung der TSI um 5,83 W/m², welche im Gegensatz zu den schwächeren GSM-Szenarien auch eine Abkühlung der tieferen Ozeanschichten nach sich zieht (s. Anhang 5). Die Abkühlung der tiefer liegenden Schichten sorgt nach dem Ende der Strahlungsreduktion noch für eine gewisse Zeit für eine Abkühlung der oberen Schichten .

Welche Regionen der Erde wären besonders von den Auswirkungen eines GSM betroffen?

Die Referenzsimulation zeigt die stärkste Zunahme der bodennahen Temperatur in den polaren Breiten der Nordhemisphäre. Dabei sind maximale Effekte im Nordherbst, insbesondere aber im Nordwinter ersichtlich (vgl. Kapitel 6.1.2). Die Ursache für die besonders starke Zunahme der Temperatur steht im Zusammenhang mit der Theorie der 'Arctic Amplification'. Diese wird hervorgerufen durch eine stetige Ausdünnung des arktischen Meereises, und einer damit verbundenen Zunahme der aufwärtsgerichteten Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre. Innerhalb der GSM-Kernperiode sind die Auswirkungen der 'Arctic Amplification' innerhalb der GSM-Simulationen deutlich herabgesetzt. Dies resultiert aus einem geringeren Rückgang des Meereis innerhalb des Herbstes und einer damit einhergehenden stärkeren Reflexion der kurzwelligen solaren Einstrahlung. Damit werden die oberen Ozeanschichten bis zum Ende des Polartags weniger stark erwärmt, was die Meereisbildung im darauffolgenden Winter erleichtert und zu einer Reduzierung der aufwärtsgerichteten Wärmeflüsse um bis zu 5% führt. Aufgrund dessen ist die Zunahme der bodennahen Temperatur, innerhalb der hohen Breiten, in den GSM-Simulationen lokal um bis zu $-1,6\text{ °C}$ geringer gegenüber der Referenzsimulation.

Mit Hilfe einer Hotspot-Analyse (vgl. Kapitel 6.1.3) konnten Regionen der Erde bestimmt werden, in denen der aggregierte Klimawandel überdurchschnittlich stark voranschreitet. Dabei sind in EMAC-O RCP6.0 besonders die tropischen Breiten schon während des ersten Drittels des 21. Jahrhunderts betroffen. Mit fortschreitendem Klimawandel ist ein Übergreifen des Hotspot-Musters auch auf Gebiete außerhalb der Tropen zu erkennen. Dabei konnten Indonesien, die äquatorialen Breiten Afrikas, Südafrika, Teile des Amazonas Beckens, die südamerikanische Westküste sowie die Hochebene von Tibet als Hotspots des anthropogenen Klimawandels bestimmt werden. In den GSM-Simulationen ist der aggregierte Klimawandel während der Kernperiode des GSM, in Abhängigkeit vom zugrundeliegenden GSM-Szenario um bis zu 35% reduziert. Diese Reduzierung resultiert aus einem geringeren Anstieg der Temperaturen in diesen Regionen sowie einem selteneren Auftreten extremer Hitze- und Niederschlagsereignisse.

Ist eine Beeinflussung der El Niño-Southern Oscillation unter GSM-Bedingungen möglich?

Die Klimaänderungen im tropischen Pazifikraum im Verlauf des 21. Jahrhunderts sind in EMAC-O RCP6.0 von einer Vielzahl von Zustandsänderungen geprägt (vgl. Kapitel 6.1.4). Diese äußern sich insbesondere in einer deutlicheren Erwärmung im Osten im Vergleich zum westlichen Teil des pazifischen Beckens. Diese ungleichförmige Erwärmung führt zu einer Abschwächung des Druck- und Temperaturgradienten entlang des Äquators und zieht eine Abschwächung der Walker-Zirkulation sowie des äquatorialen Upwellings nach sich. Die hier beschriebenen Zustandsänderungen tragen zu einer Destabilisierung des ENSO-Systems bei, wodurch eine Häufung 'starker' und 'sehr starker' El Niño- und La Niña-Ereignisse in der Referenzsimulation mit Fortschreiten des anthropogenen Klimawandels beobachtet werden kann. Auch die GSM-Simulationen weisen deutliche Umbrüche im pazifischen Klimasystem während des 21. Jahrhunderts auf, jedoch fallen diese im Vergleich zu EMAC-O RCP6.0 schwächer aus. Dabei führt die durch die Sonne induzierte relative Abkühlung zu einem geringeren Anstieg der Temperaturen im östlichen tropischen Pazifik. Daraus ergibt sich eine geringere Abschwächung der Gra-

dienten und eine daraus resultierende geringere Destabilisierung der ENSO-Region. Die Dämpfung des anthropogenen Klimawandels im tropischen Pazifik, unter GSM-Bedingungen, wird dabei von einem, im Vergleich zur Referenzsimulation, selteneren Auftreten überdurchschnittlich starker ENSO-Ereignisse begleitet. Weiterhin konnte gezeigt werden, dass nicht nur eine geringere Anzahl 'starker' und 'sehr starker' El Niño- und La Niña-Ereignisse unter den Bedingungen eines GSM vorliegt, sondern auch die individuellen Einzelereignisse im Vergleich zu EMAC-O RCP6.0 in abgeschwächter Form auftreten.

Sind Unterschiede hinsichtlich der grundlegenden Klimaentwicklung während des 21. Jahrhunderts in der mittleren Atmosphäre zwischen GSM- und Referenzbedingungen feststellbar?

In EMAC-O RCP6.0 ist eine deutliche Abkühlung der gesamten mittleren Atmosphäre während des 21. Jahrhunderts feststellbar (vgl. Kapitel 6.2.1), welche mit dem Anstieg anthropogener Treibhausgaskonzentrationen im Einklang steht. Weiterhin zeigt sich eine Übererholung der stratosphärischen Ozonschicht innerhalb der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts, gegenüber der gemittelten Periode 1960 bis 1999. Die Übererholung ist auf einen sukzessiven Abbau von ODSs und eine Verlangsamung von Ozonabbauprozessen aufgrund der treibhausgasinduzierten Abkühlung zurückzuführen. Im Bereich der unteren tropischen Stratosphäre sind, insbesondere ab der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts, negative Ozonanomalien feststellbar. Diese können über einen gesteigerten Transport von Ozon, in Richtung der hohen Breiten aufgrund einer Beschleunigung der BDC erklärt werden. Unter den Bedingungen eines GSM ist eine stärkere Abkühlung der mittleren bis tropischen Breiten der mittleren Atmosphäre, in Abhängigkeit vom zugrunde liegenden GSM-Szenario, zwischen $-0,5\text{ °C}$ und -3 °C gegenüber der Referenzsimulation ersichtlich (vgl. Kapitel 6.2.2). Diese Anomalien resultiert aus Wechselwirkungen zwischen der reduzierten kurzwelligen solaren Einstrahlung, abgeschwächter Ozonproduktion und herabgesetzten kurzwelligen solaren Heizraten. Eine Übererholung der stratosphärischen Ozonschicht stellt sich auch in GM_NRLSSI und GM_Satire-T ein, jedoch fällt diese im Vergleich zur Referenzsimulation um -25% geringer aus. In GM_COSI ist aufgrund der drastischen Reduktion der kurzwelligen solaren Einstrahlung und der damit in Verbindung stehenden Abschwächung der Ozonproduktion keine Übererholung der stratosphärischen Ozonschicht erkennbar.

Lässt sich eine zeitliche Verschiebung der Ozonerholung erkennen?

Im Rahmen der Referenzsimulation zeigt sich das typische räumliche Muster der Totalozonerholung im Verlauf des 21. Jahrhunderts. Dieses ist charakterisiert von einer Rückkehr des Totalozons zu Referenzwerten von 1960, innerhalb der mittleren und hohen Breiten der Nordhemisphäre zwischen 2020 und 2030 (vgl. Kapitel 6.2.3). Eine Erholung des Totalozons innerhalb der mittleren und hohen Breiten der Südhemisphäre findet hingegen wesentlich später, zwischen 2050 und 2060 statt. In weiten Teilen der Tropen ist hingegen keine Rückkehr des Totalozons zu den Referenzwerten von 1960 im Verlauf des 21. Jahrhunderts zu erkennen. Hier werden bis zum Ende der Simulation lediglich die Referenzwerte um das Jahr 1980 erreicht. In den GSM-Simulationen ist eine deutliche Verschleppung der Totalozonerholung in allen Breiten gegeben. Dabei findet die Totalozonerholung in den hohen Breiten der Nordhemisphäre, in Abhängigkeit vom zugrundeliegenden GSM-Szenario, erst ein bis drei Dekaden später im Vergleich zur Referenzsimulation statt. In den hohen Breiten der Südhemisphäre ist eine noch deutlichere Verzögerung

der Totalozonerholung ersichtlich. Hier findet eine Rückkehr zu den Referenzwerten von 1960 20 bis 40 Jahre später, im Vergleich zu EMAC-O RCP6.0, statt. Während in der Referenzsimulation innerhalb der Tropen eine Ozonerholung zumindest zu den Referenzwerten von 1980 stattfindet, werden in den GSM-Simulationen die Werte des Totalozon der Jahre 1985-1990 nicht überschritten.

Ist eine Beeinflussung der Nordatlantischen Oszillation im Winter unter GSM-Bedingungen zu erwarten?

Es konnte gezeigt werden, dass die Reduktion der kurzwelligen solaren Einstrahlung innerhalb der GSM-Simulationen eine relative Abkühlung der niederen bis mittleren, Breiten der oberen Stratosphäre bis mittleren Mesosphäre im Vergleich zur Referenzsimulation im November nach sich zieht (vgl. Kapitel 6.2.4). Diese initiale Abkühlung im November führt zu einer Abschwächung des Temperaturgradienten zwischen den hohen und niederen Breiten und einer damit in Verbindung stehenden Abschwächung der Westwinde in der mittleren Atmosphäre. Im Dezember wird diese Destabilisierung des Polarwirbels, aufgrund von Wechselwirkungen mit aus der Troposphäre propagierenden planetaren Wellen weiter verstärkt, wodurch sich ein vermehrtes Auftreten von MSWs, relativ zur Referenzsimulation, bereits im Frühwinter ableiten lässt. Das Auftreten von Stratosphärenwärmungen ist mit positiven Geopotential- und Druckanomalien im Bereich der polaren Breiten und negativen Anomalien in südlicheren Breiten verbunden. Diese Verteilung der Anomalien spiegelt am Boden die negative Phase der AO und speziell im nordatlantischen Sektor ein NAO(-)-Muster wider. Es zeigt sich weiterhin, dass das durch die Reduzierung der solaren Einstrahlung hervorgerufene NAO(-)-Signal im Nordatlantik mit einer gewissen Beeinflussung der internen Variabilität der NAO verbunden ist. Dies äußert sich in einer erhöhten Tendenz zur negativen Phase der NAO in den GSM-Simulationen. Zudem fallen die individuellen NAO(-)-Phasen im Vergleich zur Referenzsimulation stärker aus.

Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Dissertation konnten neue Aspekte hinsichtlich der Beeinflussung der ENSO-Variabilität unter GSM-Bedingungen aufgezeigt werden. Weiterhin wurde die aus Klimarekonstruktionen und Modellsimulationen bekannte Beziehung zwischen einer reduzierten solaren Einstrahlung eines GSM und einer Tendenz zur negativen Phase der NAO, auch im Rahmen der hier durchgeführten Klimaprojektionen bestätigt. Da die interne Variabilität, sowohl der NAO als auch der El Niño-Southern Oscillation besonders ausgeprägt ist, sollten weitere (lang andauernde) Simulationen unter konstanten Bedingungen durchgeführt werden um die Robustheit der hier festgestellten Signale weiter zu untermauern. Es wäre weiterhin sinnvoll die Klassifikation der ENSO-Einzelereignisse unter Verwendung eines alternativen, eventuell mehrdimensionalen, ENSO-Index erneut durchzuführen um eine Beeinflussung der Ergebnisse aufgrund der Verwendung des NINO3.4-Index auszuschließen.

Mit Hilfe der Hotspot-Analyse konnten innerhalb der Referenzsimulation Regionen aufgezeigt werden, welche besonders stark von den Entwicklungen des aggregierten Klimawandel des 21. Jahrhunderts betroffen wären. Ein Großteil dieser besonders sensitiven Regionen, weisen gleichzeitig eine überdurchschnittlich starke Reaktion unter GSM-Bedingungen auf. Eine Überprüfung dieses Sachverhaltes unter den Bedingungen eines stärkeren RCP8.5-Szenarios wäre wünschenswert.

Hinsichtlich der globalen Erholung des Totalozons konnte festgestellt werden, dass ein potentielles GSM innerhalb des 21. Jahrhunderts den internationalen Bemühungen einer Totalozonerholung entgegen stehen würde. Beim Vergleich der Totalozonerholung unter GSM-Bedingungen mit Anet et al. [2013] zeigen sich deutliche, auf der individuellen Modellphysik beruhende Unterschiede. Um den auf verschiedenen Modellen basierenden Unsicherheitsbereich mit Hinblick auf die Erholung des Totalozons unter GSM-Bedingungen quantifizieren zu können, wären Multi-Modell-Ensemble unter einheitlichen GSM-Bedingungen notwendig.

Der Fokus der Analysen der vorliegenden Dissertation lag auf den Klimaentwicklungen der Nordhemisphäre und der tropischen Breiten unter GSM-Bedingungen. Zum aktuellen Zeitpunkt existiert keine explizite Veröffentlichung, hinsichtlich der Auswirkungen eines GSM auf die Klimaentwicklung der Südhemisphäre und/oder der südhemisphärischen Klimavariabilität. Eine erste umfassende Analyse mit Blick auf die Südhemisphäre könnte damit den Schwerpunkt zukünftiger Arbeiten darstellen.

Literaturverzeichnis

- Abalichin, J. (2016). *Natürliche Variabilität und anthropogener Einfluss in Simulationen mit gekoppeltem Klima-Chemie-Modell EMAC-O: Atmosphären-Ozean-Wechselwirkungen im Klimawandel der Südhemisphäre*. Dissertation, Freie Universität Berlin.
- Abreu, J., Beer, J., Steinhilber, F., Tobias, S., und Weiss, N. (2008). For how long will the current grand maximum of solar activity persist? *Geophysical Research Letters*, 35(20).
- Ahmed, M., Anchukaitis, K. J., Asrat, A., Borgaonkar, H., Braida, M., Buckley, B. M., Büntgen, U., Chase, B. M., Christie, D. A., Cook, E. R., et al. (2013). Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature Geoscience*, 6(5):339–346.
- Anderson, D. E. und Cahalan, R. F. (2005). The solar radiation and climate experiment (SORCE) mission for the NASA earth observing system (eos). *Solar Physics*, 230(1-2):3–6.
- Andrews, D. G., Holton, J. R., und Leovy, C. B. (1987). *Middle atmosphere dynamics*. Number 40. Academic press.
- Anet, J., Rozanov, E., Muthers, S., Peter, T., Brönnimann, S., Arfeuille, F., Beer, J., Shapiro, A., Raible, C., Steinhilber, F., et al. (2013). Impact of a potential 21st century “grand solar minimum” on surface temperatures and stratospheric ozone. *Geophysical Research Letters*, 40(16):4420–4425.
- Aschwanden, M. (2006). *The Sun*. In: *Encyclopedia of the Solar System*. San Diego, CA: Academic Press, 2nd edition.
- Austin, J., Scinocca, J., Plummer, D., Oman, L., Waugh, D., Akiyoshi, H., Bekki, S., Braesicke, P., Butchart, N., Chipperfield, M., et al. (2010). Decline and recovery of total column ozone using a multimodel time series analysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D3).
- Bailey, D., Hannay, C., Holland, M., und Neale, R. (2011). Slab ocean model forcing. *National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA*.
- Baldwin, M. P. und Dunkerton, T. J. (1999). Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D24):30937–30946.
- Baldwin, M. P. und Dunkerton, T. J. (2001). Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294(5542):581–584.
- Baldwin, M. P. und Thompson, D. W. (2009). A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(644):1661–1672.

- Beer, J., Tobias, S., and Weiss, N. (1998). An active Sun throughout the Maunder Minimum. *Solar Physics*, 181(1):237–249.
- Bellenger, H., Guilyardi, É., Leloup, J., Lengaigne, M., and Vialard, J. (2014). ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 42(7-8):1999–2018.
- Bodeker, G., Boyd, I., and Matthews, W. (1998). Trends and variability in vertical ozone and temperature profiles measured by ozonesondes at Lauder, New Zealand: 1986–1996. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D22):28661–28681.
- Brasseur, G. P. and Solomon, S. (2006). *Aeronomy of the middle atmosphere: chemistry and physics of the stratosphere and mesosphere*, volume 32. Springer Science & Business Media.
- Brázdil, R., Dobrovolný, P., Luterbacher, J., Moberg, A., Pfister, C., Wheeler, D., and Zorita, E. (2010). European climate of the past 500 years: new challenges for historical climatology. *Climatic Change*, 101(1-2):7–40.
- Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., Van Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santoso, A., McPhaden, M. J., Wu, L., et al. (2014). Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature climate change*, 4(2):111–116.
- Cai, W., Santoso, A., Wang, G., Yeh, S.-W., An, S.-I., Cobb, K. M., Collins, M., Guilyardi, E., Jin, F.-F., Kug, J.-S., et al. (2015a). ENSO and greenhouse warming. *Nature Climate Change*.
- Cai, W., Wang, G., Santoso, A., McPhaden, M. J., Wu, L., Jin, F.-F., Timmermann, A., Collins, M., Vecchi, G., Lengaigne, M., et al. (2015b). Increased frequency of extreme La Niña events under greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 5(2):132–137.
- Charbonneau, P. (2010). Dynamo models of the solar cycle. *Living Reviews in Solar Physics*, 7(1):1–91.
- Charney, J. G. and Drazin, P. G. (1961). Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 66(1):83–109.
- Chase, T. N., Pielke, R. A., and Avissar, R. (2007). Teleconnections in the earth system. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*.
- Chiodo, G., García-Herrera, R., Calvo, N., Vaquero, J., Añel, J. A., Barriopedro, D., and Matthes, K. (2016). The impact of a future solar minimum on climate change projections in the Northern Hemisphere. *Environmental Research Letters*, 11(3):034015.
- Choudhuri, A. R. and Karak, B. B. (2012). Origin of grand minima in sunspot cycles. *Physical review letters*, 109(17):171103.
- Christensen, J. H., Kanikicharla, K. K., Marshall, G., and Turner, J. (2013). Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.
- Cobb, K. M., Westphal, N., Sayani, H. R., Watson, J. T., Di Lorenzo, E., Cheng, H., Edwards, R., and Charles, C. D. (2013). Highly variable El Niño–Southern Oscillation throughout the Holocene. *Science*, 339(6115):67–70.

- Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W., Johns, T., Krinner, G., et al. (2013). Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility.
- Cook, E. R. (2003). Multi-Proxy Reconstructions of the North Atlantic Oscillation (NAO) Index: A Critical Review and a New Well-Verified Winter NAO Index Reconstruction Back to AD 1400. *The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact*, pages 63–79.
- Cox, A. N. (2015). *Allen's astrophysical quantities*. Springer.
- Crowley, T. J. (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289(5477):270–277.
- de Jager, C., Akasofu, S.-I., Duhau, S., Livingston, W., Nieuwenhuijzen, H., und Potgieter, M. (2016). A Remarkable Recent Transition in the Solar Dynamo. *Space Science Reviews*, pages 1–37.
- De Jager, C. und Duhau, S. (2009). Forecasting the parameters of sunspot cycle 24 and beyond. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(2):239–245.
- Denman, K. L., Brasseur, G. P., Chidthaisong, A., Ciais, P., Cox, P. M., Dickinson, R. E., Hauglustaine, D. A., Heinze, C., Holland, E. A., Jacob, D. J., et al. (2007). Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry.
- Diffenbaugh, N. S. und Giorgi, F. (2012). Climate change hotspots in the CMIP5 global climate model ensemble. *Climatic change*, 114(3-4):813–822.
- Domingo, V., Fleck, B., und Poland, A. I. (1995). The SOHO mission: an overview. *Solar Physics*, 162(1-2):1–37.
- Eddy, J. A. (1976). The Maunder Minimum.
- Eddy, J. A. (2009). *The Sun, The Earth, and Near-Earth Space: A Guide to the Sun-Earth System*. Government Printing Office.
- Emile-Geay, J., Seager, R., Cane, M. A., Cook, E. R., und Haug, G. H. (2008). Volcanoes and ENSO over the past millennium. *Journal of Climate*, 21(13):3134–3148.
- Eyring, V., Lamarque, J.-F., Hess, P., Arfeuille, F., Bowman, K., Chipperfield, M. P., Duncan, B., Fiore, A., Gettelman, A., Giorgetta, M. A., et al. (2013). Overview of IGAC/SPARC Chemistry-Climate Model Initiative (CCMI) community simulations in support of upcoming ozone and climate assessments. *SPARC newsletter*, 40(Januar):48–66.
- Eyring, V., Shepherd, T., und Waugh, D. (2010). Stratospheric processes and their role in climate: SPARC report on the evaluation of chemistry-climate models. WCRP-132.
- Fahey, D. W. und Hegglin, M. I. (2011). *Twenty Questions and Answers about the Ozone Layer 2010 Update: Scientific Assessment of Ozone Depletion 2010*. World Meteorological Organisation.
- Feulner, G. (2011). Are the most recent estimates for Maunder Minimum solar irradiance in agreement with temperature reconstructions? *Geophysical Research Letters*, 38(16).

- Feulner, G. und Rahmstorf, S. (2010). On the effect of a new grand minimum of solar activity on the future climate on Earth. *Geophysical Research Letters*, 37(5).
- Franzke, C., Blender, R., Fraedrich, K. F., und Lunkeit, F. (2008). Dynamische Antriebsmechanismen der NAO. *Promet*, 34:107–111.
- Fröhlich, C. (2006). Solar irradiance variability since 1978. *Space Science Reviews*, 125(1-4):53–65.
- Galilei, G. (1612). Letters on sunspots. *Discoveries and Opinions of Galileo*, pages 106–119.
- Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., et al. (2010). Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics*, 48(4).
- Gray, L. J., Rumbold, S., und Shine, K. P. (2009). Stratospheric temperature and radiative forcing response to 11-year solar cycle changes in irradiance and ozone. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(8):2402–2417.
- Gray, L. J., Scaife, A. A., Mitchell, D. M., Osprey, S., Ineson, S., Hardiman, S., Butchart, N., Knight, J., Sutton, R., und Kodera, K. (2013). A lagged response to the 11 year solar cycle in observed winter Atlantic/European weather patterns. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(24).
- Guilyardi, E., Wittenberg, A., Fedorov, A., Collins, M., Wang, C., Capotondi, A., Van Oldenborgh, G. J., und Stockdale, T. (2009). Understanding El Niño in ocean-atmosphere general circulation models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3):325.
- Haigh, J. (2011). Solar influences on climate. *Imperial College, London*.
- Haigh, J. D., Blackburn, M., und Day, R. (2005). The response of tropospheric circulation to perturbations in lower-stratospheric temperature. *Journal of Climate*, 18(17):3672–3685.
- Hale, G. E. (1908). On the probable existence of a magnetic field in sun-spots. *The astrophysical journal*, 28:315.
- Hale, G. E., Ellerman, F., Nicholson, S. B., und Joy, A. H. (1919). The magnetic polarity of sun-spots. *The Astrophysical Journal*, 49:153.
- Hannachi, A., Jolliffe, I., und Stephenson, D. (2007). Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. *International Journal of Climatology*, 27(9):1119–1152.
- Harvey, J. (1999). Hale's Discovery of Sunspot Magnetic Fields. *The Astrophysical Journal*, 525:60.
- Hathaway, D. H. (2015). The solar cycle. *Living Reviews in Solar Physics*, 12(1):1–87.
- Hense, A. und Glowienka-Hense, R. (2008). Auswirkungen der Nordatlantischen Oszillation. *Promet*, 34(3):4.
- Hewitson, B., A.C., J., F., G., R.G., J., und others... (2014). *Climate Change 2014–Impacts, Adaptation and Vulnerability: Regional Aspects*. Cambridge University Press.
- Hines, C. (1974). A possible mechanism for the production of sun-weather correlations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(2):589–591.

- Holton, J. R. und Tan, H.-C. (1980). The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(10):2200–2208.
- Hoyt, D. V. et al. (1997). *The role of the sun in climate change*. Oxford University Press.
- Hoyt, D. V. und Schatten, K. H. (1998). Group sunspot numbers: A new solar activity reconstruction. *Solar physics*, 181(2):491–491.
- Hufbauer, K. (1991). *Exploring the sun: solar science since Galileo*, volume 1. Baltimore: Johns Hopkins University Press.
- Hurrell, J. (1995). Regional temperatures and precipitation decadal trends in the North Atlantic Oscillation. *Science*, 269:676–679.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., und Visbeck, M. (2003). *An overview of the North Atlantic oscillation*. Wiley Online Library.
- Ineson, S., Maycock, A. C., Gray, L. J., Scaife, A. A., Dunstone, N. J., Harder, J. W., Knight, J. R., Lockwood, M., Manners, J. C., und Wood, R. A. (2015). Regional climate impacts of a possible future grand solar minimum. *Nature communications*, 6.
- Ineson, S., Scaife, A. A., Knight, J. R., Manners, J. C., Dunstone, N. J., Gray, L. J., und Haigh, J. D. (2011). Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere. *Nature Geoscience*, 4(11):753–757.
- Jin, M. J., Lengaigne, M., Power, S., Timmermann, A., Vecchi, G., und Wittenberg, A. (2015). The impact of global warming on the tropical Pacific and El Niño.
- Jirikowic, J. und Damon, P. (1994). The medieval solar activity maximum. *Climatic change*, 26(2-3):309–316.
- Jöckel, P., Sander, R., Kerkweg, A., Tost, H., und Lelieveld, J. (2005). Technical note: the modular earth submodel system (MESSY)-a new approach towards earth system modeling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(2):433–444.
- Jöckel, P., Tost, H., Pozzer, A., Brühl, C., Buchholz, J., Ganzeveld, L., Hoor, P., Kerkweg, A., Lawrence, M., Sander, R., et al. (2006). The atmospheric chemistry general circulation model ECHAM5/MESSy1: consistent simulation of ozone from the surface to the mesosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 6(4):6957–7050.
- Johnson, N. C. und Xie, S.-P. (2010). Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection. *Nature Geoscience*, 3(12):842–845.
- Jones, G. S., Lockwood, M., und Stott, P. A. (2012). What influence will future solar activity changes over the 21st century have on projected global near-surface temperature changes? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D5).
- Judge, P., Lockwood, G., Radick, R., Henry, G., Shapiro, A., Schmutz, W., und Lindsey, C. (2012). Confronting a solar irradiance reconstruction with solar and stellar data. *Astronomy & Astrophysics*, 544:A88.

- Jung, T., Kurcharski, F., Visbeck, M., und Krahnemann, G. (2008). Wechselwirkung der NAO mit dem Ozean und Meereis. *promet*, 34:113–121.
- Jungclauss, J., Keenlyside, N., Botzet, M., Haak, H., Luo, J.-J., Latif, M., Marotzke, J., Mikolajewicz, U., und Roeckner, E. (2006). Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM. *Journal of climate*, 19(16):3952–3972.
- Kamide, Y. und Chian, A. C.-L. (2007). *Handbook of the Solar-terrestrial Environment*. Springer Science & Business Media.
- Kim, S. T., Cai, W., Jin, F.-F., Santoso, A., Wu, L., Guilyardi, E., und An, S.-I. (2014). Response of El Niño sea surface temperature variability to greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 4(9):786–790.
- Kindem, I. T. und Christiansen, B. (2001). Tropospheric response to stratospheric ozone loss. *Geophysical research letters*, 28(8):1547–1550.
- Kippenhahn, R. (1990). *Der Stern, von dem wir leben. Den Geheimnissen der Sonne auf der Spur*. Büchergilde. Gutenberg.
- Kodera, K. (2002). Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: Implication in the spatial structure of the NAO. *Geophysical Research Letters*, 29(8).
- Kodera, K. (2003). Solar influence on the spatial structure of the NAO during the winter 1900–1999. *Geophysical Research Letters*, 30(4).
- Kodera, K. und Kuroda, Y. (2002). Dynamical response to the solar cycle. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D24).
- Kodera, K. und Kuroda, Y. (2005). A possible mechanism of solar modulation of the spatial structure of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D2).
- Kopp, G. und Lean, J. L. (2011). A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance. *Geophysical Research Letters*, 38(1).
- Krivova, N., Balmaceda, L., und Solanki, S. (2007). Reconstruction of solar total irradiance since 1700 from the surface magnetic flux. *Astronomy & Astrophysics*, 467(1):335–346.
- Krivova, N., Vieira, L., und Solanki, S. (2010). Reconstruction of solar spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(A12).
- Kunze, M. (2016). *Aspekte des tropischen Klimas und seiner Variabilität-mit besonderer Betrachtung des asiatischen Sommermonsuns*. Dissertation, Freie Universität Berlin.
- Kunze, M., Godolt, M., Langematz, U., Grenfell, J., Hamann-Reinus, A., und Rauer, H. (2014). Investigating the early Earth faint young Sun problem with a general circulation model. *Planetary and Space Science*, 98:77–92.
- Labitzke, K. (1972). Temperature changes in the mesosphere and stratosphere connected with circulation changes in winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(4):756–766.

- Labitzke, K. (1981). Stratospheric-mesospheric midwinter disturbances: A summary of observed characteristics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 86(C10):9665–9678.
- Labitzke, K., Kunze, M., und Brönnimann, S. (2006). Sunspots, the QBO and the stratosphere in the North Polar Region—20 years later. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3):355–363.
- Labitzke, K. und Van Loon, H. (1988). Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 50(3):197–206.
- Langematz, U., Brönnimann, S., Graf, H., und Kapala, A. (2008). Die Stratosphäre, Vulkanismus und die NAO/AO. *AO, PROMET*, 34:122–129.
- Langematz, U., Claussnitzer, A., Matthes, K., und Kunze, M. (2005a). The climate during the Maunder Minimum: a simulation with the Freie Universität Berlin climate middle atmosphere model (FUB-CMAM). *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 67(1):55–69.
- Langematz, U., Grenfell, J. L., Matthes, K., Mieth, P., Kunze, M., Steil, B., und Brühl, C. (2005b). Chemical effects in 11-year solar cycle simulations with the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model with online chemistry (FUB-CMAM-CHEM). *Geophysical research letters*, 32(13).
- Langematz, U. und Matthes, K. (2005). Solar impact on climate: modeling the coupling between the middle and the lower atmosphere. *Memorie della Societa Astronomica Italiana*, 76:868–875.
- Langematz, U., Schmidt, F., Kunze, M., Bodeker, G. E., und Braesicke, P. (2016). Antarctic ozone depletion between 1960 and 1980 in observations and chemistry–climate model simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(24):15619–15627.
- Latif, M. (2006). Das El Niño/Southern Oscillation-Phänomen. *promet*, 32(3/4):123–129.
- Latif, M. und Keenlyside, N. S. (2009). El Niño/Southern Oscillation response to global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(49):20578–20583.
- Lean, J. (2000). Evolution of the Sun’s spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett*, 27(16):2425–2428.
- Lean, J., Rottman, G., Harder, J., und Kopp, G. (2005). *SORCE contributions to new understanding of global change and solar variability*. In *The Solar Radiation and Climate Experiment (SORCE)*, pages 27–53. Springer.
- Li, F., Stolarski, R., und Newman, P. (2009). Stratospheric ozone in the post-CFC era. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(6):2207–2213.
- Liu, Z., Lu, Z., Wen, X., Otto-Bliesner, B., Timmermann, A., und Cobb, K. (2014). Evolution and forcing mechanisms of El Niño over the past 21,000 years. *Nature*, 515(7528):550–553.
- Lockwood, M. (2009). Solar change and climate: an update in the light of the current exceptional solar minimum. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, page rspa20090519. The Royal Society.

- Lockwood, M. (2013). Reconstruction and prediction of variations in the open solar magnetic flux and interplanetary conditions. *Living Reviews in Solar Physics*, 10(1):1–88.
- Lockwood, M., Harrison, R. G., Woollings, T., und Solanki, S. K. (2010). Are cold winters in Europe associated with low solar activity? *Environmental Research Letters*, 5(2):024001.
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., und Wanner, H. (2004). European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303(5663):1499–1503.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Rickli, R., Jacobeit, J., Beck, C., Gyalistras, D., Schmutz, C., und Wanner, H. (2002). Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. *Climate Dynamics*, 18(7):545–561.
- Manley, G. (1961). Late and postglacial climatic fluctuations and their relationship to those shown by the instrumental record of the past 300 years. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 95(1):162–172.
- Mann, M. E. und Jones, P. D. (2003). Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters*, 30(15).
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., und Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957):1256–1260.
- Marchitto, T. M., Muscheler, R., Ortiz, J. D., Carriquiry, J. D., und van Geen, A. (2010). Dynamical response of the tropical Pacific Ocean to solar forcing during the early Holocene. *Science*, 330(6009):1378–1381.
- Marsland, S. J., Haak, H., Jungclaus, J. H., Latif, M., und Röske, F. (2003). The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean modelling*, 5(2):91–127.
- Matthes, K., Funke, B., Anderson, M., Barnard, L., Beer, J., Charbonneau, P., Clilverd, M., Dudok de Wit, T., Haberleiter, M., Hendry, A., et al. (2016). Solar Forcing for CMIP6 (v3. 1), Geosci. Model Dev. Discuss., doi: 10.5194.
- Matthes, K., Kuroda, Y., Kodera, K., und Langematz, U. (2006). Transfer of the solar signal from the stratosphere to the troposphere: Northern winter. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D6).
- Matthes, K., Langematz, U., Gray, L. L., Kodera, K., und Labitzke, K. (2004). Improved 11-year solar signal in the Freie Universität Berlin climate middle atmosphere model (FUB-CMAM). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D6).
- Maunder, E. W. (1904). Note on the distribution of sun-spots in heliographic latitude, 1874-1902. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 64:747–761.
- Mauritsen, T., Stevens, B., Roeckner, E., Crueger, T., Esch, M., Giorgetta, M., Haak, H., Jungclaus, J., Klocke, D., Matei, D., et al. (2012). Tuning the climate of a global model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4(3).

- Maycock, A., Ineson, S., Gray, L., Scaife, A., Anstey, J., Lockwood, M., Butchart, N., Hardiman, S., Mitchell, D., und Osprey, S. (2015). Possible impacts of a future grand solar minimum on climate: Stratospheric and global circulation changes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(18):9043–9058.
- Meadows, A. J. (2013). *Early Solar Physics: The Commonwealth and International Library: Selected Readings in Physics*. Elsevier.
- Meehl, G. A. und Arblaster, J. M. (2009). A lagged warm event-like response to peaks in solar forcing in the Pacific region. *Journal of Climate*, 22(13):3647–3660.
- Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Branstator, G., und van Loon, H. (2008). A coupled air-sea response mechanism to solar forcing in the Pacific region. *Journal of Climate*, 21(12):2883–2897.
- Meehl, G. A., Arblaster, J. M., und Marsh, D. R. (2013). Could a future “Grand Solar Minimum” like the Maunder Minimum stop global warming? *Geophysical Research Letters*, 40(9):1789–1793.
- Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Matthes, K., Sassi, F., und van Loon, H. (2009). Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. *Science*, 325(5944):1114–1118.
- Meehl, G. A., Washington, W. M., Wigley, T., Arblaster, J. M., und Dai, A. (2003). Solar and greenhouse gas forcing and climate response in the twentieth century. *Journal of Climate*, 16(3):426–444.
- Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M., Lamarque, J., Matsumoto, K., Montzka, S., Raper, S., Riahi, K., et al. (2011). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic change*, 109(1-2):213.
- Meul, S. (2013). *Ozon-Klima-Wechselwirkungen in Simulationen mit dem Klima-Chemie-Modell EMAC*. Dissertation, Freie Universität Berlin.
- Meul, S., Langematz, U., Oberländer, S., Garny, H., und Jöckel, P. (2014). Chemical contribution to future tropical ozone change in the lower stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(6):2959–2971.
- Misios, S. (2012). *Berichte zur Erdsystemforschung*.
- Misios, S. und Schmidt, H. (2012). Mechanisms involved in the amplification of the 11-yr solar cycle signal in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Climate*, 25(14):5102–5118.
- Misios, S. und Schmidt, H. (2013). The role of the oceans in shaping the tropospheric response to the 11 year solar cycle. *Geophysical Research Letters*, 40(24):6373–6377.
- Mitchell, D., Misios, S., Gray, L., Tourpali, K., Matthes, K., Hood, L., Schmidt, H., Chiodo, G., Thieblemont, R., Rozanov, E., et al. (2015). Solar signals in CMIP-5 simulations: the stratospheric pathway. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(691):2390–2403.
- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., et al. (2013). Anthropogenic and natural radiative forcing. *Climate change*, 423.

- Naujokat, B. (1986). An update of the observed quasi-biennial oscillation of the stratospheric winds over the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(17):1873–1877.
- Nissen, K., Matthes, K., Langematz, U., und Mayer, B. (2007). Towards a better representation of the solar cycle in general circulation models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(20):5391–5400.
- Philander, S. G. und Fedorov, A. (2003). Is El Niño sporadic or cyclic? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1):579–594.
- Portmann, R. W. und Solomon, S. (2007). Indirect radiative forcing of the ozone layer during the 21st century. *Geophysical research letters*, 34(2).
- Povh, B. und Soergel, E. (2014). *Anschauliche Physik: für Naturwissenschaftler*. Springer-Verlag.
- Power, S. und Colman, R. (2006). Multi-year predictability in a coupled general circulation model. *Climate Dynamics*, 26(2-3):247–272.
- Power, S., Delage, F., Chung, C., Kociuba, G., und Keay, K. (2013). Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability. *Nature*, 502(7472):541–545.
- Raible, C., Yoshimori, M., Stocker, T., und Casty, C. (2007). Extreme midlatitude cyclones and their implications for precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics*, 28(4):409–423.
- Randel, W. J., Shine, K. P., Austin, J., Barnett, J., Claud, C., Gillett, N. P., Keckhut, P., Langematz, U., Lin, R., Long, C., et al. (2009). An update of observed stratospheric temperature trends. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D2).
- Randel, W. J. und Wu, F. (2007). A stratospheric ozone profile data set for 1979–2005: Variability, trends, and comparisons with column ozone data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D6).
- Rind, D., Shindell, D., Perlwitz, J., Lerner, J., Lonergan, P., Lean, J., und McLinden, C. (2004). The relative importance of solar and anthropogenic forcing of climate change between the Maunder Minimum and the present. *Journal of Climate*, 17(5):906–929.
- Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornblüeh, L., Manzini, E., et al. (2003). The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description.
- Roeckner, E., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kornblüeh, L., Manzini, E., Schlese, U., und Schulzweida, U. (2006). Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *Journal of Climate*, 19(16):3771–3791.
- Roy, I. und Haigh, J. D. (2010). Solar cycle signals in sea level pressure and sea surface temperature. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(6):3147–3153.
- Roy, I. und Haigh, J. D. (2012). Solar cycle signals in the Pacific and the issue of timings. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(4):1446–1451.

- Sander, R., Jöckel, P., Kirner, O., Kunert, A., Landgraf, J., und Pozzer, A. (2014). The photolysis module JVAL-14, compatible with the MESSy standard, and the JVal PreProcessor (JVPP). *Geoscientific Model Development*, 7:2653–2662.
- Sander, R., Kerkweg, A., Jöckel, P., und Lelieveld, J. (2005). Technical note: The new comprehensive atmospheric chemistry module MECCA. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(2):445–450.
- Scaife, A., Arribas, A., Blockley, E., Brookshaw, A., Clark, R., Dunstone, N., Eade, R., Fereday, D., Folland, C., Gordon, M., et al. (2014). Skillful long-range prediction of European and North American winters. *Geophysical Research Letters*, 41(7):2514–2519.
- Scaife, A. A., Ineson, S., Knight, J. R., Gray, L., Kodera, K., und Smith, D. M. (2013). A mechanism for lagged North Atlantic climate response to solar variability. *Geophysical Research Letters*, 40(2):434–439.
- Scheiner, C. (1630). *Rosa Ursina sive Sol ex Admirando Facularum et Macularum*. Bracciano: Andreas Phaeus.
- Schönwiese, C.-D. (2013). *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*.
- Schrijver, C., Livingston, W., Woods, T., und Mewaldt, R. (2011). The minimal solar activity in 2008–2009 and its implications for long-term climate modeling. *Geophysical Research Letters*, 38(6).
- Shapiro, A., Schmutz, W., Rozanov, E., Schoell, M., Haberreiter, M., Shapiro, A., und Nyeki, S. (2011). A new approach to the long-term reconstruction of the solar irradiance leads to large historical solar forcing. *Astronomy & Astrophysics*, 529:A67.
- Shea, W. R. (1970). Galileo, Scheiner, and the interpretation of Sunspots. *Isis*, pages 498–519.
- Shindell, D. T., Schmidt, G. A., Mann, M. E., Rind, D., und Waple, A. (2001). Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, 294(5549):2149–2152.
- Shindell, D. T., Schmidt, G. A., Miller, R. L., und Mann, M. E. (2003). Volcanic and solar forcing of climate change during the preindustrial era. *Journal of Climate*, 16(24):4094–4107.
- Solanki, S., Schüssler, M., und Fligge, M. (2002). Secular variation of the Sun's magnetic flux. *Astronomy & Astrophysics*, 383(2):706–712.
- Solanki, S. K. und Krivova, N. A. (2011). Analyzing solar cycles. *Science*, 334(6058):916–917.
- Solanki, S. K., Krivova, N. A., und Haigh, J. D. (2013). Solar irradiance variability and climate. *arXiv preprint arXiv:1306.2770*.
- Soukharev, B. und Hood, L. (2006). Solar cycle variation of stratospheric ozone: Multiple regression analysis of long-term satellite data sets and comparisons with models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D20).
- Spanghel, T., Cubasch, U., Raible, C., Schimanke, S., Körper, J., und Hofer, D. (2010). Transient climate simulations from the Maunder Minimum to present day: Role of the stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D1).

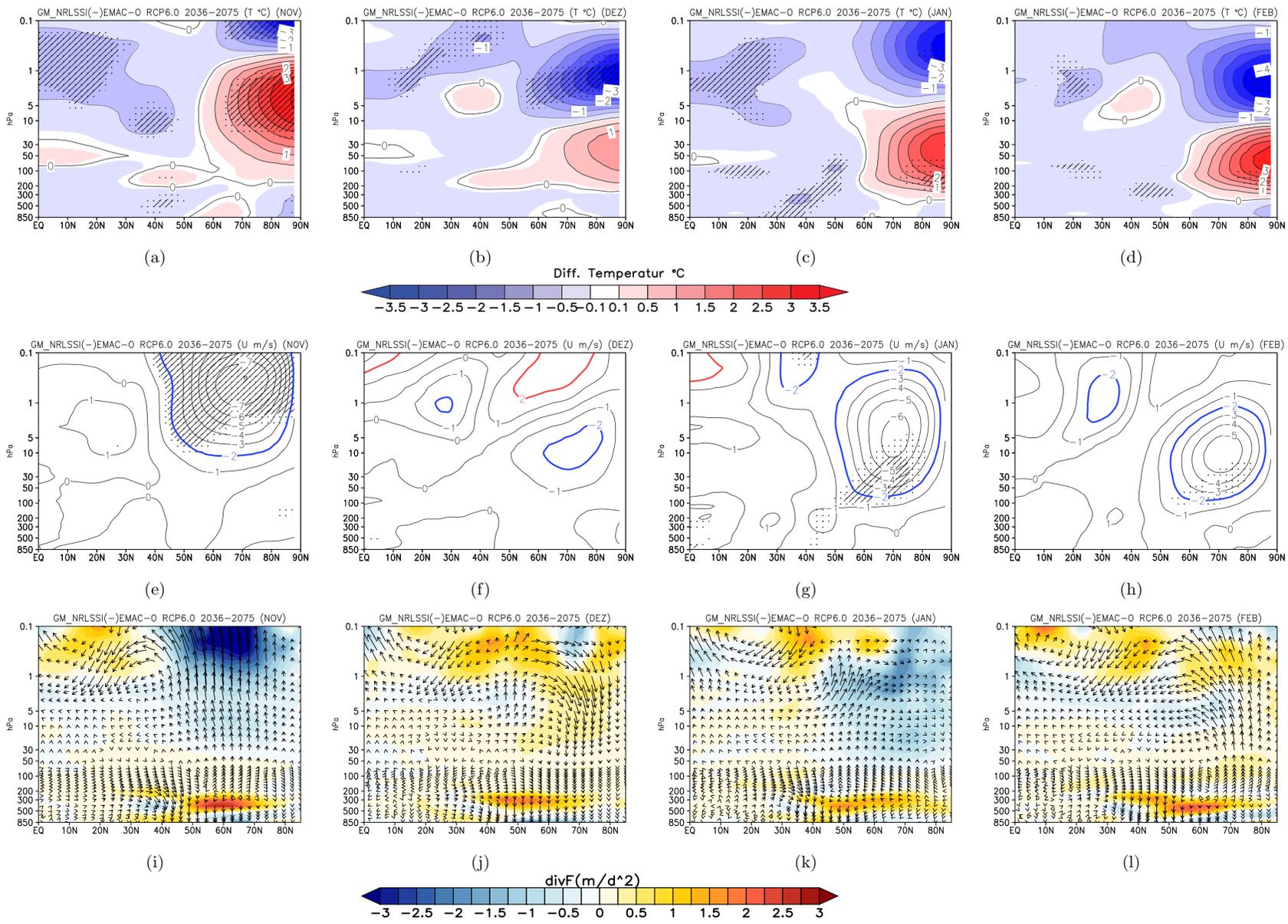
- Spiegel, T., Paeth, H., und Frimmel, H. (2015). Evaluating key parameters for the initiation of a Neoproterozoic Snowball Earth with a single Earth System Model of intermediate complexity. *Earth and Planetary Science Letters*, 415:100–110.
- Sponberg, K. (1999). Compendium of climatological impacts. *University Corporation for Atmospheric Research*, 1.
- Steinhilber, F., Abreu, J. A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkilä, U., Kubik, P. W., Mann, M., McCracken, K. G., et al. (2012). 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(16):5967–5971.
- Steinhilber, F., Beer, J., und Fröhlich, C. (2009). Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36(19).
- Stevenson, S. (2012). Significant changes to ENSO strength and impacts in the twenty-first century: Results from CMIP5. *Geophysical Research Letters*, 39(17).
- Stix, M. (2012). *The Sun: an introduction*. Springer Science & Business Media.
- Suess, H. E. (1968). CLIMATIC CHANGES, SOLAR ACTIVITY, AND THE COSMIC-RAY PRODUCTION RATE OF NATURAL RADIOCARBON. Technical report, Univ. of California, San Diego.
- Sullivan, W. T. (2012). *Classics in radio astronomy*, volume 10. Springer Science & Business Media.
- Sun, D.-Z. (2003). A possible effect of an increase in the warm-pool SST on the magnitude of El Niño warming. *Journal of climate*, 16(2):185–205.
- Svensmark, H. und Friis-Christensen, E. (1997). Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage—a missing link in solar-climate relationships. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 59(11):1225–1232.
- Tanré, D., Geleyn, J., und Slingo, J. (1984). First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model. *Aerosols and their climatic effects*, pages 133–177.
- Tapping, K. F. und Morton, D. C. (2013). The next generation of Canadian solar flux monitoring. In *Journal of Physics: Conference Series*, volume 440, page 012039. IOP Publishing.
- Thiéblemont, R., Matthes, K., Omrani, N.-E., Kodera, K., und Hansen, F. (2015). Solar forcing synchronizes decadal North Atlantic climate variability. *Nature communications*, 6.
- Thompson, D. W. und Solomon, S. (2002). Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296(5569):895–899.
- Thompson, D. W. und Wallace, J. M. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters*, 25(9):1297–1300.

- Tomassini, L., Gerber, E. P., Baldwin, M. P., Bunzel, F., und Giorgetta, M. (2012). The role of stratosphere-troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4(4).
- Trigo, R. M., Osborn, T. J., und Corte-Real, J. M. (2002). The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*, 20(1):9–17.
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D., und Frank, D. C. (2009). Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the medieval climate anomaly. *science*, 324(5923):78–80.
- Trouet, V., Scourse, J., und Raible, C. (2012). North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change*, 84:48–55.
- Usoskin, I. G., Arlt, R., Asvestari, E., Hawkins, E., Käpylä, M., Kovaltsov, G. A., Krivova, N., Lockwood, M., Mursula, K., O'Reilly, J., et al. (2015). The Maunder minimum (1645–1715) was indeed a grand minimum: A reassessment of multiple datasets. *Astronomy & Astrophysics*, 581:A95.
- Usoskin, I. G., Solanki, S., und Kovaltsov, G. (2008). Grand minima and maxima of solar activity: new observational constraints. *Astronomy & Astrophysics*, 471(1):301–309.
- Usoskin, I. G., Solanki, S. K., und Kovaltsov, G. A. (2011). Grand minima of solar activity during the last millennia. *International Astronomical Union. Proceedings of the International Astronomical Union*, 7(S286):372.
- Vahrenholt, F. (2012). *Die kalte Sonne: Warum die Klimakatastrophe nicht stattfindet*. Hoffmann und Campe.
- Valcke, S. (2006). OASIS3 user guide (prism_2-5). *PRISM support initiative report*, 3:64.
- Van Helden, A. (1996). Galileo and Scheiner on sunspots: A case study in the visual language of astronomy. *Proceedings of the American Philosophical Society*, pages 358–396.
- van Loon, H., Meehl, G. A., und Arblaster, J. M. (2004). A decadal solar effect in the tropics in July–August. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66(18):1767–1778.
- van Loon, H., Meehl, G. A., und Shea, D. J. (2007). Coupled air-sea response to solar forcing in the Pacific region during northern winter. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D2).
- Van Oldenborgh, G. J., Philip, S., und Collins, M. (2005). El Nino in a changing climate: a multi-model study. *Ocean Science*, 1(2):81–95.
- Vieira, L. E. A., Solanki, S. K., Krivova, N. A., und Usoskin, I. (2011). Evolution of the solar irradiance during the Holocene. *Astronomy & Astrophysics*, 531:A6.
- von Kusserow, U. (2013). *Das Sonnensystem als Plasmalabor*. Springer.
- Wang, C., Deser, C., Yu, J.-Y., DiNezio, P., und Clement, A. (2012). El Nino and southern oscillation (ENSO): a review. *Coral reefs of the Eastern Pacific*, pages 3–19.

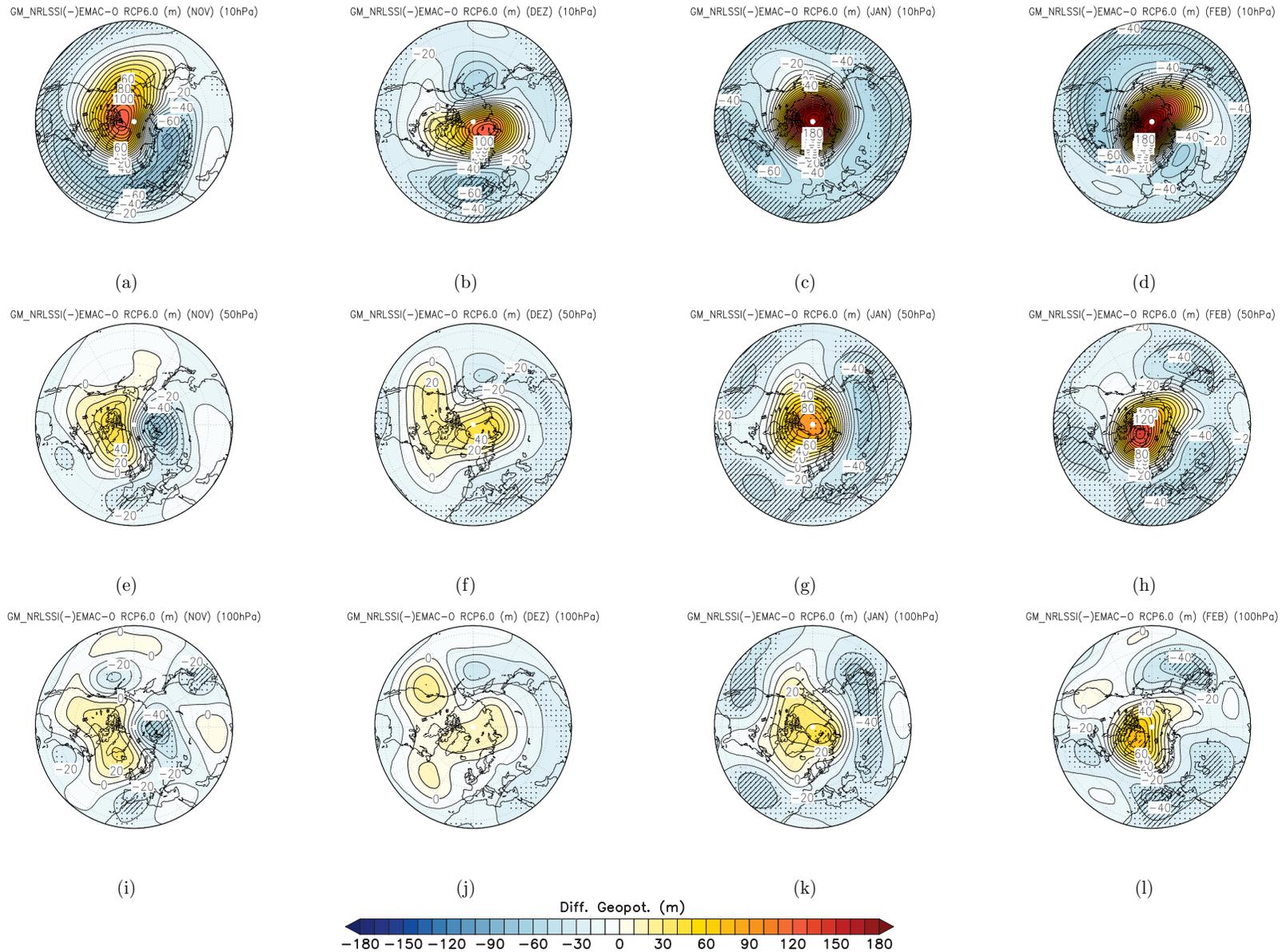
- White, W. B., Lean, J., Cayan, D. R., und Dettinger, M. D. (1997). Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C2):3255–3266.
- White, W. B. und Liu, Z. (2008a). Non-linear alignment of El Niño to the 11-yr solar cycle. *Geophysical Research Letters*, 35(19).
- White, W. B. und Liu, Z. (2008b). Resonant excitation of the quasi-decadal oscillation by the 11-year signal in the Sun's irradiance. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C1).
- WHO (2016). El Niño and health.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*, volume 100. Academic press.
- WMO, W. (2007). Scientific assessment of ozone depletion: 2006. *World Meteorological Organisation, Global Ozone Research and Monitoring Project–Report*, 50:572.
- Xiang, B., Wang, B., Lauer, A., Lee, J.-Y., und Ding, Q. (2014). Upper tropospheric warming intensifies sea surface warming. *Climate dynamics*, 43(1-2):259–270.
- Zhou, J. und Tung, K.-K. (2010). Solar cycles in 150 years of global sea surface temperature data. *Journal of Climate*, 23(12):3234–3248.
- Zhou, J. und Tung, K.-K. (2013). Observed tropospheric temperature response to 11-yr solar cycle and what it reveals about mechanisms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(1):9–14.
- Zorita, E., Von Storch, H., Gonzalez-Rouco, F. J., Cubasch, U., Luterbacher, J., Legutke, S., Fischer-Bruns, I., und Schlese, U. (2004). Climate evolution in the last five centuries simulated by an atmosphere-ocean model: global temperatures, the North Atlantic Oscillation and the Late Maunder Minimum. *Meteorologische Zeitschrift*, 13(4):271–289.

Anhang

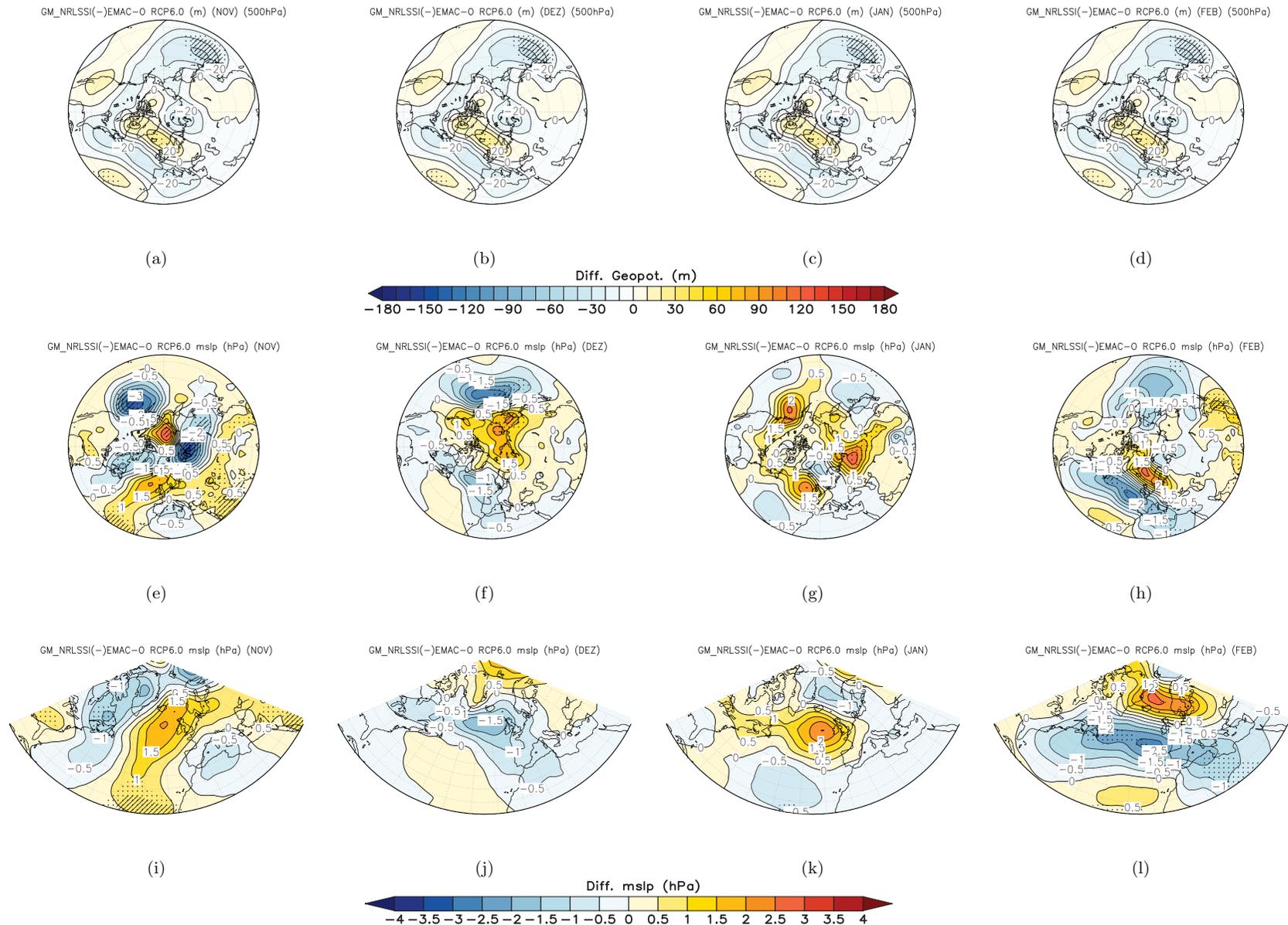
Anhang 1: Differenzen der zonal gemittelten, langjährigen Monatsmittel (November-Februar) für den Zeitraum 2036-2075 der Temperatur (a-d), des Zonalwinds (e-h) sowie der EP-Vektoren/EP-Flussdivergenz (i-l) zwischen GM_NRLSSI und EMAC-O RCP6.0.



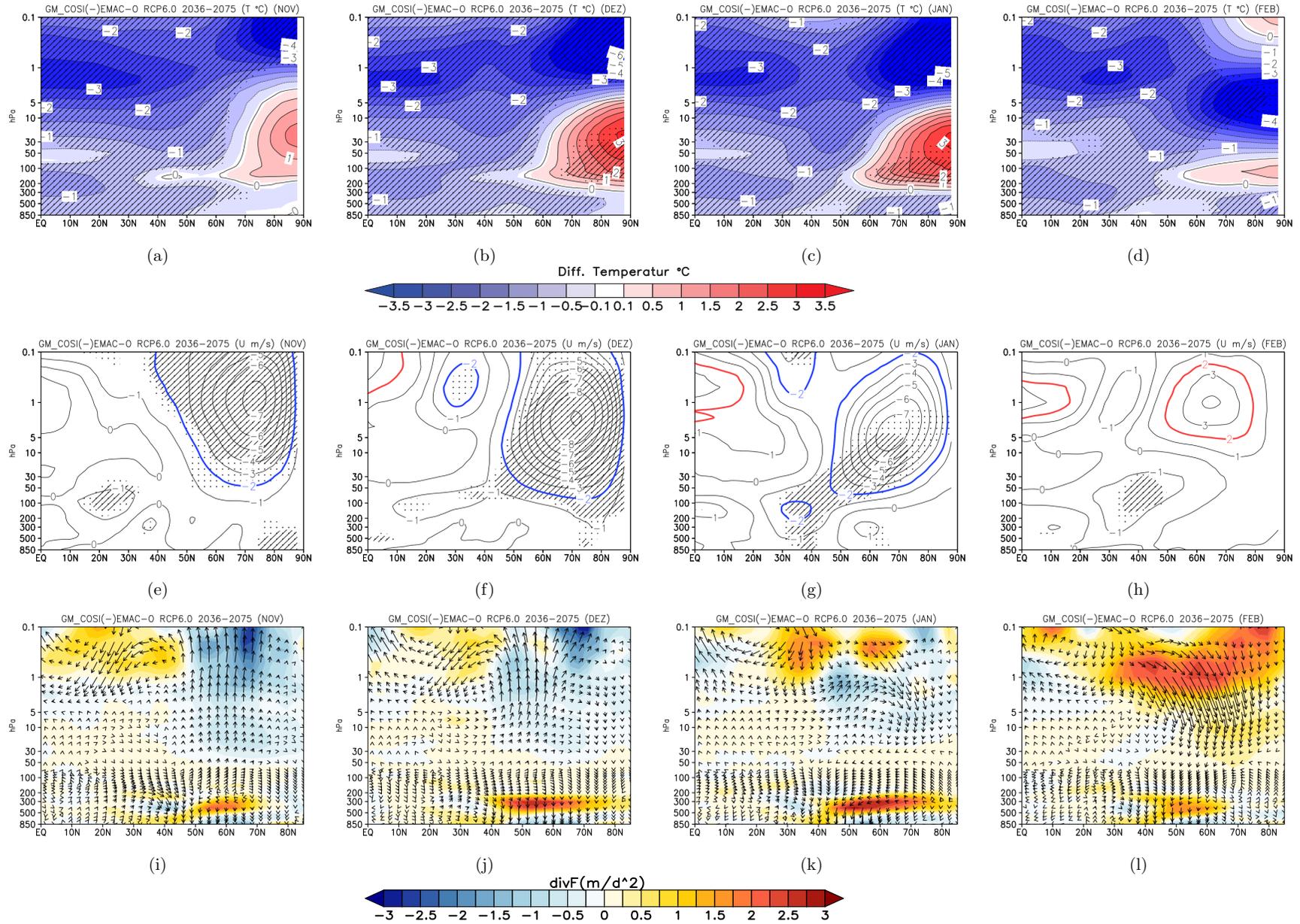
Anhang 2a: Differenzen der langjährigen Monatsmittel (90N°-20N°) (November-Februar) für den Zeitraum 2036-2075 zwischen GM_NRLSSI und EMAC-O RCP6.0, für die geopotentielle Höhe in 10 hPa (a-d), 50 hPa (e-h) und 100 hPa (i-l).



Anhang 2b: Differenzen der langjährigen Monatsmittel (90N°-20N°) (November-Februar) für den Zeitraum 2036-2075 zwischen GM_NRLSSI und EMAC-O RCP6.0, für die geopotentielle Höhe in 500 hPa (a-d), sowie den Druck auf Meeresebene (e-h). In i-l ist der nordatlantische Sektor aus e-h dargestellt.

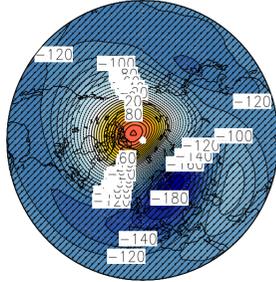


Anhang 3: Wie Anhang 1 jedoch für GM_COSI.



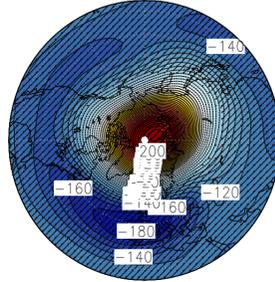
Anhang 4a: Wie Anhang 2a jedoch für GM_COSI.

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (NOV) (10hPa)



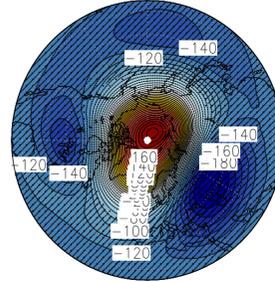
(a)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (DEZ) (10hPa)



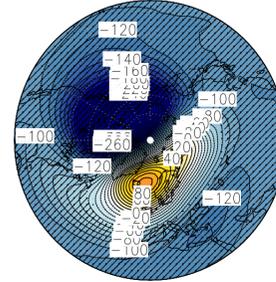
(b)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (JAN) (10hPa)



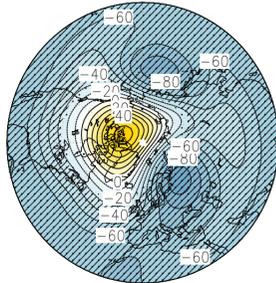
(c)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (FEB) (10hPa)



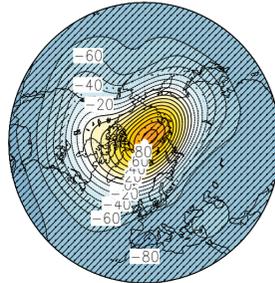
(d)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (NOV) (50hPa)



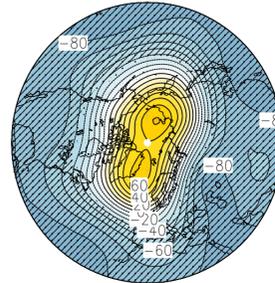
(e)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (DEZ) (50hPa)



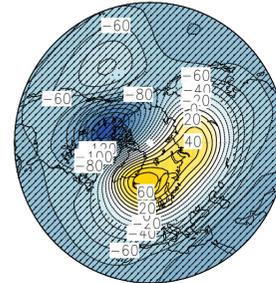
(f)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (JAN) (50hPa)



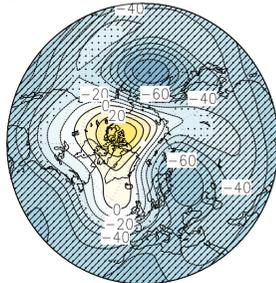
(g)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (FEB) (50hPa)



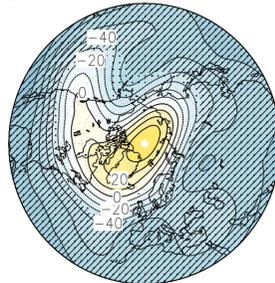
(h)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (NOV) (100hPa)



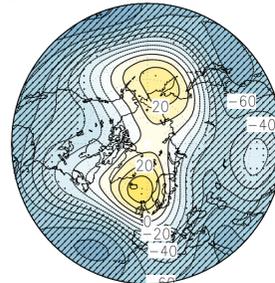
(i)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (DEZ) (100hPa)



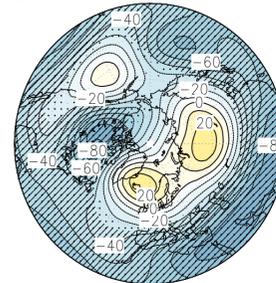
(j)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (JAN) (100hPa)

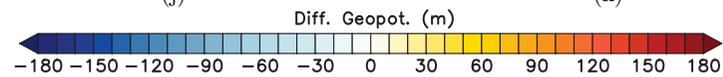


(k)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (FEB) (100hPa)



(l)



Anhang 4b: Wie Anhang 2b jedoch für GM_COSI.

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (NOV) (500hPa)



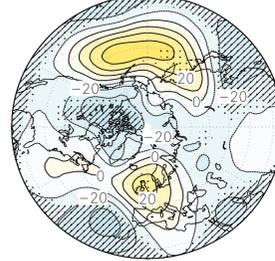
(a)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (DEZ) (500hPa)



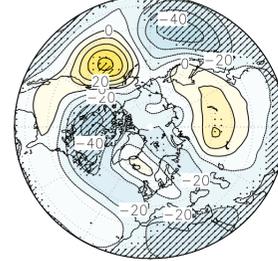
(b)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (JAN) (500hPa)

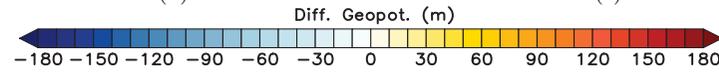


(c)

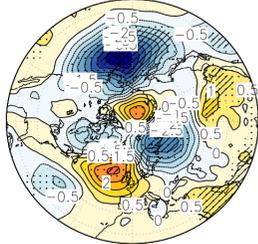
GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 (m) (FEB) (500hPa)



(d)

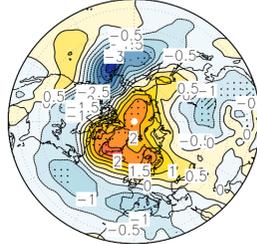


GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 mslp (hPa) (NOV)



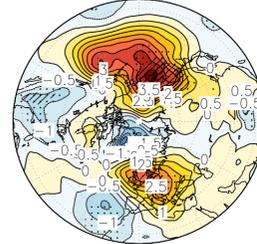
(e)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 mslp (hPa) (DEZ)



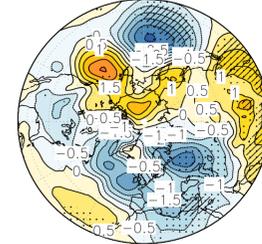
(f)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 mslp (hPa) (JAN)



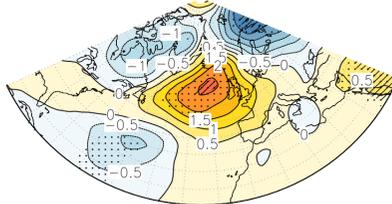
(g)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 mslp (hPa) (FEB)



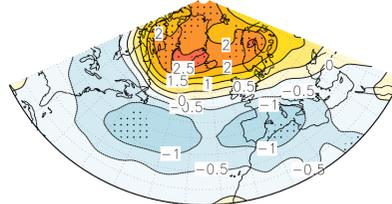
(h)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 mslp (hPa) (NOV)



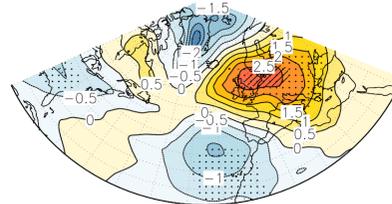
(i)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 mslp (hPa) (DEZ)



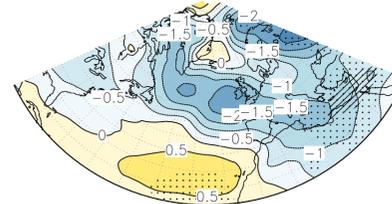
(j)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 mslp (hPa) (JAN)

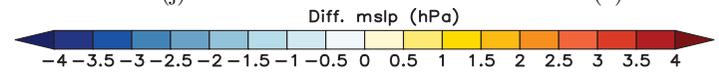


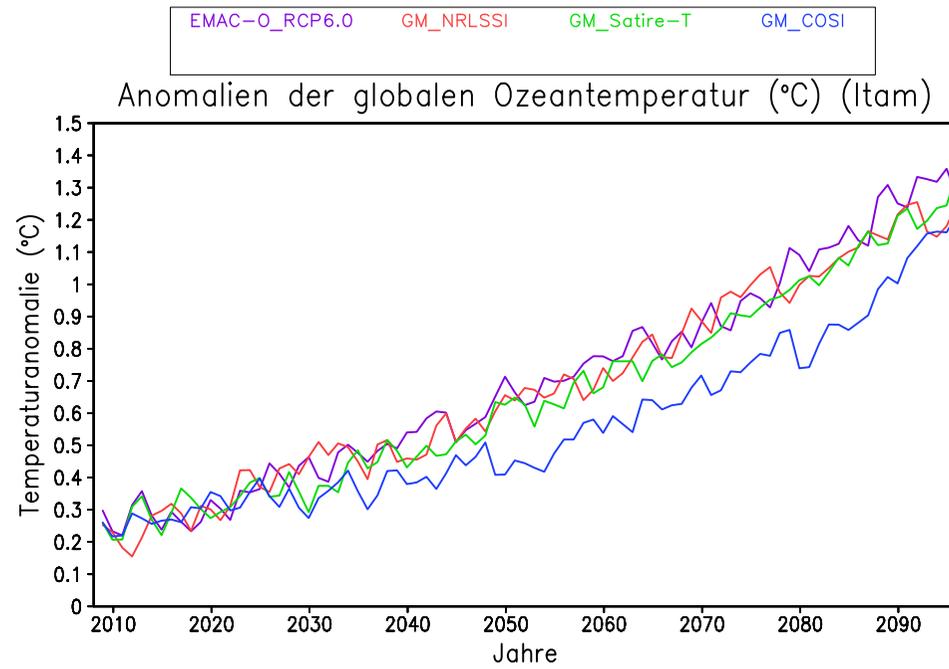
(k)

GM_COSI(-)EMAC-0 RCP6.0 mslp (hPa) (FEB)



(l)





Anhang 5: Entwicklung der globalen Ozeantemperatur im Jahresmittel, integriert über die Ozeanschichten der ersten 500m. Die Anomalien wurden in Relation zur Periode 1960-1999 berechnet.

Danksagung

Besonderer Dank gebührt Prof. Dr. Ulrike Langematz, der Initiatorin und Erstgutachterin vorliegender Dissertation. Meinen persönlichen Dank möchte ich Ulrike für ihr Vertrauen und ihre Fürsprache aussprechen, welche ein Stipendium im Rahmen der Helmholtz-Graduiertenschule GeoSim möglich gemacht haben.

Prof. Dr.-Ing. Rupert Klein möchte ich für die Begutachtung vorliegender Arbeit und die stete Bereitschaft danken deren Ergebnisse zu diskutieren.

Herzlichen kollegialen Dank möchte ich allen aktuellen und früheren Arbeitsgruppenmitgliedern der 'Dynamik der Atmosphäre' für schöne und konstruktive Jahre aussprechen, in denen ich euch besser kennenlernen und eure MSW-Kuchen genießen durfte.

Dabei gilt Janna, meiner Bürogenossin, ganz besonderer Dank, da sie mir bei der Einarbeitung in EMAC-O eine unschätzbare Hilfe war.

Markus, Anne und Dagobert möchte ich für viele Stunden fruchtbarer Diskussionen, insbesondere aber für das Korrekturlesen vorliegender Arbeit danken.

Stellvertretend für das gesamte GeoSim-Kolleg möchte ich Dr. Karen Leever Dank für ihren großartigen Einsatz bei der Planung und Durchführung sämtlicher GeoSim Aktivitäten aussprechen.

Dr. Matthias Läuter (HLRN) sowie Thomas Bergmann (IFM) danke ich für den stets freundlichen und kompetenten technischen Support.

Der Helmholtz-Gemeinschaft möchte ich für das mir zugesprochene Stipendium, im Rahmen von GeoSim danken.

Dank im besonderen Maße gebührt meiner Mutter, welche mich bereits während meines Studiums nach allen Kräften finanziell und emotional unterstützt hat.

Meiner Céline möchte ich von Herzen dafür danken, dass sie mich insbesondere in den letzten Monaten immer wieder aufgebaut und in allen Belangen unterstützt hat.

Selbständigkeitserklärung

Hiermit versichere ich, die vorliegende Dissertation selbstständig und ohne unerlaubte Hilfe angefertigt zu haben. Es wurden keine anderen als die im Text aufgeführten Hilfsmittel und Quellen verwendet. Ein Promotionsverfahren wurde zu keinem früheren Zeitpunkt an einer anderen Hochschule oder bei einem anderen Fachbereich beantragt.

Tobias Spiegl, Berlin den 22.05.2017