REG KLAM

Regionales Klimaanpassungsprogramm Modellregion Dresden

Klimaprojektionen für die REGKLAM-Modellregion Dresden

Christian Bernhofer, Jörg Matschullat, Achim Bobeth (Hrsg.)

Heft 2

RHOMBOS

Publikationsreihe des BMBF-geförderten Projektes REGKLAM - Regionales Klimaanpassungsprogramm für die Modellregion Dresden

Publikationsreihe des BMBF-geförderten Projektes REGKLAM -
Regionales Klimaanpassungsprogramm für die Modellregion Dresden

Heft 2

Bibliographische Information der Deutschen Nationalbibliothek
Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über http://dnb.d-nb.de abrufbar.

Impressum

REGKLAM-Publikationsreihe
Das Projekt REGKLAM wird vom BMBF gefördert – Förderkennzeichen FKZ 01LR0802.
Internet: www.regklam.de

Herausgeber:
Prof. Dr. Christian Bernhofer (verantwortlich)
TU Dresden, Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften
Fachrichtung Wasserwesen, Professur für Meteorologie
01062 Dresden
Internet: tu-dresden.de/meteorologie
Prof. Dr. Jörg Matschullat
Achim Bobeth

Redaktionsschluss:
November 2011

Titelbild:
Foto: Michaela Surke; Elbe in Dresden bei einem Wasserstand von 66 cm am 28.09.2009
Bearbeitung: Stephanie Hänsel

Verlag:
RHOMBOS-VERLAG
Kurfürstenstraße 17
D-10785 Berlin
Internet: www.rhombos.de

Druck und Bindung:
dbusiness.de GmbH, Berlin

Printed in Germany

© 2011 RHOMBOS-Verlag, Berlin
Alle Rechte vorbehalten.
Nachdruck, auch auszugsweise, verboten.
Kein Teil dieses Werkes darf außerhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ohne schriftliche Einwilligung des Verlages in irgendeiner Form (Fotokopie, Mikrofilm oder ein anderes Verfahren) reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme gespeichert, verarbeitet, vervielfältigt oder verarbeitet werden.

ISBN: 978-3-941216-71-6

Publikationsreihe des BMBF-geförderten Projektes *REGKLAM – Regionales Klimaanpassungsprogramm für die Modellregion Dresden*

Heft 2

Klimaprojektionen für die REGKLAM-Modellregion Dresden

Christian Bernhofer, Jörg Matschullat, Achim Bobeth (Hrsg.)

Autoren:

Technische Universität Dresden
Majana Heidenreich
Johannes Franke
Valeri Goldberg
Michaela Surke

Technische Universität Bergakademie Freiberg, IÖZ
Stephanie Hänsel
Andreas Hoy

Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
Nils Feske
Maria Foltyn

November 2011

Vorwort zu Heft 2

Das erste Heft der REGKLAM-Publikationsreihe beschäftigte sich mit dem beobachteten Klimawandel der letzten Jahrzehnte. Im vorliegenden zweiten Heft steht nun der zu erwartende Klimawandel in der REGKLAM-Modellregion Dresden zwischen dem Erzgebirgshauptkamm und der brandenburgischen Grenze im Zentrum. Im ersten Heft lagen konkrete Beobachtungen von Messstationen zugrunde, hier ist die Ausgangslage wesentlich komplizierter: Eine ganze Reihe miteinander verketteter Verfahren und Modelle führt am Ende zu verschiedenen Klimaprojektionen, die wiederum als Input für Wirkmodelle genutzt werden sollen. Damit wird die sich aufspannende Vielfalt möglicher Zukünfte oder Szenarios, die global mit den „storylines" des IPCC beginnt, quasi in die Modellregion des Gesamtprojekts REGKLAM verlängert und kann für die Suche nach robusten, aufeinander abgestimmten Anpassungsoptionen genutzt werden.

Um die Daten der Klimaprojektionen im Projekt konsistent zu verwenden, wurden bereits 2010 Nutzervorgaben zum Umgang mit und zur Auswahl von den vorliegenden Projektionen aus der dynamischen REGKLAM-Klimadatenbank gemacht (Feske *et al.*, 2010a). Dabei wurde besonderes Augenmerk auf die Unsicherheiten der Klimaprojektionen gelegt und die gleichberechtigte Verwendung mehrerer IPCC-Szenarios und Modelle empfohlen. Die regionalen Klimaprojektionen für die REGKLAM-Modellregion Dresden stellen einen Wert an sich dar, unabhängig von ihrer Verwendung als Grundlage zur Entscheidungsunterstützung bei Klimaanpassung über weitere Simulationen mit Wirkmodellen. Sie ermöglichen die quantitative Analyse der möglichen Klimazukunft unter Berücksichtigung von Unsicherheiten und können auf eine Vielzahl von klimaabhängigen Problemfeldern angewandt werden – auch unabhängig von den in den REGKLAM Modulen 1 und 3 näher untersuchten Bereichen.

Allen Nutzern und Nutzerinnen dieses Heftes möchten wir die spezielle Herausforderung nahebringen, die im Umgang mit den Unsicherheiten des zukünftigen Klimas liegt. Dabei sind die unterschiedlichen möglichen globalen Entwicklungswege der Menschheit (Szenarios) genauso wichtig wie die Modellunsicherheiten (global und regional). Gemeinsam mit der natürlichen regionalen Variabilität des Klimas sind sie für die große Bandbreite möglicher zukünftiger Änderungen verantwortlich. Diese Bandbreite verlässt spätestens Mitte des 21. Jahrhunderts auch für Sachsen die bisherigen Erfahrungswerte. Sie stellt schon heute eine neuartige Herausforderung dar: Erstmals ist es nicht mehr möglich, das Klima der Zukunft durch immer genauere und längere Beobachtung der Vergangenheit und der daraus abgeleiteten Statistik zu beschreiben. Es ist vielmehr notwendig, zusätzlich die regionalen Konsequenzen der systematischen Änderungen der globalen Randbedingungen zu quantifizieren. Das kann nur mit einer gleichwertigen Berücksichtigen unterschiedlicher Modelloutputs gelingen! Dazu werden im vorliegenden Heft die regionalen Projektionen von vier Klimamodellen bis 2100 für die Modellregion analysiert.

Im Unterschied zum ersten Heft stehen diesmal nicht die regionalen Unterschiede im Vordergrund, sondern die Änderungen im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990. Das liegt einerseits an den regional wenig differenzierten Änderungssignalen, andererseits an den oft großen Unterschieden zwischen den einzelnen Klimaprojektionen. Es wurden aber auch ausgesuchte Stations- und Rasterdaten der Modelloutputs analysiert.

Dieser Band wurde gemeinsam durch das Teilprojekt 2.1, Kurztitel „Regionalisierte Klimakenngrößen" und seinen Mitarbeitern an den drei Partnerinstitutionen TU Dresden, TU Bergakademie Freiberg und Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie erarbeitet. Insbesondere möchten wir die Arbeit von Majana Heidenreich an der TU Dresden hervorheben, die – zusätzlich zu ihrer Betreuung der REGKLAM-Klimadatenbank – das Heft zu seiner vorliegenden Form führte. Ihr, den übrigen Autoren und dem BMBF als Förderer von REGKLAM gebührt unser besonderer Dank.

Christian Bernhofer (TU Dresden)

Jörg Matschullat (TU Bergakademie Freiberg)

Achim Bobeth (Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie)

1 Globaler und regionaler Klimawandel ... 1
2 Grundlagen ... 5
2.1 Klimamodelle ... 5
2.2 Emissionsszenarios ... 9
2.3 Unsicherheiten ... 11
2.4 Verwendete Daten und Methoden ... 17
3 Ergebnisse ... 21
3.1 Temperatur ... 21
3.2 Temperaturabgeleitete Klimagrößen ... 33
3.2.1 Klimatologische Kenntage ... 33
3.2.2 Wärme- und Kältesummen bzw. Heiz- und Kühlgradtage ... 35
3.2.3 Phänologie ... 37
3.2.4 Vegetationsperiode und Spätfrostgefährdung ... 42
3.3 Niederschlag ... 48
3.4 Globalstrahlung ... 57
3.5 Potentielle Verdunstung ... 63
3.6 Klimatische Wasserbilanz ... 69
3.7 Extremwertbetrachtungen ... 75
3.7.1 Einleitung ... 75
3.7.2 Datengrundlage und Methoden ... 75
3.7.3 Temperatur ... 77
3.7.4 Windgeschwindigkeit ... 81
3.7.5 Niederschlag ... 83
3.7.6 Trockentage und Trockenperioden ... 87
3.8 Wetterlagenklimatologie der Modelle WEREX IV und WETTREG 2006 ... 92
3.9 WETTREG 2010 ... 102
4 Zusammenfassende Gesamtbetrachtung und Bewertung ... 105
Literatur ... 108
Verwendete Arbeitsmittel ... 112

1 Globaler und regionaler Klimawandel

1.1 Globaler Klimawandel – Ursachen und Folgen

Das Klima einer Region ist die statistische Beschreibung von Klimaelementen der bodennahen Atmosphäre für einen relativ großen Zeitraum, z. B. 30 Jahre (Klimanormalperiode; Schönwiese, 2003). Das natürliche Klimasystem ist durch wechselnde Gleichgewichtszustände gekennzeichnet – es ist zeitlich variabel. Bei der Einwirkung natürlicher Umweltfaktoren auf ein solches System kommt es zu Systemreaktionen, sogenannten Oszillationen, die für die natürliche Variabilität des Klimasystems kennzeichnend sind. Anthropogene Einflüsse führen zu einer zusätzlichen Veränderung des Klimasystems. Klimaänderungen lassen sich dabei auf folgende grundsätzliche Ursachen zurückführen:

a) Änderung der solaren Einstrahlung durch extraterrestrische Einflüsse,

b) Änderung der planetaren Albedo (Albedo[1] des Systems Erdoberfläche-Atmosphäre) durch Variationen im Bedeckungsgrad und der Helligkeit der Erdoberfläche,

c) Änderung der solaren Einstrahlung und der terrestrischen Wärmeabstrahlung infolge von Variationen in der atmosphärischen Konzentration absorbierender Treibhausgase und Aerosole. Dabei dominiert der Treibhauseffekt, der die Oberflächentemperatur der Erde erhöht.

Die verschiedenen externen Einflüsse auf das Klimasystem (a) bzw. die internen Wechselwirkungen (b, c) laufen generell auf unterschiedlichen Zeitskalen bzw. zeitlich überlagert ab. Eine Interpretation von Klimaänderungen basiert deshalb auf der Identifikation dieser verschieden Ursachenkomplexe und der Unterscheidung von natürlichen und anthropogenen Anteilen.

a) Änderung der solaren Einstrahlung durch extraterrestrische Einflüsse

Natürliche Klimaänderungen sind u. a. die Folge von extraterrestrisch bedingten und periodisch auftretenden Schwankungen der solaren Einstrahlung. Diese beruhen auf Schwankungen in den Parametern der Erdumlaufbahn um die Sonne (Milankovitch-Zyklen) und der Sonnenaktivität (Sonnenfleckenzyklus[2]), wobei diese Zyklen zeitlich überlagert sind. Die durch einen Sonnenfleckenzyklus verursachten Schwankungen der Solarkonstanten liegen bei < 0,1% und beziehen sich auf einen mittleren Zeitraum von elf Jahren, mit einer Schwankung von neun bis 13 Jahren. Treten viele Sonnenflecken auf nimmt die Sonneneinstrahlung zu. In den Milankovitch-Zyklen (modifiziert v. Berger u. Loutre 1997) schwankt die solare Einstrahlung in den Jahreszeiten und Hemisphären als Folge langfristiger Schwankungen der Orbitalparameter (Abb. 1.1-1)

- Präzession der Erdrotationsachse mit Zyklen von ca. 23.000 Jahren[3]
- Schiefe der Ekliptik mit Zyklen von ca. 41.000 Jahren[4]
- Exzentrizität der Erdumlaufbahn mit Zyklen von ca. 100.000 Jahren[5].

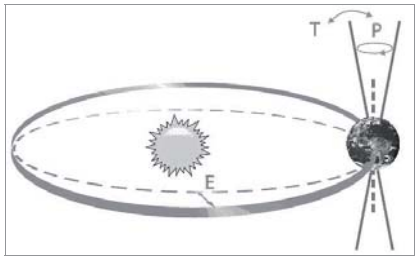


Abb. 1.1-1: Schematische Darstellung der Milankovitch-Zyklen, P: Präzession, T: Schiefe der Ekliptik, E: Exzentrizität (Quelle: IPCC, 2007b; nach Rahmstorf & Schellnhuber, 2006)

Insgesamt beträgt die periodische Schwankung der solaren Einstrahlung auf den Hemisphären durch die Milankovitch-Zyklen etwa 5–10%. Langfristige Schwankungen der terrestrischen Orbitalparameter gelten zum Beispiel als Initialisierung für den jüngeren quartären Kalt-Warmzeit-Zyklus (Schönwiese, 2003).

[1] „Grad der Weißheit" = Maß für das Reflexionsvermögen nicht selbst leuchtender Oberflächen (0–100%)

[2] Periodizität in der Häufigkeit der Sonnenflecken – Maß für die Sonnenaktivität

[3] Änderung der Ausrichtung der geneigte Erdachse, ähnlich eines trudelnden Kreisels

[4] Neigung der Erdachse zur Erdbahnebene (Ekliptik) zwischen 22,1° und 24,5°; derzeit 23,5° abnehmend

[5] Abweichung der elliptischen Erdumlaufbahn von der Kreisform zwischen 0,05% u. 6,07%; derzeit 1,67% abnehmend

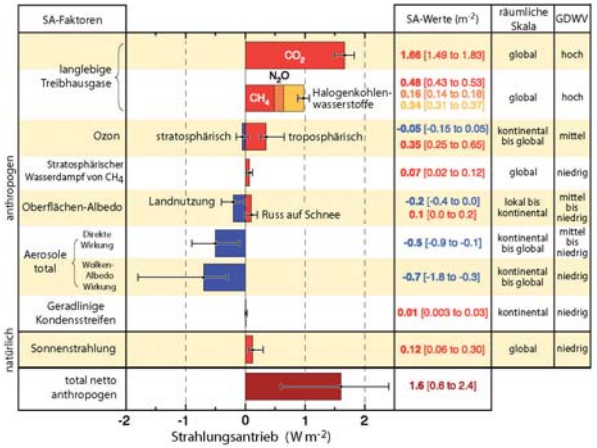


Abb. 1.1-2: Schätzungen des global gemittelten Strahlungsantriebes (SA in W m^{-2}) für das Jahr 2005 (relativ zum Beginn des Industriezeitalters um 1750) für anthropogene und natürliche Antriebsfaktoren und deren Bezug zu Raumskalen, GDWV: Grad des wissenschaftlichen Verständnisses (Quelle: IPCC, 2007b)

Der Einfluss auf die Erwärmung der bodennahen Luftschicht durch Änderungen der Sonneneinstrahlung seit dem Beginn der Industrialisierung um 1750 wird im Vergleich zu anderen Faktoren des Strahlungsantriebs[6] (SA) als gering eingeschätzt (Abb. 1.1-2)

b) Änderung der planetaren Albedo

Änderungen der planetaren Albedo gegenüber der kurzwelligen Sonneneinstrahlung können natürliche und anthropogen bedingte Ursachen haben. Für den Strahlungshaushalt und das Klima der Erde ist die Albedo von großer Bedeutung.

Die globale oder planetare Albedo beträgt ca. 30%. Der atmosphärische Anteil am Reflexionsvermögen, die atmosphärische Albedo (ca. 23%), wird maßgeblich durch den Wolkenbedeckungsgrad bestimmt. Die Wolkenbildung ist dabei an das Vorhandensein hygroskopischer Aerosole[7] (Kondensationskerne, Eiskeime) gebunden. Die natürlichen, z. B vulkanischen, und seit Beginn der Industrialisierung auch zunehmend anthropogenen Aerosolemissionen wirken einer Erwärmung der bodennahen Luftschicht entgegen. Neben dieser indirekten Wirkung haben Aerosole, infolge ihrer Reflexionseigenschaft gegenüber der kurzwelligen Sonneneinstrahlung, auch einen direkten Einfluss. Beide Effekte führen zu einer Erhöhung des atmosphärischen Reflexionsvermögens, was einen negativen Strahlungsantrieb zur Folge hat (Abb. 1.1-2).

Die Albedo der Erdoberfläche (ca. 7%) wird durch deren Helligkeit, d. h. durch die Land-Eis-Meerverteilung und die Landnutzung im Allgemeinen, bestimmt. Natürliche Verschiebungen in der Land-Meer-Verteilung infolge der über Jahrmillionen ablaufenden Kontinentaldrift haben für die derzeit ablaufenden Klimaveränderungen keine Bedeutung. Die anthropogene Einflussnahme auf die Landnutzung ist durch großräumige Flächenumwandlungen, bspw. von Waldflächen in Kulturflächen (u. a. landwirtschaftliche Nutzflächen, Siedlungsflächen) oder einer fortschreitenden Wüstenausbreitung, gekennzeichnet. Global gemittelt sind damit eine allgemeine Zunahme der Albedo und damit eine kühlende Wirkung (negativer Strahlungsantrieb) verbunden (Abb. 1.1-2).

Die mit der globalen Erwärmung zunehmende bodennahe Lufttemperatur hat, global gemittelt, einen Rückgang der Schnee- und Eisbedeckung zur Folge. Dies führt, zusammen mit der Akkumulation von Aerosolen, z. B. Ruß, auf verbleibenden Schnee- bzw. Eisflächen, zu einer abnehmenden Albedo und zunehmenden Erwärmung. Damit entsteht eine sogenannte positive Rückkopplung im Klimasystem, da diese Erwärmung zu einer Verstärkung der Abschmelzprozesse führt (Abb. 1.1-2).

[6] Maß für den Einfluss eines einzelnen Antriebsfaktors auf Änderungen im atmosphärischen Strahlungshaushalt (IPCC, 2007b), positiver SA führt zu einer Erwärmung und negativer SA zu einer Abkühlung der bodennahen Luftschicht

[7] feste oder flüssige Schwebpartikel in der Atmosphäre, die nicht aus Wasser bestehen – Ruß, Staub, Sulfat…– (Schönwiese, 2003)

Insgesamt hat die Zunahme der planetaren Albedo seit dem Beginn der Industrialisierung – infolge der anthropogen bedingten Erhöhung des atmosphärischen Aerosolgehaltes und von Landnutzungsänderungen – eine zur Erwärmung der bodennahen Luftschicht entgegengesetzte Wirkung.

c) Änderung der terrestrischen Wärmeabstrahlung

Die seit etwa 50 Jahren zu beobachtende Erhöhung der Temperatur der bodennahen Luftschicht lässt sich primär durch den anthropogen bedingten Anstieg der Konzentration klimarelevanter Treibhausgase (v. a. Kohlendioxid, Methan und Distickstoffmonoxid) erklären (Abb. 1.1-2 und 1.1-3). Eingeschlossen sind hier auch Emissionen nicht natürlich vorkommender Spurengase, wie beispielsweise Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKWs) und Schwefelhexafluorid, welche gegenüber Kohlendioxid sehr klimawirksam sind. Aufgrund der vergleichsweise hohen atmosphärischen Konzentration gegenüber Methan, Lachgas, troposphärischem Ozon, FCKWs u. a., hat das Kohlendioxid mit ca. 61% den größten Anteil an der anthropogenen Verstärkung des natürlichen Treibhauseffektes[8] (Abb. 1.1-2). Der Anstieg der atmosphärischen Konzentration von Kohlendioxid von 280 ppm_v (vorindustrielles Niveau) auf 389,78 ppm_v bis 2010 (Tans, 2011) ist im Wesentlichen auf die Nutzung fossiler Energieträger (Kohle, Erdöl, Erdgas und Holz) zurückzuführen (IPCC, 2007b), wobei auch die großflächige Abholzung vor allem der tropischen Regenwälder eine Konzentrationszunahme zur Folge hat.

So stieg die global gemittelte Lufttemperatur seit 1880 bis 2010 um etwa 0,9 K an (Daten vom GISS – Goddard Institute for Space Studies, s. a. Hansen *et al.*, 2010). Bezüglich der Niederschlagsverhältnisse wird im globalen Maßstab von einem durchschnittlichen Anstieg des Jahresniederschlages ausgegangen, wobei sich die regionalen Schwankungen der Zu- bzw. Abnahmen zwischen 5 und 20% bewegen (IPCC, 2001).

[8] Treibhausgase in der Atmosphäre halten teilweise die Wärmestrahlung der Erde zurück. Dadurch erhöht sich die Oberflächentemperatur des Planeten.

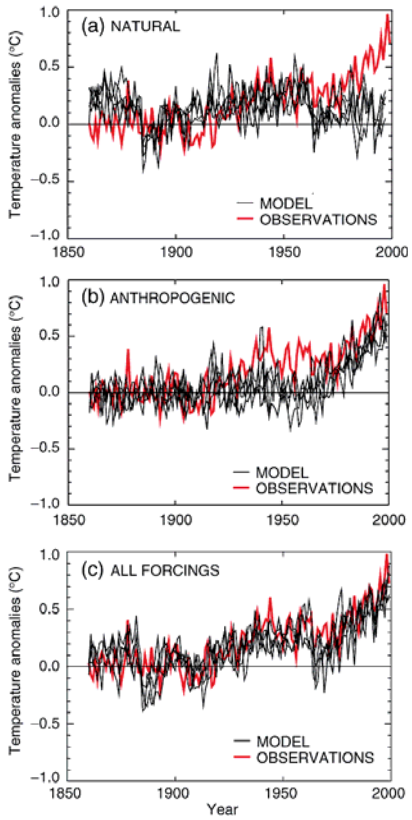


Abb. 1.1-3: Vergleich gemessener (rot) und simulierter (grau) Anomalien der globalen bodennahen Jahresmitteltemperatur (°C) für 1860–2000, berücksichtigte Simulationsantriebe: a) Sonnen- u. Vulkanaktivitäten, b) Treibhausgase (Sulfat-) Aerosole, c) Kombination a) und b) (Quelle: IPCC, 2001)

Beispiele für die Folgen der Erwärmung sind das Abschmelzen der nicht-polaren Gletscher im Laufe des 20. Jahrhunderts, der beobachtete Anstieg des Meeresspiegels um ein bis zwei mm pro Jahr, das vermehrte Auftauen der Permafrostböden (IPCC, 2001) bis hin zum starken Rückgang der nordpolaren Seeeismassen während der Sommermonate (insbesondere in den Jahren 2007, 2008 und aktuell auch 2010 und 2011 (climate4you.com; Heide-Jørgensen *et al.*, 2011). Auch die bereits beobachteten vielfältigen und komplexen Auswirkungen klimatischer Veränderungen auf die belebte Umwelt, bei-

spielsweise auf die Verbreitung von Pflanzen- und Tierarten (Migration, Aussterben) bzw. deren Verhaltensweisen (Brut- und Blütezeiten, Vitalität), machen die Sensitivität natürlicher Systeme bezüglich der vorherrschenden klimatischen Bedingungen deutlich (IPCC, 2001, 2007b)

Veränderungen verschiedener klimatischer Indikatoren, wie z. B. Häufigkeiten von Hitzetagen und Frosttagen, Niederschlagsmengen, -verteilungen und –intensitäten sowie Veränderungen der Häufigkeit und Andauer von Dürreperioden sind erkennbar.

Laut IPCC (2007b) werden im Laufe des 21. Jahrhunderts über den meisten Festlandmassen Starkniederschlagsereignisse bzw. deren Anteil am Gesamtniederschlag mit über 90% Wahrscheinlichkeit zunehmen. Das würde eine Fortsetzung des beobachteten Trends seit der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts bedeuten (IPCC, 2008).

1.2 Regionaler Klimawandel

Auch in der Klimaentwicklung Sachsens spiegeln sich die globalen Veränderungen bereits in spezifischer Art und Weise wider. So wurde im Zeitraum von 1991 bis 2005 bereits eine durchschnittliche Erhöhung der Jahresmitteltemperatur gegenüber 1961–1990 um 0,7 K festgestellt (SMUL, 2008). Der beobachtete globale Klimawandel kam auch im regionalen Maßstab nicht gleichförmig zum Ausdruck, sondern stellte sich differenziert dar. Zu- und Abnahmen von Temperatur und Niederschlag waren regional und saisonal unterschiedlich.

So nahm die Temperatur in der Elbtalniederung sowie in Gebieten des Lößhügellandes und Ostsachsens in den letzten Jahren am stärksten zu (SMUL, 2008). Im sächsischen Flächenmittel ergibt sich für den Zeitraum 1991–2005 im Frühjahr bzw. Sommer eine um ca. 1 K höhere Mitteltemperatur als in der Klimanormalperiode 1961–1990. Während der Wintermonate betrug die Erwärmung ca. 0,8 K. Im Herbst hingegen ist für diesen Zeitraum keine nennenswerte Temperaturänderung feststellbar (SMUL, 2008).

Zusätzlich sind vor allem in den letzten Jahren ungewöhnliche Wärmerekorde zu verzeichnen. Eindrucksvolle Beispiele für die Station Dresden-Klotzsche waren der Herbst 2006 (im Vergleich zur Referenzperiode 1961–1990 3,0 K zu warm), der Winter 2006/2007 (+4,4 K), das Frühjahr 2007 (+3,1 K) bzw. extrem warme Einzelmonate, wie die Monate Januar 2007 (+5,7 K) und 2008 (+4,3 K), der Juli 2006 (+5,5 K) oder der Monat April in den Jahren 2007 (+3,7 K) und 2009 (+4,9 K).

Im Gegensatz zur Temperatur ist der Niederschlag durch eine hohe raum-zeitliche Heterogenität gekennzeichnet. Im Vergleich zu 1961–1990 haben die jährlichen Niederschlagssummen für den Zeitraum 1991–2005 in weiten Teilen Sachsens um 3,5–5% zugenommen, wobei die Zunahme im Bergland höher ausfiel als im Tiefland (SMUL, 2008). Die Niederschlagsänderungen fallen im Jahresverlauf unterschiedlich aus. Im Sommer und Winter nahmen die Niederschlagssummen zu. Wobei der Sommer durch zunehmende Starkniederschläge, unterbrochen von längeren Trockenperioden, gekennzeichnet ist. Im Winter wurde die stärkste Niederschlagszunahme für die Kammlagen des Erzgebirges beobachtet. In den Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst verlief die Niederschlagsveränderung regional sehr unterschiedlich.

Des Weiteren zeichnen sich Veränderungen hinsichtlich des Auftretens von Extremereignissen ab. Die Häufigkeit und Dauer von Trockenperioden in den Monaten April bis Juni sowie das Auftreten sommerlicher Starkregenereignisse haben zugenommen (Franke & Bernhofer, 2009; Hänsel 2009; LfUG, 2005). Die Überlagerung der Effekte zunehmender Trockenheit kombiniert mit regional verstärkt auftretenden Starkniederschlägen kann trotz gleichbleibender bzw. steigender Niederschlagssummen angespannte Situationen im Wasserhaushalt hervorrufen.

Für die REGKLAM-Modellregion Dresden gelten die gleichen Trendaussagen wie für ganz Sachsen. Im Zeitraum 1991–2005 stiegen die Jahresmitteltemperatur um 0,6 K und der mittlere jährliche Niederschlag um etwa 4% im Vergleich zur Referenzperiode 1961–1990. Detaillierte Aussagen zu diesen beobachteten Klimaänderungen finden sich in Bernhofer *et al.*, 2009b.

2 Grundlagen

2.1 Klimamodelle

Klimamodelle sind mathematische Konstrukte zur generalisierten Beschreibung des Klimasystems. Dabei wird unterschieden zwischen globalen und regionalen Klimamodellen. Mit Hilfe von globalen Klimamodellen können die Wirkungszusammenhänge des Klimasystems und seiner Teilsysteme beschrieben und untersucht werden (Abb. 2.1-1). Durch die gezielte Unterdrückung bzw. isolierte Betrachtung bestimmter klimarelevanter Größen und Prozesse wird es möglich, das Klimasystem experimentell zu erforschen (Paeth, 2007). Es wird unterschieden zwischen einfachen konzeptionellen Modellen, die für die Erlangung eines besseren Verständnisses des Klimasystems genutzt werden, Modellen mittlerer Komplexität und den hochkomplexen globalen Zirkulationsmodellen (GCMs: General Circulation Models oder auch Global Climate Models). Letztere sind sehr rechenaufwändig und haben den Anspruch, das globale Klimasystem möglichst umfassend und in vier Dimensionen abzubilden.

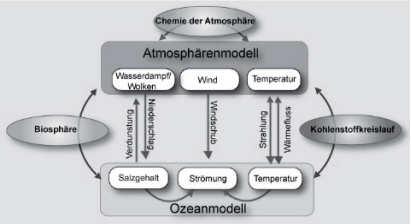


Abb. 2.1-1: Schema eines gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modells mit weiteren angegliederten Modellen (Quelle: Deutscher Bildungsserver, 2011)

Die verwendeten numerischen Methoden sind prinzipiell mit denen der Wettervorhersage verwandt. Im Gegensatz zu Wettervorhersagemodellen liegt das Hauptinteresse bei globalen Klimamodellen jedoch nicht auf der Vorhersage des konkreten Wettergeschehens für ein bestimmtes Zeitintervall, sondern auf der Simulation statistischer Kenngrößen, die den mittleren Zustand und die Variabilität des Wettergeschehens bzw. das Klima beschreiben (LfULG, 2005). Im Laufe der letzten Jahre wurden umfangreiche Weiterentwicklungen an den vorhandenen meteorologischen bzw. atmosphärischen Modellen vorgenommen. Durch die Kopplung mit weiteren, klimatisch entscheidenden Teilsystemen wie dem Ozean, der Biosphäre oder der Kryosphäre, durch ein fortschreitendes Prozessverständnis (Verbesserung der Parametrisierung, Berücksichtigung der klimatischen Wirkung von interaktiven Aerosolen, Erforschung der Rolle der Bewölkung im globalen Klimasystem) sowie durch eine bessere horizontale und vertikale Auflösung konnten die Modellgüte verbessert und neue Erkenntnisse für das Verständnis des Klimasystems gewonnen werden (Randall *et al.*, 2007). Aufgrund verschiedener thematischer oder geographischer Forschungsschwerpunkte existiert derzeit eine Vielzahl verschiedener Modellansätze. Neben der Verwendung der Modelle für die reine Klimaforschung erlangen globale Klimamodelle zunehmend Bedeutung für die Abschätzung zukünftiger klimatischer Entwicklungen und nehmen somit eine Schlüsselrolle bei der Beantwortung von Fragestellungen zum Themenfeld Klimawandel und Klimaanpassung ein.

Nach dem derzeitigen Entwicklungsstand lässt sich das Klima mittels der gekoppelten Klimamodelle im globalen bis kontinentalen Maßstab gut reproduzieren (Reichler & Kim, 2008). Trotz ihrer vergleichsweise hohen horizontalen Auflösung (ca. 150 bis mehrere 100 km) sind sie jedoch nicht in der Lage, ausreichende Informationen zu regionalen Ausprägungen des Klimawandels, insbesondere in orografisch stärker gegliedertem Gelände, zu liefern. Aufgrund der begrenzten Computerkapazitäten (Rechenzeiten, Speicherplatzbedarf) ist es derzeit nicht möglich, die Globalen Klimamodelle mit einer höheren Auflösung rechnen zu lassen. In diesem Zusammenhang kommt der Entwicklung regionaler Klimamodelle (Regional Climate Models – RCMs) besondere Bedeutung zu. Diese Modelle beschreiben die klimatischen Verhältnisse für einzelne Regionen räumlich deutlich höher aufgelöst. In regionalen Klimamodellen werden die Ergebnisse globaler Klimamodelle mit verschiedenen Methoden für konkrete Regionen herunterskaliert. Aus diesem Grund wird bei diesen Modellansätzen alternativ auch von „Downscaling"-Verfahren gesprochen (Mellentin, 2009; Wilby & Wigley, 1997). Dabei werden dynamische, statistische und gemischte Verfahren un-

terschieden. Ein wesentlicher Vorteil der regionalen Klimamodelle besteht darin, dass die aufgrund verschiedener geographischer Voraussetzungen vielfältigen und mitunter gegenläufigen Entwicklungstendenzen der Klimaelemente in einzelnen Teilregionen eines Gebietes (z. B. Deutschlands) detaillierter abgebildet werden können.

2.1.1 Regionale Klimamodelle – Dynamische Downscaling-Verfahren

Bei diesem Ansatz werden die klimatischen Verhältnisse für ein bestimmtes Gebiet durch ein hochauflösendes, deterministisches regionales Klimamodell simuliert. Derzeitig kommen in Deutschland zwei verschiedene dynamische Modelle zum Einsatz: CLM und REMO. Diese Modelle simulieren analog zu den globalen Klimamodellen die dynamischen und thermodynamischen Vorgänge in der Atmosphäre auf Grundlage der physikalischen Gesetze (Becker *et al.*, 2008), so dass mit diesem Modelltyp eine rechnerisch konsistente Simulation des Klimas auf regionaler Ebene möglich ist (LfUG, 2005).

Die Berechnungen der einzelnen Zeitschritte erfolgt auf einem räumlichen Gitter. Sehr kleinräumige Prozesse, die auf diesem Modellgitter nicht mit abgebildet werden können („subskalige Prozesse"), werden durch Annahmen über deren Systemverhalten, sogenannte Parametrisierungen, beschrieben. Die detaillierte Simulation der meteorologischen Wirkungszusammenhänge (bei REMO in horizontaler Auflösung bis zu ca. 10 km) ist sehr aufwändig und deshalb auf abgegrenzte Modellregionen beschränkt. Die Initialisierung und der Antrieb des Regionalmodells an den Außenrändern dieses Gebietes erfolgt durch die Werte eines globalen Klimamodells (in Deutschland meist ECHAM5/MPI-OM T63L31 des Max-Planck Instituts für Meteorologie; Roeckner *et al.*, 2003, 2006). Diese Einbettung des Regionalmodells in die globale Simulation wird auch als „Nesting" bezeichnet.

CLM – Climate Local Model

Das Climate Local Model (hier CLM 3 – Vorgängerversion des **CCLM** – **C**OSMO **C**limate **L**imitated-area **M**odel) ist eine Weiterentwicklung des für die Wettervorhersage verwendeten dynamischen Lokalmodells (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Das ursprüngliche Wettervorhersagemodell wurde dabei modifiziert, um langfristige Klimasimulationen mit variablen Randbedingungen durchführen zu können.

CLM ist ein dreidimensionales nicht-hydrostatisches Klimamodell. Nicht-hydrostatisch ist ein Modell dann, wenn die Vertikalbeschleunigung eines Luftteilchens berücksichtigt wird. Bei hydrostatischen Modellen, z. B. REMO (s. u.), wird vorausgesetzt, dass die vertikale Beschleunigung im Vergleich zum vertikalen Druckgradienten vernachlässigbar ist, da im Bereich großer Skalen die horizontalen Beschleunigungen wesentlich größer sind als die vertikalen (Endlicher & Gerstengarbe, 2007). Bei Prozessen, die auf sehr kleinen Skalen (<10 km) ablaufen, z. B. Gewitterentstehung, ist diese Annahme nicht mehr zulässig, weshalb das CLM nicht-hydrostatisch rechnet und damit bis zu einer Gitterauflösung von ca. 3 km eingesetzt werden kann.

Im wissenschaftlichen Lenkungsausschuss des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ) wurde CLM als sogenanntes Community-Modell zur Ausführung regional hoch aufgelöster Klimasimulationen festgelegt – angetrieben mit den Daten des Globalmodells ECHAM5/MPI-OM (s. o.). Das Modellgebiet umfasst Europa mit einer räumlichen Auflösung von 0,165° (257x271 horizontale Gitterpunkte), 32 Atmosphärenschichten und 10 Bodenschichten (bis 15 m Tiefe). Der Simulationszeitraum beträgt 140 Jahre (1960–2100). Eine genaue Dokumentation (Technical Report) der CLM-Simulationen ist von der Service Gruppe Anpassung (SGA, jetzt CSC Climate Service Center) erstellt worden (Hollweg *et al.*, 2008).

Die Modellentwicklung erfolgt gemeinschaftlich durch das „Consortium for small scale Modelling" (COSMO), einem Zusammenschluss verschiedener Institutionen, u. a. dem DWD, der Brandenburgischen Technischen Universität (BTU Cottbus), dem GKSS-Forschungszentrum Geesthacht und dem Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK-Potsdam). Die aus zahlreichen Wissenschaftlern und Institutionen gebildete „CLM-Community" zielt darauf ab, eine einheitliche und strategisch ausgerichtete Forschungsarbeit zu ermöglichen und stellt eine Besonderheit dieses Regionalmodells dar.

REMO – Regionalmodell

Die Entwicklung des dynamischen **Re**gional**mo**dells (REMO) erfolgt am Max-Planck Institut für Meteorologie in Hamburg (Jacob & Podzun, 1997; Jacob *et al.*, 2008). Entwickelt wurde REMO auf Grundlage des Europa-Modells des DWD (Majewski, 1991). Im Unterschied zu CLM ist REMO ein hydrostatisches Modell. Die hier verwendeten Klimasimulationen wurden vom Umweltbundesamt (UBA) in Auftrag gegebenen und mit einem Doppel-Nesting durchgeführt (Abb. 2.1.1-1). Zunächst erfolgte die regionale Simulation auf Grundlage des Globalmodells ECHAM5/MPI-OM für ein vergleichsweise großes Fenster von Südgrönland bis zum Nahen Osten mit einer Auflösung von 0,44° (ca. 50 x 50 km). Diese großräumige Regionalisierung bildete die Grundlage für ein weiteres Nesting mit einer Gitterweite von 0,088° (ca. 10 x 10 km) für die eigentliche Zielregion – die Bundesrepublik Deutschland, Österreich und die Schweiz.

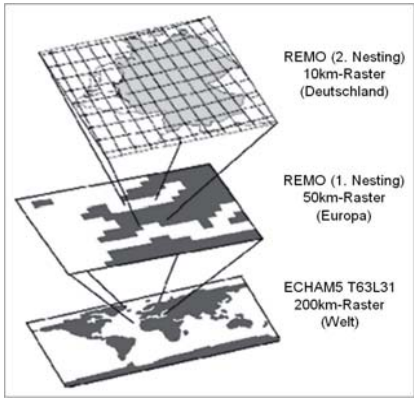


Abb. 2.1.1-1: Prinzip des Doppel-Nesting am Beispiel des Regionalmodells REMO (Quelle: Arbeitskreis KLIWA, 2008)

2.1.2 Regionale Klimamodelle – Statistische Downscaling-Verfahren

Statistische Regionalisierungsverfahren, die auch unter dem Begriff „Statistisches Downscaling" zusammengefasst werden, beruhen im Gegensatz zu dynamischen Modellansätzen, deren Kernbestandteil die Beschreibung der kausalen Wirkungsweise des Klimasystems darstellt (s. o.), auf der Ableitung zukünftiger Klimate aus der tatsächlich beobachteten Witterungsstatistik. Die aus einer an der Gegenwart orientierten „Lernphase" gewonnenen statistischen Zusammenhänge werden später unter Nutzung eines Wettergenerators und Informationen aus einem globalen Klimamodell für die Simulation zukünftiger Klimabedingungen genutzt. Dabei hat die Vorgehensweise, regionale Klimaszenarios auf Grundlage solcher statistischen Beziehungen zu erstellen, den wesentlichen Vorteil, einen vergleichsweise geringen Rechenaufwand zu erfordern und damit sehr kosteneffizient zu sein. Auch hier existieren verschiedene Verfahren. Die Modelle STAR und WETTREG bzw. dessen sächsische Variante WEREX sind die aktuell in Deutschland und Sachsen bedeutendsten Ansätze.

STAR – Statistisches Regionalisierungsmodell

Das Modell STAR (aktuell STAR2) wurde am Potsdam Institut für Klimafolgenforschung entwickelt und basiert auf der Analyse von beobachteten meteorologischen Daten (Stationszeitreihen). Diese beobachteten Daten bzw. einzelne Witterungsabschnitte werden anschließend unter Zuhilfenahme eines Zufallsgenerators in räumlich und physikalisch konsistenten Kombinationen neu zusammengesetzt (Orlowsky *et al.*, 2007). Um die Klimaänderung abzubilden, erfolgt die Rekombination der Daten unter Berücksichtigung eines linearen Temperaturtrends der z. B. aus einem globalen Klimamodell abgeleitet wurde. Dieses Verfahren ist damit nicht direkt an einen globalen Modellantrieb gebunden und erzeugt Zeitreihen für die entsprechenden Stationen. Das Regionalisierungsverfahren beschränkt sich auf den Zeithorizont bis 2060, da für darüber hinausgehende Projektionen die vom Zufallsgenerator genutzten Beobachtungsdaten nicht mehr repräsentativ sind.

WEREX – Wetterlagenbasierte Regionalisierungsmethode Sachsen

Bereits 1999 wurde am Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie ein Projekt zur Entwicklung regionaler Klimaprojektionen initiiert (Enke, 2001; Enke *et al.*, 2001, 2003, 2005a, b; LfUG, 2004). Durch eine kontinuierliche Weiterentwicklung des Modellansatzes der Firma CEC-

Potsdam (Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH) konnte das speziell auf die sächsischen Verhältnisse zugeschnittene, statistische Regionalisierungsverfahren WEREX entwickelt werden.

Grundlage für die Regionalisierung bildet eine objektive Analyse der Wetterlagen sowie die Ableitung statistischer Beziehungen zu meteorologischen Beobachtungswerten der vergangenen Jahrzehnte in Sachsen. Die Identifikation und Klassifizierung dieser typischen Zirkulationsmuster stellen den ersten Teilschritt des statistischen Modellansatzes dar (Klassifizierung). Im nächsten Teilschritt, dem Regressionsschritt, werden für die einzelnen Muster typische statistische Kenngrößen der Klimaelemente abgeleitet (vgl. Enke *et al.*, 2001, 2005a, b).

Auf Basis der durch globale Klimamodelle vorgegebenen Veränderungen der Häufigkeiten einzelner Wetterlagen können die gewonnenen statistischen Beziehungen zwischen der jeweiligen Wetterlage und der Ausprägung einzelner Klimaelemente unter Verwendung eines Wettergenerators zur Ableitung von synthetischen Zeitreihen herangezogen werden. Die Ergebnisse der Regionalisierung liegen in Form von Stationszeitreihen vor.

WETTREG – Wetterlagenbasierte Regionalisierungsmethode Deutschland

Das WETTREG-Verfahren ging aus dem sächsischen Modell WEREX hervor und wurde vom Umweltbundesamt in Auftrag gegeben (Spekat *et al.*, 2007). Der statistische Modellansatz wurde hierbei für die Projektion auf die gesamte Bundesrepublik Deutschland angepasst. Die erste Berechung aus 2006 (WETTREG 2006) wurde mit einem verbesserten Beobachtungsdatensatz und weiterentwickelten Methodik 2010 (WETTREG 2010) wiederholt (s. a. Kap. 3.9).

2.2 Emissionsszenarios

Der Beschreibung zukünftig möglicher klimatischer Entwicklungen mit Hilfe von Klimamodellen liegen stets verschiedene Annahmen und Randbedingungen zu Grunde. Als eine entscheidende Randbedingung werden den Modellen atmosphärische Konzentrationen klimarelevanter Treibhausgase und Aerosole, sog. Emissionsszenarios, vorgegeben. Diese im Rahmen des IPCC-Prozesses entwickelten Szenarios beruhen auf unterschiedlichen Annahmen über die demographischen, wirtschaftlichen, technologischen, sozialen und umweltpolitischen Entwicklungen (Abb 2.2-1) und werden in Form von Modellgeschichten (sog. „storylines") beschrieben.

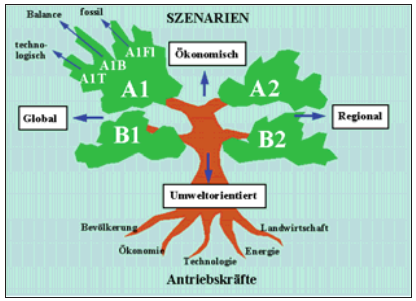


Abb. 2.2-1: Schema zur Struktur der IPCC-Emissionsszenarios (Quelle: Hamburger Bildungsserver, 2008; nach Nakičenovič & Swart, 2000)

Die vom IPCC erarbeiteten Emissionsszenarios, auch SRES-Szenarios genannt, gehören vier Szenario-Familien an und decken eine große Bandbreite der oben genannten Entwicklungen und den sich daraus ergebenden Treibhausgas- und Sulfat-Emissionen ab (Abb. 2.2-2). Die SRES-Szenarios beinhalten keine zukünftigen Klimaschutzmaßnahmen. Die vier Szenario-Familien setzen sich aus 40 Szenarios zusammen, aus denen vier charakteristische Markerszenarios pro Szenario-Familie ausgewählt wurden. Eine ausführliche Beschreibung findet sich im ***S**pecial **R**eport on **E**mission **S**cenarios* (SRES, Nakičenovič & Swart, 2000). Drei der Markerszenarios wurden als Randbedingung vom Globalmodell ECHAM5/MPI-OM genutzt – ein Szenario mit einer niedrigen (B1), mittleren (A1B) und hohen (A2) Emissionsentwicklung. Den entsprechenden Szenariofamilien liegen die unten ausgeführten sozio-ökonomischen Annahmen zugrunde.

Die **Szenariofamilie A2** beschreibt eine sehr heterogene Welt. Die Grundannahmen sind Autarkie und die Bewahrung lokaler Identitäten. Die Geburtenraten der verschiedenen Regionen nähern sich nur langsam an, was zu einem kontinuierlichen Wachstum der Weltbevölkerung führt. Wirtschaftliches Wachstum ist vor allem regional orientiert. Das wirtschaftliche Wachstum und der technologische Wandel verändern sich regional unterschiedlicher und langsamer als in anderen Szenariofamilien, mit dem Ergebnis anhaltend großer Einkommensunterschiede.

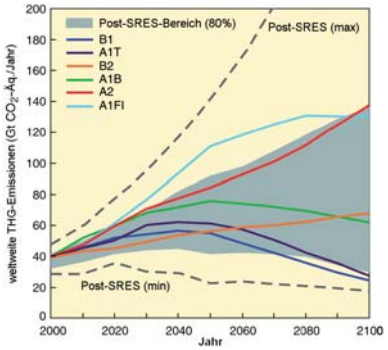


Abb. 2.2-2: Weltweite Treibhausgas(THG)–Emissionen (in CO_2-Äq. pro Jahr) ohne zusätzliche Klimaschutzmaßnahmen: sechs beispielhafte SRES-Marker-Szenarios (farbige Linien) und der 80. Perzentil-Bereich neuerer Szenarios, die nach dem SRES veröffentlicht wurden (post-SRES) (grau schattierter Bereich). Gestrichelte Linien zeigen die gesamte Bandbreite der post-SRES-Szenarios. Die Emissionen decken CO_2, CH_4, N_2O und F-Gase ab (Quelle: IPCC, 2007a).

Die **Szenariofamilie A1** beschreibt eine zukünftige Welt mit sehr raschem wirtschaftlichem Wachstum, einer Weltbevölkerung, die Mitte des 21. Jahrhunderts zahlenmäßig ihren Höhepunkt erreicht und danach abnimmt, und der raschen Einführung von neuen und effizienteren Technologien. Die wichtigsten Grundannahmen sind die Annäherung der Regionen, der weltweite Aufbau von erforderlichem Know-how und zunehmende kulturelle und soziale Interaktionen, mit einer erheblichen Verminderung der regionalen Differenzen im Pro-Kopf-Einkommen. Die drei A1-Gruppen unterscheiden sich durch ihren jeweiligen technologischen Schwerpunkt: intensive Nutzung fossiler Brennstoffe (A1FI), nicht-

fossiler Energiequellen (A1T) oder Ausgeglichenheit über alle Energieträger hinweg (A1B).

Die **Szenariofamilie B1** beschreibt eine konvergierende Welt mit der gleichen globalen Bevölkerung wie im A1 Szenario, aber mit raschen Veränderungen in den wirtschaftlichen Strukturen hin zu einer Dienstleistungs- und Informationswirtschaft, mit deutlich geringerer Materialintensität und Einführung von emissionsarmen und Ressourcen schonenden Technologien. Das Schwergewicht liegt auf globalen Lösungen in Richtung wirtschaftlicher, sozialer und ökologischer Nachhaltigkeit, einschließlich verbesserter Gerechtigkeit aber ohne zusätzliche Klimaschutzinitiativen.

Abbildung 2.2-3 zeigt die aus diesen Szenarios resultierenden globalen THG-Konzentrationen. Bis Mitte des 21. Jahrhunderts unterscheiden sich diese jedoch nur geringfügig.

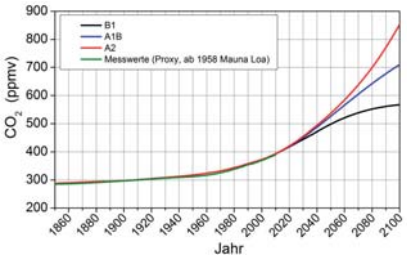


Abb. 2.2-3: CO_2-Konzentration [ppm_v=parts per million by volume], beobachtet (1850–2000) und entsprechend der SRES-Szenarios A1B, A2 und B1 (Datenquelle: Java Climate Model, http://www.astr.ucl.ac.be)

2.3 Unsicherheiten

Klimaprojektionen sind durch ein hohes Maß an Unsicherheit charakterisiert (Hawkins & Sutton, 2009). Sie sind keine konkreten Vorhersagen oder Prognosen des kurzfristigen meteorologischen Geschehens, wie z. B. im Fall der Wettervorhersage. Vielmehr werden verschiedene klimatische Verhältnisse langfristig in die Zukunft projiziert. Rückschlüsse auf Eintrittswahrscheinlichkeiten dieser Entwicklungen lassen sich nur bei einer ausreichend großen Zahl von Klimaprojektionen ziehen, was aktuell auf Grund des enormen Rechenaufwandes nur bedingt möglich ist. Der wesentliche Unterschied zwischen den beiden Herangehensweisen Prognose (Wetter) und Projektion (Klima) besteht darin, dass eine Prognose das Ziel hat, eine zukünftigen Entwicklung nach dem derzeitigem Stand des Wissens bestmöglich zu treffen, während dies bei Klimaprojektionen grundsätzlich nicht möglich ist, da diese auf Annahmen beruhen, die nicht exakt vorhersagbar sind (z. B. Treibhausgasemissionen). Schon allein deshalb haben Klimaprojektionen nicht den Anspruch, die „tatsächliche Zukunft" abzubilden, sondern zielen darauf ab, verschiedene mögliche und grundsätzlich gleichberechtigte Szenarios zu beschreiben.

Jegliche auf diesem Szenarioansatz beruhenden Ableitungen und Untersuchungen beschäftigen sich somit nicht mit der tatsächlichen zukünftigen Entwicklung, sondern mit einer von vielen möglichen „Zukünften". Das Verständnis dieser Herangehensweise ist besonders bei der Ableitung von Anpassungsstrategien und Handlungsempfehlungen von fundamentaler Bedeutung. Zum Beispiel zeigen die aktuellen IPCC-Klimasimulationen, dass sich die bereits im 20. Jahrhundert beobachtete global gemittelte Erwärmung der bodennahen Luft bis zum Ende des 21. Jahrhunderts stetig fortsetzt (Abb. 2.3-1). Jedoch realisiert sich diese Erwärmung über alle IPCC-Emissionsszenarios in einem Unsicherheitsbereich von 1,1–6,4 K. Anhand der Tabelle 2.3-1 lassen sich die derzeit als relevant angenommenen Szenarios A2, A1B und B1 einordnen. Im Ergebnis der IPCC-Simulationen wurden auch Wahrscheinlichkeitsbereiche bezüglich der Empfindlichkeit des Klimas auf Änderungen der atmosphärischen CO_2-Konzentration abgeschätzt (Abb. 2.3-2). Bei einer Verdoppelung der CO_2-Konzentration gegenüber dem vorindustriellen Niveau von 280 ppm_v simulieren die meisten Klimamodelle eine Erwärmung um ca. 3 K. Die Unsicherheit über alle Modelle liegt in diesem Beispiel bei 1,5–4,5°C.

Tab. 2.3-1: Simulierte Änderungen der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur für 2090–2099 vs. 1980–1999 für Emissionsszenarios (nach IPCC, 2007b)

Szenario	A2	A1B	B1
beste Schätzung	3,4 K	2,8 K	1,8 K
Unsicherheitsbereich	2,0–5,4 K	1,7–4,4 K	1,1–2,9 K
Betrag der Änderung	hoch	mittel	moderat

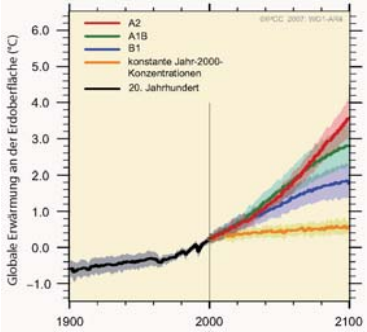


Abb. 2.3-1: Globale Temperaturänderungen (°C) und deren Unsicherheitsbereiche im 20. und 21. Jahrhundert vs. 1980–1999, IPCC-Ensemblemittel (Quelle: IPCC, 2007b)

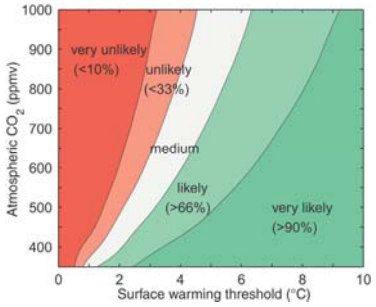


Abb. 2.3-2 : Wahrscheinlichkeitsbereiche der Klimasensitivität, dargestellt als Reaktion der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur auf Änderungen der atmosphärischen CO_2-Konzentration (Quelle: IPCC, 2007b; nach Knutti *et al.*, 2005)

2.3.1 Quellen von Unsicherheit

Eine umfassende Reduzierung der Unsicherheiten von Klimaprojektionen ist aus vielen Gründen nicht möglich. Zum Teil ist der wissenschaftliche Erkenntnisgewinn sogar mit einer Zunahme an Unsicherheiten verbunden. Ein Beispiel hierfür ist das Ensemble von Klimaprojektionen vieler verschiedener Klimamodelle. Einerseits können bestimmte Erkenntnisse durch mehrere Klimaprojektionen bestätigt und sicherer werden, andere hingegen erweisen sich als unsicher, da sich die Klimaprojektionen in ihren Ergebnissen widersprechen. Die drei wesentlichen Quellen von Unsicherheit bis zur Ebene der regionalen Klimamodellierung sind:

a) Annahmen zu den zukünftigen Treibhausgasemissionen – Emissionsszenarios

b) Verständnis des Erdsystems und Modellunsicherheit

c) Natürliche Klimavariabilität

a) Emissionsszenarios

Das Ausmaß der zukünftigen Treibhausgas-Emissionen ist maßgebend für die klimatische Entwicklung im 21. Jahrhundert. Aus der Unvorhersehbarkeit der weiteren Emissionen ergibt sich eine grundlegende Unsicherheit. Zum einen ist nicht bekannt, welches der Szenarios tatsächlich eintreten wird, zum anderen ist nicht abzusehen, ob die tatsächliche Emissionsentwicklung überhaupt einem der angenommenen Szenarios entspricht. Dies wird besonders deutlich, wenn man sich die aktuelle Entwicklung der Treibhausgas-Emissionen vor Augen führt (Abb. 2.3.1-1). Die Unsicherheit aufgrund der Emissionsszenarios nimmt mit wachsendem Zeithorizont zu (Hawkins & Sutton, 2009).

b) *Verständnis des Erdsystems und Modellunsicherheit*

Eine weitere Quelle der Unsicherheit ist die begrenzte Kenntnis aller Prozesse und Wechselwirkungen innerhalb des Erdsystems[1] und damit deren unzureichende Repräsentation in den Klimamodellen. Häufig ist dies mit der teilweise limitierten oder ungenauen Datenlage zu begründen. Beispiele hierfür sind fehlende und auch nicht durchführbare Messungen in den verschiedenen atmosphärischen Schichten und Ozeanen. Solche Datensätze wären jedoch für die Bewertung und Weiterentwicklung von Modellen von Bedeutung. Zudem sind nicht alle klimatisch relevanten Prozesse gänzlich verstanden (z. B. die Wolkenbildung) bzw. bekannt.

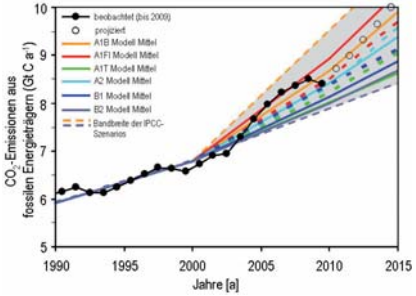


Abb. 2.3.1-1: CO_2-Emissionen aus fossilen Energieträgern im Vergleich zu den IPCC-Emissionsszenarios (beachte: nur bis 2015). Aktualisiert nach Raupach *et al.*, 2007; s. a. www.globalcarbonproject.org.

Bei einigen Phänomenen wie z.B. mikroskalige Turbulenz besteht zwar ein recht gutes Prozessverständnis – sie können aber aus Gründen von Kapazitätsbegrenzung (Modellauflösung, Rechnerressourcen) (noch) nicht berücksichtigt werden. Beispiele für Unsicherheiten, die sich aus Erfahrungsdefiziten ergeben, sind globalklimatische Rückkopplungsprozesse. Abrupt eintretende bzw. unvorhersehbare geophysikalische, biologische und geologische Phänomene können erheblichen Einfluss auf das Klima ausüben (UBA, 2008). Klimamodelle sind aufgrund der limitierten Datenverfügbarkeit und Erfahrungswerte über Rückkopplungsmechanismen nur eingeschränkt in der Lage, diese Prozesse zu berücksichtigen. In jüngster Zeit beobachtete Veränderungen, wie das Abschmelzen der Gebirgsgletscher und der großen Eisschilde Grönlands (UNEP/WGMS, 2008), der damit einhergehende Meeresspiegelanstieg sowie auch der Rückgang stark rückstrahlender Oberfläche (abnehmende Albedo), sind in den derzeitig verfügbaren Klimasimulationen nicht oder nur teilweise berücksichtigt. Ebenso stellt die Freisetzung von Methan durch das Auftauen von Permafrostböden sowie durch die Umwandlung von Methanhydrat auf dem Meeresboden einen schwer abschätzbaren Einfluss dar.

[1] Aktuell werden Klimamodelle zu Erdsystemmodellen erweitert.

Unter dem Begriff Modellunsicherheit versteht man, dass verschiedene Klimamodelle aufgrund von Unterschieden im Entwicklungsstand, der räumlichen Auflösung und der verwendeten Parametrisierungen bei gleichem Strahlungsantrieb unterschiedliche Klimaänderungen simulieren. Diese Unsicherheit lässt sich durch Berücksichtigung eines Ensembles von Klimaprojektionen unterschiedlicher Klimamodelle reduzieren.

Ursprünglich wurden Klimamodelle entwickelt, um das System Erde-Atmosphäre besser zu verstehen. Die Diskrepanz zwischen der anfänglichen reinen Grundlagenforschung und der jetzigen zusätzlich anwendungsbezogenen Forschung ist auf allen Ebenen der Modellkette spürbar. So werden von Nutzern in der Klimafolgenforschung häufig zu hohe Erwartungen an die Genauigkeit von Modellen – in Raum, Zeit und Präzision – gestellt, als es durch die Modellkonstruktion zulässig wäre (von Storch *et al.*, 1999). Insbesondere durch die Bereitstellung von räumlich und zeitlich hoch aufgelösten Modelldaten, kann der Eindruck einer besonders hohen Realitätsnähe und Modellgüte erweckt werden. Dieser Eindruck täuscht jedoch darüber hinweg, dass auch bestehende Modellfehler bzw. -unsicherheiten lediglich in eine höhere Auflösung übertragen werden. Entsprechend können allgemeine Modellaussagen robuster sein als hoch aufgelöste, bspw. regional differenzierte, Informationen. Hier besteht eine weite Spanne zwischen robusten, allgemeinen Aussagen, mit geringem Verwertungspotential für die Klimafolgenforschung und „hoch aufgelösten Irrtümern", die das Risiko der Überanpassung an einen unangemessenen hohen Detailgrad in sich bergen.

c) Natürliche Klimavariabilität

Die dritte Quelle der Unsicherheit sind zufällige natürliche Schwankungen des Klimas, die ohne äußere Einflüsse, z. B. Änderungen im Strahlungsantrieb, stattfinden. Sie können kurzfristig zu einer Umkehr der langfristigen Trends des anthropogenen Klimawandels führen. Die relative Bedeutung dieser Unsicherheit steigt auf kleineren räumlichen und kürzeren zeitlichen Skalen.

Zusammenfassung

Die korrekte Interpretation von Klimaprojektionen kann nur unter Berücksichtigung der Unsicherheiten erfolgen. Diese werden aufgrund der hierarchischen Anordnung von Modellen beginnend bei den Globalmodellen bis hin zur Klimafolgenabschätzung und Maßnahmenplanung weitergegeben (Abb. 2.3.1-2). Weitere Unsicherheiten ergeben sich aus den verschiedenen Downscalingverfahren für die Ergebnisse von Globalmodellen (siehe Kap. 2.1) und durch die Wirkmodelle zur Abschätzung der Klimafolgen selber. Weiterhin ist die Aussagekraft der Klimaprojektionen auch vom betrachteten Klimaelement und von der Länge des Vorhersagezeitraums (Becker *et al.*, 2008) sowie von der zeitlichen und räumlichen Auflösung abhängig. In Abbildung 2.3.1-3 ist der Grad der Robustheit von Klimaänderungssignalen in Abhängigkeit von vier Einflussgrößen grafisch dargestellt. Änderungen thermischer Größen sind als sicherer und robuster einzuschätzen als Änderungen niederschlagsabhängiger Größen. Aussagen zur zukünftigen Entwicklung von Starkniederschlägen beinhalten eine noch größere Unsicherheit aufgrund ihrer geringen räumlichen und zeitlichen Ausdehnung.

Neben bereits bekannten Unsicherheiten ist es weiterhin möglich, dass noch nicht bekannte Quellen von Unsicherheit existieren. Vor dem Hintergrund des gesamten Umfangs an möglichen Unsicherheiten wird die Bedeutung der szenarioorientierten Herangehensweise nochmals deutlich.

2.3.2 Umgang mit Unsicherheiten

Der Umgang mit den beschriebenen Unsicherheiten stellt eine große Herausforderung für die Klima- und Klimafolgenforschung dar. Politik und Verwaltung, Versicherungsverbände, Umweltwissenschaftler, Planer, die Öffentlichkeit und viele andere mehr haben hohe Erwartungen an die Klimaprojektionen.

Vor allem die regionalen Klimaprojektionen erwecken durch ihre hohe räumliche Auflösung die Hoffnung detaillierte Aussagen für überschaubare Regionen zu erhalten. Allerdings zeigt sich, dass der praktische Umgang mit Klimaprojektionen komplizierter ist als die Nutzung von beobachteten Klimadaten und dass aufgrund der hohen Unsicherheiten (noch) nicht alle Erwartungen ohne weiteres erfüllt werden können.

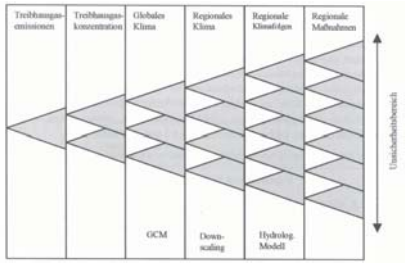


Abb. 2.3.1-2: Kaskade der Unsicherheiten bei der Bewertung der Auswirkungen des Klimawandels (nach Viner, 2002)

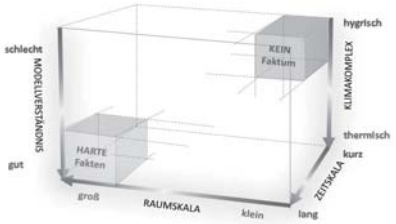


Abb. 2.3.1-3: Beurteilung von Klimaänderungssignalen bezüglich ihrer Robustheit (Fakten/keine Fakten) nach Schöner *et al.*, 2011)

In Rundgesprächen mit Modellentwicklern und Nutzern hat das Nationale Komitee für Global Change Forschung die Potentiale, Grenzen und Perspektiven der regionalen Klimamodellierung ausgelotet (NKGCF, 2010). Im Folgenden werden Strategien bei der Auswertung von Klimaprojektionen vorgestellt, um den größtmöglichen Nutzen aus diesen Daten zu ziehen.

Nutzung eines Ensembles von Klimaprojektionen

Die wichtigste Anforderung bei der Arbeit mit Klimaprojektionen ist die Nutzung eines großen Ensembles von Klimaprojektionen. Durch die Einbeziehung mehrerer Modelle lässt sich die Modellunsicherheit berücksichtigen. Wenn zusätzlich verschiedene Emissionsszenarios verwendet werden, kann auch die Unsicherheit bei der Entwicklung der Treibhausgasemissionen ausgewertet werden. Die Unsicherheit durch die natürliche Klimavariabilität spiegelt sich in unterschiedlichen Klimaprojektionen ein und desselben Modells unter einem Emissionsszenario (Modellläufe oder Realisierungen genannt) wieder, die sich nur durch ihre Startbedingungen unterscheiden. Das heißt, dass die Daten unterschiedlicher Modelle und deren Läufen unter verschiedenen Emissionsszenarios ausgewertet und bei der Modellierung von Klimafolgen verwendet werden müssen.

Im Ergebnis steht eine Bandbreite für das Klimaänderungssignal, innerhalb derer mit hoher Wahrscheinlichkeit die tatsächliche Klimaänderung liegen wird. Bei der Bewertung wird ähnlich wie bei der Wettervorhersage vorgegangen. Stimmen die verschiedenen Klimaprojektionen stärker überein (geringe Schwankungsbreite), wird von sichereren Ergebnissen ausgegangen, als bei geringer Übereinstimmung oder gar gegenläufigen Ergebnissen (große Schwankungsbreite). Der Grad der Übereinstimmung verschiedener Modelle gibt demnach Auskunft über die Robustheit der Modellaussagen. Der IPCC (2010) formuliert dazu: Eine Aussage ist robust, wenn sie auf mehreren, übereinstimmenden und unabhängigen Ergebnissen beruht.

Abbildung 2.3.2-1 zeigt dies exemplarisch anhand der für Sachsen projizierten Sommer- und Frühjahrsniederschläge. Stimmen die Modelle für den jeweiligen Parameter gut überein (Bsp. Sommerniederschlag), so ist das Ergebnis als relativ sicher/robust einzuschätzen. Im Falle des Frühjahrsniederschlages projizieren die Modelle eine uneinheitliche Entwicklung, so dass keine robuste Aussage zur dessen zukünftigen Entwicklung gemacht werden kann. Entsprechend riskant gestalten sich in solchen Fällen Schlussfolgerungen auf Basis nur eines Modells, da die gegebenen Unsicherheiten nicht berücksichtigt werden, und eine Fehlanpassung möglich ist. Weiterhin ist zu beachten, dass berechnete Klimaänderungssignale nur dann signifikant sind, wenn der Betrag ihrer Änderung größer ist als der Betrag der modellspezifischen dekadischen Variabilität.

Die Berücksichtigung von Bandbreiten klimatischer Größen stellt für Planungsprozesse eine grundlegende Schwierigkeit dar. Häufig sind die etablierten Planungsmethoden nicht für derartige Betrachtungen ausgelegt, sondern setzen mehr oder weniger konstante Umweltbedingungen voraus. Bewährte Werkzeuge sind damit für Planungsprozesse und Fragestellungen der Klimaanpassung nicht oder nur eingeschränkt verwendbar. Weitere Hemmnisse sind in der Komplexität sowie in der fehlenden klimatischen

Fachkenntnis zu sehen. Auch Mängel in der bisherigen Planung sowie ein unzureichendes Planungsrecht können eine Anpassung an den Klimawandel erschweren (Kropp & Daschkeit, 2008). Hier ist es notwendig, die Methoden an die neuen Fragestellungen anzupassen bzw. neue Ansätze zu verfolgen.

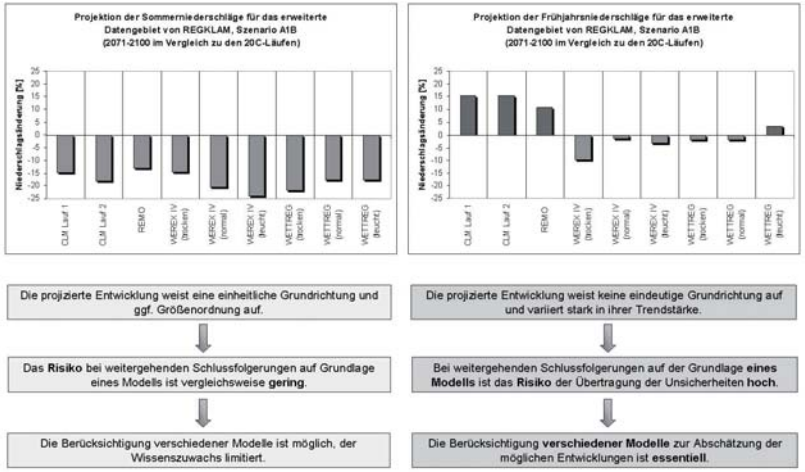


Abb. 2.3.2-1: Umgang mit Unsicherheiten bei Klimafolgenbetrachtungen am Beispiel projizierter Niederschlagsänderungen für den Sommer (links) und das Frühjahr (rechts) (Feske *et al*, 2010a).

Detailgrad und Robustheit

Auch wenn es wünschenswert erscheint, zeitlich und räumlich möglichst hoch aufgelöste und gleichzeitig robuste Aussagen über Klimafolgewirkungen zu gewinnen, so sind diesem Anspruch aus oben dargelegten Gründen Grenzen gesetzt. Grundsätzlich bewegen sich alle Klimafolgenuntersuchungen in einem Spannungsfeld zwischen Detailgrad der Untersuchung und Robustheit der abgeleiteten Aussagen (Abb. 2.3.2-2). Allgemeine Schlussfolgerungen, wie beispielsweise die Annahme höherer Verdunstungsraten infolge eines Temperaturanstieges weisen ein hohes Maß an Robustheit auf und sind somit wenig anfällig gegenüber den aufgeführten Unsicherheiten. Dem gegenüber stehen stark differenzierte Fragestellungen, die durch einen hohen Detailgrad, aber eine gleichzeitig deutlich geringere Robustheit gekennzeichnet sind (z. B. sommerliche Starkniederschläge in Dresden). In diesem Fall stellt sich die Frage, inwieweit detaillierte und gleichzeitig fehleranfällige Informationen für Planungen von Nutzen sind.

Aus diesen unterschiedlichen Herangehensweisen ergibt sich bei Klimafolgenbetrachtungen die Notwendigkeit, den Anspruch der eigenen Untersuchung in dem beschriebenen Spannungsfeld einzuordnen und dies bei der Ergebnisdarstellung mit zu berücksichtigen.

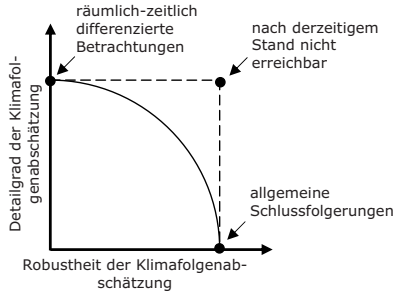


Abb. 2.3.2-2: Möglichkeiten und Grenzen der Abschätzung von Klimafolgen auf Grundlage von Modellen

Regelmäßige Aktualisierung der Ergebnisse

Da sowohl die globalen Emissionen als auch der Wissenstand zur Klima- und Klimafolgenmodellierung einer stetigen Entwicklung unterliegt, wird es zukünftig erforderlich sein, Klimafolgenuntersuchungen und daraus hervorgehende Anpassungsstrategien auf Grundlage neu vorliegender Datensätze zu aktualisieren. Diese periodische Aktualisierung entspricht in ihren Grundzügen einem rollenden Planungsverfahren, das unter Umständen durch einen erheblichen Mehraufwand gekennzeichnet ist. Die Notwendigkeit solcher Aktualisierungen ist abhängig vom jeweiligen Untersuchungsgegenstand und sollte vor dem Hintergrund der tatsächlich zu beobachtenden Entwicklungen sowie auf Basis neuester wissenschaftlicher Erkenntnisse beurteilt werden. Notwendige Vorraussetzungen dafür sind das Vorhandensein entsprechender Strukturen und kontinuierlich arbeitende Monitoringsysteme.

Kommunikation

Vor dem Hintergrund der großen Datenmengen und deren innewohnenden Unsicherheiten ist eine angemessene Kommunikation der Ergebnisse und Risiken erforderlich. Eine verantwortungsvolle, im Dialog geführte Kommunikation sollte dabei in Inhalt und Form auf die fachlichen Ansprüche und Besonderheiten der jeweiligen Akteure ausgerichtet sein und so eine Über- und Unterforderung vermeiden (Becker *et al.*, 2008).

Besonders durch die Kommunikation zwischen Modellentwicklern und Datennutzern können und konnten bereits umfassende Erfahrungen zur Verwendbarkeit der Klimaprojektionen gesammelt werden. Diese Rückmeldungen bilden eine wichtige Voraussetzung für die kontinuierliche und zielgerichtete Weiterentwicklung von sowohl globalen als auch regionalen Klimamodellen. Wobei gerade im Hinblick auf die Verwendbarkeit von Klimaprojektionsdaten in Wirkmodellen noch viel Entwicklungsarbeit zu leisten ist, um den speziellen Datenanforderungen dieser Modelle gerecht werden zu können. Die Wirkmodelle selber, die bisher ausschließlich Beobachtungsdaten genutzt haben und i. Allg. an diese angeeicht werden, können nur bei Berücksichtigung der systematischen Unterschiede zwischen Modelloutput und Beobachtungen zuverlässig eingesetzt werden. Dass stellt auch an die Nutzer von Wirkmodellen neue Anforderungen. Die Verwendung von Klimaprojektionsdaten sollte somit nicht als eine reine Nutzung der Daten verstanden werden, sondern stets mit einer kritischen Prüfung vor dem Hintergrund der jeweiligen Fragestellung verbunden sein.

2.4 Verwendete Daten und Methoden

Für die vorliegende Publikation wurden Beobachtungsdaten des DWD, des CHMI (Tschechischer Hydrometeorologischer Dienst) und Klimaprojektionen von vier regionalen Klimamodellen (Tab. 2.4-1) ausgewertet. Im Kapitel *Klimamodelle* werden die Modelle ausführlicher beschrieben. Es sind stationsbasierte und rasterbezogene Klimadaten zu unterscheiden. Die Daten der Modelle CLM und REMO liegen für Raster mit unterschiedlichen Auflösungen vor (Abb. 2.4-1), während die Beobachtungsdaten sowie die Daten der Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV für Stationen vorliegen. Um die Datensätze besser miteinander vergleichen zu können, wurden die stationsbasierten Datensätze über die Rasterklima-Datenbank (***RaKliDa***; Bernhofer *et al.*, 2009a) auf ein 1x1 km Raster interpoliert. Es wurden jene Rasterzellen in die Auswertung einbezogen, die ganz oder teilweise in der REGKLAM-Modellregion liegen. Neben den Auswertungen für die gesamte Modellregion werden auch Vergleiche für ausgewählte Stationen vorgenommen. Während bei den statistischen Modellen direkt vergleichbare Stationsdaten vorliegen, wurde für die rasterbasierten Modelle CLM und REMO jeweils die Rasterzelle analysiert, in der die entsprechende Beispielsstation liegt.

Um die beschriebenen Unsicherheiten zu beachten, wurden alle für REGKLAM vorhanden Klimaprojektionen – unter Berücksichtung unterschiedlicher Modelle, Läufe und Emissionsszenarios – ausgewertet. Alle Regionalmodelle wurden mit Daten des *ersten* Laufes des globalen Klimamodells ECHAM5/MPI-OM (Roeckner *et al.*, 2003 und 2006) angetrieben bzw. beruhen auf den simulierten atmosphärischen Zirkulationsmustern (Tab. 2.4.1). Einzige Ausnahme ist das Modell CLM. Hier steht zusätzlich eine Klimaprojektion zur Verfügung, die vom zweiten Lauf des ECHAM5/MPI-OM mit anderen Anfangswerten angetrieben wurde. Im Fall der statistischen Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV wurden zusätzlich pro Szenario aus den simulierten Zeitreihen drei Klimaverläufe isoliert – ein normaler (normal), niederschlagsarmer (trocken) und ein nasser (feucht) Verlauf (Spekat *et al.*, 2007), die für die Auswertungen verwendet wurden.

Tab. 2.4-1: Charakterisierung der vier verwendeten Regionalen Klimamodelle und der verwendeten Daten

Modell	**CLM**	**REMO**	**WETTREG 2006**	**WEREX IV**
Betreiber	COSMO	MPI-Met Hamburg	CEC-Potsdam	CEC-Potsdam
Auftraggeber	DWD, PIK, BTU, GKSS	UBA	UBA	LfULG
Typ	Dynamisches Model (nicht hydrostatisch)	Dynamisches Modell (hydrostatisch)	Statistisch-dynamisches Modell	Statistisch-dynamisches Modell
Prinzip	numerische Simulation des Atmosphärensystems unter geänderten Randbedingungen	numerische Simulation des Atmosphärensystems unter geänderten Randbedingungen	Ableitung von meteorologischen Zeitreihen aus Veränderungen der Häufigkeit von Wetterlagen	Ableitung von meteorologischen Zeitreihen aus Veränderungen der Häufigkeit von Wetterlagen
Globalantrieb	ECHAM5/MPI-OM T63, Lauf 1 und 2	ECHAM5/MPI-OM T63, Lauf 1	ECHAM5/MPI-OM T63, Lauf 1	ECHAM5/MPI-OM T63, Lauf 1
Räumliche Auflösung	0,2x0,2° (~18 km) Rasterdaten	0,088x0,088° (~10 km), Rasterdaten	abhängig von Stationsdichte, Stationsdaten	abhängig von Stationsdichte, Stationsdaten
Zeitliche Auflösung	Tageswerte	Tageswerte	Tageswerte	Tageswerte
Kontroll-Läufe (1961–2000)	2 x 20C	1 x 20C	3 x 20C	3 x 20C
Projektions-Läufe (2001–2100)	2 x A1B 2 x B1	1 x A1B	3 x A1B 3 x B1 3 x A2	3 x A1B 3 x B1 3 x A2

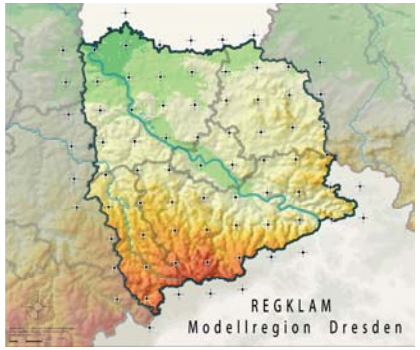


Abb. 2.4-1: Auflösungen der dynamischen regionalen Klimamodelle CLM (links) und REMO (rechts).

In den folgenden Kapiteln werden die Ergebnisse für die Klimaelemente Temperatur (Mittel, Maximum), Niederschlag und Globalstrahlung sowie für die abgeleiteten Größen potentielle Verdunstung (ETP) und klimatische Wasserbilanz (KWB) als Flächenmittel für die REGKLAM-Modellregion dargestellt und diskutiert. Die Abbildungen 2.4-2 und 2.4-3 zeigen den prinzipiellen Aufbau der vier Grafikseiten. Zuerst erfolgt eine Analyse des Kontrollzeitraums[1] 1961–2000, um die Fähigkeit der Modelle, das Klima der Vergangenheit zu simulieren, beurteilen zu können. Dafür werden die Abweichungen der simulierten Daten von den Beobachtungen für den Referenzzeitraum 1961–1990 dargestellt – als Zeitreihe, mittlere Jahresgänge und in Form von Boxplots für das mittlere Jahr und die mittleren Jahreszeiten (Abb. 2.4-2, Seite 1, linke Spalte).

Im zweiten Schritt werden für alle Modelle und alle drei Emissionsszenarios die Klimaänderungssignale für den Zeitraum 1961–2100 (ab 2001 Projektionszeitraum[1]) dargestellt. Unter Klimaänderungssignal für eine Klimaprojektion wird die Differenz zum Mittelwert 1961–1990 des Modellkontrolllaufs verstanden. Diese Form der Auswertung ist zu bevorzugen, da so vorhandene systematische Fehler der Klimaprojektionen die Ergebnisse nicht verfälschen. Die Klimaänderungssignale wurden für das Jahr, das Sommerhalbjahr (April–September) und das Winterhalbjahr (Oktober–März) ausgewertet (Abb. 2.4-2, Seite 1 rechte Spalte und Seite 2). Die dargestellten Schwankungsbreiten zeigen die modellbedingte Variabilität – Minimum und Maximum aller Modellsimulationen.

Anschließend folgen pro Modell Auswertungen zur räumlichen Schwankungsbreite der Klimaänderungssignale in der REGKLAM-Modellregion (Abb. 2.4-3, Seite 3). Als Referenz dient die Karte der räumlichen Verteilung im Zeitraum 1961–1990 aus Bernhofer et al. (2009b). Danach werden die Ergebnisse für die zwei Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 dargestellt (Abb. 2.4-3, Seite 4). Die Auswertungen zur räumlichen Schwankungsbreite und für die zwei Zeitscheiben wurden ausschließlich für das Emissionsszenario A1B, den ersten Globalmodelllauf und bei den statistischen Modellen für die Realisierung *normal* vorgenommen.

Zusätzlich wurden für die Klimaprojektionen temperaturabgeleitete Klimagrößen, z. B. klimatologische Kenntage und Vegetationsperiode, sowie Überschreitungswahrscheinlichkeiten für Temperatur, Niederschlag, Wind und Trockenperioden analysiert.

Niederschlagskorrektur

Aus zweierlei Gründen können beobachtete, statistisch und dynamisch modellierte Niederschläge nicht ohne eine vorherige Bearbeitung/Korrektur miteinander verglichen werden. Erstens ist der gemessene Niederschlag immer geringer ist als der tatsächliche. Auf Grundlage von Vergleichsmessungen entwickelte Richter (1995) ein Korrekturverfahren, welches den systematischen Messfehler aufgrund unterschiedlicher Windexpositionen der Stationen sowie Benetzungs- und Verdunstungsverlusten des Niederschlagsmessers berücksichtigt.

[1] Klimaprojektionen setzen sich aus Kontroll- und Projektionszeitraum zusammen. Letzterer beinhaltet den Einfluss der Emissionsszenarios.

1961–2000 (Kontrollzeitraum)	**1961–2100** (Jahr)	**1961-2100** (SHJ)	**1961-2100** (WHJ)
Abweichungen (Bias) vom beobachteten Mittel 1961–1990 (11-jährig gleitend)	Klimaänderungssignal 1961–2100 mit modellbedingter Schwankungsbreite – ab 2001 A1B	Klimaänderungssignal 1961–2100 mit modellbedingter Schwankungsbreite – ab 2001 A1B	Klimaänderungssignal 1961–2100 mit modellbedingter Schwankungsbreite – ab 2001 A1B
Mittlere Jahresgänge der Simulationen und Beobachtungen	Klimaänderungssignal 1961–2100 mit modellbedingter Schwankungsbreite – ab 2001 B1	Klimaänderungssignal 1961–2100 mit modellbedingter Schwankungsbreite – ab 2001 B1	Klimaänderungssignal 1961–2100 mit modellbedingter Schwankungsbreite – ab 2001 B1
Boxplots der Simulationen und Beobachtungen und für das Jahr und die Jahreszeiten	Klimaänderungssignal 1961–2100 mit modellbedingter Schwankungsbreite – ab 2001 A2	Klimaänderungssignal 1961–2100 mit modellbedingter Schwankungsbreite – ab 2001 A2	Klimaänderungssignal 1961–2100 mit modellbedingter Schwankungsbreite – ab 2001 A2

Abb. XX: ***Flächenmittel mit modellbedingter Schwankungsbreite*** des Klimaelements [Einheit] der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen für die REGKLAM-Modellregion Dresden.

Abb. XX: ***Flächenmittel mit modellbedingter Schwankungsbreite*** des Klimaelements [Einheit] der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen für die REGKLAM-Modellregion Dresden.

Abb. 2.4-2: Vorlage für die Darstellung der Ergebnisse für die Klimaelemente Temperatur, Niederschlag, Globalstrahlung, potentielle Verdunstung und klimatische Wasserbilanz – Seite 1 und Seite 2

		2021–2050	**2071–2100**
Karte zur räumlichen Verteilung Beobachtet 1961–1990	Vergleich der räumlichen Schwankungsbreite der Modelldaten mit den Beobachtungen für 1961–1990	Boxplots der Änderungen für das Jahr und die Jahreszeiten im Vergleich zum Modellmittel 1961–1990	Boxplots der Änderungen für das Jahr und die Jahreszeiten im Vergleich zum Modellmittel 1961–1990
CLM Klimaänderungssignal 1961–2100 mit räumlicher Schwankungsbreite in der Modellregion	REMO Klimaänderungssignal 1961–2100 mit räumlicher Schwankungsbreite in der Modellregion		Mittlere Jahresgänge auf Grundlage der Simulationen
WETTREG 2006 Klimaänderungssignal 1961–2100 mit räumlicher Schwankungsbreite in der Modellregion	WEREX IV Klimaänderungssignal 1961–2100 mit räumlicher Schwankungsbreite in der Modellregion	Änderung der Jahresgänge im Vergleich zu 1961–1990	Änderung der Jahresgänge im Vergleich zu 1961–1990

Abb. XX: ***Flächenmittel mit räumlicher Schwankungsbreite*** des Klimaelements [Einheit] der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen für die REGKLAM-Modellregion Dresden – **SRES Szenario A1B**.

Abb. XX: ***Zeitliche Variabilität*** des Klimaelements [Einheit] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) – **SRES Szenario A1B**, Zeitscheibe 2021–2050 (links), 2071–2100 (rechts).

Abb. 2.4-3: Vorlage für die Darstellung der Ergebnisse für die Klimaelemente Temperatur, Niederschlag, Globalstrahlung, potentielle Verdunstung und klimatische Wasserbilanz – Seite 3 und 4

Das Verfahren wurde von Erbe (2002) aktualisiert und an sächsische Verhältnisse angepasst. Diese Form der Korrektur wurde auf die Niederschlagsdaten des DWD und auf die statistisch, auf Grundlage von unkorrigierten Beobachtungen, modellierten Niederschläge der Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV angewendet. Bei den dynamischen Modellen CLM und REMO ist diese Korrektur nicht nötig, da der gesamte am Boden ankommende Niederschlag ausgegeben wird.

Die zweite Korrektur betrifft die dynamischen Modelle CLM und REMO, jedoch aus einem anderen Grund. Die Prozesse, die zu Niederschlag führen, sind sehr kleinräumig und können selbst von Modellen mit einer räumlichen Auflösung von 10–20 km nicht physikalisch begründet simuliert werden. Deshalb wird der Niederschlag aus anderen Größen abgeleitet (parametrisiert). Leider führt das noch häufig zu systematischen Abweichungen (Bias) zwischen Beobachtung und Simulation, die eine sogenannte Biaskorrektur erforderlich machen. Das Modell CLM lässt es a) zu häufig und b) zu viel regnen. Deshalb wurde im Rahmen des BMBF-Projektes LandCaRe (FKZ 01 LS 05104) an der Universität Bonn für jede Rasterzelle mit der Methode gleicher Summenhäufigkeiten die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Modelldaten in die der beobachteten Niederschläge überführt. Mit der erstellten Übertragungsfunktion wurden sämtliche Tagesniederschläge des Modells korrigiert. Beim räumlich höher aufgelösten Modell REMO führt vor allem die Vernachlässigung des Windtransports von fallenden Niederschlagstropfen (Winddrift) zu unrealistischen Niederschlägen – zu hohe Niederschläge im Luv und zu geringe Niederschläge im Lee von Gebirgen (Göttel, 2009). Aus diesem Grunde wurde der modellierte Niederschlag nachträglich bearbeitet, um den Effekt der Verdriftung des Niederschlags während des Fallens zu berücksichtigen. Damit wird das Niederschlagsmaximum in Gebirgsregionen in Lee-Richtung verschoben, so dass eine bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungen erreicht wird. Für die vorliegende Publikation wurden für die Modelle CLM und REMO ausschließlich biaskorrigierte Niederschläge ausgewertet.

3 Ergebnisse

3.1 Temperatur

Die Lufttemperatur eines Ortes wird von verschiedenen Faktoren beeinflusst. Neben der Strahlungsbilanz, der Art der Oberfläche u. a. ist die Seehöhe ein entscheidender Faktor, der die räumliche Temperaturverteilung bestimmt. Die Temperatur nimmt mit der Höhe ab – in der REGKLAM-Modellregion Dresden im Mittel mit -0,6 K/100 m. Der Einfluss der Höhe wird bei der Mitteltemperatur und der Maximumtemperatur am deutlichsten. Die Minimumtemperatur hängt besonders stark von lokalen Faktoren wie der Art der Oberfläche und dem Relief ab. Ein Beispiel ist die Bildung von Kaltluftseen in Geländevertiefungen. Klimamodelle können diese kleinräumigen Abhängigkeiten aufgrund der geringen räumlichen Auflösung nicht nachbilden. Aus diesen Gründen wurde auf die Darstellung der Minimumtemperaturen verzichtet.

3.1.1 Mitteltemperatur

Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Eine Einschätzung der Klimamodelle erfolgt durch den Vergleich der Klimasimulationen mit den Beobachtungen im Kontrollzeitraum 1961–2000. In diesem Zeitraum gibt es systematische Über- und Unterschätzungen der Jahresmitteltemperaturen durch die vier regionalen Klimamodelle. Die Schwankungsbreite der Abweichungen von den Beobachtungen beträgt ca. +/-1 K (Abb. 3.1.1-1, links oben) – vor allem durch die dynamischen Modelle REMO und CLM verursacht. Das Modell REMO zeigt einen warmen und das Modell CLM einen kalten Bias (systematische Abweichung der Klimasimulationen von den Beobachtungen). Die beiden statistischen Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV haben erwartungsgemäß die geringsten Abweichungen von den Beobachtungen. Im Hinblick auf den zeitlichen Verlauf der Temperaturentwicklung im Kontrollzeitraum ergeben sich ebenfalls Unterschiede zwischen modellierter und beobachteter Entwicklung der Jahresmitteltemperatur. Die gemessene Temperatur ist ab Mitte der 1980er Jahre durch einen kontinuierlichen Temperaturanstieg gekennzeichnet. Nur der zweite Lauf von CLM (CLM 2) bildet diesen Verlauf zufällig nach. Das ist darauf zurückzuführen, dass die zugrundeliegenden globalen Klimamodelle grundsätzlich keine konkreten zeitlichen Verläufe der Vergangenheit und Zukunft realitätsnah nachbilden. Ihr Ziel ist die Beschreibung der langfristigen großräumigen Klimaentwicklung, sowie der Variabilität und Trends der statistischen Parameter (z. B. Mittelwert, Varianz). Diese Unterschiede sind, bei der Verwendung von Klimaprojektionen in der Klimafolgenforschung zu beachten.

Bei allen Klimamodellen ist der typische Jahresgang der Temperatur erkennbar, allerdings mit Unterschieden hinsichtlich des Temperaturniveaus (Abb. 3.1.1-1, links Mitte). Für das Modell CLM liegen die Mitteltemperaturen vor allem im Sommer und Herbst deutlich unter den beobachteten Werten. Das Modell REMO überschätzt die beobachteten Temperaturen vor allem in den Übergangsjahreszeiten. Die beiden statistischen Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV zeigen eine große Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten.

Die Boxplots in Abbildung 3.1.1-1 (links unten) stellen die Verteilung der Temperaturen differenzierter dar. Auch hier erkennt man die systematische Über- (REMO) und Unterschätzung (CLM) der beobachteten Temperatur durch die dynamischen Modelle. Die Breite der Verteilung wird im Allgemeinen gut durch die Modelle wiedergegeben. Im Winter gibt es die geringsten Unterschiede im Modell-Ensemble. Aber die Wiedergabe der im Vergleich zu den anderen Jahreszeiten größten Temperaturstreuung (Größe der Box, große Max-Min-Weite) fällt allen Modellen schwer. Die geringsten Schwankungsbreiten zeigt der Sommer. Unterschiede zwischen den beiden Läufen des CLM Modells – Einfluss der Anfangsbedingungen vom Globalmodell – werden vor allem im Frühjahr sichtbar.

Abbildung 3.1.1-3 (links oben) zeigt die beobachtete räumliche Verteilung der Mitteltemperatur für 1961–1990. Rechts daneben ist der

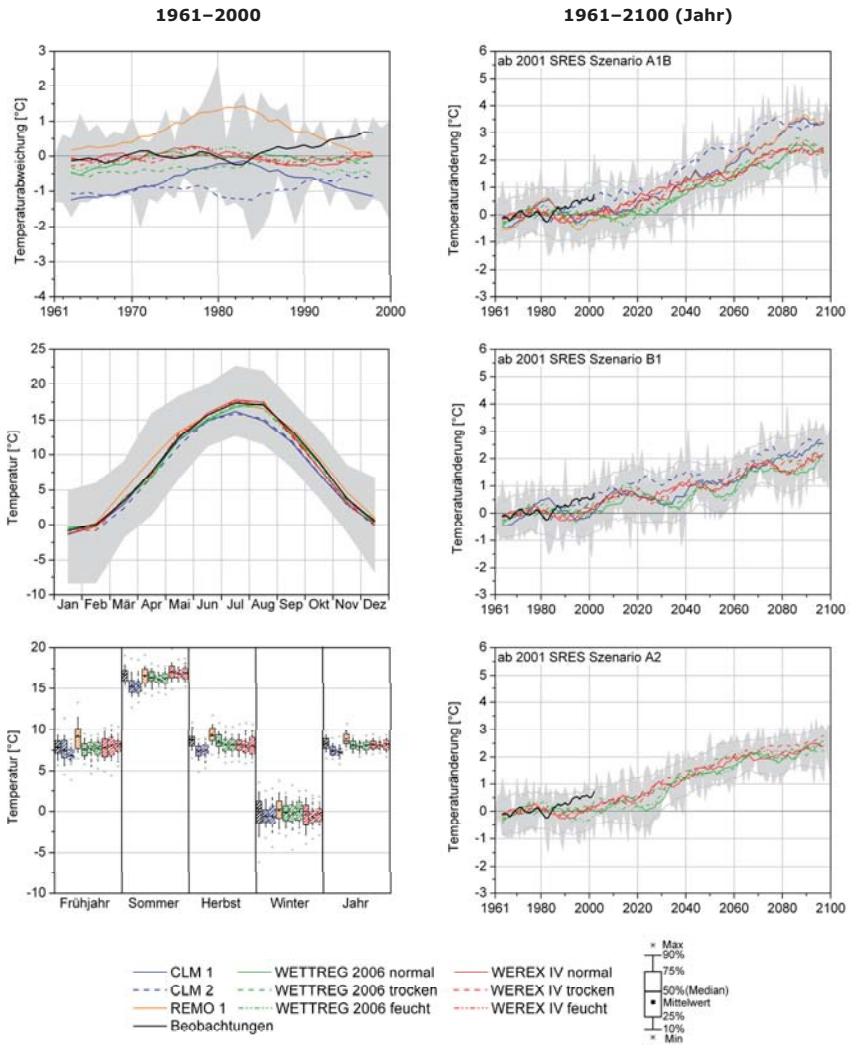


Abb. 3.1.1-1: Flächenmittel der Mitteltemperatur [°C] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.
Links oben: Abweichungen der Simulationen und Beobachtungen (11-jährig gleitendes Mittel) vom beobachteten Mittel 1961–1990.
Links Mitte: Mittlere Jahresgänge der Simulationen und Beobachtungen.
Links unten: Boxplots der Simulationen und Beobachtungen für das Jahr und die Jahreszeiten.
Rechts: Änderungen der Jahresmitteltemperatur (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel 1961–1990 des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

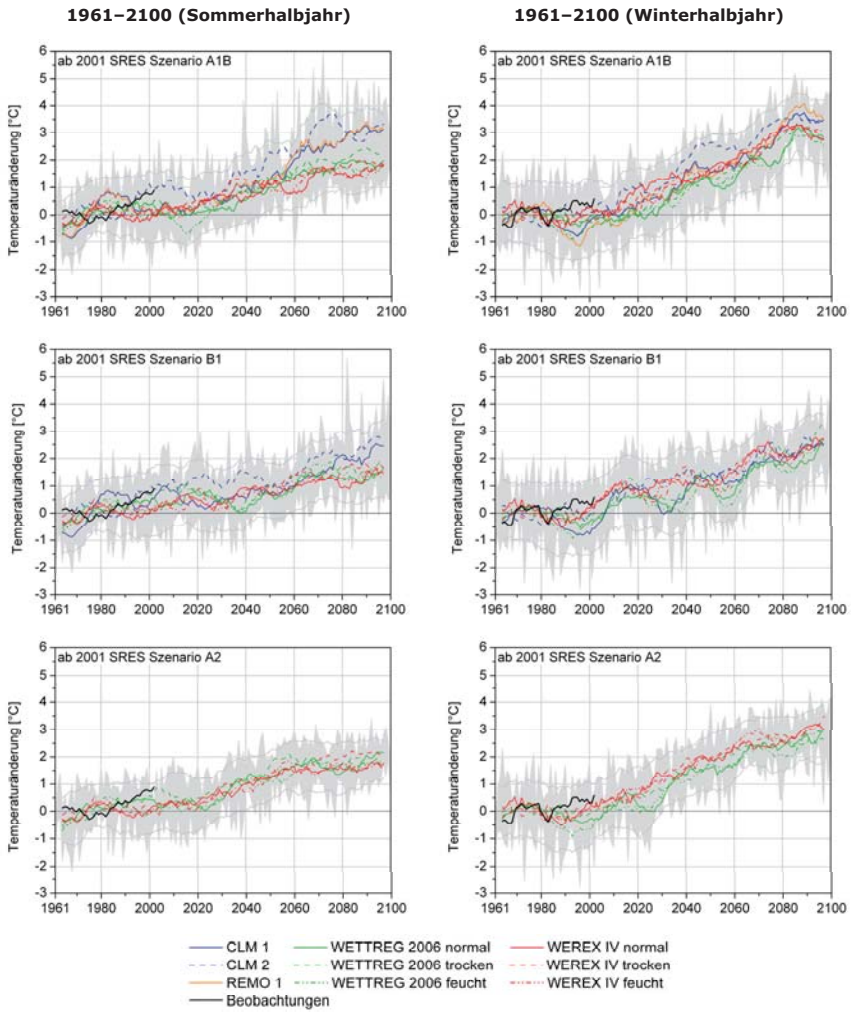


Abb. 3.1.1-2: Flächenmittel der Mitteltemperatur [°C] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.
Änderungen der Mitteltemperatur für das Sommerhalbjahr (links) und das Winterhalbjahr (rechts) (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel 1961–1990 des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

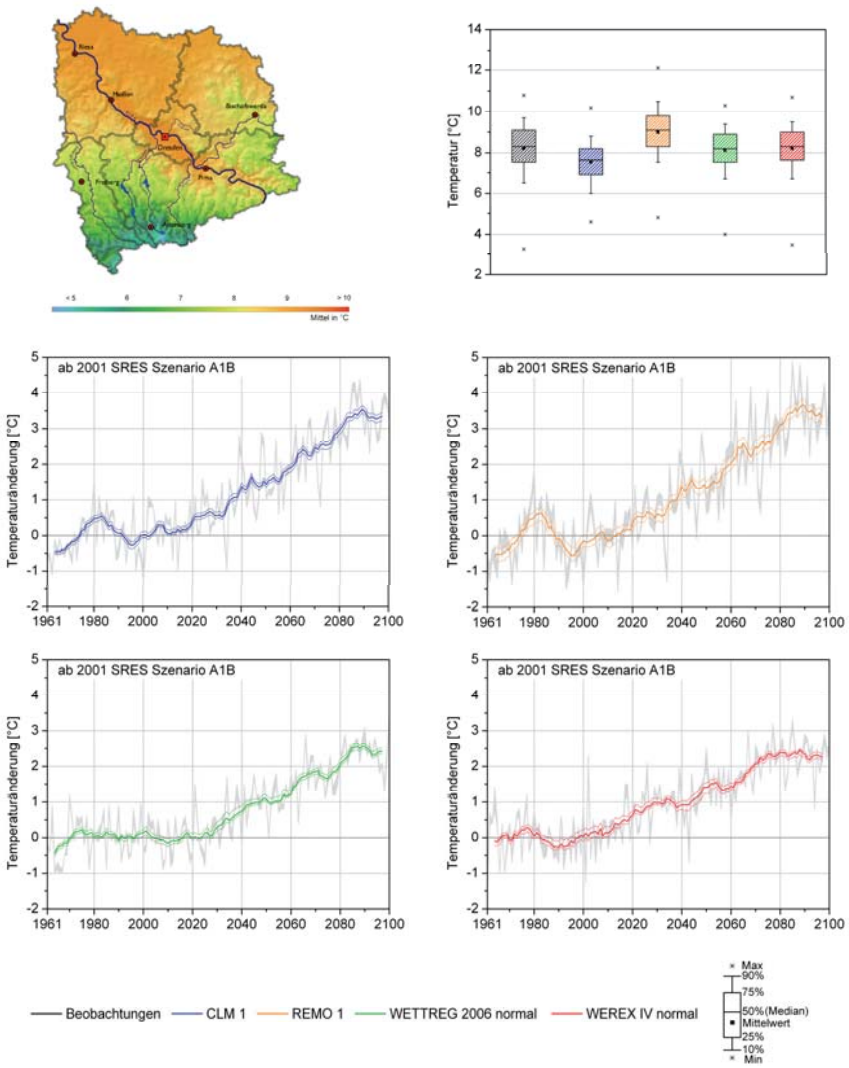


Abb. 3.1.1-3: Beobachtete räumliche Verteilung sowie Flächenmittel der Mitteltemperatur [°C] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) für das SRES Szenario A1B sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die räumliche Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Rasterzellen pro Jahr) und die farbigen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.
Oben: Jahresmitteltemperatur 1961–1990 – beobachtete räumliche Verteilung (links) und Boxplots der Beobachtungen und Simulationen (rechts).
Mitte/Unten: Änderungen der Jahresmitteltemperatur (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel 1961–1990 des jeweiligen Modells.

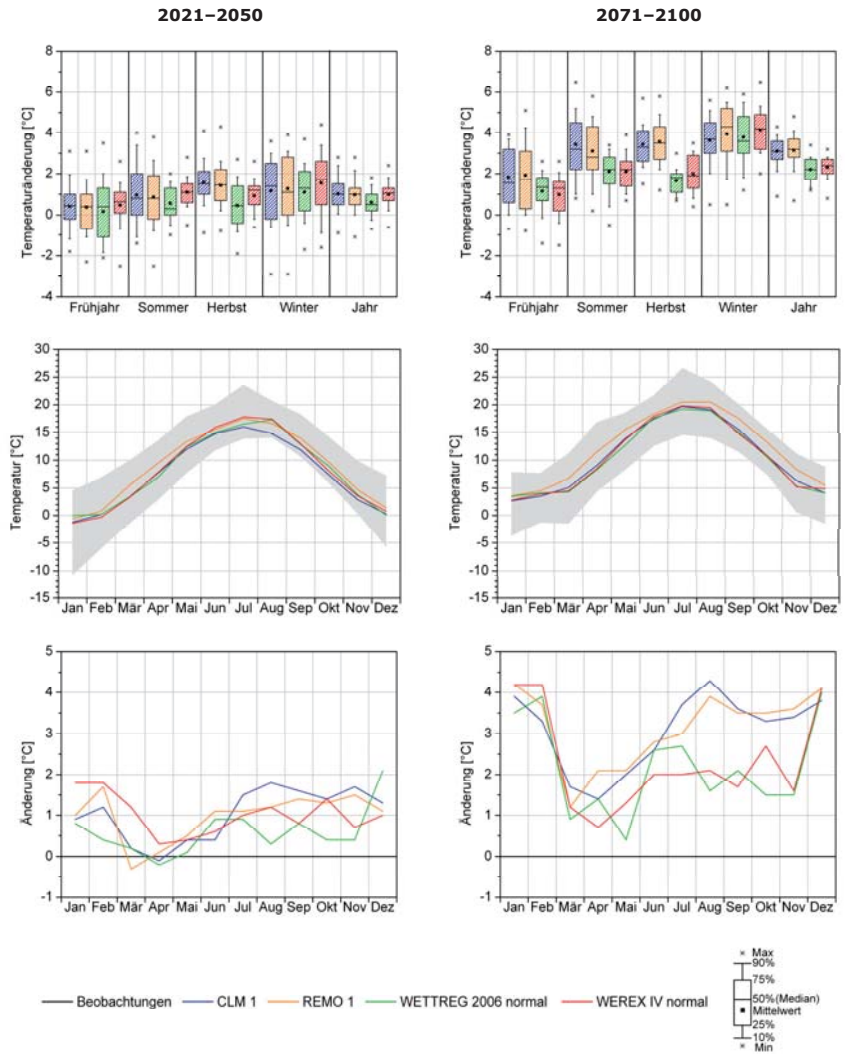


Abb. 3.1.1-4: Zeitliche Variabilität der Mitteltemperatur [°C] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) – SRES Szenario A1B, Zeitscheibe 2021–2050 (links), 2071–2100 (rechts). Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modelle pro Monat).
Oben: Boxplots der Temperaturänderungen für das Jahr und die Jahreszeiten im Vergleich zum Mittel 1961–1990 des jeweiligen Modells.
Mitte: Mittlere Jahresgänge der Mitteltemperatur auf der Grundlage von Monatswerten.
Unten: Änderung der Jahresgänge im Vergleich zum Jahresgang 1961–1990 des jeweiligen Modells.

Vergleich zwischen Beobachtungen und Modelldaten für denselben Zeitraum dargestellt. Auch hier zeigt sich, dass CLM zu „kalt" und REMO zu „warm" ist. Für die orographisch stark gegliederte REGKLAM-Modellregion ergibt sich außerdem eine große räumliche Spannweite der Mitteltemperaturen von etwa 7,5 K. Die Modelle REMO und WEREX IV können diese Spannweite wiedergeben, WETTREG 2006 und noch stärker CLM nicht. Ursachen sind bei CLM die geringere Auflösung als bei REMO, und bei WETTREG 2006 die geringe Anzahl von Stationen, die für die Interpolation zur Verfügung standen.

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

Die durch die Modelle projizierte Entwicklung der Jahresmitteltemperaturen im Verlauf des 21. Jahrhunderts ist bei allen Modellen durch eine deutliche Zunahme gekennzeichnet (Abb. 3.1.1-1, rechts). Dabei ist die modellbedingte Bandbreite groß. Die dynamischen Modelle CLM und REMO weisen, z. B. für das Emissionsszenario A1B, gegen Ende des Jahrhunderts eine weit stärkere Temperaturänderung für die REGKLAM-Modellregion aus (> +3 K), als die statistischen Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV (> +2 K). Diese Aussage lässt sich dahingehend generalisieren, dass die dynamischen Modelle stärkere Temperatur-Änderungssignale zeigen als die statistischen Modelle, die aufgrund ihrer Kopplung an Beobachtungsdaten neue Extreme nur eingeschränkt simulieren können. Interessant ist, dass der Temperaturtrend Ende des letzten Jahrhunderts, zufällig, vom Lauf 2 des CLM-Modells nachgebildet wird. Am Ende des 21. Jahrhunderts erreicht dieser Lauf das gleiche Niveau des ersten Laufes.

Zwischen den verschiedenen Emissionsszenarios bestehen vor allem gegen Ende des Jahrhunderts Unterschiede im Ausmaß der projizierten Temperaturänderung. Beim „optimistischen" Szenario B1 fallen die Änderungen geringer als bei A1B und A2 aus – dynamische Modelle > +2 K und statistische Modelle ~2 K. Das heißt, auch der szenariobedingte Unterschied ist bei den dynamischen Modellen größer. Für das Szenario A2 liegen nur Daten der Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV vor, die den gleichen Temperaturanstieg wie das Szenario A1B zeigen. Die Temperaturänderung ist für alle Szenarios größer als die dekadische Variabilität und kann als robustes Signal bewertet werden.

Die Abbildungen für das Sommer (SHJ)- und Winterhalbjahr (WHJ) zeigen, dass alle Modelle zum Ende des 21. Jahrhunderts im WHJ eine stärkere Erwärmung projizieren als im SHJ (Abb. 3.1.1-2). Im Vergleich zur Referenzperiode ist die bis jetzt beobachtete Erwärmung jedoch im SHJ etwas stärker als im WHJ. Auch für die Halbjahre bringen die dynamischen Modelle stärkere Änderungssignale als die statistischen Modelle. Auffällig ist der deutlich geringere Unterschied zwischen den beiden Modellgruppen für das WHJ. Für das SHJ beträgt die mittlere Temperaturänderung für die drei Szenarios A1B, B1 und A2 etwa 2-3 K, 1,5-2,5 K und 2 K, für das WHJ etwa 3-3,5 K, 2,5 K und 3 K.

Am Beispiel der Temperatur erkennt man sehr schön, warum bei der Interpretation von Klimaprojektionen die Änderungssignale den Absolutwerten vorzuziehen sind – wenn möglich. Obwohl CLM und REMO die beobachteten Temperaturen von 1961–2000 mit unterschiedlichen Abweichungen simulieren (s. o. und Abb. 3.1.1-1, links oben), sind die Änderungssignale (Abb. 3.1.1-1, rechts oben) nahezu identisch. Das bedeutet, dass beide Modelle den durch das Globalmodell (ECHAM5, erster Lauf) vorgegebenen Trend widerspiegeln, jedoch auf unterschiedlichen Temperaturniveaus.

In den bisher diskutierten Abbildungen 3.1.1-1 und 2 sind die Schwankungsbreiten der Modelle (wärmstes und kältestes Modell pro Jahr) als graues Band hinterlegt. Die modellbedingte Bandbreite ist erwartungsgemäß für die Halbjahre größer, da sich Unterschiede zwischen den Modellen über das Jahr wegmitteln. Es gibt deutliche Schwankungen von Jahr zu Jahr, so dass auch in der nahen Zukunft regelmäßig Jahresmitteltemperaturen erreicht werden, die denen von 1961–1990 entsprechen bzw. geringer sind. Etwa ab 2050 zeigen alle Modelle eine positive Änderung der Jahresmitteltemperatur, die bis zum Ende des Projektionshorizonts stetig zunimmt. Beim Szenario A2, für das ausschließlich statistische Projektionen vorliegen, ist die Schwankungsbreite am geringsten.

In den Abbildungen 3.1.1-3 (Mitte und unten) wird dagegen für jedes Modell die räumliche Variabilität der Temperaturänderung in der Modellregion als graues Band dargestellt (räumliche Schwankungsbreite). Auch hier sieht man starke zwischenjährliche Schwankungen, jedoch ist die räumliche Variabilität der Temperaturänderung in der Modellregion sehr gering – erkennbar an

der geringen Bandbreite. Bei der Betrachtung von Einzeljahren beträgt der Unterschied zwischen maximaler und minimaler Temperaturänderung in der Modellregion für die vier Modelle im Mittel nur 0,2 bis 0,35 K. Eine regionale Zuordnung ist schwierig und von Modell zu Modell unterschiedlich, so dass keine belastbaren Aussagen zur zukünftigen räumlichen Variabilität des Temperaturanstieges für die REGKLAM-Modellregion getroffen werden können. Wahrscheinlich ist jedoch, dass sich der beobachtete Trend fortsetzen wird (Bernhofer *et al.*, 2009b).

Abbildung 3.1.1-4 zeigt die Ergebnisse für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 in Form von Boxplots der Temperaturänderungen (oben), Jahresgängen der Temperatur (Mitte) und Änderungen des Jahresgangs im Vergleich zu 1961–1990 (unten). In der REGKLAM-Modellregion ist die Zunahme der Mitteltemperatur im 21. Jahrhundert in beiden Zeitscheiben zu erkennen. Für 2021–2050 projizieren die Modelle eine vergleichsweise moderate Temperaturzunahme von rund 1 K. Im Vergleich dazu ist 2071–2100 durch eine deutliche Erhöhung der Mitteltemperaturen gekennzeichnet – vor allem im Winter, der Jahreszeit, in der sich die Modellergebnisse am geringsten unterscheiden. Auch in der ersten Zeitscheibe zeigen alle vier Modelle noch ähnliche Änderungssignale, während sich für 2071–2100 die beiden Modellgruppen – statistisch und dynamisch – im Sommer und Herbst deutlich unterscheiden. Dort sind die Temperaturänderungen bei den dynamischen Modellen CLM und REMO stärker. Für das Frühjahr ist dieser Unterschied ebenfalls abgeschwächt zu erkennen, mit einer auffällig größeren Schwankungsbreite bei CLM und REMO. Der Frühling ist außerdem der Monat mit der geringsten Temperaturzunahme, die durch alle vier Modelle wiedergegeben wird. Die geringe Zunahme resultiert im Wesentlichen aus dem Globalmodellantrieb, der den regionalen Klimamodellen zugrunde liegt. Im Gegensatz dazu sind bei den Beobachtungsdaten (1991–2005 im Vergleich zu 1961–1990; vgl. Bernhofer et al. 2009b) im Frühjahr bereits deutliche Temperaturzunahmen zu verzeichnen, während für den Herbst keine Temperaturzunahme festgestellt wurde.

Zusammenfassung

Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts wird sehr wahrscheinlich eine deutliche Zunahme der Jahresmitteltemperatur stattfinden. Diese schwankt in Abhängigkeit von Emissionsszenario und Modell zwischen 2,0 und 3,5 K für die letzte Dekade. Der Temperaturanstieg ist im Winterhalbjahr stärker als im Sommerhalbjahr und dessen regionalen Unterschiede sind mit 0,2 K im Verhältnis zur absoluten Temperaturzunahme und den Unterschieden aufgrund der Topographie gering. Die Trends in der Temperaturentwicklung sind signifikant und im Rahmen von Planungen und der Entwicklung von Anpassungsstrategien als belastbar einzuschätzen.

3.1.2 Maximumtemperatur

Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Bis auf das Modell CLM geben die Modelle die beobachteten Maximumtemperaturen im Vergleich zur Referenzperiode 1961–1990 mit geringen Abweichungen wieder (Abb. 3.1.2-1, links oben). Beim Modell CLM beträgt die Temperaturabweichung im Mittel -1,5 K. Die geringsten Abweichungen zu den Beobachtungen zeigen die statischen Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV. Die beobachteten Maximumtemperaturen nehmen im Vergleich zur Referenzperiode 1961–1990 zu. Dieser Anstieg ist nur beim zweiten Lauf von CLM sichtbar, jedoch auf einem deutlich zu niedrigen Temperaturniveau.

Alle Klimaprojektionen bilden den mittleren Jahresgang der Maximumtemperatur prinzipiell richtig ab (Abb. 3.1.2-1, links Mitte). WETTREG 2006 und WEREX IV können den beobachteten Jahresgang am besten wiedergeben. Das Modell CLM unterschätzt bis auf das Frühjahr des ersten Laufes durchgängig die beobachteten Maximumtemperaturen. Bei REMO sind eine Überschätzung im Frühjahr und eine Unterschätzung im Sommer zu erkennen.

Die Boxplots zeigen die Verteilungen der Maximumtemperaturen für die Jahreszeiten und das Jahr im Zeitraum 1961–2000 (Abb. 3.1.2-1, links unten). Man erkennt deutlich die schon beschriebene Unterschätzung der beobachteten Maximumtemperaturen durch das Modell CLM – vor allem im Herbst. Die Unterschiede zwischen den Modellen (Modellvariabilität) sind im Frühjahr und Sommer am größten. Der Winter zeigt die geringste Modellvariabilität.

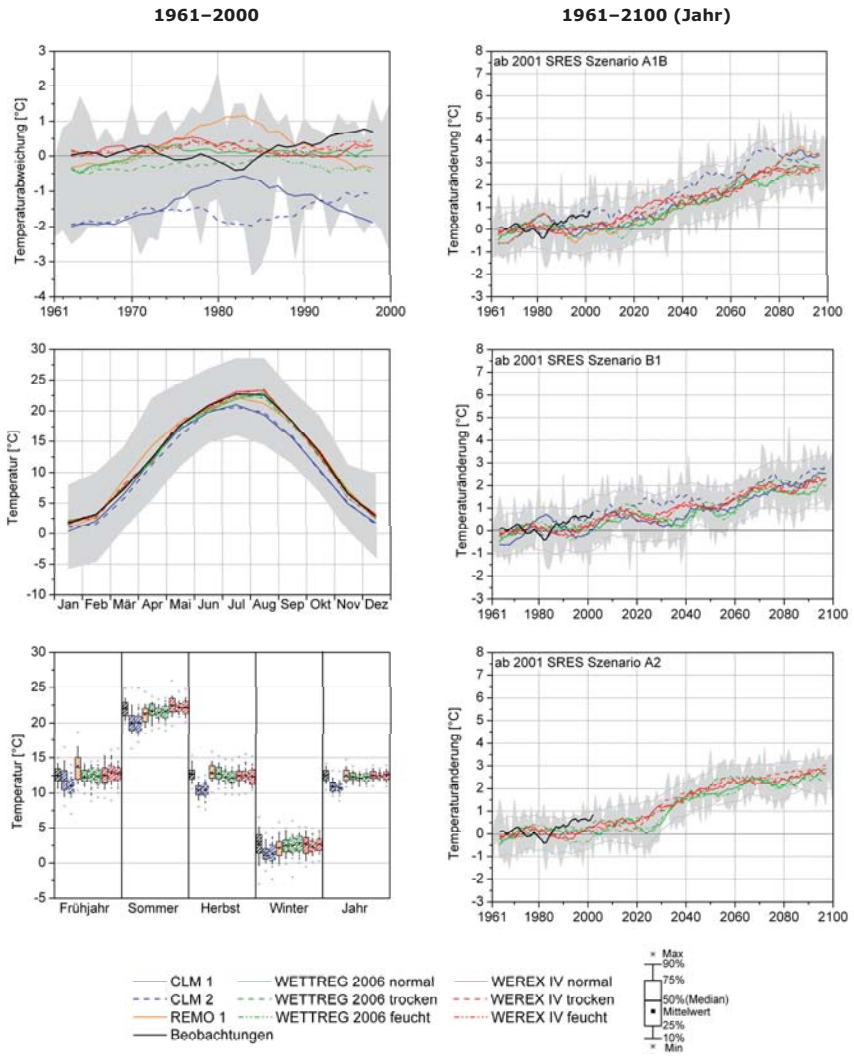


Abb. 3.1.2-1: Flächenmittel der Maximumtemperatur [°C] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.

Links oben: Abweichungen der Simulationen und Beobachtungen (11-jährig gleitendes Mittel) vom beobachteten Mittel 1961–1990.

Links Mitte: Mittlere Jahresgänge der Simulationen und Beobachtungen.

Links unten: Boxplots der Simulationen und Beobachtungen für das Jahr und die Jahreszeiten.

Rechts: Änderungen der Maximumtemperatur (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

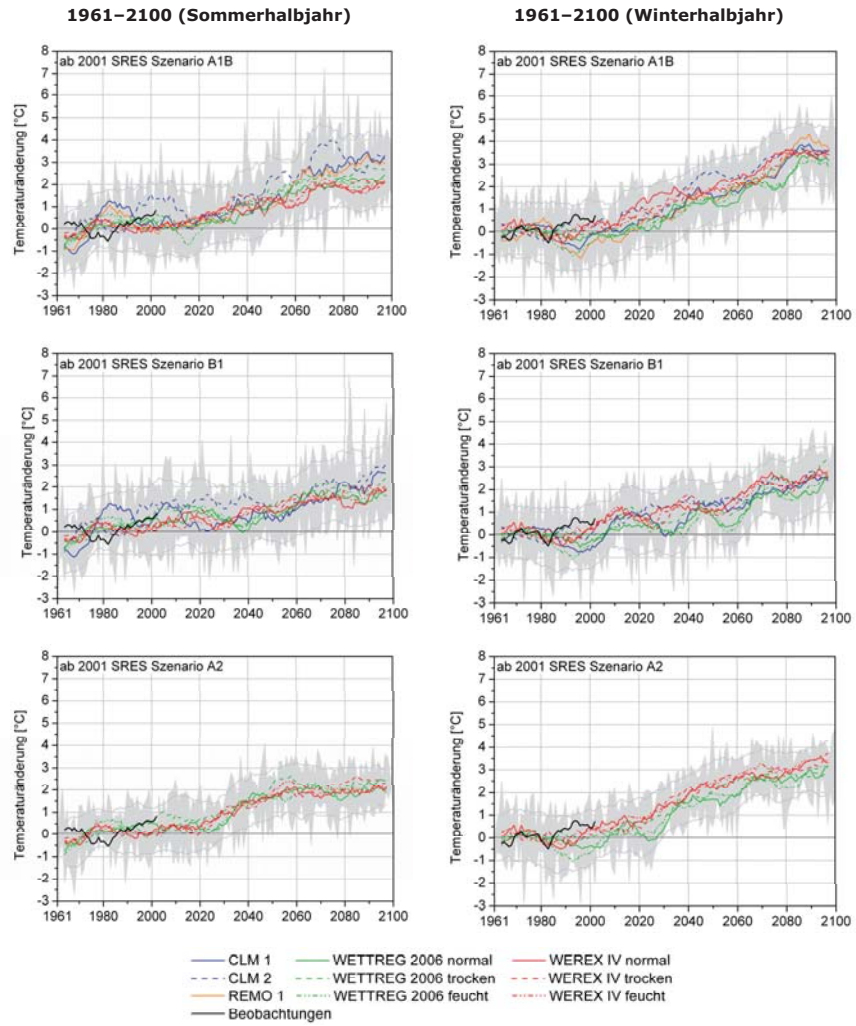


Abb. 3.1.2-2: Flächenmittel der Maximumtemperatur [°C] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.

Änderungen der Maximumtemperatur für das Sommerhalbjahr (links) und das Winterhalbjahr (rechts) (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

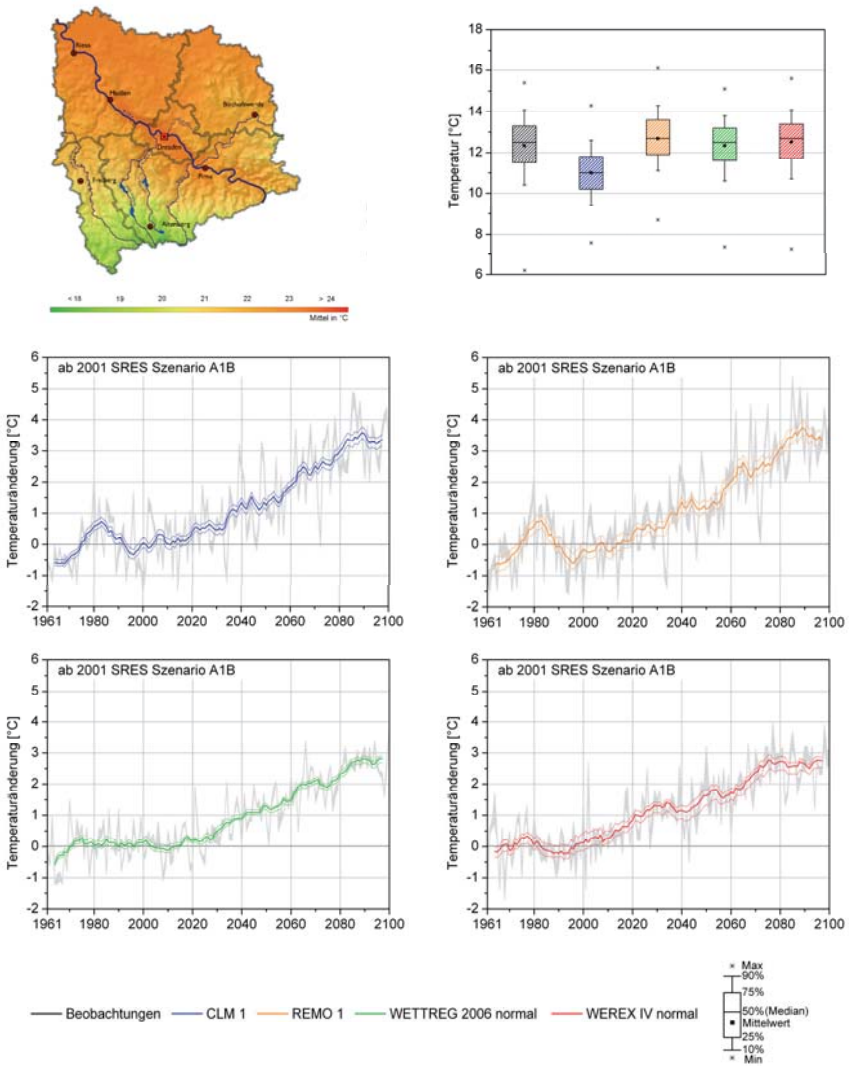


Abb. 3.1.2-3: Beobachtete räumliche Verteilung sowie Flächenmittel der Maximumtemperatur [°C] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) für das SRES Szenario A1B sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die räumliche Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Rasterzellen pro Jahr) und die farbigen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.
Oben: Maximumtemperatur 1961–1990 – beobachtete räumliche Verteilung (links) und Boxplots der Beobachtungen und Simulationen (rechts).
Mitte/Unten: Änderungen der Maximumtemperatur (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells.

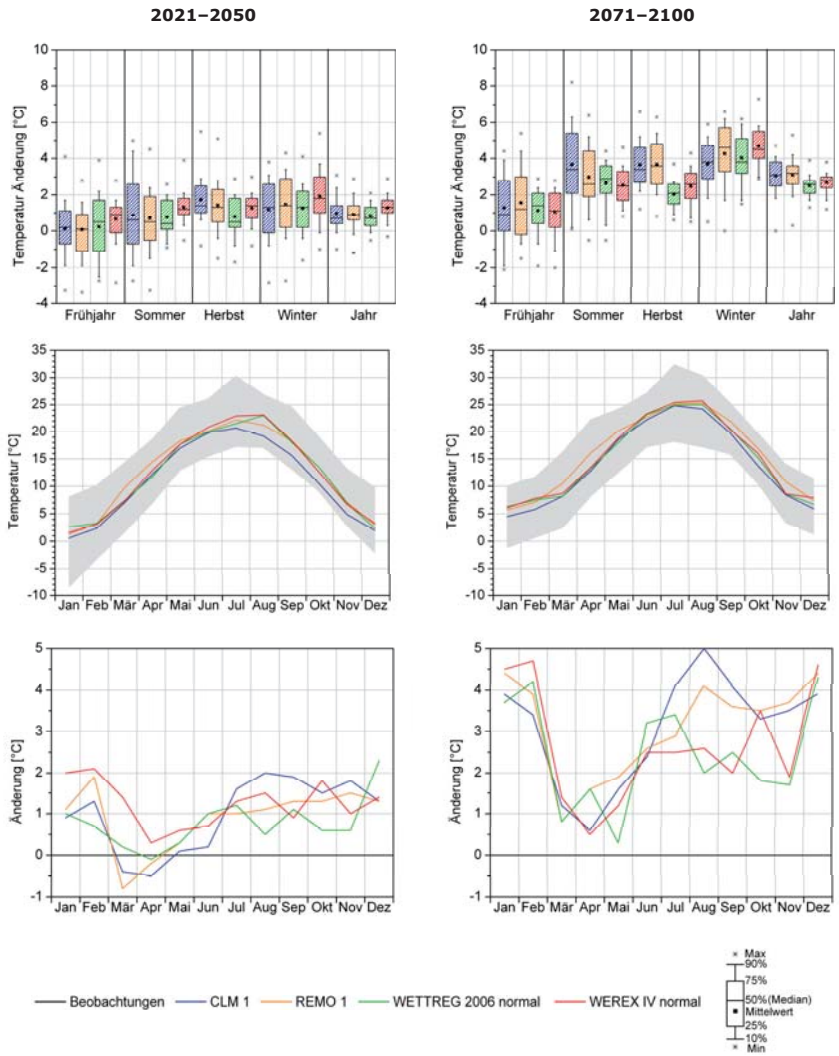


Abb. 3.1.2-4: Zeitliche Variabilität der Maximumtemperatur [°C] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) – SRES Szenario A1B, Zeitscheibe 2021–2050 (links), 2071–2100 (rechts). Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modelle pro Monat).
Oben: Boxplots der Temperaturänderungen für das Jahr und die Jahreszeiten im Vergleich zum Mittel des jeweiligen Modells 1961–1990.
Mitte: Mittlere Jahresgänge der Maximumtemperatur auf der Grundlage von Monatswerten.
Unten: Änderung der Jahresgänge im Vergleich zum Jahresgang des jeweiligen Modells (1961–1990).

Auffällig ist jedoch, wie bei der Mitteltemperatur, die breitere Verteilung der beobachteten Maximumtemperaturen im Winter im Vergleich zu den anderen drei Jahreszeiten, die so bei den Modellen nicht zu sehen ist. Unterschiede zwischen den beiden CLM-Läufen sind nur im Frühjahr zu erkennen. Die Realisierungen der statistischen Modelle unterscheiden sich für die Maximumtemperatur nur geringfügig von einander.

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

Der Anstieg der Maximumtemperaturen liegt in der gleichen Größenordnung wie der der Mitteltemperatur (Abb. 3.1.2-1, rechts). Die dynamischen Modelle CLM und REMO zeigen einen etwas stärkeren Erwärmungstrend als die statistischen Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV. Jedoch fällt der Unterschied zwischen den beiden Modellgruppen nicht so deutlich aus wie bei der Mitteltemperatur. Für die letzte Dekade am Ende des 21. Jahrhundert findet die geringste Änderung unter dem B1 Szenario mit 2,2-2,7 K statt. Beim A1B Szenario beträgt die projizierte Änderung 2,7-3,4 K. Für das A2 Szenario liegen nur Daten der statistischen Modelle vor, und die Temperaturänderung ist mit ca. 2,7 K genauso hoch wie für das A1B Szenario. Der zweite CLM-Lauf weist die gleiche Erwärmungsrate wie die Beobachtungen auf (s. a. Kap. 3.1.1).

Im Winterhalbjahr ist der Erwärmungstrend zum Ende des Projektionszeitraums deutlich stärker als im Sommerhalbjahr (Abb. 3.1.2-2). Die mittlere Temperaturänderung für das SHJ für die drei Szenarios A1B, B1 und A2 beträgt etwa 2,2-3 K, 1,8-2,8 K und 2,2 K, für das WHJ etwa 3,3-3,7 K, 2,6 K und 3,2 K. Auch bei der Maximumtemperatur fällt die geringere Modellvariabilität im WHJ im Vergleich zum SHJ auf.

In den Abbildungen 3.1.2-1 und 3.1.2-2 ist das Schwankungsverhalten von Jahr zu Jahr und die modellbedingte Variabilität als graues Band hinterlegt. Während alle Modelle für die jährlichen Maximumtemperaturen ab etwa Mitte des Jahrhunderts ein durchweg positives Änderungssignal aufweisen, zeigt sich auf Grundlage der Halbjahre, dass auch danach mit Temperaturen gerechnet werden muss, die im Niveau von 1961–1990 liegen.

Im Gegensatz zur modellbedingten Variabilität ist die räumliche Variabilität des Änderungssignals in der Modellregion gering (Abb. 3.1.2-3, Mitte und unten). Für das Modell CLM beträgt der Unterschied in der Region im Mittel ~0,3 K. Ende des 21. Jahrhunderts beträgt die mittlere Änderung 3,3 K und schwankt in der Region zwischen 3,15 und 3,5 K. Die größte räumliche Schwankungsbreite innerhalb der Modellregion zeigen die Modelle REMO (0,45 K) und WEREX IV (0,4 K), WETTREG 2006 mit 0,2 K die geringste. Aufgrund der Modellunsicherheiten und den Unterschieden zwischen den Modellen ist den beobachteten Tendenzen in der Verteilung der Temperaturzunahme mehr Gewicht beizumessen (Bernhofer *et al.*, 2009b).

Die Ergebnisse für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 sind in der Abbildung 3.1.2-4 dargestellt. Die Zunahme der Maximumtemperatur ist Ende des 21. Jahrhunderts am größten. Von der Temperaturerhöhung sind Herbst und Winter am stärksten betroffen. Sehr auffällig ist die geringe Temperaturänderung im Frühjahr, die durch die Vorgaben aus dem Globalmodell verursacht wird. Dem gegenüber wurden in der Modellregion eine Abnahme der Maximumtemperatur im Herbst und eine Temperaturzunahme in den anderen Jahreszeiten beobachtet. Die Modellunterschiede bei der Temperaturänderung sind im Spätsommer und Herbst in der zweiten Zeitscheibe am größten. Im Sommer zeigt CLM die höchsten Temperaturzunahmen und nähert sich damit den Jahresgängen der statistischen Modelle an. REMO bleibt im Frühjahr auch in der zweiten Zeitscheibe wärmer als die anderen drei Modelle. Die Boxplots (oben) zeigen die Verteilung der Änderungen der Maximumtemperaturen für die Jahreszeiten. Die Temperaturverteilungen der dynamischen Modelle CLM und REMO sind meist breiter – die Daten weisen eine höhere Varianz auf, besonders in der Zeitscheibe 2071–2100. Beobachtete Temperaturen zeigen eine eher symmetrische Verteilung. Diese Form der Verteilung zeigen die Modelldaten nicht immer.

Zusammenfassung

Von den Modellen wird für drei verschiedene Emissionsszenarios für die letzte Dekade des 21. Jahrhunderts eine Zunahme der jährlichen Maximumtemperatur zwischen 2,2 und 3,4 K projiziert. Die Zunahme fällt im Winterhalbjahr stärker aus als im Sommerhalbjahr. Die räumliche Schwankungsbreite ist mit 0,3 K geringfügig höher als bei der Mitteltemperatur. Die projizierten Änderungen der Maximumtemperatur können als relativ sicher und robust gelten.

3.2 Temperaturabgeleitete Klimagrößen

3.2.1 Klimatologische Kenntage

Klimatologische Kenntage oder Ereignistage geben die Häufigkeit des Über- oder Unterschreitens eines vorgegebenen Schwellenwertes der Lufttemperatur innerhalb eines definierten Zeitraumes an (Tab. 3.2.1-1). Die klimatologischen Kenntage korrelieren mit der Seehöhe, d. h. die Anzahl der „warmen" Kenntage (Heiße Tage, Sommertage, Tropennächte) nimmt mit der Höhe ab, die der „kalten" Kenntage (Frosttage, Eistage, Kalte Tage) zu. Die klimatologischen Kenntage werden als Auftretenshäufigkeit in Tagen pro Jahr angegeben.

Tab. 3.2.1-1: Klimatologische Kenntage und ihr Schwellenwert (Temperaturkriterium)

	Temperaturkriterium		
Heiße Tage	T_{max}	≥	30°C
Sommertage	T_{max}	≥	25°C
Tropennächte	T_{min}	≥	20°C
Frosttage	T_{min}	<	0°C
Eistage	T_{max}	<	0°C
Kalte Tage	T_{max}	≤	-10°C

Quelle: DWD (2009a)

Die Abbildung 3.2.1-1 zeigt die Änderungen der Auftretenshäufigkeit der klimatologischen Kenntage in den Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 für das Szenario A1B, berechnet mit vier verschiedenen Klimamodellen. Tabelle 3.2.1-2 fasst die mittlere Anzahl der klimatologischen Kenntage in der Referenzperiode 1961–1990 sowie das mittlere Änderungssignal über alle Klimamodelle für die ausgewählten Stationen Dresden und Zinnwald zusammen. Das Modell WETTREG 2006 liefert für Zinnwald keine Daten.

Die „warmen" Kenntage (Abb. 3.2.1-1, links) zeigen für alle Modelle und beide Standorte für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 eine zunehmende Tendenz. Je nach Modell fällt das Änderungssignal jedoch unterschiedlich groß aus. Die Zeitscheibe 2071–2100 zeichnet sich durch eine größere Änderung gegenüber 2021–2050 aus. Die z. T. großen Unterschiede im Änderungssignal der einzelnen Modelle sind auf Unterschiede der zugrundeliegenden Methodik beider Modellgruppen (dynamische Modelle REMO, CLM; statistische Modelle WETTREG 2006, WEREX IV) zurückzuführen. An der Station Dresden fällt die Änderung der Anzahl der „warmen" klimatologischen Kenntage bei den dynamischen Modellen geringer aus als an der Station Zinnwald. Für Dresden kann man von einer relativ robusten Aussage der regionalen Klimamodelle ausgehen; die mittleren Differenzen zwischen den Modellen betragen je nach Kenntag und Zeitscheibe zwischen 0,8 und 3,3 Tage. Die Änderungssignale des Modells WEREX IV weichen an der Station Zinnwald stark von denen der dynamischen Modelle ab – bis zu 28,4 Tage bei den Sommertagen. Auch die dynamischen Modelle unterscheiden sich stärker voneinander als an der Station Dresden. Mit verursacht werden die teilweise starken Unterschiede durch die Definition der klimatologischen Kenntage über Schwellenwerte.

Tab. 3.2.1-2: Klimatologische Kenntage: Mittlere Häufigkeit des Auftretens in der Referenzperiode sowie mittlere Änderung (Modellmittel, Szenario A1B) an den Stationen Dresden und Zinnwald

	Dresden	Zinnwald
Mittelwert 1961–1990		
Heiße Tage	6,8	0,0
Sommertage	37,7	2,6
Tropennächte	0,8	0,0
Frosttage	81,4	151,9
Eistage	26,9	81,4
Kalte Tage	0,9	3,3
Änderung 2021–2050		
Heiße Tage	+1,9	+2,3
Sommertage	+7,9	+7,2
Tropennächte	+0,4	+0,9
Frosttage	-17,2	-14,9
Eistage	-9,4	-9,3
Kalte Tage	-0,2	-0,7
Änderung 2071–2100		
Heiße Tage	+10,0	+9,9
Sommertage	+25,4	+22,6
Tropennächte	+3,3	+6,0
Frosttage	-47,9	-40,1
Eistage	-22,9	-24,0
Kalte Tage	-0,6	-1,4

Die „kalten" Kenntage sind durch eine rückläufige Tendenz des Auftretens gekennzeichnet (Abb. 3.2.1-1, rechts). Zwischen den beiden REGKLAM-Zeitscheiben existiert an beiden Stationen nochmals ein großer quantitativer Sprung. Für Frosttage und Eistage an der Station Dresden ist das Verhältnis des Änderungssignals der einzelnen regionalen Klimamodelle für beide

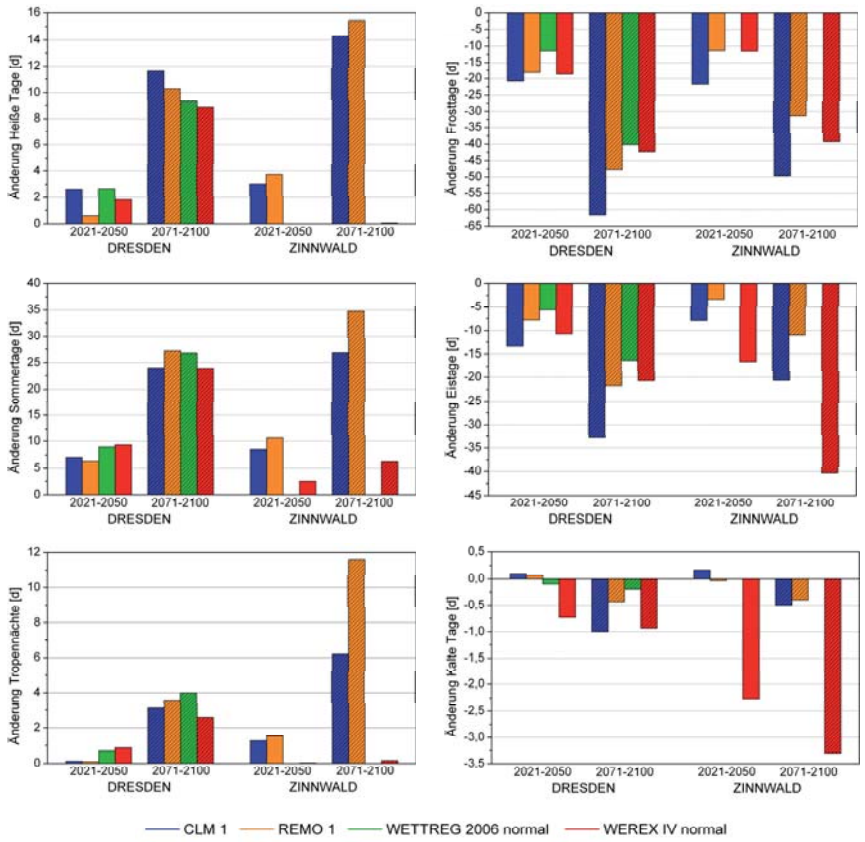


Abb.3.2.1-1: Projizierte Änderung der klimatologischen Kenntage der regionalen Klimamodelle (CLM Lauf 1, REMO Lauf 1, WETTREG 2006 normal und WEREX IV normal) im Vergleich zum Mittel 1961–1990 des jeweiligen Modells; keine Projektionsdaten für Zinnwald aus dem Modell WETTREG 2006
Links: „warme" Kenntage: Heiße Tage, Sommertage, Tropennächte
Rechts: „kalte" Kenntage: Frosttage, Eistage, Kalte Tage

Zeitscheiben sehr ähnlich. Während an der Station Dresden für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 jeweils das Änderungssignal des Modells CLM am stärksten ausfällt, ist es an der Station Zinnwald bei den Eistagen das Modell WEREX IV. Bei den Frosttagen zeigt wiederum das Modell CLM das stärkste Änderungssignal. Wie bei den „warmen" Kenntagen sind die Unterschiede zwischen den Modellen an der Station Zinnwald größer als an der Station Dresden (s. o). Für Dresden kann von einer robusten Aussage hinsichtlich der Entwicklung der Häufigkeit des Auftretens von Frost- und Eistagen gesprochen werden. Des Weiteren fällt bei den „kalten" klimatologischen Kenntagen die unterschiedliche Orientierung des Änderungssignals für die Kalten Tage auf. Dies betrifft die Ergebnisse der dynamischen Modelle in der Zeitscheibe 2021–2050. Darüber hinaus fällt die Änderung bei den statistischen Modellen stärker aus als bei den dynamischen. Für die generell seltenen Kalten Tage sind die Modellaussagen als nicht robust einzuschätzen. Insgesamt wird für die klimatologischen Kenntage an der Station Zinnwald eine größere Modellvariabilität festgestellt als an der Station Dresden.

3.2.2 Wärme- und Kältesummen bzw. Heiz- und Kühlgradtage

Wärmesumme und Kältesumme

Die Wärmesumme (WS), berechnet für den Zeitraum Mai bis September, ist die Summe des Anteils der Tagesmitteltemperaturen, der größer als eine festgelegte Basistemperatur (i. A. +20°C) ist.

$$WS = \sum_{i=1}^{n} \left(T_{mit,i} - T_{Basis} \right) \qquad [/]$$

für $T_{mit,i} > T_{Basis}$.

Durch die von globalen Klimamodellen projizierte Erhöhung der mittleren Temperatur werden auch auf regionaler Ebene häufiger Tagesmitteltemperaturen von +20°C und darüber erreicht werden.

An der Station Dresden zeigen die einzelnen Klimamodelle eine vergleichbare Tendenz des Änderungssignals (Abb. 3.2.2-1, links). Das Modell WEREX IV projiziert für die REGKLAM-Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 das jeweils größte Änderungssignal. Gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 wird für die erste Zeitscheibe eine mittlere Zunahme der Wärmesumme um 15,2 projiziert, für die Zeitscheibe 2071–2100 eine Zunahme von 80,4 (Tab. 3.2.2-2).

Für die Station Zinnwald wird durch das Modell REMO für beide Zeitscheiben die stärkste von WEREX IV die geringste Zunahme der Wärmesumme gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 projiziert. In Bernhofer *et al.* (2009b) wurde beim Vergleich von beobachteten Daten aus den Zeiträumen 1961–1990 und 1991–2005 für Zinnwald bereits eine Zunahme um 150% festgestellt. Ausgehend von einer sehr geringen Wärmesumme von 2,8 im Referenzzeitraum 1961–1990 stellt die projizierte mittlere Zunahme von +90,3 bis zum Ende dieses Jahrhunderts (Tab. 3.2.2-2) einen starken Trend der Wärmesumme am Standort Zinnwald dar.

Wird die Entwicklung der Wärmesumme zusammen mit derjenigen der klimatologischen Ereignistage Heiße Tage, Sommertage und Tropennächte betrachtet, nimmt die Wärmebelastung in der REGKLAM-Modellregion Dresden bis 2100 deutlich zu.

Die Kältesumme (KS) ist die Summe der absoluten Beträge negativer Tagesmittel der Temperatur für den Zeitraum von November bis März. Sie dient der Beurteilung der Winterstrenge (Tab. 3.2.2-1).

$$KS = \sum_{i=1}^{n} \left| T_{mit,i} \right| \qquad [/]$$

für $T_{mit,i} < 0°C$.

Tab. 3.2.2-1: Kategorien zur Beurteilung der Winterstrenge

Kältesumme	Beurteilung
<100	sehr milder Winter
100-200	normaler Winter
201-300	mäßig strenger Winter
301-400	strenger Winter
>400	sehr strenger Winter

Der durch den Klimawandel induzierte Temperaturanstieg verursacht eine weniger häufige Unterschreitung der Null-Grad-Grenze der Tagesmitteltemperatur. Daraus resultiert das negative Änderungssignal für die Kältesumme an den Stationen Dresden und Zinnwald (Abb. 3.2.2-1, rechts). Tabelle 3.2.2-2 fasst die mittlere Wärme- und Kältesumme in der Referenzperiode 1961–1990 sowie das mittlere Änderungssignal über alle Klimamodelle für die ausgewählten Stationen Dresden und Zinnwald zusammen.

Tab. 3.2.2-2: Wärme- und Kältesumme: Mittelwerte in der Referenzperiode sowie mittlere Änderung (Modellmittel, Szenario A1B) in den REGKLAM-Zeitscheiben an den Stationen Dresden und Zinnwald

	Dresden	Zinnwald
Mittelwert 1961–1990		
Wärmesumme	54,6	2,8
Kältesumme	188,8	453,2
Änderung 2021–2050		
Wärmesumme	+15,2	+20,2
Kältesumme	-56,6	-64,7
Änderung 2071–2100		
Wärmesumme	+80,4	+90,3
Kältesumme	-142,3	-154,9

An der Station Dresden zeigen die Modellergebnisse für die Zeitscheibe 2021–2050 eine relativ gute Übereinstimmung beim Änderungssignal, wobei das Modell WETTREG 2006 durch die geringste Abnahme der Kältesumme auffällt. In der Zeitscheibe 2071–2100 besteht eine deutliche Modellvariabilität (max. Differenz: 82). Das

Modell WETTREG 2006 liefert auch hier das geringste Änderungssignal. Die Modellaussage kann jedoch für Dresden als robust betrachtet werden. Für Zinnwald liefert das Modell WETTREG 2006 keine Projektionsdaten. Gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 wird für Zinnwald eine mittlere Abnahme der Kältesumme um 65% in der Zeitscheibe 2021–2050 bzw. 154% in der Zeitscheibe 2071–2100 projiziert. Das statistische Modell WEREX IV stellt die Entwicklung der Kältesumme an der Station Zinnwald drastischer dar als die dynamischen Modelle – das Änderungssignal ist mehr als doppelt so stark. Die großen Differenzen der Modellergebnisse sind auch auf methodische Unterschiede zwischen den Modellen und ihrer jeweiligen Analyse (z. B. Vergleich von Stations- und Flächenmittel) zurückzuführen. Insgesamt ist der deutliche Rückgang der Kältesummen an beiden Stationen aber als robust anzusehen.

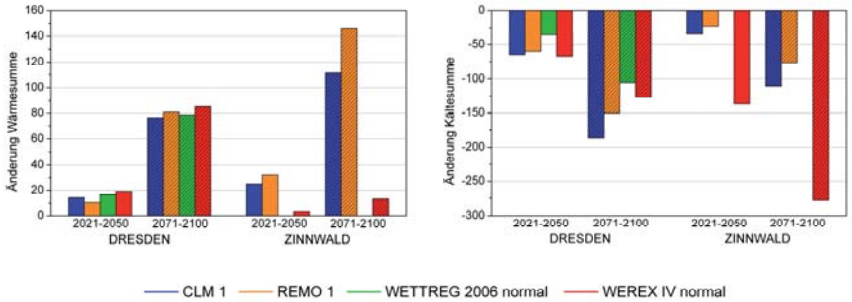


Abb.3.2.2-1: Projizierte Änderung für Wärme- und Kältesumme der regionalen Klimamodelle (CLM Lauf 1, REMO Lauf 1, WETTREG 2006 normal und WEREX IV normal) im Vergleich zum Mittel 1961–1990 des jeweiligen Modells; keine Projektionsdaten für Zinnwald aus dem Modell WETTREG 2006

Heizgradtage und Kühlgradtage

Der Wärmebedarf eines Gebäudes während der Heizperiode wird über die Heizgradtage (HGT) ausgedrückt. In die Berechnung gehen die Tagesmittel der Außenlufttemperatur T_{mit} ein. Über die Heizgradtage wird der Zusammenhang zwischen angestrebter Raumtemperatur (20°C) und der Außenlufttemperatur T_{mit} für die Heiztage eines Bemessungszeitraums dargestellt. Die Heiztage werden mittels einer Heizgrenztemperatur von T_{Grenz} = 12°C und der Relation $T_{mit,i} < T_{Grenz}$ definiert. Die Heizgradtage sind ein Hilfsmittel zur Bestimmung der Heizkosten und des Heizstoffbedarfs. Ihre Berechnung erfolgt nach VDI-Richtlinie 3807/2 (1998):

$$HGT = \sum_{i=1}^{n} \left(T_{Raum} - T_{mit,i} \right) \qquad \text{[K·d/a]}$$

für $T_{mit,i} < T_{Grenz}$.

Als Folge der Temperaturerhöhung nehmen in der REGKLAM-Modellregion Dresden die Heizgradtage gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 ab (Abb. 3.2.2-2, links). Ausgehend von der Referenzperiode 1961–1990 sind die HGT in der Zeitscheibe 2021–2050 mit Ausnahme des Modells WETTREG 2006 an der Station Dresden im Mittel um 10% geringer. In der Zeitscheibe 2071–2100 ist die Abnahme in der Gruppe der dynamischen Modelle (1000 K·d/a) größer als in der Gruppe der statistischen Modelle (800 K·d/a). An der Station Zinnwald sind die Differenzen zwischen den Modellen innerhalb einer Zeitscheibe geringer als an der Station Dresden. Für die Heizgradtage können die Änderungssignale als robust angesehen werden.

Die Kühlgradtage (KGT) werden für die Berechnung zur Klimatisierung und dem damit verbundenen Energiebedarf herangezogen. Sie ergeben sich bei Überschreitung der Grenztemperatur (T_{Grenz}= 20°C) aus der Differenz zwischen Tagesmitteltemperatur T_{mit} und der angestrebten Raumtemperatur (T_{Raum}= 20°C), ab welcher ein Kühlenergiebedarf angenommen wird.

$$KGT = \sum_{i=1}^{n} \left(T_{mit,i} - T_{Raum} \right) \qquad \text{[K·d/a]}$$

für $T_{mit,i} > T_{Grenz}$.

Die Kühlgradtage nehmen infolge der Klimaerwärmung in der REGKLAM-Modellregion gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 zu – an der Station Dresden zwischen 19 und 35% in der Zeitscheibe 2021–2050 und zwischen 140 und 157% in der Zeitscheibe 2071–2100 (Tab. 3.2.2-3). Das Änderungssignal der einzelnen Klimamodelle innerhalb einer Zeitscheibe ist ähnlich groß (Abb. 3.2.2-2, rechts).

An der Station Zinnwald nehmen die Kühlgradtage im Mittel etwas stärker zu als an der Station Dresden (Tab. 3.2.2-3). Jedoch fällt die relative Änderung im Vergleich zur Station Dresden bei nur 1,6 Kühlgradtagen in der Referenzperiode 1961–1990 deutlich größer aus. Die Unterschiede zwischen dynamischen und statistischen Modellen sind an der Station Zinnwald wieder deutlich größer als an der Station Dresden (Abb. 3.2.2-2, rechts).

Tab. 3.2.2-3: Heizgradtage und Kühlgradtage [K·d/a]: Mittelwerte in der Referenzperiode sowie mittlere Änderung (Modellmittel, Szenario A1B) in den REGKLAM-Zeitscheiben an den Stationen Dresden und Zinnwald

	Dresden	Zinnwald
Mittelwert 1961–1990		
Heizgradtage	3599,7	5333,9
Kühlgradtage	54,4	1,6
Änderung 2021–2050		
Heizgradtage	-325,0	-318,3
Kühlgradtage	+15,2	+20,4
Änderung 2071–2100		
Heizgradtage	-924,6	-923,4
Kühlgradtage	+80,8	+91,9

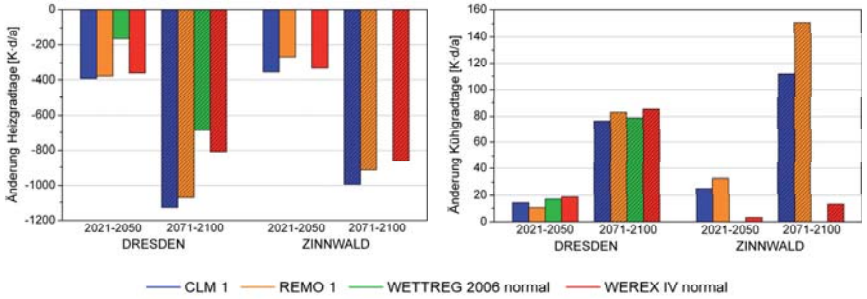


Abb. 3.2.2-2: Projizierte Änderung der Heizgradtage (HGT) und Kühlgradtage (KGT) der regionalen Klimamodelle (CLM Lauf 1, REMO Lauf 1, WETTREG 2006 normal und WEREX IV normal) im Vergleich zum Mittel 1961–1990 des jeweiligen Modells; keine Projektionsdaten für Zinnwald aus dem Modell WETTREG 2006

3.2.3 Phänologie

Die Phänologie betrachtet die jährlich wiederkehrende Reaktion von Lebewesen auf die Witterungsbedingungen in einem jeweiligen Jahresabschnitt (DWD, 2009b) und wird häufig als Indikator für Klimaänderungen herangezogen. Der bestimmende Parameter, vor allem für Pflanzen zu Beginn der Vegetationsperiode, ist dabei meist die Temperatur. Nachgeordnet sind Tageslänge, Globalstrahlung und Wasserhaushalt.

Die Natur passt sich an die sich ändernden Klimabedingungen an, wie auch Untersuchungen der Vergangenheit für die REGKLAM-Modellregion gezeigt haben (Bernhofer *et al.*, 2009b). Besonders auf die beobachtete Temperaturzunahme im Frühjahr reagierten viele Pflanzenarten mit deutlichen Verfrühungen, beispielsweise ihres Blühbeginns. Die Fortsetzung dieser Entwicklung im Zuge der projizierten Erwärmung wird, bis zu einer pflanzenphysiologisch bestimmten Grenze, auch für die Zukunft erwartet (Chmielewski *et al.*, 2009).

Das mögliche zukünftige Verhalten wildwachsender Pflanzen soll in diesem Kapitel exemplarisch anhand der phänologischen Phasen Blühbeginn Salweide (Vorfrühling) und Blühbeginn Schwarzer Holunder (Frühsommer) dargelegt werden. Der Blühbeginn Salweide wird entsprechend der Länderinitiative Klimaindikatoren (LIKI) auch als Maß für den Beginn der landwirtschaftlichen Vegetationsperiode herangezogen. Der Blühbeginn Schwarzer Holunder hingegen liegt im Mittel inmitten der Vegetationsperiode I

(April-Juni), einem für das Pflanzenwachstum wichtigen Jahresabschnitt.

Methodik

Die Projektion zukünftiger Eintrittstermine wurde mit Hilfe von Temperatursummenmodellen („Thermal time models") erzeugt. Dabei wird davon ausgegangen, dass auf eine Pflanze eine spezifische Wärmesumme F* einwirken muss, um einen Phaseneintritt, wie z. B. den Blühbeginn Salweide, hervorzurufen (Gleichung 1). Gehölze benötigen typischerweise auch eine Ruhephase („Dormanz"), während der sie einer bestimmten Kältesumme ausgesetzt sind, bevor sie wieder austreiben können. Die so genannten „chilling forcing"-Modelle, welche die Dormanz berücksichtigen, wurden in dieser Arbeit jedoch nicht verwendet. Es wird vereinfachend davon ausgegangen, dass das Kältebedürfnis zu Beginn des Jahres erfüllt ist.

Das einfachste Temperatursummenmodell beschreibt Gleichung 2 (Modellansatz 11b, Chmielewski *et al.*, 2007). Dazu werden ausgehend von einem Starttag t_1 (hier der 1. Januar) alle Tagesmitteltemperaturen oberhalb einer Basistemperatur Tb aufsummiert, bis F* überschritten ist. Der Überschreitungstag t_2 ist somit der Eintrittstermin der betrachteten phänologischen Phase. Die Parameter F* und T_b wurden für die REGKLAM-Modellregion für jede einzelne phänologische Phase iterativ angepasst (Tab. 3.2.3-1). Die Fehlerwerte sind kleiner bzw. gleich der Standardabweichungen der dazugehörigen phänologischen Phasen. Die nachfolgenden Projektionen gründen auf den Modellansatz 12b (Gleichung 3), der geringere Fehlerwerte aufwies als 11b. Die Parametrisierung erfolgte auf Basis von DWD-Beobachtungsdaten der Phänologie (22 Stationen) und mit RaKliDa interpolierten Temperaturwerten. Da die Parametrisierungen auf das Gesamtgebiet angepasst sind und somit nur für die mittlere Gebietshöhe gelten, war für einzelne Stationen bzw. Gitterzellen eine nachträgliche Höhenkorrektur nötig. Für das Modell WEREX IV konnten die Korrekturwerte direkt von den Beobachtungsstationen übernommen werden. Für CLM und REMO wurde ein Regressionszwischenschritt eingeführt, was eine zusätzliche Unsicherheit nach sich zieht.

Gleichung 1:

$$F(t) = \sum_{i=t_1}^{t} R_f(T_i) \quad mit\ F(t_2) = F*$$

Gleichung 2 (Modellansatz 11b):

$$R_f(T_i) = 0 \quad wenn\ T_i \le T_B$$

$$R_f(T_i) = T_i - T_B \quad wenn\ T_i > T_B$$

Gleichung 3 (Modellansatz 12b):

$$R_f(T_i) = 0 \quad wenn\ T_i \le T_B$$

$$R_f(T_i) = \frac{28{,}4}{1 + e^{-0{,}185\cdot(T_i - T_B - 18{,}4)}} \quad wenn\ T_i > T_B$$

Bei den Klimamodellen CLM und REMO wurden die Projektionen für jede im Modellgebiet eingeschlossene Gitterzelle durchgeführt. Im Fall von WEREX IV erfolgten die Berechnungen für die RaKliDa-Zellen, in denen sich die phänologischen Beobachtungsstationen befinden. Im Ergebnisteil sind die Zeitreihen bzw. Boxplots der Gebietsmittelwerte je Modell und die modellbedingte Schwankungsbreite dargestellt. Letztere ist durch das Minimum und Maximum aller Modellausgaben im Gesamtgebiet begrenzt.

Tab.: 3.2.3-1: Für die REGKLAM-Modellregion angepasste Parameter und Fehlerwerte des phänologischen Temperatursummenmodells 12b (Gleichung 3) sowie die Standardabweichung (STABW) der Beobachtungen.

Phase	F* [K]	T_b [°C]	Fehler [d]	STABW Beobachtung [d]
Blühbeginn Salweide	111,9	0	7,8	11,8
Blühbeginn Schwarzer Holunder	536,7	0	6,5	6,5

Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Die Abbildung 3.2.3-1 gibt einen Überblick über die räumliche Verteilung des Eintrittstermins des Blühbeginns Salweide. Im Allgemeinen bedeutet eine größere Höhenlage der Beobachtungsstation einen späteren Eintrittstermin. Der beobachtete Blühbeginn Salweide bewegt sich im Zeitraum 1961–1990 um den 31.03. und besitzt eine Schwankungsbreite von im Mittel 27 Tagen (Abb. 3.2.3-2). Der Blühbeginn Schwarzer Holunder (Mittel 10.06., Schwankungsbreite 17 Tage) zeigt einen ähnlichen Verlauf. Ab Mitte der 1980er Jahre ist bei beiden Phasen eine einsetzende Verfrühung ersichtlich. Der Vergleich von Modell- und Beobachtungsdaten für den Kontrollzeitraum (Abb. 3.2.3-2, Boxplots) zeigt, dass die auf Basis von WEREX IV berechneten Eintrittstermine des Blühbeginns Salweide das Mittel der Beobachtungen sehr gut wiedergeben. CLM-Daten führen zu einem ca. 6 d späteren Eintrittstermin, REMO-Daten zu einem 8 d früheren. Auch der Blühbeginn Schwarzer Holunder wird für REMO am zeitigsten modelliert (etwa 15 d vor Beobachtung). WEREX IV führt ebenfalls zu einem zeitigeren Blühbeginn, während der Mittelwert auf Basis von CLM den Beobachtungen nahe kommt. Ein statistisch signifikanter Unterschied zu den Beobachtungsdaten besteht für beide phänologische Phasen nur bei dem Modell REMO. Die absolute Schwankungsbreite zwischen den Modellausgaben im Zeitraum 1961–1990 beträgt für den Blühbeginn Salweide im Mittel 53 d, für den Blühbeginn Schwarzer Holunder 54 d.

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

Die Änderungssignale der Eintrittstermine Blühbeginn Salweide (Abb. 3.2.3-3) und Schwarzer Holunder (Abb. 3.2.3-4) zeigen im Verlauf bis 2100 für alle Modelle eine Verfrühung. Das stärkste Änderungssignal des Blühbeginns Salweide über den Gesamtzeitraum tritt bei WEREX IV auf, insbesondere durch eine sehr rasche Verfrühung um 15 d zwischen 2010 und 2020. Danach verläuft die Kurve mit einem geringeren negativen Trend nahezu parallel zu denen von REMO und CLM. Die Kurven des Änderungssignals zum Blühbeginn Schwarzer Holunder verlaufen flacher. Die modellbedingte Bandbreite beträgt für den Blühbeginn Salweide im Mittel 25 d, in Einzeljahren sogar über 50 d. Diese Schwankungsbreite vergrößert sich, wenn der Fehler des Temperatursummenmodells von ca. 8 d mit berücksichtigt wird. Für den Blühbeginn Schwarzer Holunder ist sowohl die modellbedingte Bandbreite mit im Mittel 21 d als auch der Fehler des Temperatursummenmodells (ca. 6,5 d) geringer.

Auch wenn die gleitenden Mittelwerte der Eintrittstermine in allen Modellen eine Verfrühung anzeigen, ist das Änderungssignal im Gesamtgebiet zu Beginn des 21. Jahrhunderts nicht eindeutig: Die Bandbreite schließt sowohl Verfrühungs- als auch Verspätungssignale ein. Etwa ab Mitte der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts verlagert sich der Korridor jedoch deutlich in Richtung zeitigerer Eintrittstermine, d. h. es geben weniger als 25% der maximalen Änderungssignale Verspätungen an.

Die bereits bei der Betrachtung der Zeitreihen getroffene Beobachtung der Verfrühung wird in den Boxplots der Änderungssignale für die Zeiträumen 2021–2050 bzw. 2071–2100 gegenüber 1961–1990 bestätigt (Abb. 3.2.3-5). Der Blühbeginn der Salweide verfrüht sich 2021–2050 im Mittel um 7 d (CLM) bis 13 d (WEREX IV), im Zeitraum 2071–2100 um 28 d (REMO) bis 31 d (WEREX IV). Das Änderungssignal des Blühbeginns Schwarzer Holunder ist schwächer als das der Salweide mit Mittelwerten um 3 bis 4,5 d (2021–2050) sowie 12,5 d bis 17 d (2071–2100). Die Varianzanalyse (5%-Konfidenzintervall) weist keinen Unterschied der mittleren Änderungssignale der verschiedenen Modelle nach. Tendenziell sind die Ergebnisse der dynamischen Modelle CLM und REMO untereinander ähnlicher als gegenüber dem statistischen Modell WEREX IV. Weiterhin fällt auf, dass die Änderungen des Blühbeginns der Salweide nicht nur räumlich eine größere Spannbreite besitzen als die des Schwarzen Holunders (Abb. 3.2.3-3/4), sondern auch zeitlich innerhalb der 30-Jahreszeiträume stärker variieren (Abb. 3.2.3-5).

Diskussion und Zusammenfassung

Die Projektionen der phänologischen Phasen bauen auf die Daten der regionalen Klimamodelle auf und geben daher die Eigenheiten der Temperaturzeitreihen wider. Für den zeitig im Jahr einsetzenden Blühbeginn Salweide sind die Tagesmitteltemperaturen der Monate Januar bis März maßgeblich, weshalb für die Interpretation der phänologischen Projektionen sowohl die Temperaturzeitreihen des Winters als auch des Frühjahrs betrachtet werden müssen. Folglich sind die Mittelwerte der Eintrittstermine im Kontrolllauf unterschiedlich: Das Modell REMO ist im Frühjahr mit +1,8 K deutlich wärmer als die Beobachtungsdaten (Tab. 3.2.3-2), was zur Berechnung der signifikant zeitigeren Eintrittstermine von Blühbeginn Salweide und Schwarzer Holunder führt. Genauso führen die gegenüber der Beobachtung niedrigeren Wintertemperaturen zu einem verzögerten Blühbeginn Salweide. WEREX IV ist im Frühjahr leicht wärmer als die Beobachtung und erzeugt somit einen zeitigeren Eintrittstermin beim Blühbeginn Schwarzer Holunder. CLM und REMO modellieren einen Anstieg der Winter- aber nur eine geringe Änderung der Frühjahrstemperaturen (Kap. 3.1.1, Abb. 3.1.1-4).

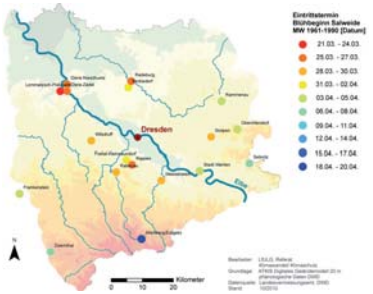


Abb. 3.2.3-1: Räumliche Verteilung des Eintrittstermins des Blühbeginns Salweide (1961–1990) für phänologische Stationen in der REGKLAM-Modellregion

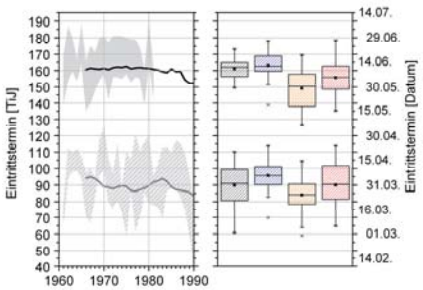


Abb. 3.2.3-2: Zeitreihen (11jährig gleitender Mittelwert) und Boxplots für Blühbeginn Salweide (unten) und Schwarzer Holunder (oben). Gebietsmittel (1961–1990) mit modellbedingter Schwankungsbreite (grau).

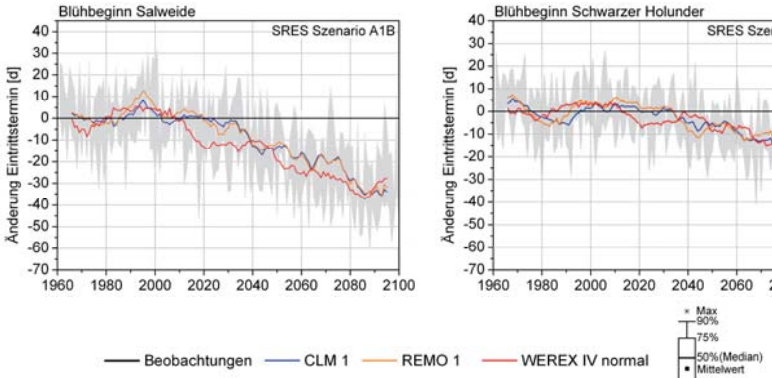


Abb. 3.2.3-3: Änderung des Eintrittstermins (11-jährig gleitender Mittelwert) für den Blühbeginn Salweide (Referenz Modellmittelwert 1961–1990) mit modellbedingter Schwankungsbreite (grau).

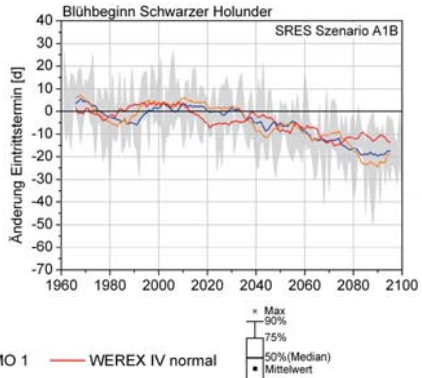


Abb. 3.2.3-4: Änderung des Eintrittstermins (11-jährig gleitender Mittelwert) für den Blühbeginn Schwarzer Holunder (Referenz Modellmittelwert 1961–1990) mit modellbedingter Schwankungsbreite (grau).

Damit erscheint die anfänglich sehr geringe Verfrühung des Blühbeginns Salweide für die beiden dynamischen Modelle plausibel. Die nachfolgend beobachtete rasche Verfrühung beider phänologischer Phasen geht mit der starken Zunahme der Frühjahrstemperaturen bei CLM und REMO in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts einher. Das für WEREX IV-Daten zwischen 2010 und 2020 starke, später aber schwächere Signal erklärt sich aus den zunächst starken, dann moderater zunehmenden Temperaturen im Winter und Frühjahr. Im Fall des Blühbeginns Schwarzer Holunder sind die Zusammenhänge zu den Temperaturkurven vorhanden, allerdings – wie bei den Beobachtungen – mit geringeren Amplituden ausgeprägt.

In Anbetracht der Unschärfe der phänologischen Projektionen ist von Aussagen zu zukünftigen Eintrittsterminen für einzelne Orte abzuraten. Die Gebietsmittelwerte geben jedoch die allgemeine Richtung der Entwicklung vor. Tabelle 3.2.3-3 stellt die projizierten Eintrittstermine dar. Demnach könnte sich der Blühbeginn Salweide bis zum Ende des Jahrhunderts in den Februar, in Extremfällen sogar in den Januar verschieben. Das ist ein Indiz für eine deutliche Verlängerung der Wachstumsperiode. Auch der Blühbeginn Schwarzer Holunder verlagert sich -

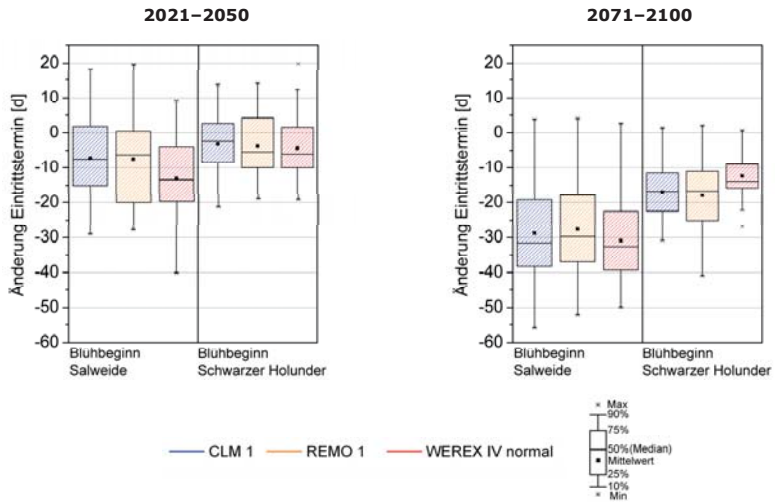


Abb. 3.2.3-5: Änderungssignale für die Eintrittstermine des Blühbeginns von Salweide und Schwarzem Holunder für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber dem Modellmittelwert 1961–1990

Tab. 3.2.3-2: Vergleich der Kontrollläufe der regionalen Klimamodelle mit Beobachtungsdaten für 1961–2000 (verändert aus: Feske *et al.* 2010b)

	Mittlere Temperaturabweichung [K]				
Modell	**Jahr**	**Frühjahr**	**Sommer**	**Herbst**	**Winter**
CLM 1	-0,6	0,0	-1,0	-1,1	-0,3
REMO 1	0,8	1,8	0,3	0,9	0,2
WEREX IV normal	0,0	0,1	0,5	-0,3	-0,2

möglicherweise von vormals Anfang Juni bis in den April. Zu beachten ist jedoch das unterschiedliche Ausgangsniveau der Modelle.

Die in der modellbedingten Bandbreite beobachteten Verspätungen in einzelnen Jahren, entgegen dem allgemeinen Verfrühungstrend, sind zu beachten. Sie spiegeln die kleinräumige zeitliche Variabilität wieder, wie sie auch in der Vergangenheit beobachtet wurde (Foltyn, 2010). So konnte beispielsweise eine Änderung des Witterungsregimes im Bergland den Eintritt einer phänologischen Phase zusätzlich zur bestehenden höhenbedingten Verspätung gegenüber dem Tiefland verzögern.

Bei den dargestellten Eintrittsterminen handelt es sich um mathematisch theoretische Eintrittstermine. Im Zusammenhang mit Untersuchungen zur Projektion phänologischer Phasen von Obstgehölzen merken Chmielewski *et al.* (2009) an, dass gegen Ende des 21. Jahrhunderts durch zu hohe Wintertemperaturen der notwendige Kältereiz fehlen könnte und somit eine phänologische Frühjahrsphase verzögert, ungleichmäßig verteilt wird oder gar nicht eintritt. In den vorliegenden phänologischen Modellen wurde die Dormanz nicht beachtet. Die große modellbedingte Schwankungsbreite erlaubt, z. B. für die Salweide, auch Eintrittstermine Ende Januar. Bei solch zeitigen Eintrittsterminen kann unter den zukünftig modellierten erhöhten Wintertemperaturen nicht ausgeschlossen werden, dass keine Dormanzbrechung erfolgt, der von den Modellen projizierte Eintrittstermin also pflanzenphysiologisch nicht möglich ist. Weiterhin sind Einschränkungen oder Verschiebungen des Vorkommens der betrachteten Arten durch veränderte zukünftige Klimabedingungen in der Modellregion im weiteren Jahresverlauf, z. B. durch vermehrte Sommertrockenheit, nicht auszuschließen.

Problemen wie vermindertem Kältedargebot oder anderen Stressoren können Land- und

Obstbauer in gewissem Maße mit technischen Mitteln und geeigneter Sortenwahl relativ kurzfristig begegnen (Chmielewski *et al.*, 2009). Wie schnell und gut wildwachsende Pflanzen reagieren können, bleibt jedoch offen. Menzel *et al.* (2006) weisen darauf hin, dass auch die Flugphasen von Bestäuberinsekten Änderungen erfahren können und sich die beiden Phasen u. U. sogar zeitlich voneinander entfernen. Die Autoren sehen in dieser Entwicklung Chancen für mobile Tierarten, Risiken für ortsgebundene Arten.

Tab 3.2.3-3: Eintrittstermine (Mittelwert und Minimum/Maximum) von Blühbeginn Salweide bzw. Schwarzer Holunder in den Zeitscheiben 2021–2050 sowie 2071–2100

	Eintrittstermine			
	Blühbeginn Salweide		Blühbeginn Schwarzer Holunder	
	Mittelwert	Min/Max	Mittelwert	Min/Max
Beobachtung (1961–1990)	31.03.	11.02./06.05.	10.06.	16.05./09.07.
2021–2050				
CLM	28.03.	18.02./20.05.	09.06.	10.05./22.07.
REMO	15.03.	10.02./12.05.	23.05.	26.04./13.07.
WEREX IV	18.03.	04.02./27.04.	31.05.	12.05./02.07.
2071–2100				
CLM	08.03.	29.01./01.05.	26.05.	28.04./09.07.
REMO	23.02.	23.01./04.05.	09.05.	06.04./05.07.
WEREX IV	28.02.	25.01./21.04.	23.04.	01.05./14.06.

3.2.4 Vegetationsperiode und Spätfrostgefährdung

Die Vegetationsperiode wird als die Zeit des Jahres definiert, in der die klimatischen Bedingungen das Wachstum und die Reproduktion von Pflanzen zulassen. Eine einheitliche Festlegung zur Berechnung von Beginn, Ende und Dauer der Vegetationsperiode existiert nicht. Vielmehr werden je nach Anwendungsbereich und Untersuchungsgebiet unterschiedliche Herangehensweisen verfolgt. Es existieren rein thermische Ansätze mit Temperaturschwellenkriterien, Ansätze über die Eintrittstermine verschiedener phänologischer Phasen oder über die Auswertung von Satellitendaten (Niemand 2003). Die so erhaltenen Grenzen der Vegetationsperiode bilden nur einen Mittelwert für die verschiedenen Pflanzenarten. So beginnt der Austrieb von Frühblühern oftmals zeitiger. In Sachsen ist die Höhenlage das entscheidende Kriterium für Beginn, Ende und Dauer der Vegetationsperiode. Diese verkürzt sich mit zunehmender Höhe (Abb. 3.2.4-1). Zur stations- bzw. gitterzellenbezogenen Bestimmung der thermischen Vegetationsperiode wurde folgendes Temperaturschwellenkriterium angewandt.

Beginn: 7 aufeinander folgende Tage mit einer Tagesmitteltemperatur ≥5°C

Ende: 7 aufeinander folgende Tage mit einer Tagesmitteltemperatur <10°C.

Als Beginn/Ende der thermischen Vegetationsperiode wird jeweils der letzte dieser aufeinanderfolgenden Tage festgelegt. Ungewöhnlich warme Perioden im Winter können zur Ausgabe eines unplausiblen, deutlich zu zeitigen Vegetationsbeginns führen. Um dem vorzubeugen, wird mit der Zählung erst begonnen, wenn drei aufeinander folgende Monatsmitteltemperaturen 5°C übersteigen. In den Monat vor Erfüllung dieses Zusatzkriteriums fällt der Beginn der Zählung.

Abb. 3.2.4-1: Räumliche Verteilung der mittleren Dauer der Vegetationsperiode (1961–1990) in der REGKLAM-Modellregion Dresden

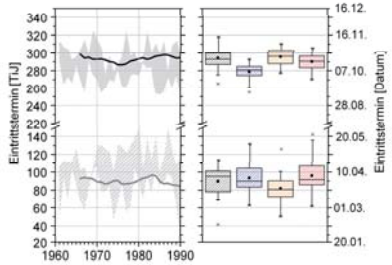
Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Im Zeitraum 1961–1990 wird der Beginn der thermischen Vegetationsperiode im Mittel um den 26.03. berechnet (Abb. 3.2.4-2). Räumlich variiert er dabei im Gesamtzeitraum zwischen dem 26.01. und dem 29.05. Das Ende der thermischen Vegetationsperiode liegt im Mittel um den 21.10. (Min/Max 10.09/20.11.). Die durchschnittliche Länge beträgt 209 d (Min/Max 114 d/273 d) (Abb. 3.2.4-3).

Auf Basis der Kontrollläufe der Klimamodelle berechnet, tritt der Beginn der Vegetationsperiode zwischen dem 23.03. (REMO) und dem 06.04. (WEREX IV) ein (Abb. 3.2.4-2). Der Mittelwert von REMO hebt sich dabei auf dem 5%-Niveau signifikant von CLM und WEREX IV ab.

Das Ende der Vegetationsperiode bewegt sich zwischen dem 06.10. (CLM) und dem 23.10. (REMO). Hier ist das zeitige Ende im Modell CLM sowohl gegenüber den beiden anderen Modellen als auch der Beobachtung signifikant. Entsprechend der Eintrittstermine von Beginn und Ende der Vegetationsperiode unterscheiden sich auch die modellierten Längen (Abb. 3.2.4-3). Somit ist die Vegetationsperiode bei CLM am kürzesten, bei REMO am längsten, was sich vor allem für CLM statistisch untermauern lässt (signifikante Differenz gegenüber REMO und Beobachtung).

Insgesamt sind sowohl die räumliche (Zeitreihe) als auch zeitliche (Boxplots) Spannbreite für den Beginn der Vegetationsperiode größer als für dessen Ende.



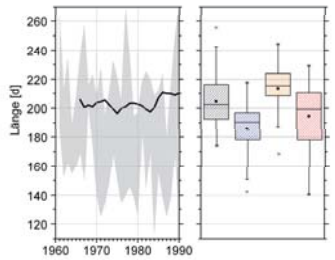


Abb. 3.2.4-2: Zeitreihen (11-jährig gleitender Mittelwert) und Boxplots von Beginn (unten) und Ende (oben) der Vegetationsperiode für 1961–1990; grau: modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum/Minimum in der Modellregion)

Abb. 3.2.4-3: Zeitreihe (11-jährig gleitender Mittelwert) und Boxplots der Dauer der thermischen Vegetationsperiode für 1961–1990; grau: modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum/Minimum in der Modellregion)

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

Das Änderungssignal des Beginns der thermischen Vegetationsperiode gegenüber dem Mittelwert 1961–1990 schwankt in allen drei Modellausgaben bis etwa zum Jahr 2040 zwischen Verfrühung und Verspätung in einem Bereich von 10 d ohne einen erkennbaren Trend (Abb. 3.2.4-4 oben). Ab dem Jahr 2040 ist jedoch eine Verfrühung erkennbar. Die Kurven der beiden dynamischen Modelle verlaufen sehr ähnlich, während sich WEREX IV zeitweilig entgegengesetzt verhält. Für das Gesamtgebiet beträgt die mittlere Spannweite etwa 55 d und schließt bis Ende des 21. Jahrhunderts Verspätungen mit ein. Der überwiegende Teil der Modellausgaben weist jedoch auf Verfrühungen hin.

Zum Ende der Vegetationsperiode (Abb. 3.2.4-4 Mitte) folgen alle drei Modelle relativ einheitlich einem Trend zur Verspätung, der sich etwa ab dem Jahr 2000 abzeichnet. Bis 2050 besitzen die berechneten Eintrittsterminänderungen von REMO und WEREX IV geringere Werte als die von CLM, danach nähert sich die Kurve von REMO eher der von CLM an. Die Modellbandbreite von im Mittel 42 d für die REGKLAM-Modellregion liegt zunehmend im Bereich der

Verspätungen, beinhaltet aber bis zur letzten Dekade auch Verfrühungen. Zwischen den Modellausgaben des Parameters Ende der Vegetationsperiode besteht ein geringerer Unterschied als zwischen den Modellausgaben des Parameters Beginn. Die Dauer der Vegetationsperiode (Abb. 3.2.4-4 unten) verzeichnet zwischen 2000 und 2040 in allen Modellen eine leichte Zunahme, maßgeblich hervorgerufen durch die Verspätung des Endes. Eine deutliche Verlängerung

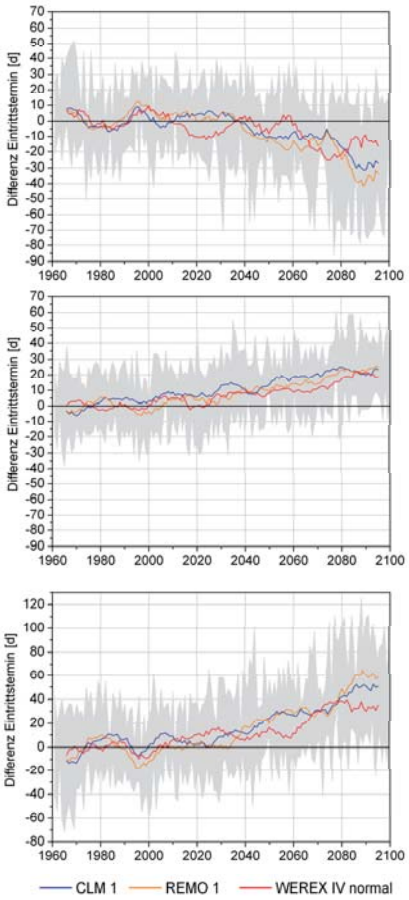


Abb. 3.2.4-4: Änderungssignale (11-jährig gleitendes Mittel) der Eintrittstermine von Beginn (oben), Ende (unten) und Dauer (unten) der thermischen Vegetationsperiode gegenüber 1961–1990; grau: modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum/Minimum in der Modellregion)

der Vegetationsperiode entsteht erst durch die ab 2040 erkennbare Verfrühung des Vegetationsbeginns. Die Verläufe von CLM und REMO sind wiederum sehr ähnlich. Die räumliche Modellbandbreite bewegt sich im Zeitraum 2000–2100 zwischen 50 d Verkürzung und 120 d Verlängerung gegenüber dem Mittelwert von 1961–1990. Vor allem in den letzten Dekaden überwiegen die Verlängerungen deutlich.

Die Änderung des Beginns der Vegetationsperiode wird in der Zeitscheibe 2021–2050 von den Modellen unterschiedlich wiedergegeben (Abb. 3.2.4-5). Während CLM im Mittel keine Änderung modelliert, besteht auf Grundlage von REMO und WEREX IV eine Verfrühung von 2 bzw. 5 d. In der Zeitscheibe 2071–2100 führen alle drei Modelle zu einer Verfrühung zwischen 15 und 21 d. Das Ende der Vegetationsperiode verspätet sich während der ersten Zeitscheibe für alle Modelle um 6 bis 10 d, während der zweiten Zeitscheibe beträgt die Verspätung für die beiden dynamischen Modelle im Mittel 22 bis 23 d, für WEREX IV 18 d. Die Länge der Vegetationsperiode verzeichnet in der Zeitscheibe 2021–2050 eine Zunahme von 11 d (CLM und WEREX IV) bzw. 8 d (REMO). Im zweiten Zeitraum hat die Länge der Vegetationsperiode im Modell CLM mit 44 d die stärkste Änderung erfahren, WEREX IV mit 35 d die geringste. Die Unterschiede zwischen den Mittelwerten der einzelnen Modelle sind für alle Parameter und Zeitscheiben nicht signifikant.

Wie bereits bei der Projektion der Phänologie, sind die berechneten Eintrittstermine von Beginn und Ende der thermischen Vegetationsperiode direkt von den Tagesmitteltemperaturen und somit den zugrundeliegenden Modellausgaben abhängig. Trends in den rezenten Beobachtungen werden nicht wiedergegeben. Die beiden dynamischen Modelle CLM und REMO modellieren bis etwa 2050 kaum einen Anstieg der Frühjahrstemperaturen (Kap. 3.1), danach aber eine Temperaturzunahme. Das erklärt, weshalb sich der Beginn der thermischen Vegetationsperiode bis etwa 2040 nicht ändert und ab dann eine Verfrühung einsetzt. Bei WEREX IV hingegen führt die modellierte Erwärmung in der ersten Zeitscheibe 2021–2050 zu der projizierten Verfrühung des Beginns der Vegetationsperiode. Aus der Zunahme der Herbsttemperaturen der betrachteten Modellläufe, bei WEREX IV etwas schwächer als bei CLM und REMO, resultiert auch die Verspätung des Endes.

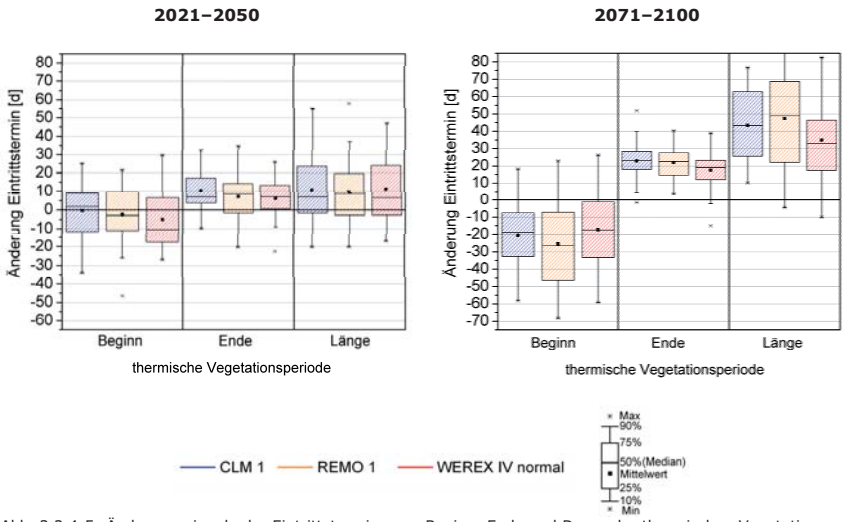


Abb. 3.2.4-5: Änderungssignale der Eintrittstermine von Beginn, Ende und Dauer der thermischen Vegetationsperiode in den Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1961–1990

Bei der Berechnung des Vegetationsbeginns auf Basis von mit RaKliDa interpolierten WEREX IV-Daten tritt die Besonderheit auf, dass für einige RaKliDa-Zellen auf dem Erzgebirgskamm zeitigere Eintrittstermine berechnet würden als für tiefer gelegene Zellen. Das stellt einen Widerspruch zu den Beobachtungen dar. Vermutlich ist dies ein Resultat der Interpolation innerhalb von RaKliDa. Aufgrund derartiger rechenbedingter Ungenauigkeiten ist die punktgenaue Interpretation dieser Daten zur Vegetationsperiode nicht empfehlenswert.

Spätfrostgefährdung

Von der Länderinitiative Klimaindikatoren (LIKI) wurde der Blühbeginn der Salweide als Maß für den Beginn der landwirtschaftlichen Vegetationsperiode vereinbart. Daher wird in der folgenden Spätfrostbetrachtung der Blühbeginn Salweide als Stellvertreter für den Beginn der Vegetationsperiode verwendet.

Im Frühjahr war in der Vergangenheit bis in den Mai hinein das Auftreten von Minustemperaturen („Spätfröste") möglich, was zu Frostschäden in der Vegetation, speziell im Obstbau, führen kann. Im Hinblick auf die allgemein beobachtete Temperaturzunahme, ist ein Rückgang der Spätfrosttage anzunehmen. Vorangegangene Arbeiten (z. B. Chmielewski *et al.* 2004, 2009) bestätigen insgesamt eine Abnahme der Häufigkeit der Spätfröste, weisen aber darauf hin, dass die Termine für das Auftreten von Spätfrösten nicht im gleichen Maße im Jahr nach vorn verschoben werden wie die Eintrittstermine phänologischer Phasen oder des thermischen Vegetationsbeginns. Sie kamen daher zu dem Schluss, dass die Gefahr einer Frostschädigung bereits ausgetriebener oder blühender Pflanzen steigt. Die Anfälligkeit gegenüber Frost ist von der Pflanzenart und ihrem aktuellen Entwicklungsstadium abhängig (Chmielewski *et al.*, 2004, 2009). Besonders hoch ist sie im Allgemeinen während der Blütezeit. Da für Ackerkulturen eine gewisse Frostempfindlichkeit angenommen werden kann, ist die Gegenüberstellung des Blühbeginn der Salweide (Beginn der landwirtschaftlichen Vegetationsperiode, s. o.) mit dem letzten Frosttag ein grober Anhaltspunkt.

Der letzte Frosttag, berechnet aus Tagesminimumtemperaturen, trat in der Vergangenheit (1961–2005) im Gebietsmittel etwa 22 d später auf als der Blühbeginn der Salweide. Bei CLM beginnt die Salweidenblüte im gleichen Zeitraum 4 d, bei WEREX IV 19 d zeitiger als der letzte Frosttag. Im Fall von REMO, das insgesamt als zu warm eingestuft wird (Chmielewski *et al.* 2009), liegt der Blühbeginn der Salweide im Mittel 6 d nach dem letzten Frosttag, was be-

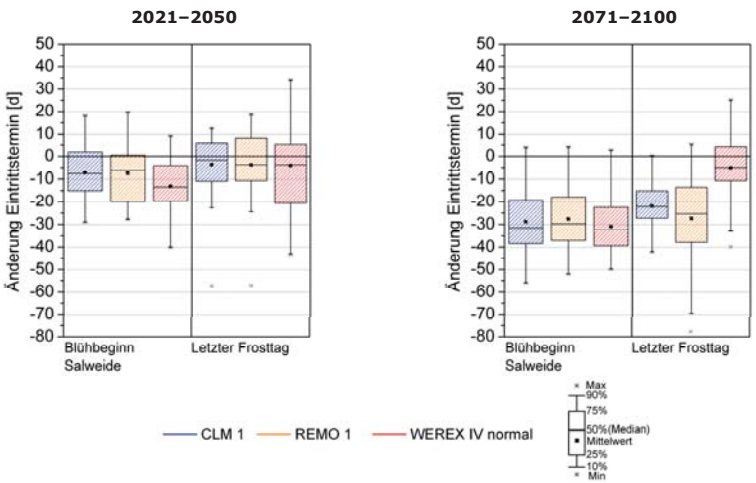


Abb. 3.2.4-6: Änderungssignal der Eintrittstermine von Blühbeginn Salweide und dem letzten Frosttag in den Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber dem Mittelwert von 1961–1990

deutet, dass die Blüte in der Regel nicht mehr von Frost betroffen gewesen wäre.

In der Zukunft verfrüht sich der Tag des letzten Frostes nicht so stark wie der Blühbeginn der Salweide (Abb. 3.2.4-6). In der Zeitscheibe 2021–2050 beträgt die Verfrühung des letzten Spätfrosttages für alle Modelle im Mittel recht einheitlich weniger als 5 d. In der Zeitscheibe 2071–2100 unterscheiden sich die Modellaussagen deutlicher: Bei REMO ist die Verfrühung für den letzten Spätfrosttag mit 27 d sehr nahe der des Blühbeginns der Salweide (28 d). Die Verschiebung des Eintrittstermins des letzten Spätfrosttages für CLM beträgt 2071–2100 -22 d gegenüber der Salweide mit -28 d. Die größten Unterschiede bestehen im Fall von WEREX IV, wo sich am Datum des letzten Frosttages im Mittel nur wenig ändert (5 d), die Salweidenblüte sich jedoch um 31 d nach vorn verlagert. Bei CLM tritt der letzte Spätfrosttag im gesamten Projektionszeitraum nahezu konstant 8 d später als der Blühbeginn der Salweide ein. Eine geringe Spätfrostgefährdung ist also gegeben. Für WEREX IV nimmt der Unterschied zwischen dem Auftreten des letzten Frosttages und dem Blühbeginn der Salweide zum Ende des Jahrhunderts zu. Spätfrostprognosen auf Grundlage dieses Modells würden eine hohe Gefährdung voraussagen. Die phänologischen Eintrittstermine von REMO liegen, wie schon im Kontrollzeitraum, im Mittel nach dem letzten Frost, die Spätfrostgefährdung ist nach Aussage dieses Modells also sehr gering. Weiterhin treten bei diesem Modell zum Ende des Jahrhunderts Jahre auf, in denen in einigen Zellen nach Jahresbeginn kein Frost mehr simuliert wird. So führt REMO gegen Ende des Projektionszeitraumes zu einer großen räumlichen Amplitude des letzten Spätfrosttages.

Insgesamt ist eine räumliche Differenzierung, ob und wo Spätfrost auftritt, nicht möglich. In einem Bericht zum Obstanbau in Hessen (Streitfert & Grünhage, 2009) wurde angemerkt, dass es regionale Unterschiede in der Spätfrostgefährdung geben kann, sie in einigen Gegenden entgegen der allgemeinen Entwicklung sogar abnimmt. Chmielewski *et al.* (2009) weisen darauf hin, dass Temperaturen <0°C nicht zwangsläufig zu schweren Schäden führen müssen. Für den Apfel beispielsweise liegt der kritische Temperaturbereich, in dem bis zu 90% aller Blüten absterben, zwischen -2 und -4°C („Frostklasse 2"). Da keine phänologischen Daten zum Apfel vorliegen, aber eine Betrachtung nach Frostklassen interessant erschien, wurde für die REGKLAM-Modellregion die Änderung der Häufigkeit von Frostklasse 2 zwischen Eintreten des Blühbeginns der Salweide und den darauf folgenden 10 d (Länge nach Chmielewski *et al.*, 2009) untersucht. Dafür wurde die Anzahl der Tage mit Frostklasse 2 (= Andauern von je 1–10 d) pro Jahr gezählt und die Häufigkeit der

jeweiligen Anzahl für das Gesamtgebiet und die zwei Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 bestimmt. Das Änderungssignal (Abb. 3.2.4-7) zeigt nahezu für alle Modelle eine Zunahme der Häufigkeiten für die Andauern von 1 und 2 d in beiden Zeitscheiben.

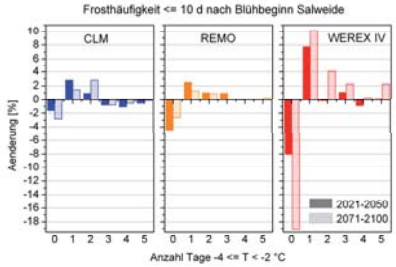


Abb. 3.2.4-7: Änderung der Häufigkeit von Tagen mit Minimumtemperaturen zwischen -4 und -2°C bis 10 d nach Eintritt des Blühbeginns Salweide

Ab 3 Tagen wird das Signal indifferent. Ebenso wenig liefern die Modelle eine einheitliche Aussage in der Rangfolge der Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100.

Insgesamt steigt – unter Berücksichtigung der Unsicherheiten der Klimaprojektionen – im Hinblick auf die mögliche Zunahme von Tagen mit der Frostklasse 2 nach Beginn der landwirtschaftlichen Vegetationsperiode das Risiko durch Frostschäden in der REGKLAM-Modellregion.

Zusammenfassung

Bis Ende des Jahrhunderts ist mit einer Verlängerung der Vegetationsperiode um bis zu 44 d zu rechnen, wobei sich dies ungefähr zu gleichen Teilen auf die Verfrühung des Beginns und die Verspätung des Endes zurückführen lässt. Das Risiko einer Frostschädigung landwirtschaftlicher Kulturen steigt.

3.3 Niederschlag

Obwohl physikalisch begründet, hat das Auftreten von Niederschlag, insbesondere seiner Extreme, eine große zufällige Komponente. Daraus resultiert eine hohe raum-zeitliche Heterogenität sowie eine große zwischenjährliche (von Jahr zu Jahr) Variabilität des Niederschlags. Dies gilt in orographisch gegliedertem Gelände wie der REGKLAM-Modellregion in besonderem Maße. Änderungssignale des Niederschlags sind oft klein im Vergleich zu seiner natürlichen Variabilität. Daher sind die Trends oft von geringerer statistischer Signifikanz als für Klimaelemente mit kleinerer natürlicher Variabilität wie der Temperatur. Statistisch sichere Trends treten meist erst bei langen Zeitreihen von über 50 Jahren auf.

Der mittlere jährliche Niederschlag in der Modellregion Dresden betrug für den Zeitraum 1961–2005 ca. 810 mm (Flächenmittel der korrigierten Niederschläge aus Rasterdaten; Bernhofer *et al.* 2009b; zur Niederschlagskorrektur siehe auch dieses Heft, Kap. 2.4) Für die flächenhafte Verteilung des Niederschlags in der Modellregion sind orographische Effekte, wie die Ausbildung eines Vertikalgradienten sowie Luv- und Leeeffekte maßgebend. Dominierend ist eine Zunahme der Niederschlagssummen mit der Seehöhe (ca. +70 mm/100 m; SMUL 2008). In der hier relevanten Maßstabsebene wird dieser Höhengradient vor allem durch kleinräumige Luv- und Leeeffekte modifiziert, während großräumigere Effekte, wie der Windschatten von Harz, Thüringer Wald, und Fichtelgebirge eine untergeordnete Rolle spielen. Räumlich ergibt sich somit eine Schwankungsbreite der mittleren Jahresniederschläge zwischen etwa 650 mm im Tiefland des Nordwestens der Modellregion und circa 1030 mm in den Hochlagen des Osterzgebirges.

Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Im Allgemeinen geben die Klimasimulationen im Kontrollzeitraum die gemessenen Jahresniederschläge recht gut wieder (Abb. 3.3-1 links). Einzig REMO überschätzt auf Jahresebene die Niederschläge im Mittel um ca. 50 mm. Bezug nehmend auf das oben genannte Flächenmittel des gemessenen Jahresniederschlags von ca. 810 mm entspricht dies reichlich 5%. Die vorgenommene Driftkorrektur diente dem Ziel der realistischeren räumlichen Lokalisierung der Niederschläge. Sie reicht jedoch nicht aus, um die Niederschlagsüberschätzungen von REMO vollständig zu korrigieren. Die bei CLM vorgenommene Bias-Korrektur ist zumindest auf der aggregierten Ebene mittlerer jährlicher Flächenmittel erfolgreich. Da sie aus Beobachtungsdaten abgeleitet wurden, geben die statistischen Modelle die Beobachtungen erwartungsgemäß gut wieder. Nur die trockenen Realisierungen der statistischen Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV liegen etwas unterhalb der beobachteten Jahresniederschläge, wobei WEREX IV den Niederschlag im Sommer und WETTREG 2006 eher die Winterniederschläge unterschätzt.

Im Gegensatz zu den Beobachtungsdaten, welche einen leichten Anstieg aufweisen, zeigen die meisten Projektionen für 1961–2000 abnehmende Jahresniederschläge (Abb. 3.3-1, links oben). Anscheinend ist das zugrundeliegende Globalmodel nicht in der Lage, die regional beobachtete Niederschlagsentwicklung realistisch wiederzugeben. Wie schon im Abschnitt 3.1 beschrieben, bilden die Klimamodelle generell keine konkreten zeitlichen Verläufe der Vergangenheit oder Zukunft ab, sondern geben ein mögliches Klima unter bestimmten Randbedingungen wieder. Ihre Qualität wird an ihrer Fähigkeit zur Beschreibung der statistischen Eigenschaften atmosphärischer Felder (z.B. der Temperatur) und der langfristigen großräumigen Klimaentwicklung gemessen.

Der mittlere Jahresgang des Niederschlages (Flächenmittel) auf Basis von Monatssummen, wird von den Simulationen im Mittel gut nachgebildet (Abb. 3.3.1, links Mitte). Die für die Modellregion typische Zweigipfligkeit im Jahresgang mit einem sommerlichen (primären) und einem winterlichen (sekundären) Maximum bleibt erhalten. Die größten Überschätzungen treten zumeist in den Sommermonaten auf (insbesondere durch REMO), während die mittleren Niederschläge in den Übergangsjahreszeiten vergleichsweise gut getroffen (vor allem im Herbst) bzw. etwas unterschätzt (vor allem im Frühjahr) werden. Dies ist durch den hohen Anteil thermisch bedingter, konvektiver Niederschläge im Sommer zu erklären, welche durch die Modelle aufgrund ihrer unzureichenden räumlichen Auslösung parametrisiert werden müssen. Diese Charakteristik der stärkeren Prägung der Sommermonate durch konvektive Niederschläge kommt auch in den hohen Jahr-zu-Jahr Schwankungen (graues Band) zum Ausdruck. Dagegen ist die Schwankungsbreite von Januar bis April sowie im Oktober und November am geringsten. Aufgrund der Darstellung des Flächenmittels und Verschiebungen im Jahresgang in Abhängigkeit von der (Höhen)Lage ist der mittlere Jahresgang hier weniger stark ausgeprägt, als wenn er auf Stationsbasis dargestellt wird.

Die Jahr-zu-Jahr Variabilität der Niederschläge in den einzelnen Jahreszeiten (Größe der Box sowie Länge der „Whisker" in den Boxplots) wird durch die Modelle im Wesentlichen wiedergegeben (Abb. 3.3-1, links unten). Auf Jahresebene wird jedoch eine deutliche Unterschätzung der beobachteten Bandbreite durch alle Modelle sichtbar. Diese ist insbesondere im Winter ersichtlich, während die Modelle im Sommer zu einer Überschätzung der Bandbreiten tendieren. Die schon beschriebene Überschätzung der Jahresniederschläge durch REMO äußert sich am deutlichsten im Sommer. Im Frühjahr tendieren jedoch alle Modelle zur Unterschätzung der Beobachtung. Im Winter geben die Modelle mit Ausnahme des trockenen Laufs von WETTREG 2006 die beobachtete Niederschlagsstatistik am besten wieder. Die beiden CLM-Läufe sind in ihrer Charakteristik ähnlich, während sich die Läufe der statistischen Modelle zumindest in einigen Jahreszeiten unterschiedlich verhalten. Die trockenen Läufe sind ihrem Namen entsprechend zumeist trockener als die normalen Läufe, während die nassen Läufe zu Überschätzungen neigen. Besonders deutlich wird dieses Verhalten für WEREX IV im Frühjahr, Sommer und Herbst, für WETTREG 2006 dagegen vor allem im Winter.

In Abbildung 3.3-3 (rechts oben) wird anstelle der Jahr-zu-Jahr Schwankungen die räumliche Schwankungsbreite der Jahresniederschläge innerhalb der Modellregion für den Kontrollzeitraum dargestellt. Regional treten in der Modellregion Niederschlagsunterschiede in der Größenordnung von ca. 250 mm (bezogen auf 50% der Daten, d. h. die Größe der Box) bzw. ca. 500 mm auf (bezogen auf 80% der Daten, d. h. der Abstand zwischen den „Whiskern"). Auf Jahresebene gibt CLM die beobachtete Bandbreite (Größe der Box, Länge der Whisker und Min-Max-Abstand) am besten wieder, während die anderen Modelle zu Unterschätzungen neigen. Dies gilt, obwohl CLM eine geringere räumliche Auflösung als beispielsweise REMO hat.

Der Vergleich der Modelldaten mit den Beobachtungsdaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000 zeigt auf Jahresbasis gute Übereinstimmungen der Simulationen mit den Messungen (Ausnahme: REMO mit Überschätzungen). In den einzelnen Monaten und Jahreszeiten treten jedoch modellabhängig zum Teil deutliche Über- oder Unterschätzungen der Niederschläge auf. Mit Ausnahme des Sommers, wo alle Modelle zu Überschätzungen tendieren, wird im Mittel über die verschiedenen Modellläufe der beobachtete Niederschlag auch im Jahresgang gut wiedergegeben. Diese Erkenntnis bestärkt die Anwendung eines Ensembleansatzes zur Bewertung möglicher Änderungen in der nahen Klimazukunft, insbesondere für den Niederschlag. Die zeitliche und räumliche Variabilität der Niederschläge wird durch die Modelle eher unter- als überschätzt.

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

Die beschriebenen Abweichungen der modellierten Niederschläge von den tatsächlich beobachteten schränken die Verwendbarkeit absoluter Klimaänderungssignale ein. Überschätzungen der Niederschlagsmengen in den Modellen für die Referenzperiode können zur Projektion unrealistisch hoher Niederschläge für die Zukunft führen, wenn die Niederschläge zur beobachteten Klimatologie und nicht zur modellgenerierten Niederschlagsklimatologie in Bezug gesetzt werden. Daher werden auch in diesem Kapitel relative anstelle von absoluten Änderungssignalen dargestellt, d.h. die Projektionen sind als modellinterne Änderungssignale gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 dargestellt.

Die projizierte Entwicklung der Jahresniederschlagssummen während des 21. Jahrhunderts hängt stark von der betrachteten Modellklasse ab (Abb. 3.3-1, rechts). Während die dynamischen Modelle keine stabilen Niederschlagsveränderungen anzeigen, simulieren die statistischen Modelle im Flächenmittel abnehmende Niederschläge von ca. -50 bis -100 mm bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Dabei liegt das Modell WEREX IV zumeist etwas unterhalb der Werte von WETTREG 2006. Auffällig ist, dass die jeweils auf Lauf 1 des Globalmodells beruhenden

Simulationen von CLM und REMO (Szenario A1B) recht ähnlich verlaufen. Das 11-jährige gleitende Mittel der Jahresniederschläge verläuft bei REMO etwa ab dem Jahr 2000 und bei CLM ca. ab 2040 überwiegend oberhalb der Nulllinie (mittlerer Modellniederschlag der Referenzperiode 1961–1990). Beide Modellläufe zeigen also leichte Niederschlagsanstiege, was für den zweiten Lauf von CLM nicht zutrifft. Dieser zeigt keine längerfristig stabilen Abweichungen vom Normalwert. Die Charakteristik des antreibenden Globalmodelllaufs spiegelt sich deutlich in den Regionalklimamodellen wieder.

Die Unterschiede zwischen den drei Emissionsszenarios sind im Vergleich zu den Modellunterschieden gering (Abb. 3.3-1 u. 3.3-2). Unter dem moderaten Szenario B1 sind die durch die statistischen Modelle projizierten Niederschlagsrückgänge etwas geringer als für A1B und A2. Bei CLM ist ein je nach zugrundeliegendem Globalmodelllauf unterschiedliches Verhalten zu beobachten. Lauf 1 (11-jährig gleitendes Mittel) verläuft unter dem moderaten Szenario B1 schon ab ca. 2010 fast ständig oberhalb der Nulllinie und zeigt damit etwas größere und schon zeitiger einsetzende Erhöhungen des Jahresniederschlags (Abb. 3.3-1, rechts Mitte). Währenddessen liegt CLM 2 schon ab ca. 1980 bis ca. 2080 fast ausschließlich unterhalb der Nulllinie und nähert sich nach 2080 wieder dem Niederschlag des Referenzzeitraums. Grundsätzlich lässt sich feststellen, dass der Globalmodellantrieb sowie das gewählte Regionalisierungsverfahren einen größeren Einfluss auf die projizierten Niederschlagsveränderungen haben als das Emissionsszenario.

Analysen der Niederschlagsbeobachtungen zeigten saisonal unterschiedliche Entwicklungen. Auch in den Klimaprojektionen unterscheiden sich die Änderungssignale für die beiden Halbjahre (Abb. 3.3-2). Dabei ist im Sommerhalbjahr (SHJ) der Unterschied zwischen den Modellklassen kleiner als im Winterhalbjahr (WHJ). Daher sind die für das SHJ projizierten Signale als robuster einzuschätzen.

Die statistischem Modelle simulieren für beide Halbjahre eher abnehmende Niederschläge, wobei die Rückgänge im SHJ (Abb. 3.3-2, links) deutlich größer ausfallen als im WHJ (Abb. 3.3-2, rechts). Die Niederschläge nehmen im SHJ mehr oder weniger kontinuierlich während des gesamten 21. Jahrhunderts ab (bis ca. -125 mm), während die Niederschläge (11-jähriges gleitendes Mittel) im WHJ schon ab ca. 1990 unterhalb der Nulllinie liegen und keinen weiteren Trend erkennen lassen. Demgegenüber simulieren die dynamischen Modelle für das SHJ leicht abnehmende (im Flächenmittel bis ca. -50 mm) und für das WHJ eher zunehmende (bis ca. 100 mm) Niederschläge. Auffällig ist, dass im Allgemeinen die zeitlichen Schwankungen für die dynamischen Modelle größer ausfallen als für die statistischen. Die zeitliche Variabilität dominiert also für diese Modellgruppe gegenüber einem kontinuierlichen Trend, während die statistischen Modelle für die Jahresniederschläge und das SHJ einen deutlichen Trend erkennen lassen. Bei den dynamischen Modellen wird der Jahrestrend eines geringen Niederschlagsanstiegs vor allem durch die Entwicklung während des WHJs bestimmt, während sich in den projizierten abnehmenden Jahresniederschlägen der statistischen Modelle insbesondere die während des SHJs stattfindenden Entwicklungen widerspiegeln.

Viele Untersuchungen in der erweiterten REGKLAM-Modellregion zeigen, dass abnehmende Niederschlagssummen im Sommer nicht nur mit häufigeren und/oder längeren Trockenphasen sondern auch mit intensiveren Starkniederschlägen einhergehen. Inwieweit sich die projizierten Veränderungen in den Niederschlagssummen auf die Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlägen und Trockenphasen auswirken, ist im Kapitel 3.7 nachzulesen.

In den bisher diskutierten Abbildungen 3.3-1 und 3.3-2 sind die Schwankungsbreiten der Modelle („nassestes" und „trockenstes" Modell pro Jahr) als graues Band hinterlegt. Die modellbedingte Bandbreite ist für die Halbjahre erwartungsgemäß geringer als für das Jahr und im WHJ noch etwas geringer als für das SHJ. Dies ist durch die über das gesamte Jahr im Vergleich zu den Halbjahren bzw. die im SHJ zum WHJ höheren Niederschlagssummen zu erklären. Für die Jahresniederschläge sind keine auffälligen systematischen Veränderungen in der Schwankungsbreite zu erkennen. Eine Ausnahme bildet hier das Szenario A2, für das nur Projektionen statistischer Modelle vorliegen. Hier ist die Schwankungsbreite insgesamt am geringsten und es wird eine Verschiebung der Schwankungsbreite zu geringeren Niederschlägen deutlich. Dennoch wird es auch Ende des 21. Jahrhunderts Niederschläge geben, die denen der Referenzperiode entsprechen oder höher sind.

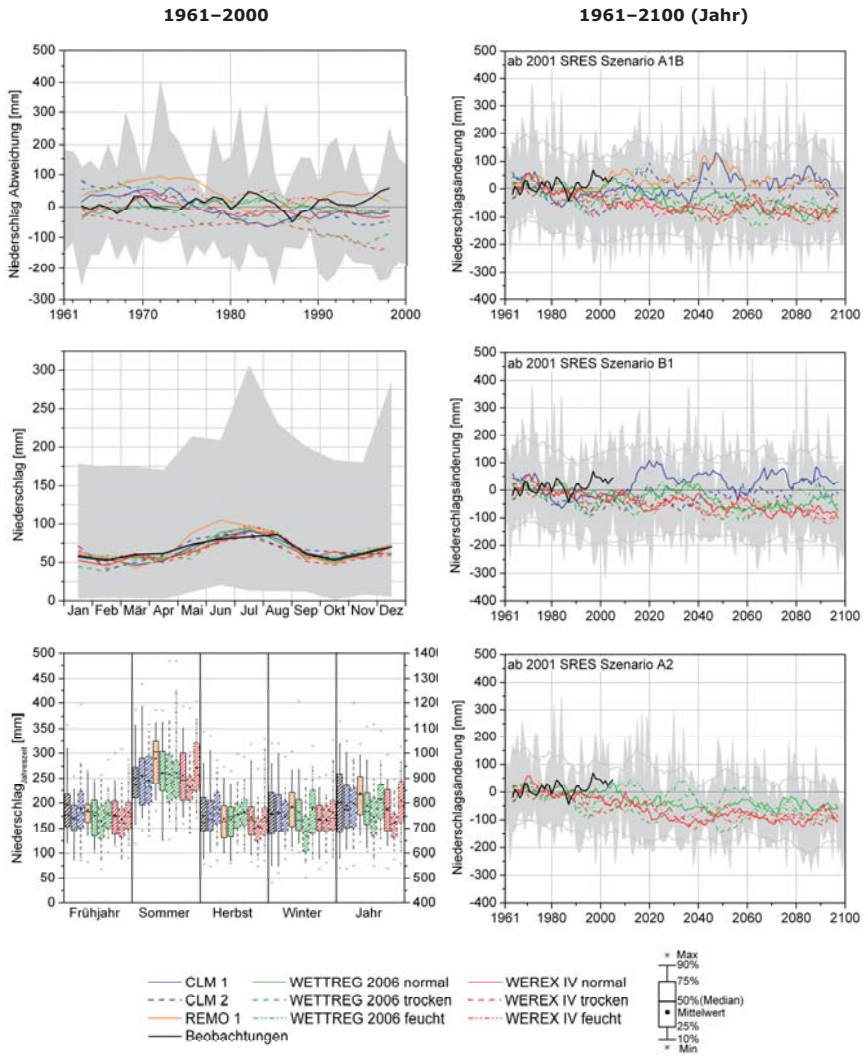


Abb. 3.3-1: Flächenmittel des Niederschlages [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.
Links oben: Abweichungen der Simulationen und Beobachtungen (11-jährig gleitendes Mittel) vom beobachteten Mittel 1961–1990.
Links Mitte: Mittlere Jahresgänge der Simulationen und Beobachtungen.
Links unten: Boxplots der Simulationen und Beobachtungen für das Jahr und die Jahreszeiten.
Rechts: Änderungen des Jahresniederschlages (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

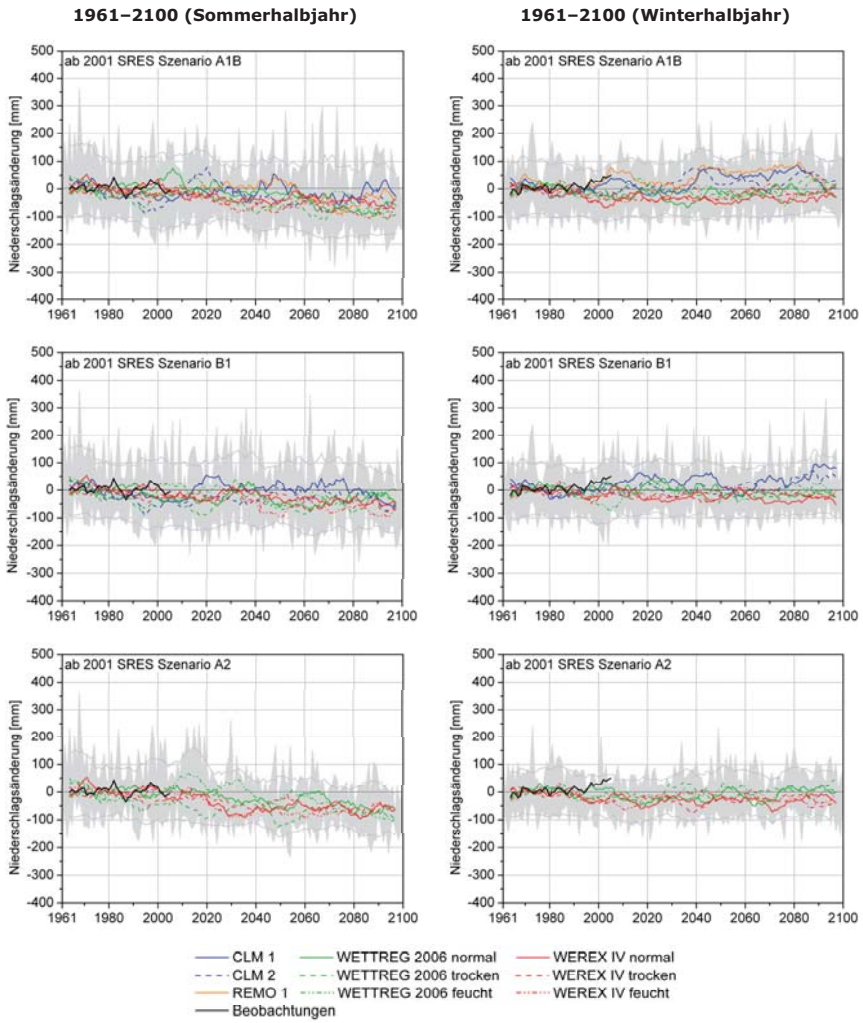


Abb. 3.3-2: Flächenmittel des Niederschlages [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.

Änderungen des Niederschlages für das Sommerhalbjahr (links) und das Winterhalbjahr (rechts) (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

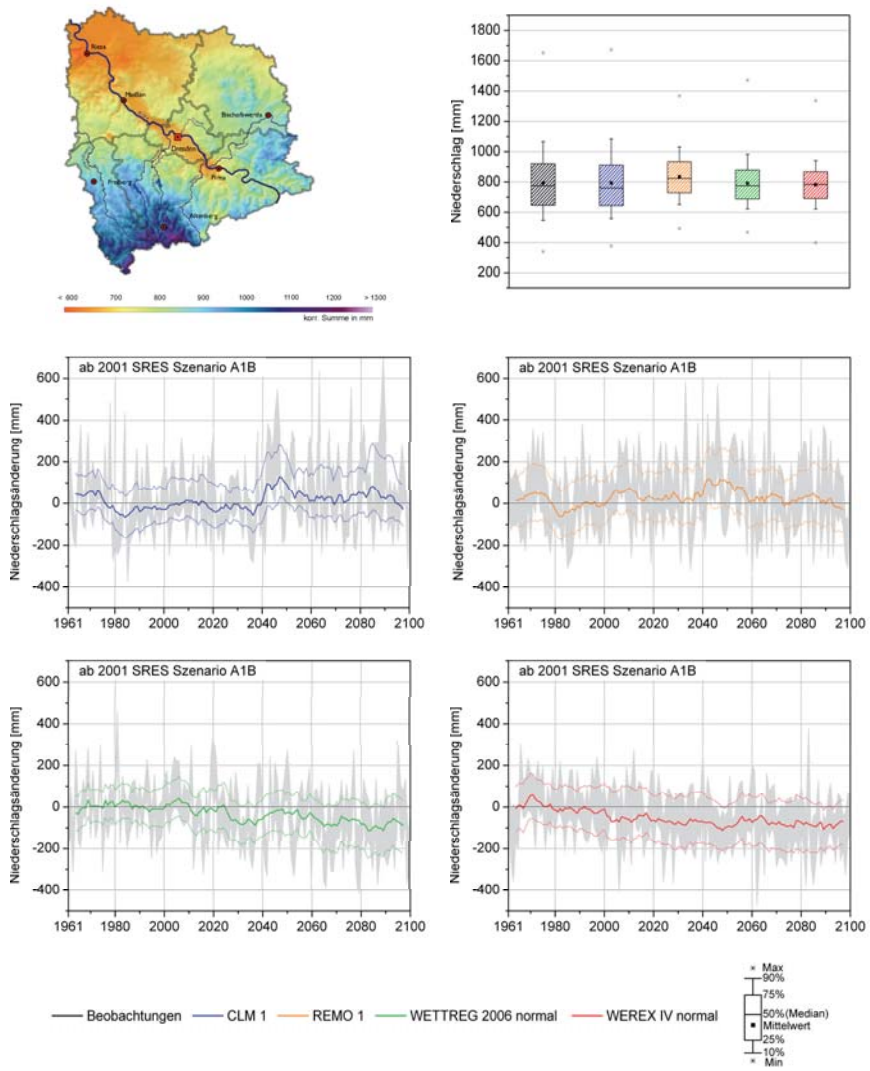


Abb. 3.3-3: Beobachtete räumliche Verteilung sowie Flächenmittel des Niederschlages [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) für das SRES Szenario A1B sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die räumliche Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Rasterzellen pro Jahr) und die farbigen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.

Oben: Jahresniederschlag 1961–1990 – beobachtete räumliche Verteilung (links) und Boxplots der Beobachtungen und Simulationen (rechts).

Mitte/Unten: Änderungen des Jahresniederschlages (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells.

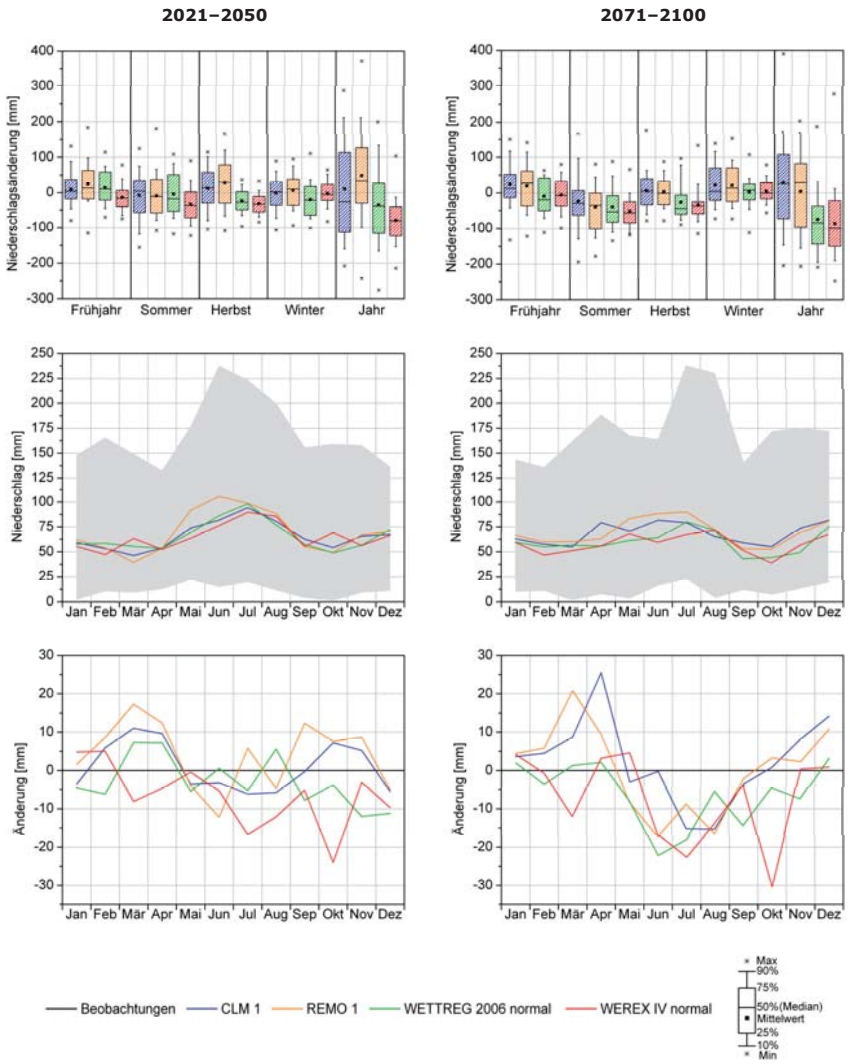


Abb. 3.3-4: Zeitliche Variabilität des Niederschlages [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) – SRES Szenario A1B, Zeitscheibe 2021–2050 (links), 2071–2100 (rechts). Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modelle pro Monat).
Oben: Boxplots der Niederschlagsänderungen für das Jahr und die Jahreszeiten im Vergleich zum Mittel des jeweiligen Modells 1961–1990.
Mitte: Mittlere Jahresgänge des Niederschlages auf der Grundlage von Monatswerten.
Unten: Änderung der Jahresgänge im Vergleich zum Jahresgang des jeweiligen Modells (1961–1990).

Diese Entwicklung spiegelt sich insbesondere im SHJ wieder, wo die Entwicklung über die verschiedenen Modellgruppen einheitlicher verläuft als im Jahr. Die Verschiebung der Schwankungsbreite zu geringeren Niederschlägen wird im SHJ auch in anderen Emissionsszenarien sichtbar. Für das WHJ werden keine Veränderungen in der Jahr-zu-Jahr Variabilität simuliert.

Das graue Band in den Abbildungen 3.3-3 (Mitte/unten) bezieht sich dagegen auf die räumliche Schwankungsbreite. Für jedes Modell wird die Variabilität der Jahresniederschlagsänderung in der Modellregion dargestellt. Die Bandbreiten der räumlichen Variabilität erscheinen schmaler als die der modellbedingten (Abbn. 3.3-1, rechts und 3.3-2). Die zwischenjährlichen Schwankungen treten nun deutlicher hervor. Veränderungen in der räumlichen Schwankungsbreite sind in den Projektionsdaten nicht erkennbar.

Die bisherigen Abbildungen stellten die Niederschlagsänderungssignale im 21. Jahrhundert anhand von Zeitreihen dar. Für die REGKLAM-Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 sind die Ergebnisse für das Szenario A1B in Abbildung 3.3-4 zusammengefasst. Dabei werden die Boxplots der Änderungen für die Jahreszeiten und das Jahr (oben), die Jahresgänge (Mitte) und die Änderungen des Jahresgangs im Vergleich zu 1961–1990 (unten) dargestellt. Auffällig ist in den meisten Boxplots das schon beschriebene unterschiedliche Verhalten der Modellklassen. Die beiden Zeitscheiben unterscheiden sich in den Boxplots für das Jahr, das Frühjahr und den Herbst nur geringfügig (Anstieg in den dynamischen und Rückgang in statistischen Modellen). Im Sommer verstärkt sich die 2021–2050 projizierte Tendenz zu geringeren Niederschlägen zum Ende des 21. Jahrhunderts. Nun liegen ca. 75% der Sommerniederschläge unterhalb des Referenzwertes. Für den Winter sind zur Mitte des 21. Jahrhunderts noch keine deutlichen Niederschlagsänderungen sichtbar, während für die Zeitscheibe 2071–2100 insbesondere die dynamischen Modelle leichte Anstiege projizieren. Diese im Sommer und Winter einander entgegen gerichteten Entwicklungen zeigen sich im Flächenmittel des Niederschlags in einer Abflachung des mittleren Jahresgangs (Abb. 3.3-4, Mitte). Dies wird zum Ende des 21. Jahrhunderts besonders deutlich. Modellübergreifend treten die Abnahmen v.a. von Mai bis September auf, wobei die größten Abnahmen von bis zu -20 mm für die Sommermonate projiziert werden (Abb. 3.3-4, unten rechts). Die statistischen Modelle zeigen in der Zeitscheibe 2071–2100 in keinem Monat nennenswerte Zunahmen (jeweils < +5 mm). Dagegen projizieren die dynamischen Modelle von November bis April zum Teil deutliche Zunahmen zw. ca. 5 bis 25 mm im Flächenmittel. Die Entwicklungen zur Mitte des 21. Jahrhunderts sind wesentlich weniger eindeutig als die für 2071–2100 beschriebenen. Dabei deuten sie sich bei CLM 1 und REMO 1 schon an, während sich die monatlichen Änderungssignale der normalen Realisierungen von WETTREG 2006 und WEREX IV weniger systematisch verhalten (Abb. 3.3-4, unten links).

Zusammenfassung

Grundsätzlich haben der Globalmodellantrieb sowie das gewählte Regionalisierungsverfahren einen größeren Einfluss auf die projizierten Niederschlagsveränderungen als das Emissionsszenario. Alle bisher beschriebenen Änderungssignale sind klein im Vergleich zur dekadischen Niederschlagsvariabilität. Ihre Sicherheit (im Sinne von statistischer Signifikanz) ist somit als deutlich geringer einzuschätzen, als die in Abschnitt 3.1 beschriebenen Temperaturänderungen.

Die Niederschlagsmessungen in der Modellregion werden durch die Simulationen im Allgemeinen gut wiedergegeben. Einzig das Modell REMO zeigt systematische Überschätzungen der Beobachtungen auf Jahresebene, die im Sommer am größten ausfallen. Im Jahresgang zeigen alle Modelle phasenweise mehr oder weniger stark ausgeprägte Abweichungen, wobei insbesondere die Sommermonate als kritisch einzuschätzen sind (größte Überschätzungen in allen Modellen) Grundsätzlich wird die zeitliche und räumliche Variabilität des Niederschlags in der Modellregion durch die Modelle eher unter- als überschätzt.

Hinsichtlich der Niederschlagsveränderungen im 21. Jahrhundert zeigt sich ein deutlicher Unterschied zwischen den beiden betrachteten Regionalmodellklassen. Die dynamischen Modelle REMO und CLM projizieren eher Niederschlagszunahmen (Jahr, Frühjahr, Herbst, Winter), während die statischen Modelle WEREX IV und WETTREG 2006 zu Niederschlagsabnahmen (Jahr, Sommer, Herbst) tendieren. Als robustes Klimaänderungssignal (basierend auf den vorliegenden Projektionen) wurden modellübergreifend Niederschlagsabnahmen während der Som-

mermonate identifiziert. Es ist zu vermuten, dass diese sommerliche Niederschlagsabnahme mit längeren Trockenphasen sowie intensiveren Einzelereignissen verbunden sein wird (siehe Abschnitt 3.7).

Die projizierten Änderungssignale für den Niederschlag sind insgesamt mit hohen Unsicherheiten behaftet. Maßgebend hierbei sind modellbedingte Unsicherheiten (Niederschlag als diagnostische Größe) sowie die Lage der Modellregion im Übergangsbereich zwischen den für Nordeuropa projizierten Zunahmen und den für Südeuropa simulierten Abnahmen des Jahresniederschlags.

3.4 Globalstrahlung

Die Globalstrahlung ist definiert als die gesamte an der Erdoberfläche auf eine horizontale Empfangsfläche auftreffende Solarstrahlung. Ihr Betrag, der an einem bestimmten Ort gemessen oder simuliert wird, hängt zum einen von der geographischen Breite, dem Kalendertag und den Bewölkungsverhältnissen und zum anderen von der höhenabhängigen Luftdichte und Luftreinheit ab. Die geographische Breite und der Zeitpunkt im Jahr definieren den Sonnenstand, die Tageslänge und damit die maximale Sonnenscheindauer. Daraus ergibt sich i. Allg. ein in etwa dem Jahresgang der Sonnenhöhe folgender Gang der Globalstrahlung. Allerdings führen jahreszeitliche Schwankungen der mittleren Bewölkung und der Luftreinheit zu einer saisonal unterschiedlichen Abschwächung der Solarstrahlung in der Atmosphäre, die den durch den Sonnenstand bedingten Jahresgang der Globalstrahlung verändert.

Bei Fehlen von direkten Messungen wird die Globalstrahlung R_G meist über die Sonnenscheindauer mit Hilfe der Ångström-Formel berechnet (Ångström, 1924):

$$R_G = R_{ex}\left(a + b\frac{S}{S_0}\right) \qquad [\text{J cm}^{-2}]$$

mit R_{ex} extraterrestrische Sonnestrahlung auf die horizontale Ebene [J cm^{-2}]
S gemessene Sonnenscheindauer [h]
S_0 astronomische Sonnenscheindauer [h]
a, b empirisch bestimmte Koeffizienten (Tab. 3.4-2)

Die berechnete Globalstrahlung wurde zusätzlich einer Korrektur unterzogen, die auf der Höhenabhängigkeit des Luftdrucks und der Atmosphärentrübung beruht:

$$R_{Gkorr} = R_G\left(c + d \cdot H\right) \qquad [\text{J cm}^{-2}]$$

mit H Seehöhe ü. NN [m]
c, d Koeffizienten (Tab. 3.4-1)

Diese Methode wurde zur Berechnung der Globalstrahlung aus den Beobachtungen und den Daten der statistischen Modelle (WEREX IV, WETTREG 2006) sowie des dynamischen Modells CLM verwendet. Im dynamischen Modell REMO werden keine Daten zur Sonnenscheindauer, sondern zum Bedeckungsgrad abgespeichert.

Tab. 3.4-1: Koeffizienten c und d der Höhenkorrektur für R_G (gültig für Ostdeutschland)

	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
c	1,00011	1,00102	1,00111	1,00082
d	0,00006	0,00005	0,00007	0,00001

Für REMO wurde die Globalstrahlung daher aus dem Bedeckungsgrad und der potentiellen Globalstrahlung nach der VDI-Richtlinie 3789 (1992) bestimmt.

Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Die Abbildung 3.4-1, linke Seite Mitte, zeigt den mittleren simulierten Jahresgang der Globalstrahlung der statistischen und dynamischen Modelle im Vergleich zu den Beobachtungen in der REGKLAM-Modellregion für den Kontrollzeitraum 1961–2000. Generell wird der mittlere Jahresgang von allen Modellen gut wiedergegeben, wobei alle Modelle bis auf CLM die Strahlung überschätzen.

Die mittleren Abweichungen liegen auf Jahresbasis bei 20–80 W m^{-2}, was etwa -1–8% entspricht (Abb. 3.4-1, links oben). Mit Ausnahme des Sommers (Abb. 3.4-1, Boxplots links unten) bleiben die absoluten Abweichungen zu den Beobachtungen gering, und die Reihung der einzelnen Modellabweichungen ähnelt der für das Gesamtjahr. Im Frühjahr und Herbst stimmen die CLM-Ergebnisse am besten mit den Messungen überein, während die systematische Überschätzung der Globalstrahlung durch die übrigen Modelle erhalten bleibt.

Erwartungsgemäß kann die zwischenjährliche Variabilität statistisch gut wiedergegeben werden (Abb. 3.4-1, Boxplots links unten), jedoch nicht in der zeitlichen Zuordnung (vgl. dazu Anmerkungen in Kap. 3.1.1). Darüber hinaus sind die Regionalmodelle auch aufgrund des fehlenden Inputs an realistischen Lufttrübungsdaten nicht in der Lage, den zeitlichen Ablauf der Strahlungsab- und –zunahme in den 1970er bzw. 1990er Jahren („Global Dimming" und „Global Brightening", Wild *et al.*, 2005), der in den Beobachtungsdaten gut erkennbar ist, abzubilden (Abb. 3.4-1, oben links).

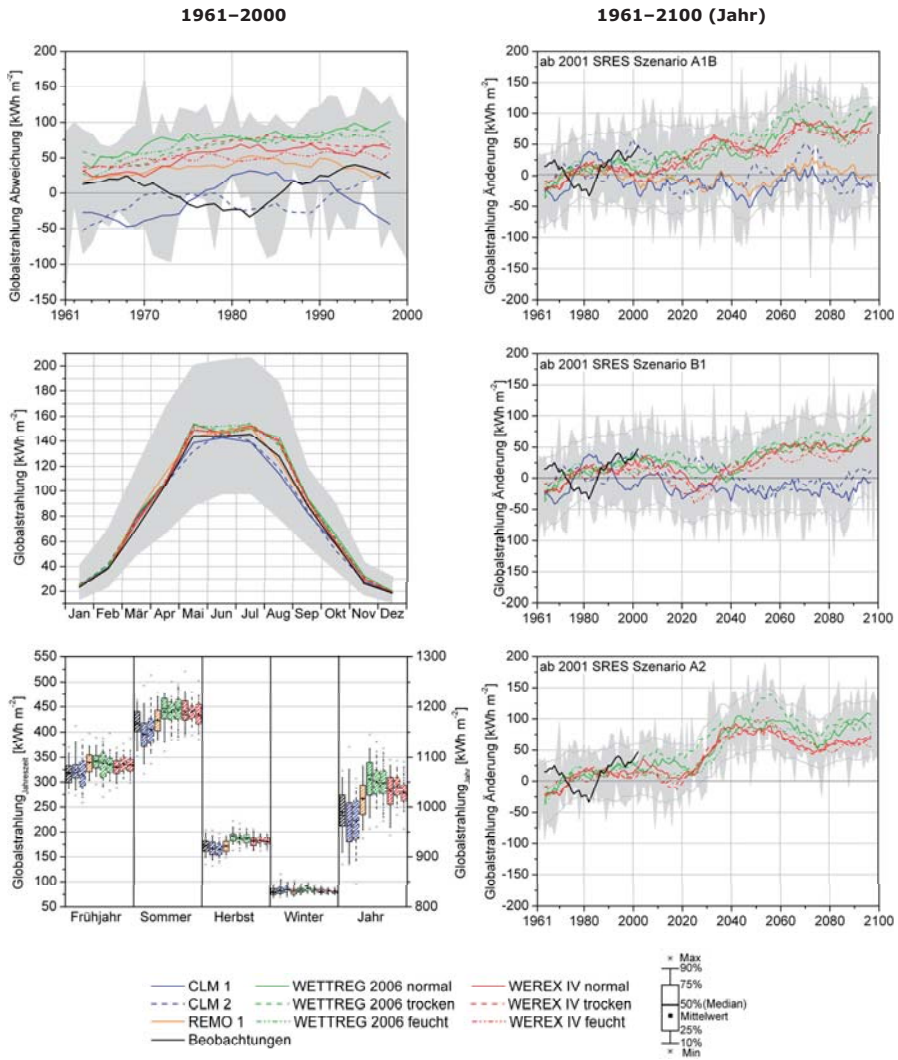


Abb. 3.4-1: Flächenmittel der Globalstrahlung [kWh m^{-2}] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.

Links oben: Abweichungen der Simulationen und Beobachtungen (11-jährig gleitendes Mittel) vom beobachteten Mittel 1961–1990.

Links Mitte: Mittlere Jahresgänge der Simulationen und Beobachtungen.

Links unten: Boxplots der Simulationen und Beobachtungen für das Jahr und die Jahreszeiten.

Rechts: Änderungen der Globalstrahlung (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

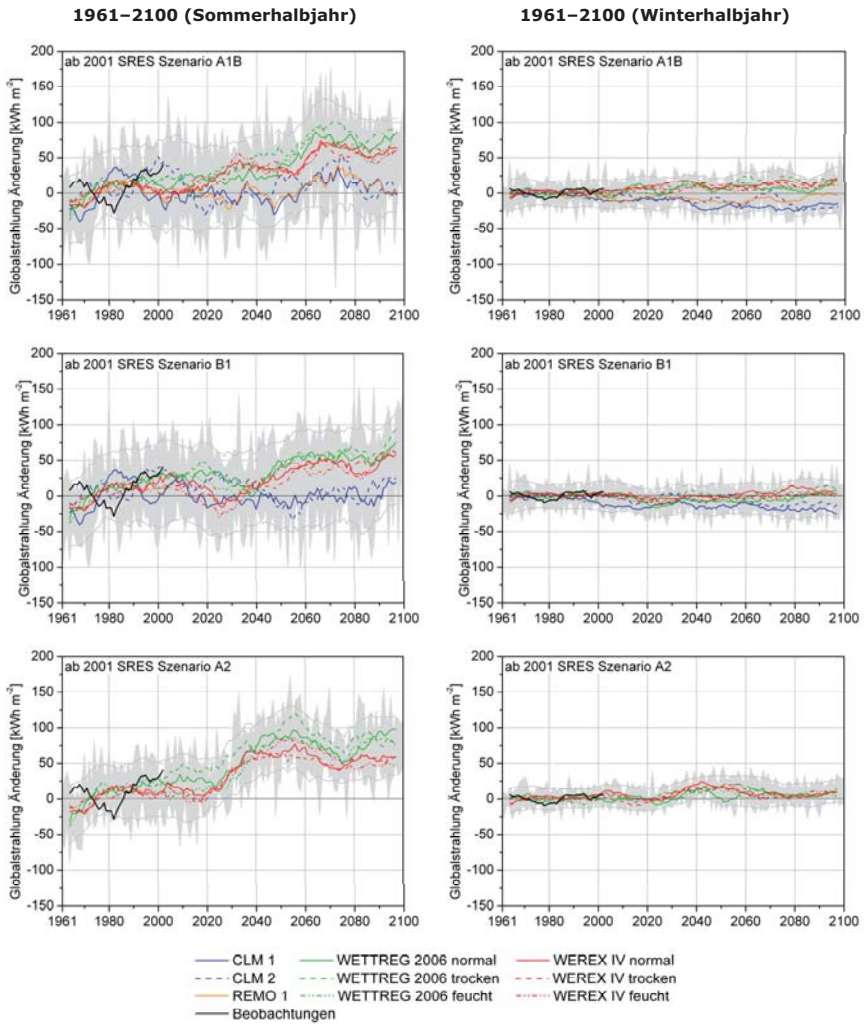


Abb. 3.4-2: Flächenmittel der Globalstrahlung [kWh m^{-2}] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.

Änderungen der Globalstrahlung für das Sommerhalbjahr (links) und das Winterhalbjahr (rechts) (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

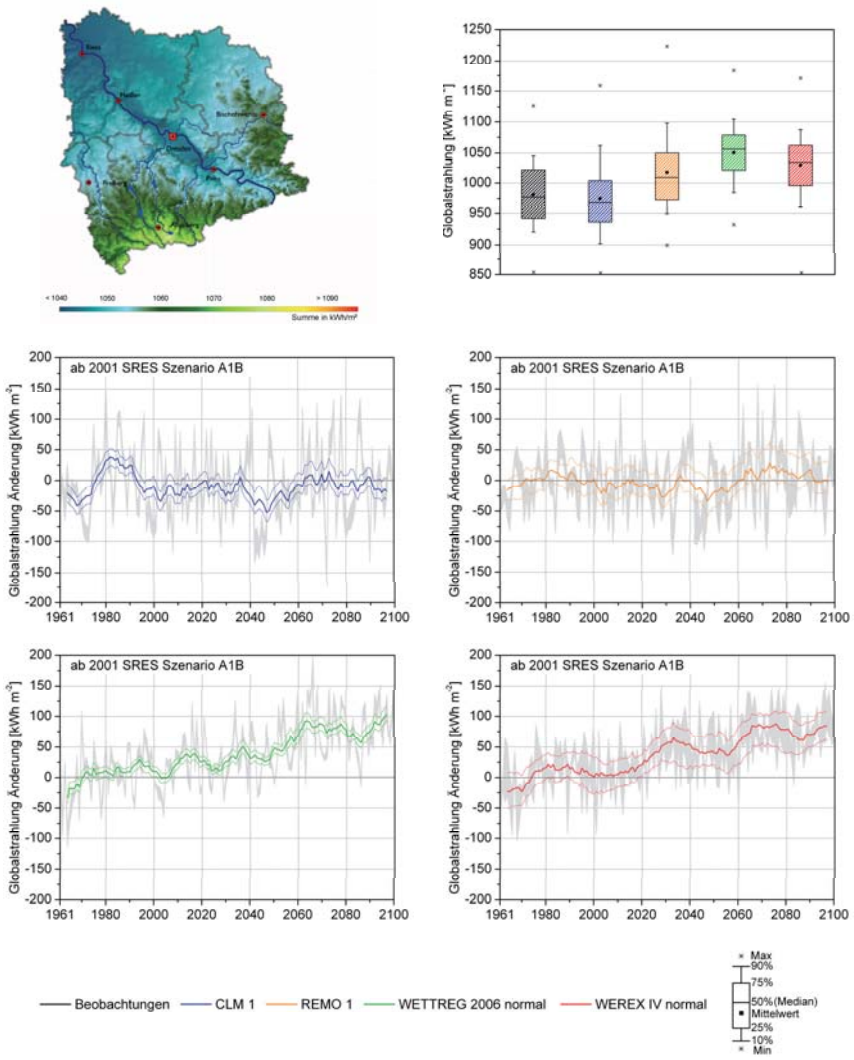


Abb. 3.4-3: Beobachtete räumliche Verteilung sowie Flächenmittel der Globalstrahlung [kWh m^{-2}] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) für das SRES Szenario A1B sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die räumliche Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Rasterzellen pro Jahr) und die farbigen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.
Oben: Globalstrahlung 1961–1990 – beobachtete räumliche Verteilung (links) und Boxplots der Beobachtungen und Simulationen (rechts).
Mitte/Unten: Änderungen der Globalstrahlung (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells.

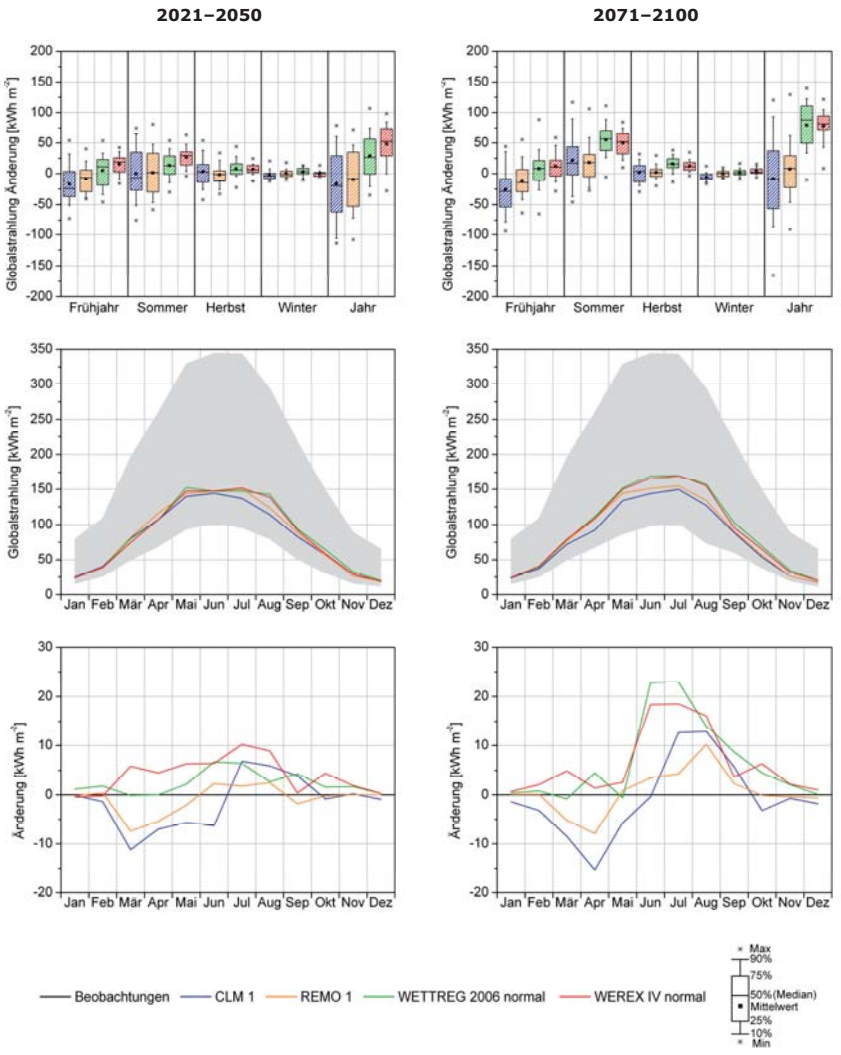


Abb. 3.4-4: Zeitliche Variabilität der Globalstrahlung [kWh m^{-2}] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) – SRES Szenario A1B, Zeitscheibe 2021–2050 (links), 2071–2100 (rechts). Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modelle pro Monat).
Oben: Boxplots der Globalstrahlungsänderung für das Jahr und die Jahreszeiten im Vergleich zum Mittel des jeweiligen Modells 1961–1990.
Mitte: Mittlere Jahresgänge der Globalstrahlung auf der Grundlage von Monatswerten.
Unten: Änderung der Jahresgänge im Vergleich zum Jahresgang des jeweiligen Modells (1961–1990).

Tab. 3.4-1: Jahresgang der Koeffizienten a und b der Ångström-Formel (nach Wendling, 1992)

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
a	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19
b	0,54	0,57	0,57	0,57	0,57	0,55	0,54	0,53	0,54	0,54	0,54	0,53

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

In den Projektionen der Globalstrahlung für das 21. Jahrhundert treten deutliche Unterschiede zwischen statistischen und dynamischen Modellen auf. Während die Globalstrahlung in den dynamischen Regionalmodellen CLM und REMO sowohl im Szenario A1B als auch B1 keinen oder nur einen schwachen Trend zeigt, steigt sie in den statistischen Modellen WETTREG 2006 und WEREX IV bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts um mehrere Prozent an (Abb. 3.4-1, rechte Spalte). Dieser Trend ist auf eine veränderte Wetterlagenhäufigkeit mit häufigeren strahlungsreichen Hochdruckwetterlagen im Sommerhalbjahr zurückzuführen (Abb. 3.4-2, linke Spalte). Während sich die Änderung der Wetterlagenhäufigkeit im Winterhalbjahr in den statistischen Modellen nur wenig auf die Globalstrahlung auswirkt (Abb. 3.4-2, rechte Spalte), wird der leicht positive Trend der sommerlichen Globalstrahlung in den dynamischen Modellen in der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts durch einen schwach negativen Trend im Winter kompensiert. Insgesamt zeigt CLM keinen und REMO nur einen schwachen positiven Strahlungstrend (ca. +2%), während die Zunahme der Globalstrahlung in den statistischen Modellen WETTREG 2006 und WEREX IV bei ca. +10% bzw. ca. +7% liegt. Die Ursache für die Unterschiede ist wahrscheinlich in den Eigenschaften der Modelle zu finden. Die statistischen Modelle „verarbeiten" die Variabilität und die Trends des Kontrollzeitraums, so dass möglicherweise der Trend des „Global Brightening" der letzten Dekaden zu deutlich mitgeführt wird. Die dynamischen Modelle berücksichtigen veränderte Rückkopplungen zwischen Oberfläche und Atmosphäre bei Temperaturerhöhung, z. B. in Form eines verstärkten Wasserkreislaufs mit Wolkenbildung, was einem Anstieg der Globalstrahlung trotz vermehrter Hochdruckwetterlagen im Sommer entgegenwirkt. Die räumliche Verteilung im REGKLAM-Gebiet wird im Kontrolllauf am besten durch CLM wiedergegeben, während REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV zwischen 3 und 8% überschätzen (Boxplot, Abb. 3.4-3). Aufgrund der für das gesamte Gebiet gleichermaßen verwendeten Regionalisierungsvorschrift sind die Schwankungen zwischen den Modellläufen im statistischen Modell WETTREG 2006 geringer als in den dynamischen Modellen CLM und REMO. Im Modell WEREX IV wird eine deutlich größere Variabilität der Sonnenscheindauer in den einzelnen Modellläufen simuliert als in WETTREG 2006, wodurch sich die größere Variabilität im Änderungssignal der Globalstrahlung erklären lässt (Abb. 3.4-3).

Zusammenfassung

Die Globalstrahlung kann durch alle Modelle im mittleren Jahresgang der Kontrollläufe gut reproduziert werden. Bei den Trends im 21. Jahrhundert zeigen sich z. T. größere Abweichungen zwischen statistischen und dynamischen Modellen, die wahrscheinlich auf die Modelleigenschaften zurückzuführen sind. Der projizierte Trend der Globalstrahlung in der REGKLAM-Modellregion weist auf eine wahrscheinlich leichte Zunahme um wenige Prozent hin, v. a. bedingt durch Veränderungen in der Wetterlagenhäufigkeit im Sommerhalbjahr. Im Vergleich zur Temperatur sind die Trends allerdings weniger signifikant und aufgrund der großen Unterschiede zwischen statistischen und dynamischen Modellen recht unsicher. Interessant ist, dass sich die unterschiedlichen Emissionsszenarios nicht auf die projizierte Globalstrahlung auswirken. Insgesamt ist davon auszugehen, dass die zukünftige Veränderung der Globalstrahlung gegenüber den Trends von Temperatur und Niederschlag in der Bedeutung zurück steht.

3.5 Potentielle Verdunstung

Die potentielle Verdunstung ist die maximal mögliche Verdunstung in Abhängigkeit der meteorologischen Bedingungen. Im Gegensatz zur realen Verdunstung ist sie nicht durch den Wassergehalt im Boden limitiert – Voraussetzung ist ein ausreichend vorhandenes Wasserangebot. Die potentielle Verdunstung ist damit immer größer oder gleich groß der realen Verdunstung. Die potentielle Verdunstung ETP ist eine abgeleitete Klimagröße (keine direkte Messung) und wurde hier unter Verwendung der Formel von Wendling (DVWK, 2002) berechnet:

$$ETP = \frac{s}{s+\gamma} \cdot \left(0{,}65 \cdot \frac{R_G}{L} + 0{,}25 \cdot n_K \cdot d_M\right) \cdot \frac{1}{1+0{,}00019 \cdot h} \quad [\text{mm}]$$

mit s Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa K^{-1}]
γ Psychrometerkonstante (γ=0,67 hPa K^{-1})
R_G Globalstrahlung [J cm^{-2}]
L Verdampfungswärme von Wasser ($L=2{,}45 \cdot 10^6$ J kg^{-1})
n_K Küstenfaktor ($n_K=1$)
d_M Tage des Monats bei Rechnung mit Monatswerten
h Geländehöhe über NN [m] (bis 600 m; für höhere Standorte h=600 m)

Bei dieser Formel ist die potentielle Verdunstung hauptsächlich von der Temperatur (Berechung von s) und der Globalstrahlung abhängig. Die Temperatur beeinflusst die Aufnahmekapazität der Luft für Wasserdampf, und die Globalstrahlung ist das Maß für die zur Verfügung stehende Verdunstungsenergie. Insbesondere die Temperatur ist von der Geländehöhe abhängig – Temperaturabnahme mit der Höhe. Da der Einfluss der Temperatur hoch ist, nimmt auch die potentielle Verdunstung mit der Höhe ab.

Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Die Abbildung 3.5-1 (links, oben) zeigt für den Kontrollzeitraum 1961–2000 die Abweichung der Jahressummen der potentiellen Verdunstung vom Mittel des Referenzzeitraumes 1961–1990 berechnet aus Modell- und Beobachtungsdaten. Die Kurve der beobachteten Abweichungen schwankt um die Nulllinie. In den negativen Abweichungen um die 1980er Jahre herum spiegelt sich der Verlauf der Globalstrahlung wider (siehe Kap. 3.4). Zum Ende des Kontrollzeitraumes zeigen die positiven Abweichungen eine Zunahme der Verdunstung im Vergleich zu 1961–1990 an – verursacht durch die Zunahme der Temperatur und Globalstrahlung. Je geringer der Unterschied zwischen den Abweichungen der Beobachtung und der Simulation, desto besser gibt das Modell das beobachtete Klima von 1961–2000 wieder. Bis auf REMO zeigen alle Modelle eine hinreichende Genauigkeit. Bei einer mittleren Jahressumme der potentiellen Verdunstung von ca. 550 mm (1961–1990) zeigt REMO mit einer etwa 20%igen Überschätzung der Beobachtungen den stärksten Bias aller Modellläufe. Für die anderen Modelle liegt die Abweichung im Mittel unter 10%. Die starke Überschätzung bei REMO beruht vor allem auf der zu hoch modellierten Temperatur in Kombination mit der ebenfalls leicht positiv abweichenden Globalstrahlung.

Der mittlere Jahresgang der simulierten potentiellen Verdunstung wird im Vergleich zu den Beobachtungen prinzipiell richtig wiedergegeben (Abb. 3.5-1, links Mitte). REMO überschätzt die Verdunstung deutlich – bis auf Januar und Februar. CLM und die statistischen Modelle überschätzen die potentielle Verdunstung in den Sommermonaten Juni-August leicht und neigen in den restlichen Monaten eher zu einer Unterschätzung. Die Schwankungsbreite durch die Modelle ist vor allem in den Sommermonaten sehr stark.

Beim Vergleich der Boxplotdarstellungen zur Charakteristik der Verteilung wird deutlich, dass in den für die Verdunstung relevanten Jahreszeiten (Frühling und Sommer) die Unterschiede zwischen Beobachtungen und Modellen am geringsten sind – mit Ausnahme REMO (Abb. 3.5-1, links unten). Die Breite der Verteilung der potentiellen Verdunstung wird von den statistischen Modellen i. Allg. besser wiedergegeben.

Die räumliche Verteilung der potentiellen Verdunstung wird durch die Höhenabhängigkeit der Temperatur und Globalstrahlung geprägt, so dass 1961–1990 die geringsten Verdunstungshöhen im Erzgebirge erreicht wurden (Abb. 3.5-3, oben links). Die beobachteten Verdunstungshöhen variieren 1961–1990 in der Modellregion

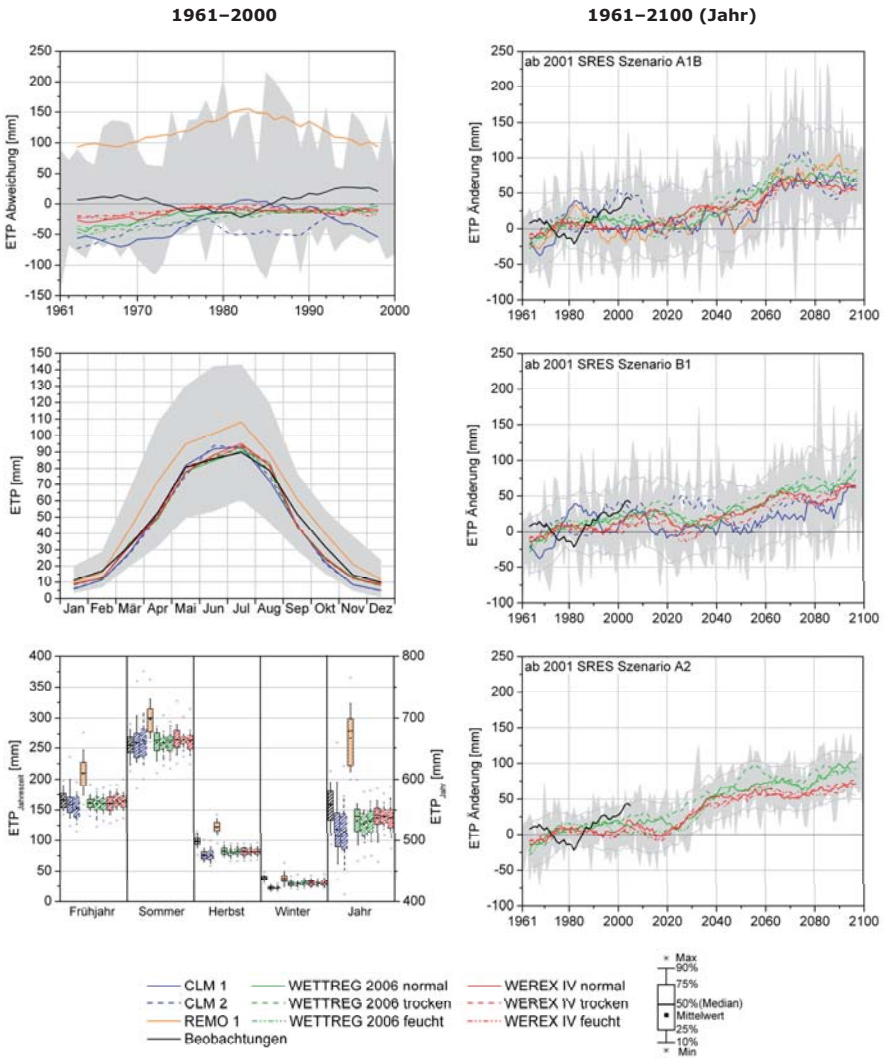


Abb. 3.5-1: Flächenmittel der potentiellen Verdunstung [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.

Links oben: Abweichungen der Simulationen und Beobachtungen (11-jährig gleitendes Mittel) vom beobachteten Mittel 1961–1990.

Links Mitte: Mittlere Jahresgänge der Simulationen und Beobachtungen.

Links unten: Boxplots der Simulationen und Beobachtungen für das Jahr und die Jahreszeiten.

Rechts: Änderungen der potentiellen Verdunstung (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

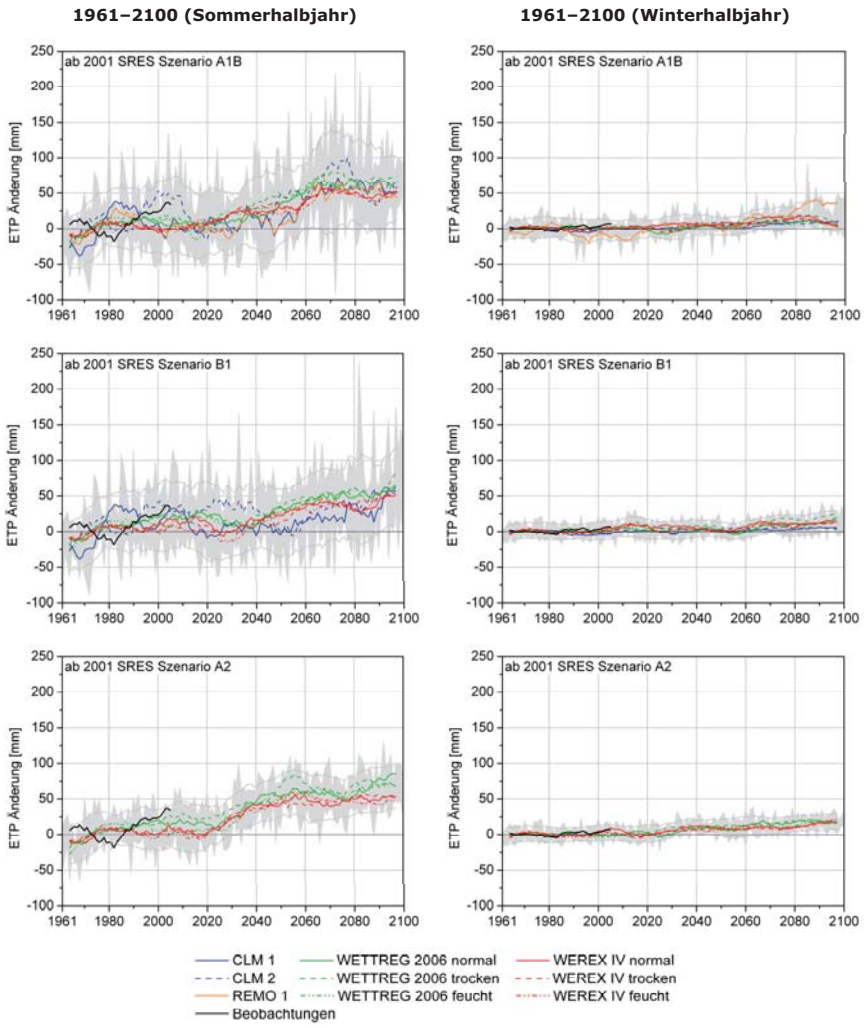


Abb. 3.5-2: Flächenmittel der potentiellen Verdunstung [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.

Änderungen der potentiellen Verdunstung für das Sommerhalbjahr (links) und das Winterhalbjahr (rechts) (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

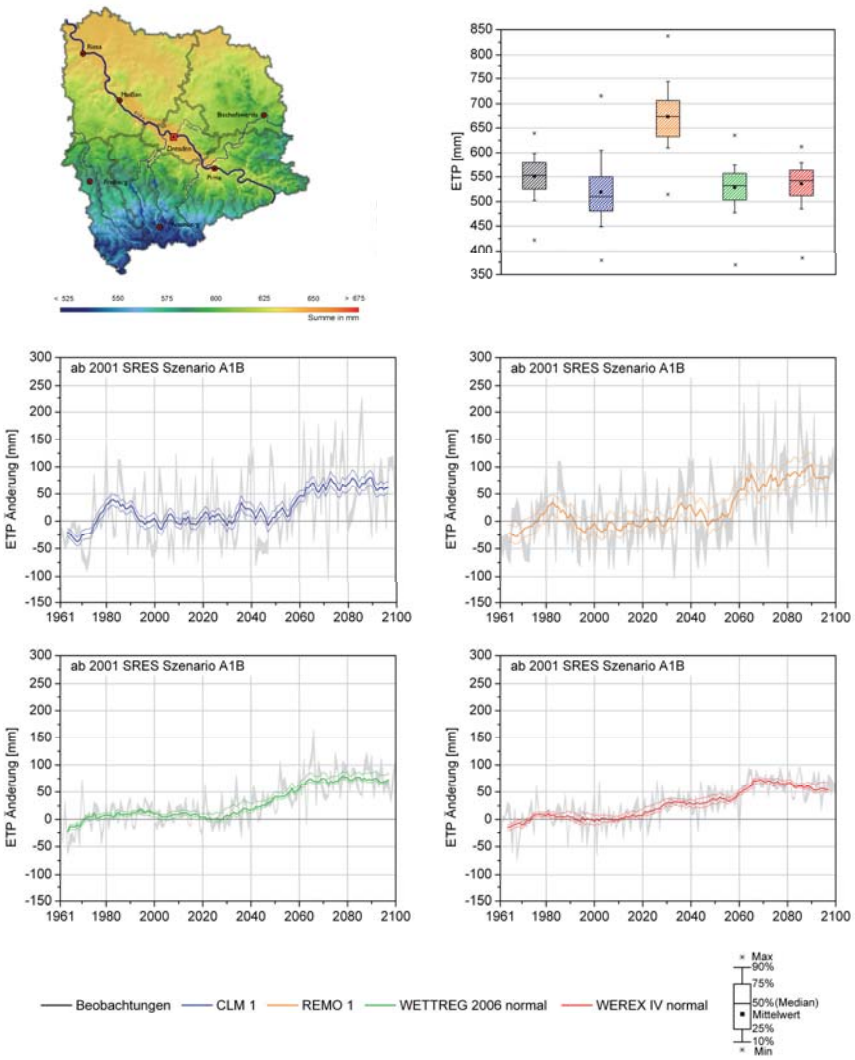


Abb. 3.5-3: Beobachtete räumliche Verteilung sowie Flächenmittel der potentiellen Verdunstung [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) für das SRES Szenario A1B sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die räumliche Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Rasterzellen pro Jahr) und die farbigen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.
Oben: Potentielle Verdunstung 1961–1990 – beobachtete räumliche Verteilung (links) und Boxplots der Beobachtungen und Simulationen (rechts).
Mitte/Unten: Änderungen der potentiellen Verdunstung (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells.

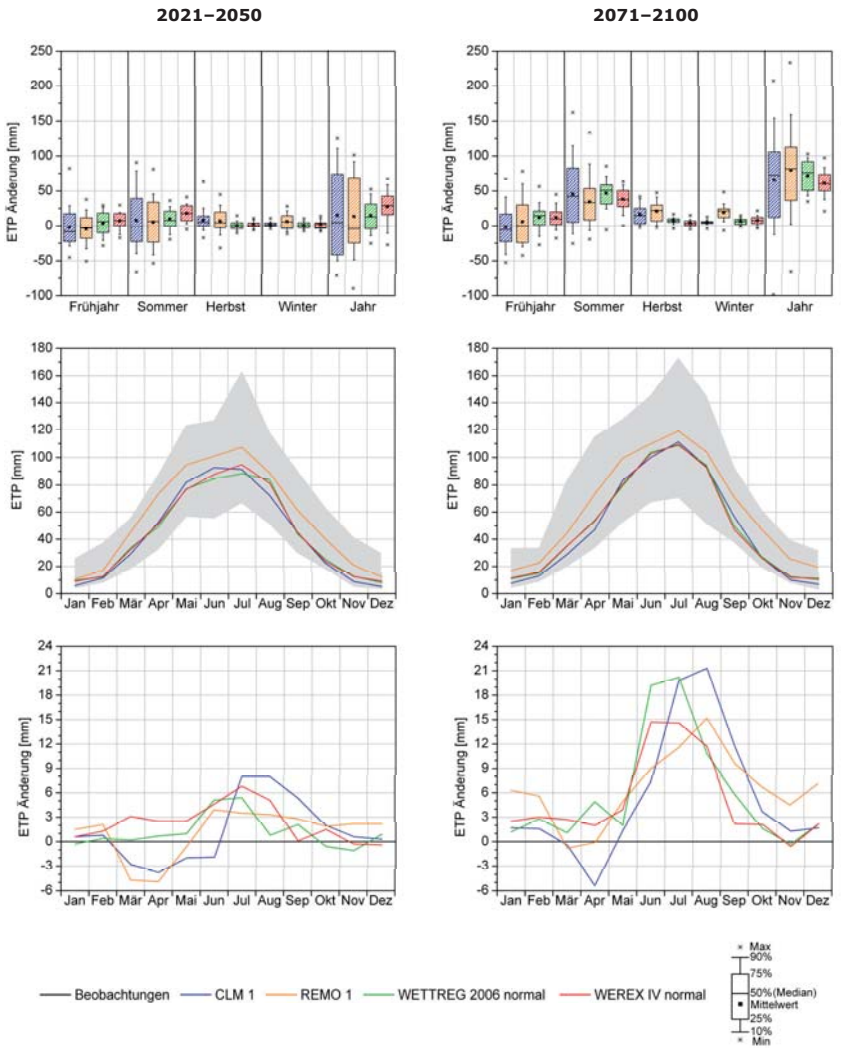


Abb. 3.5-4: Zeitliche Variabilität der potentiellen Verdunstung [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) – SRES Szenario A1B, Zeitscheibe 2021–2050 (links), 2071–2100 (rechts). Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modelle pro Monat).
Oben: Boxplots der Änderungen der potentiellen Verdunstung für das Jahr und die Jahreszeiten im Vergleich zum Mittel des jeweiligen Modells 1961–1990.
Mitte: Mittlere Jahresgänge der potentiellen Verdunstung auf der Grundlage von Monatswerten.
Unten: Änderung der Jahresgänge im Vergleich zum Jahresgang des jeweiligen Modells (1961–1990).

zwischen 420 und 640 mm (Abb. 3.5-3, oben rechts) – räumliche und zwischenjährliche Variabilität. Die Variabilität bei den Modellen ist im Vergleich dazu größer, wobei WEREX IV den Beobachtungen am nächsten kommt.

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

Die Abbildungen 3.5-1 (rechts) und 3.5-2 zeigen die von den Modellen projizierte Änderung der potentiellen Verdunstung bis zum Jahr 2100 für die drei Emissionsszenarios A1B, B1 und A2 im Vergleich zum Mittel 1961–1990. Dabei ist die dargestellte Änderung die Differenz zwischen der jeweiligen simulierten Jahressumme und der simulierten mittleren Jahressumme des Referenzzeitraumes 1961–1990 (entsprechend für die Halbjahre). Dadurch können die Modelle direkt miteinander verglichen werden, auch wenn sie für den Kontrollzeitraum bei den absoluten Werten Abweichungen zu den Beobachtungen zeigen. Auffällig sind die geringen Unterschiede zwischen den Modellläufen. Die in den vorangegangenen Kapiteln festgestellten Unterschiede zwischen den Modellgruppen dynamisch und statistisch scheinen bei der potentiellen Verdunstung nicht mehr zu existieren. Jedoch kompensieren sich hier zwei unterschiedliche Effekte. Bei der Temperatur ist das Änderungssignal der dynamischen Modelle stärker als das der statistischen. Bei der Globalstrahlung ist es umgekehrt. Da beide Größen bei der Berechnung der Verdunstung verwendet werden, nähern sich die Ergebnisse der beiden Modellgruppen einander an.

Die projizierte Zunahme der Jahressumme der potentiellen Verdunstung in der letzten Dekade des 21. Jahrhunderts bewegt sich für die drei Emissionsszenarios A1B, B1 und A2 in der Größenordnung von 50–80 mm, 60–100 mm und 70–100 mm. Das sind etwa 10–20% im Vergleich zum Mittel des Referenzzeitraumes. Die Unterschiede zwischen den Emissionsszenarios fallen dabei eher gering aus. Die schon beobachtete Zunahme bis 2005 wird nur vom zweiten CLM-Lauf wiedergegeben, gefolgt von einem starken Rückgang. Hier scheint der Verlauf der Globalstrahlung durch. Prinzipiell erfolgt die Zunahme der potentiellen Verdunstung hauptsächlich in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts. Beim A2-Szenario setzt ein deutlicher Anstieg schon ab 2020 ein. Die Abbildung 3.5-2 zeigt die Änderung der potentiellen Verdunstung in den Halbjahren. Erwartungsgemäß findet die Zunahme hauptsächlich im Sommerhalbjahr statt. Die modellbedingte Schwankungsbreite ist relativ groß und vor allem auf die dynamischen Modelle zurückzuführen – Abnahme der Schwankungsbreite von Szenario A1B (alle Modelle) zu Szenario A2 (nur statistische Modelle).

Im Vergleich zur modellbedingten Schwankungsbreite ist die räumliche Schwankungsbreite gering (Abb. 3.5-3, Mitte/unten). Die Abbildungen zeigen pro Modell (SRES-Szenario A1B) das gleitende Mittel der Änderung der potentiellen Verdunstung für die REGKLAM-Modellregion plus deren Variabilität innerhalb dieser – graues Band. Man erkennt einmal die starken zwischenjährlichen Schwankungen, und dass die Unterschiede innerhalb der Modellregion gering sind. Im Mittel (dünne farbige Linien) betragen die räumlichen Unterschiede der Änderung der potentiellen Verdunstung etwa 13 mm bei den statistischen Modellen und 21 bzw. 39 mm bei den dynamischen Modellen CLM und REMO.

Die Ergebnisse für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 sind in der Abbildung 3.5-4 zusammengestellt (Emissionsszenario A1B). Die erste Zeitscheibe ist noch durch geringe Änderungen charakterisiert. Bei den Jahresgängen liegt REMO in allen Monaten über den anderen Modellen. In der zweiten Zeitscheibe sind die Jahresgänge von WETTREG 2006 und WEREX IV nahezu identisch. Die dynamischen Modelle weisen im Zeitraum 2021–2050 einen deutlicheren Jahresgang der Änderungen auf (Abb. 3.5-4, unten). In den Frühlingsmonaten sind die Änderungssignale beider Modellgruppen in dieser Zeitscheibe gegenläufig. In der zweiten Zeitscheibe (2071–2100) zeigen alle Modelle einen ähnlichen Verlauf der Verdunstungsänderung – einziger Ausreißer ist der April bei CLM. Die maximalen Zunahmen der Verdunstung betragen in den Sommermonaten 15 bis 20 mm pro Monat.

Zusammenfassung

Die vorliegenden Klimaprojektionen projizieren für die REGKLAM-Modellregion einen Anstieg der potentiellen Verdunstung vor allem in den Sommermonaten. Die Größenordnung der mittleren Zunahme im Sommer beträgt für 2071–2100 und Szenario A1B 40 mm (15%). In Kombination mit den projizierten Abnahmen bei den Sommerniederschlägen sind negative Auswirkungen auf Naturräume und Landwirtschaft wahrscheinlich (siehe auch Kap. 3.6).

3.6 Klimatische Wasserbilanz

Mit Hilfe der klimatischen Wasserbilanz lassen sich Gebiete und Zeiträume mit einem klimatisch bedingten Wasserüberschuss bzw. –defizit abgrenzen. Die klimatische Wasserbilanz KWB wird als Differenz aus korrigiertem Niederschlag P und potentieller Verdunstung ETP definiert (DIN 4049-3):

$$KWB = P - ETP \qquad [\text{mm}]$$

Beim Vergleich von Daten aus unterschiedlichen Quellen muss sichergestellt sein, dass die gleichen Korrekturverfahren für den Niederschlag und Berechungsverfahren für die potentielle Verdunstung angewendet wurden. Die Größen zur Berechung der klimatischen Wasserbilanz sind nicht unabhängig voneinander. An niederschlagsfreien, warmen und strahlungsreichen Tagen ist die potentielle Verdunstung hoch. An Tagen mit Niederschlag und bedecktem Himmel (strahlungsarm) ist die potentielle Verdunstung gering. Da der Niederschlag mit der Höhe zu- und die potentielle Verdunstung abnimmt, ist die klimatische Wasserbilanz im Gebirge ganzjährig positiv.

Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Die Abbildung 3.6-1 (links, oben) zeigt für den Kontrollzeitraum 1961–2000 die Abweichung der Jahressummen der klimatischen Wasserbilanz vom beobachteten Mittel des Referenzzeitraumes 1961–1990. Die Kurve der beobachteten Abweichungen schwankt um die Nulllinie, d. h. auf Jahresbasis ist kein Trend in der beobachteten klimatischen Wasserbilanz zu erkennen. Zur Bewertung der Abweichungen (Bias) der Modelle von den Beobachtungen muss man sich bei einer abgeleiteten Größe wie der klimatischen Wasserbilanz die Einflussgrößen direkt anschauen, da sich Abweichungen beim Niederschlag und der potentiellen Verdunstung gegenseitig verstärken bzw. abschwächen können. So ist der Bias beim Modell REMO nur scheinbar gering, denn Niederschlag und potentielle Verdunstung zeigen deutliche positive Abweichungen. Jedoch stehen beide Größen im richtigen Verhältnis zu einander, so dass nach Berechnung der klimatischen Wasserbilanz die Abweichung zu den Beobachtungen gering wird. Alle anderen Modelle überschätzen die Beobachtungen, bei einem regionalen Mittelwert von etwa 150 mm für 1961–1990, deutlich. Der Jahresgang wird im Vergleich zu den Beobachtungen prinzipiell richtig wiedergeben (Abb. 3.6-1, links Mitte). Bis auf das Frühjahr überschätzen alle Modelle die beobachtete klimatische Wasserbilanz. Die modellbedingte Schwankungsbreite ist jedoch sehr groß wie auch die Variabilität der klimatischen Wasserbilanz pro Jahreszeit und Modell (Abb. 3.6-1, links unten).

Die räumliche Verteilung der klimatischen Wasserbilanz wird durch die Höhenabhängigkeit des Niederschlags und der potentiellen Verdunstung (s. o.) geprägt, so dass in den höheren Lagen im Süden der REGKLAM-Modellregion im Mittel ein deutlicher Wasserüberschuss und im Norden Wassermangel herrscht (Abb. 3.6-3, oben links). Die beobachtete klimatische Wasserbilanz variiert 1961–1990 zwischen -330 und 1020 mm (Abb. 3.6-3, oben rechts) – räumliche und zwischenjährliche Variabilität.

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

Durch den erwähnten Effekt der Überlagerung der Abweichungen bei den Berechnungsgrößen Niederschlag und potentielle Verdunstung ist es bei der klimatischen Wasserbilanz in besonderem Maße empfehlenswert sich bei der Auswertung der Modelldaten ausschließlich auf die Änderungssignale der Klimamodelle zu stützen. Die Abbildungen 3.6-1 (rechte Seite) und 3.6-2 zeigen die von den Modellen projizierte Änderung der klimatischen Wasserbilanz bis zum Jahr 2100 für die drei Emissionsszenarios A1B, B1 und A2 im Vergleich zum Mittel 1961–1990. Dabei ist die Änderung als Differenz zwischen der jeweiligen simulierten Jahressumme und der simulierten mittleren Jahressumme des Referenzzeitraumes 1961–1990 (entsprechend für die Halbjahre) dargestellt. Dadurch können die Modelle direkt miteinander verglichen werden, auch wenn sie für den Kontrollzeitraum Abweichungen zu den Beobachtungen aufweisen.

Bei der klimatischen Wasserbilanz zeigen beide Modellgruppen ein leicht unterschiedliches Verhalten, dass durch den Einfluss des Niederschlags hervorgerufen wird. Die statistischen Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV projizieren eine stärkere Abnahme der klimatischen

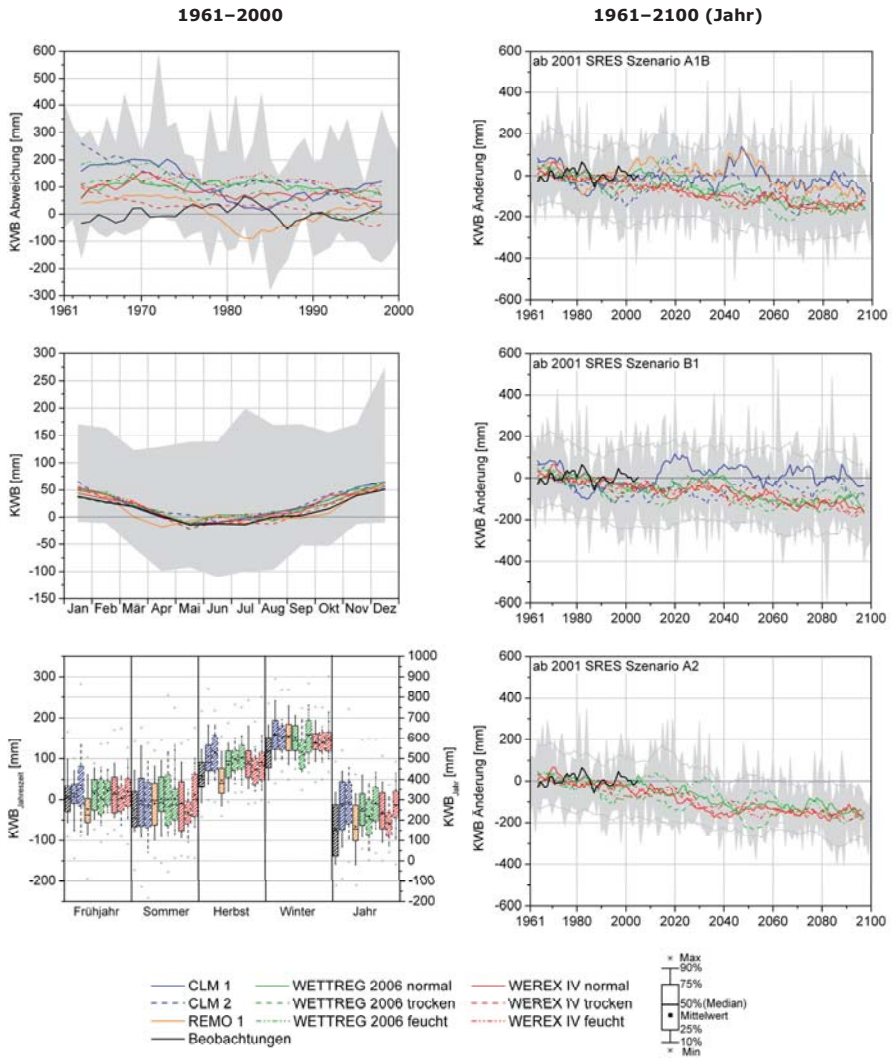


Abb. 3.6-1: Flächenmittel der klimatischen Wasserbilanz [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.

Links oben: Abweichungen der Simulationen und Beobachtungen (11-jährig gleitendes Mittel) vom beobachteten Mittel 1961–1990.

Links Mitte: Mittlere Jahresgänge der Simulationen und Beobachtungen.

Links unten: Boxplots der Simulationen und Beobachtungen für das Jahr und die Jahreszeiten.

Rechts: Änderungen der klimatischen Wasserbilanz (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

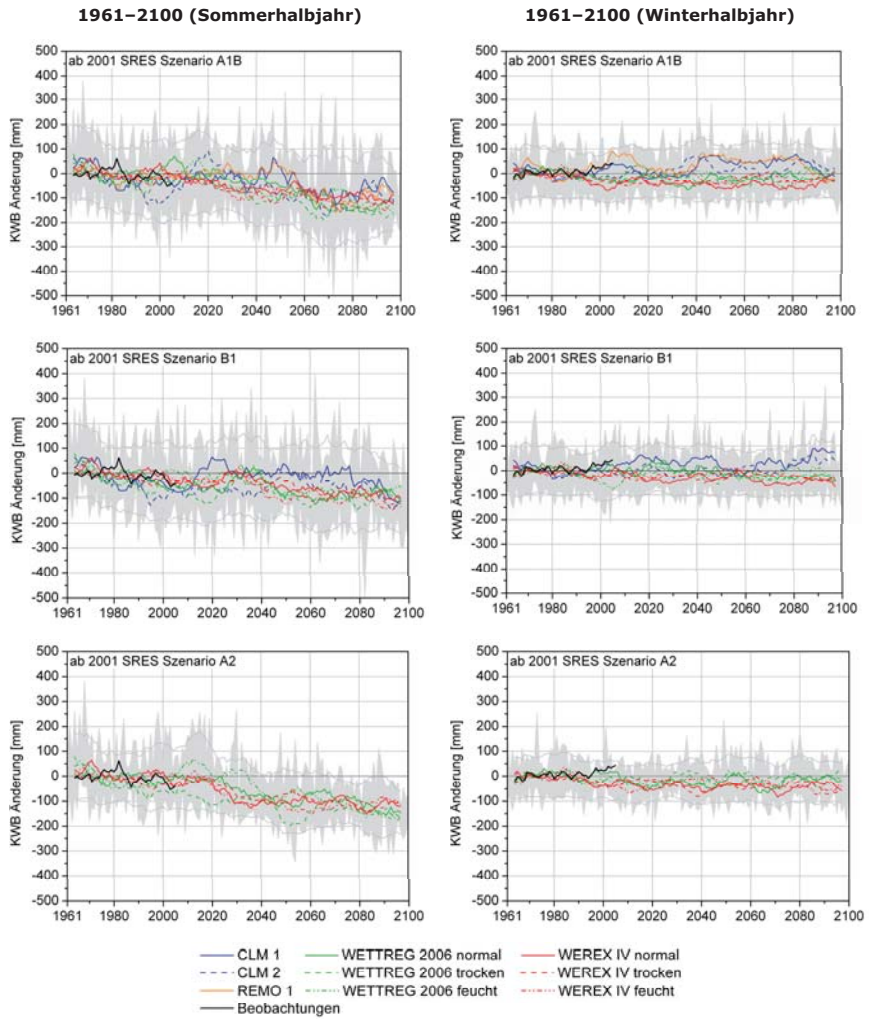


Abb. 3.6-2: Flächenmittel der klimatischen Wasserbilanz [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modellläufe pro Jahr bzw. pro Monat) und die hellgrauen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.

Änderungen der klimatischen Wasserbilanz für das Sommerhalbjahr (links) und das Winterhalbjahr (rechts) (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells bzw. der Beobachtungen – ab 2001 für die SRES-Szenarios A1B (oben) und B1 (Mitte) und A2 (unten).

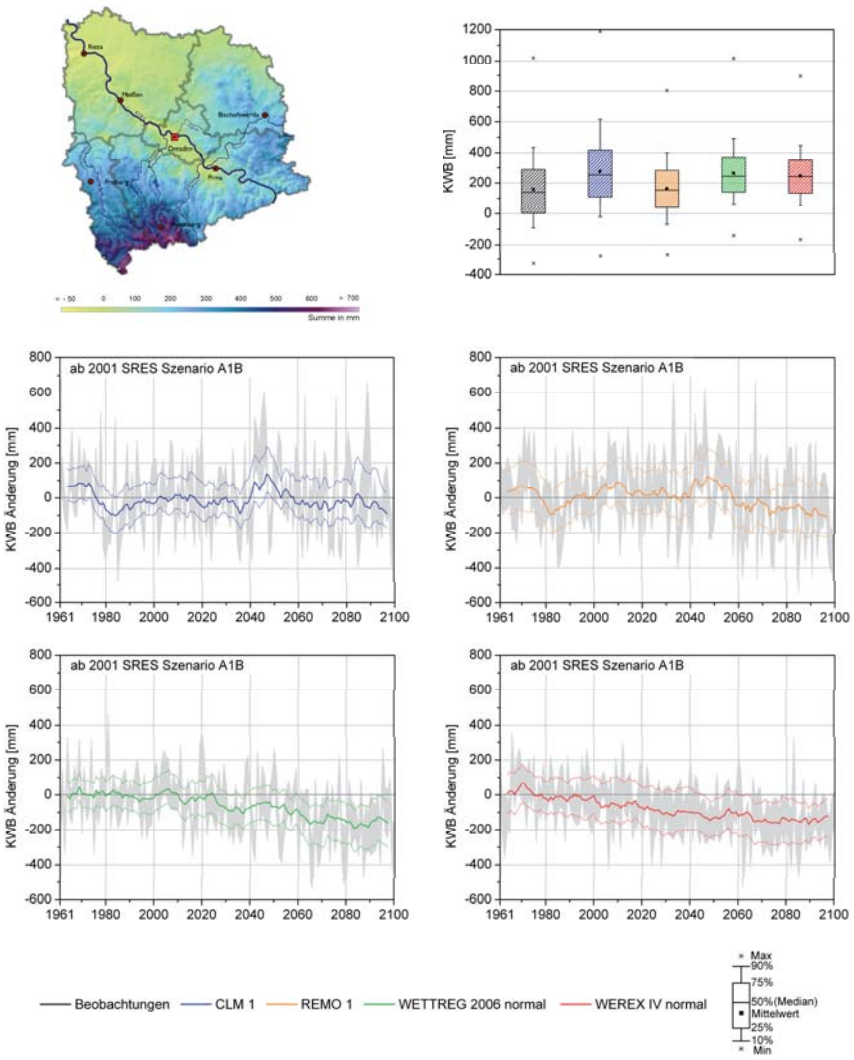


Abb. 3.6-3: Beobachtete räumliche Verteilung sowie Flächenmittel der klimatischen Wasserbilanz [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) für das SRES Szenario A1B sowie der Beobachtungen. Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die räumliche Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Rasterzellen pro Jahr) und die farbigen Linien das 11-jährig gleitende Mittel.
Oben: Klimatische Wasserbilanz 1961–1990 – beobachtete räumliche Verteilung (links) und Boxplots der Beobachtungen und Simulationen (rechts).
Mitte/Unten: Änderungen der klimatischen Wasserbilanz (11-jährig gleitendes Mittel) im Vergleich zum Mittel (1961–1990) des jeweiligen Modells.

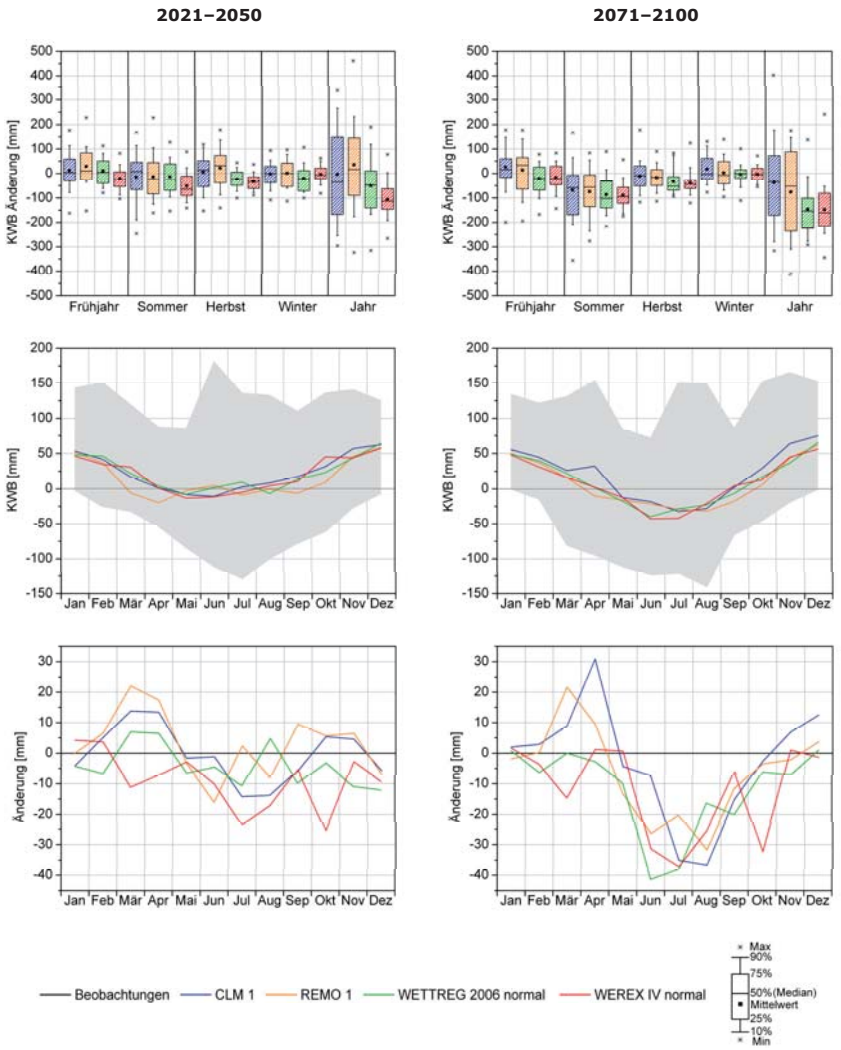


Abb. 3.6-4: Zeitliche Variabilität der klimatischen Wasserbilanz [mm] für die REGKLAM-Modellregion Dresden der regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WETTREG 2006 und WEREX IV) – SRES Szenario A1B, Zeitscheibe 2021–2050 (links), 2071–2100 (rechts). Die hellgrauen Flächen verdeutlichen die modellbedingte Schwankungsbreite (Maximum und Minimum aller Modelle pro Monat).
Oben: Boxplots der Änderungen der klimatischen Wasserbilanz für das Jahr und die Jahreszeiten im Vergleich zum Mittel des jeweiligen Modells 1961–1990.
Mitte: Mittlere Jahresgänge der klimatischen Wasserbilanz auf der Grundlage von Monatswerten.
Unten: Änderung der Jahresgänge im Vergleich zum Jahresgang des jeweiligen Modells (1961–1990).

Wasserbilanz bei einem geringeren Schwankungsverhalten als die dynamischen Modelle CLM und REMO.

Die projizierte Änderung der Jahressumme der klimatischen Wasserbilanz in der letzten Dekade des 21. Jahrhunderts liegt für die drei Emissionsszenarios A1B, B1 und A2 in der Größenordnung von -80 bis -150 mm, -60 bis -150 mm und -160 mm. Das entspricht etwa einer Abnahme von 40 bis 100% im Vergleich zum entsprechenden Mittel des Referenzzeitraumes. Für den Fall des Szenarios A2 heißt das, dass im langjährigen Mittel die klimatische Wasserbilanz der REGKLAM-Modellregion negativ werden könnte.

Die Abbildung 3.6-2 zeigt die Änderung der klimatischen Wasserbilanz im Sommer- und Winterhalbjahr. Eine Verschlechterung der klimatischen Wasserbilanz findet tendenziell in beiden Halbjahren statt, aber vor allem im Sommerhalbjahr. Die modellbedingte Schwankungsbreite ist wie bei der potentiellen Verdunstung relativ groß und steigt mit der Anzahl der Modellläufe.

Im Vergleich zur räumlichen Schwankungsbreite der anderen Klimaelemente ist diese bei der klimatischen Wasserbilanz wesentlich größer – deutlich erkennbar ist der Einfluss der räumlichen Variabilität des Niederschlags (Abb. 3.6-3, Mitte/unten). Die Abbildungen zeigen pro Modell (Emissionsszenario A1B) das gleitende Mittel der Änderung der klimatischen Wasserbilanz für die REGKLAM-Modellregion plus deren Variabilität innerhalb der Modellregion mit starken zwischenjährlichen Schwankungen – graues Band. Im Mittel (dünne farbige Linien) betragen die Unterschiede der Änderung der klimatischen Wasserbilanz in der REGKLAM-Modellregion etwa 200 bis 260 mm. Bei einer maximalen Abnahme der klimatischen Wasserbilanz um etwa 150 mm beim Modell WETTREG 2006 sind diese regionalen Unterschiede bedeutsam.

Die Abbildung 3.6-4 zeigt die Ergebnisse für die REGKLAM-Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 (Emissionsszenario A1B). Größere Änderungen sind erst in der zweiten Zeitscheibe erkennbar, mit einer deutlich negativen Wasserbilanz in den Sommermonaten. Im Zeitraum 2071–2100 beträgt die Abnahme der klimatischen Wasserbilanz im Sommer etwa -90 mm. Bei den Jahresgängen gibt es keine durchgängig systematischen Unterschiede zwischen den Modellen. Einzig im Frühjahr der zweiten Zeitscheibe zeigen die dynamischen und statistischen Modelle ein eindeutig unterschiedliches Verhalten.

Zusammenfassung

Alle Klimamodelle projizieren für die REGKLAM-Modellregion am Ende des 21. Jahrhunderts im Sommer eine Verringerung der klimatischen Wasserbilanz im Mittel um -90 mm. Bei einer schon negativen Bilanz von durchschnittlich rund -30 mm in der Referenzperiode 1961–1990 hätte eine solche Änderung massive Auswirkungen auf Ökosysteme und landwirtschaftliche Kulturen. Da es sich dabei um einen Mittelwert für die gesamte REGKLAM-Modellregion handelt, bedeutet das – bei einer weiterhin positiven klimatischen Wasserbilanz in den Mittelgebirgen – eine stark negative Bilanz im Flachland. Vor allem der Norden der Modellregion wäre von einer großen Wasserknappheit betroffen.

3.7 Extremwertbetrachtungen

3.7.1 Einleitung

Im Vergleich zu langfristigen Veränderungen mittlerer Klimabedingungen sind Extremereignisse in der Klimafolgenbetrachtung von herausragender Bedeutung. Es sind die seltenen Ereignisse, die mit den größten Auswirkungen einhergehen. Beides erschwert die Anpassung. Unser heutiges Verständnis des Klimasystems führt zu der Annahme, dass aufgrund der Erwärmung Stärke und Häufigkeit von Extremereignissen zunehmen werden. Tatsächlich ist eine Häufung solcher Ereignisse zu beobachten. Eindrucksvolle Beispiele aus der Region und für die praktische Relevanz von Extremereignissen sind die von Starkniederschlägen ausgelösten Hochwasserereignisse (z. B. im August 2002 und 2010) sowie Dürreperioden mit ihrem Gefährdungspotential für den Wasserhaushalt sowie verschiedene Teilbereiche der Landnutzung (z. B. im Sommer 2003).

Jedoch kann diese Häufung von Extremereignissen nicht sicher mit dem Klimawandel in Verbindung gebracht werden und immer noch zufällig sein, denn durch die Seltenheit solcher Ereignisse können Trends in der Häufigkeit nur bei Betrachtung sehr langer Zeitreihen nachgewiesen werden (Frei, 2003). Gerade im Hinblick auf die zukünftige Entwicklung der Häufigkeit und Intensität von Extremen besteht weiterer Forschungsbedarf. Es deutet sich jedoch bereits an, dass die bisherigen Modelle die Wirkung der Temperaturerhöhung auf die Entstehung von Starkniederschlägen eher unterschätzen (Lenderink & Meijgaard, 2008). Die insbesondere seit der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts beobachtete Zunahme der Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen setzt sich in den Projektionen für das 21. Jahrhundert fort (IPCC, 2007b, 2008). Im globalen Maßstab sind die geringfügigen Erhöhungen in der Niederschlagssumme mit einer gleichzeitigen Intensivierung der Niederschlagsereignisse sowie einer allgemein zunehmenden Trockenheit kombiniert (Verschärfung der Extreme bzw. Erhöhung der Variabilität).

In diesem Kapitel werden die durch vier Regionalmodelle für das 21. Jahrhundert projizierten Veränderungen in den Temperatur-, Wind-, Niederschlags- und Trockenheitsextremen dargestellt. Als Basis für die Auswertungen dient das SRES-Szenario A1B. Darstellungen zum Vergleich der Szenarios A1B, A2 und B1 finden sich für die einzelnen Klimaparameter in den vorangehenden Kapiteln.

Ziel ist es, die in den Daten steckenden Aussagen zu Wetterextremen zu präsentieren, um die die Verwendbarkeit der Modelldaten für Aussagen zu Extremereignissen besser beurteilen zu können. Umfassende Aussagen zur klimawandelbedingten Veränderung von Extremereignissen sind aufgrund der Schwierigkeiten der Klimamodelle in der Repräsentation solcher Ereignisse derzeit nicht möglich.

3.7.2 Datengrundlage und Methodik

Von vier regionalen Klimamodellen werden die Zeitreihen der Mitteltemperatur, der mittleren Windgeschwindigkeit sowie der Niederschlagssumme in täglicher Auflösung analysiert. Die beiden statistischen Modelle WEREX IV und WETTREG 2006 liefern Ergebnisse auf Stationsbasis, während die beiden dynamischen Regionalklimamodelle REMO und CLM Rasterdaten in unterschiedlicher räumlicher Auslösung liefern. (für weitere Informationen zu den Modellen siehe Kap. 2.1).

Aufgrund von starken Überschätzungen der tatsächlichen Niederschlagssummen wurde für CLM ein statistisch korrigierter Niederschlagsdatensatz verwendet. Im Model REMO ist die räumliche Lokalisierung der Niederschlagsinformation verschoben. Daher wurden hier driftkorrigierte Niederschlagsdaten verwendet (siehe Kap. 2.4).

Die Analyse der Extremwerte wird anhand von drei Beispielstationen durchgeführt, welche die für die REGKLAM-Modellregion typischen Naturräume repräsentieren (Tab 3.7.2-1). Die nördlich der REGKLAM-Modellregion liegende Station Doberlug-Kirchhain vertritt mit einer Höhenlage von 97 m das Tiefland. Repräsentant des Hügellandes ist die Station Dresden-Klotzsche (227 m ü NN). Vertreter des Berglands ist die Station Zinnwald-Georgenfeld (877 m).

Da im Regionalmodell WETTREG 2006 keine Daten für Zinnwald-Georgenfeld vorliegen und auch in WEREX IV die Daten für die Windgeschwindigkeit fehlen, werden zwei weitere Stationen vergleichend in die Analysen einbezogen. Für die niederschlagsbezogenen Analysen wird die 8 km entfernte, jedoch circa 270 Meter tiefer liegende Station Lauenstein (508 m ü NN) genutzt. Für die Temperatur- und Windauswertungen steht innerhalb der REGKLAM-Modellregion keine Klimastation als Vertreter des Berglands zur Verfügung. Hier wird auf die 66 km entfernte Kammstation Fichtelberg (1213 m ü NN) zurückgegriffen. Die sich aus der unterschiedlichen Höhenlage und Exposition der Stationen ergebenden Unterschiede werden in die nachfolgende Ergebnisinterpretation einbezogen.

Für die drei Beispielstationen liegen von den statistischen Modellen WEREX IV und WETTREG 2006 direkt vergleichbare Stationsdaten vor. Für die rasterbasierten dynamischen Modelle REMO und CLM wird jeweils die Rasterzelle analysiert, in der die entsprechende Station liegt (s. Tab 3.7.2-1). Die systematischen Unterschiede zwischen Stations- und Rasterdaten müssen dabei berücksichtigt werden. Vergleichende Analysen für die umliegenden Rasterzellen liefern ein Gefühl für die Variabilität der Ergebnisse.

Tab 3.7.2-1: Übersicht über die verwendeten Stationen und Gitterpunkte sowie deren Halbjahresmittelwerte für Durchschnittstemperatur (TM), Niederschlagssumme (RR) und mittlere Windgeschwindigkeit (FF)

Modell	Höhe [m. ü. NN]	Lauf / Realisierung	1961–90 SHJ / WHJ TM [°C]	RR [mm]	FF [m s^{-1}]	Bemerkungen
Doberlug-Kirchhain – Tiefland						
Beobachtung	97	-	14,2 / 2,9	325 / 235	3,4 / 4,2	
WETTREG 2006	97	normal	14,4 / 3,4	302 / 240	2,6 / 3,4	
		trocken	14,2 / 3,0	306 / 233	2,6 / 3,4	
		feucht	14,3 / 3,5	323 / 257	2,7 / 3,5	
WEREX IV	97	normal	14,4 / 3,0	318 / 253	2,7 / 3,5	
		trocken	14,3 / 2,9	292 / 235	2,7 / 3,5	
		feucht	14,4 / 3,0	336 / 251	2,7 / 3,5	
CLM	106	1	13,6 / 2,9	342 / 269	3,8 / 4,2	GP_086_122
		2	13,3 / 2,6	366 / 259	3,8 / 4,1	
REMO	103	1	15,2 / 4,1	407 / 271	4,0 / 4,4	GP_075_069
Dresden Klotzsche – Hügelland						
Beobachtung	227	-	14,6 / 3,1	384 / 284	2,8 / 3,9	
WETTREG 2006	227	normal	14,7 / 3,5	361 / 279	2,4 / 3,4	
		trocken	14,5 / 3,2	378 / 262	2,4 / 3,3	
		feucht	14,7 / 3,6	376 / 299	2,5 / 3,4	
WEREX IV	227	normal	14,8 / 3,2	366 / 303	2,5 / 3,4	
		trocken	14,7 / 3,2	360 / 282	2,5 / 3,4	
		feucht	14,8 / 3,2	403 / 300	2,5 / 3,4	
CLM	186	1	13,4 / 2,7	375 / 278	3,9 / 4,5	GP_084_123
		2	13,0 / 2,4	396 / 276	3,9 / 4,4	
REMO	182	1	15,2 / 4,1	497 / 345	3,4 / 3,8	GP_076_063
Zinnwald-Georgenfeld – Bergland						
Beobachtung	877	1	9,9 / -0,9	529 / 446	4,2 /5,4	Daten für 1971–90
Lauenstein	508	2		449 / 356		
Fichtelberg	1213	3	8,0 / -2,0	602 / 514	7,3 /9,7	
WETTREG 2006	Je nach verwendeter Station	normal	8,1 / -1,5	466 / 370	5,9 /7,2	TM/ FF: Fichtelberg P: Lauenstein
		trocken	7,9 / -1,8	492 / 353	5,8 /7,0	
		feucht	8,1 / -1,6	472 / 404	6,0 /7,4	
WEREX IV	Je nach verwendeter Station	normal	10,1 / -1,1	530 / 421	6,1 /8,5	TM/ P: Zinnwald FF: Fichtelberg
		trocken	10,1 / -1,0	506 / 464	6,2 /8,7	
		feucht	10,0 / -1,2	562 / 453	6,2 /8,6	
CLM	513	1	11,6 / 0,9	497 / 384	4,1 /4,6	GP_082_123
		2	11,2 / 0,6	520 / 403	4,1 /4,6	
REMO	608	1	13,0 / 2,0	503 / 400	3,6 /3,8	GP_076_058

Grundsätzlich ist die Vergleichbarkeit von Stations-(Punkt-) mit Raster(Flächen)Daten im Hinblick auf Extremereignisse kritisch zu hinterfragen. Für die Temperaturen ist der Fehler aufgrund des vergleichsweise recht homogenen Temperaturfeldes als gering einzuschätzen. Für Wind und Niederschlag bringt der direkte Vergleich von Stations- mit Rasterdaten jedoch eine erhebliche Fehlerquelle in die Analysen ein. Aufgrund der räumlichen Auslösung der dynamischen Modelle (10 bis 20 km Gitterzellenweite) und der damit einhergehenden Methodik der Niederschlagsmodellierung (Parametrierung der Starkniederschläge → parametrisierte Größe) ist es nicht zu erwarten, dass die Modelle die an den Stationen beobachtete Statistik (Häufigkeit und Intensität) der Niederschlagsextreme korrekt wiedergeben. Ähnliches trifft auch auf den Wind zu, wobei hier der Fehlereinfluss durch die Methodik der Modellierung geringer ist (prädiktive Größe). Um den Einfluss des Vergleichs von Punkt- mit Flächendaten genauer abzuschätzen, wäre die Interpolation der Beobachtungsdaten sowie der Stationsdaten von WEREX IV und WETTREG 2006 auf das gleiche Gitter wie von CLM bzw. REMO notwendig. Untersuchungen in dieser Richtung laufen derzeit noch.

Die Analyse der regional gemittelten Klimakenngrößen (vorangehende Kapitel) zeigte jahreszeitlich deutlich differenzierte Änderungssignale. Daher erfolgen die Analysen nach dem Sommer- (April bis September) und dem Winterhalbjahr (Oktober bis März) differenziert. Die Mittelwerte der Durchschnittstemperatur, der Niederschlagssumme sowie der mittleren Windgeschwindigkeit für die Referenzperiode 1961–1990 sind in Tabelle 3.7.2-1 für alle im Weiteren verwendeten Stationen und Gitterpunkte jeweils für das Sommer- und Winterhalbjahr dargestellt.

Für die stationsgebundenen Daten (Beobachtungen und statistische Modelle WETTREG 2006 und WEREX IV) werden für die Extremwertbetrachtungen unkorrigierte Niederschlagshöhen verwendet. Es wurde keine Niederschlagskorrektur nach Richter (1995) vorgenommen, welche den Verdunstungs- und Windfehler der Niederschlagsmessung kompensiert. Damit sind die Niederschläge auf Jahresbasis ca. 10% zu gering. Für Untersuchungen zum Wasserhaushalt sind derartige Korrekturen unabdingbar, für Tagesdaten machen sie jedoch wenig Sinn (geringer Einfluss auf die Niederschlagshöhe und Einbringen neuer Fehlerquellen). Die dynamischen Modelle REMO und CLM berechnen dagegen die „wahre" Niederschlagshöhe. Dies muss bei der Interpretation der Modellvalidierung berücksichtigt werden (s. a. Kapitel 2.4).

Die Analysen in diesem Kapitel nutzen die Schwellenwertstatistik zur Ableitung von Aussagen zur Entwicklung von Temperatur-, Wind- und Niederschlagsextremen. Es wird angegeben, mit welcher Wahrscheinlichkeit ein bestimmter Schwellenwert innerhalb einer 30 Jahre umfassenden Zeitscheibe erreicht bzw. überschritten wird. Die für die Mitte (2021–2050) sowie das Ende (2071–2100) des 21. Jahrhunderts projizierten Veränderungen werden als Differenzen der Überschreitungshäufigkeiten zum Referenzzeitraum (1961–1990) angegeben. Die Größe dieser Differenzen muss immer mit Bezug auf die Überschreitungswahrscheinlichkeit der Schwelle im Referenzzeitraum betrachtet werden. Scheinbar kleine Veränderungen von wenigen Prozent können für Schwellenwerte, die in der Vergangenheit nur selten überschritten wurden, schnell einer Vervielfachung ihrer Wahrscheinlichkeit entsprechen.

3.7.3 Temperatur

Hintergrund und Methodisches

Der deutliche projizierte Anstieg der Temperatur in der REGKLAM-Modellregion Dresden wurde schon im Abschnitt 3.1 diskutiert. Hier liegt das Augenmerk auf stationsbezogenen Analysen zu Veränderungen in der Überschreitungswahrscheinlichkeit (Wahrscheinlichkeit, dass die gewählte Schwelle erreicht oder überschritten wird) ausgewählter Temperaturschwellenwerte zwischen -15°C und +35°C. Dabei ist zu beachten, dass sich die folgenden Analysen auf die mittleren Tagestemperaturen beziehen, während die Definition von Ereignistagen (Sommertage, Tropennächste, Eistage, etc.) auf minimalen bzw. maximalen Tagestemperaturen beruht.

Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Die statistischen Regionalmodelle WEREX IV und WETTREG 2006 bilden die mittleren Halbjahres-

temperaturen von 1961–1990 gut ab (Tab 3.7.2-1). An allen drei Stationen sowie in beiden Halbjahren werden die Mitteltemperaturen nur geringfügig überschätzt. Auch die Überschreitungswahrscheinlichkeiten verschiedener Temperaturschwellen werden gut wieder gegeben (Abb. 3.7.3-1, linke Spalte). Für besonders hohe Temperaturen im Sommerhalbjahr tendieren die beiden statistischen Modelle jedoch zu einer Überschätzung der Überschreitungswahrscheinlichkeiten.

Die dynamischen Modelle REMO und CLM zeigen deutlich größere Abweichungen zu den beobachteten Werten – sowohl in den Mittelwerten als auch in den Überschreitungswahrscheinlichkeiten. Die für das Tief- und Hügelland v. a. für das Sommerhalbjahr zu geringen Durchschnittstemperaturen im Modell CLM (Tab 3.7.2-1) äußern sich bei den Überschreitungshäufigkeiten in einer Unterschätzung der Überschreitung mittlerer und hoher Temperaturschwellen (Abb. 3.7.3-1, linke Spalte). Für den Berglandsvertreter Zinnwald-Georgenfeld werden, wohl aufgrund der im Vergleich zur Stationshöhe um ca. 350 m geringeren Höhenlage des CLM-Gitterpunktes, in beiden Halbjahren zu hohe Temperaturen für die Referenzperiode angezeigt (Tab 3.7.2-1). Auch die Überschreitungshäufigkeiten sind v. a. für die kleinen und mittleren Temperaturschwellen zu groß (Abb. 3.7.3-1, linke Spalte). Die im Mittel deutlich zu hohen Temperaturen im Modell REMO zeigen sich bei den Überschreitungshäufigkeiten in einer Überschätzung der Überschreitung kleiner und mittlerer Schwellenwerte. Für die hohen Temperaturen nähern sich die Kurven v. a. im Sommerhalbjahr den beobachteten Werten an.

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

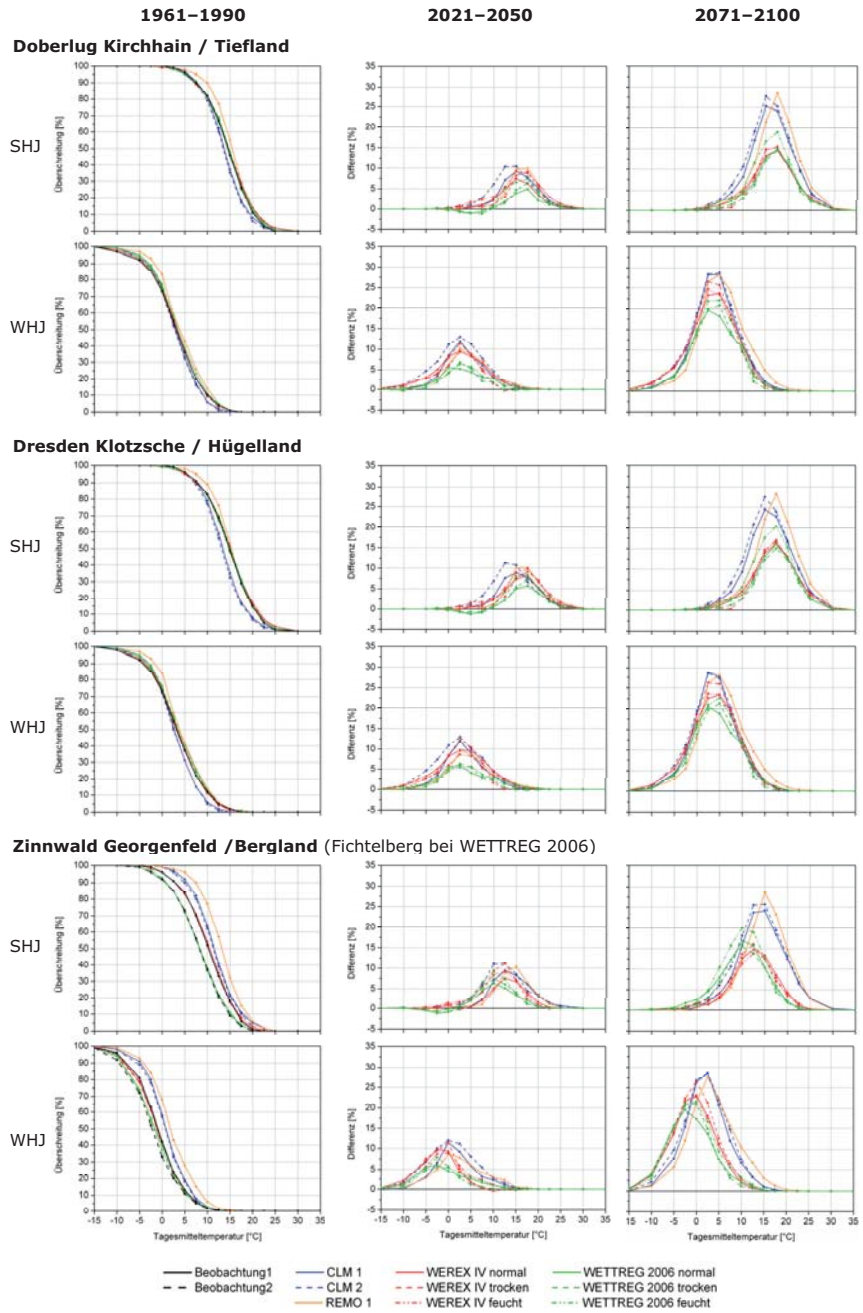
Die Überschreitungswahrscheinlichkeit verschiedener Temperaturschwellenwerte nimmt für beide Halbjahre sowie beide betrachteten Zeitscheiben zu (Abb. 3.7.3-1, mittlere und rechte Spalte). Dabei ist die Temperaturerhöhung zur Mitte des 21. Jahrhunderts deutlich moderater als zum Ende des 21. Jahrhunderts. Die größten Änderungssignale sind jeweils im Bereich der typischen Durchschnittstemperaturen zu beobachten. Die Änderungssignale der dynamischen Modelle sind tendenziell größer als diejenigen der statistischen Modelle. Für den Berglandsvertreter sind sie zusätzlich zu höheren Temperaturen verschoben, was unter Anderem durch die geringere Höhenlage der Rasterzellen im Vergleich zur Höhe der Station Zinnwald-Georgenfeld zu erklären ist.

Im Referenzzeitraum 1961–1990 wurde bei den Tagesmitteln der Gefrierpunkt an den Stationen des Tief- und Hügellands während des **Sommerhalbjahr**es (April bis September) an nahezu allen Tagen überschritten (Abb. 3.7.3-1, linke Spalte). Auch Änderungssignale für diese Temperaturschwelle sind in beiden Zeitscheiben sehr gering (Abb. 3.7.3-1, mittlere und rechte Spalte). Dagegen traten in Zinnwald-Georgenfeld Temperaturen unter 0°C in der Referenzperiode an etwa 8 Tagen auf, am Fichtelberg gar an 15 Tagen. Während die Änderungssignale für 2021–2050 noch recht klein und uneinheitlich sind (±2 Tage), geht im Bergland die Häufigkeit von Tagen <0°C zum Ende des 21. Jahrhunderts hin deutlicher zurück (ca. -1 bis -5 Tage).

Temperaturen von mindestens 15°C traten in der Referenzperiode im Sommerhalbjahr in Doberlug-Kirchhain an ca. 90 Tagen (49%), in Dresden-Klotzsche an 85 Tagen (46%), in Zinnwald-Georgenfeld an 32 Tagen (18%) und am Fichtelberg an 17 Tagen (9%) auf. An allen untersuchten Stationen nahm die Überschreitung in der Zeitscheibe 2021–2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 um ca. 9–18 Tage (5–10%) zu (Abb. 3.7.3-1, mittlere Spalte). Das Änderungssignal für die Zeitscheibe 2071–2100 liegt im Bereich von +18 bis +55 Tagen (10–30%; Abb. 3.7.3-1, rechte Spalte).

Sommertemperaturen von 25°C werden im Referenzzeitraum an im Mittel bis zu 2 Tagen (ca. 1%) erreicht. Ein zunächst gering erscheinendes Änderungssignal von bis zu +3 Tagen (knapp 2%) zur Mitte des 21. Jahrhunderts entspricht demnach schon mehr als einer Verdopplung der Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Tagen mit mindestens 25°C während des Sommerhalbjahres. Ende des 21. Jahrhunderts zeigen die Projektionen sogar ein Plus von 3 bis 12 Tagen

Abb. 3.7.3-1 (rechte Seite): Überschreitungswahrscheinlichkeit der Tagesmitteltemperatur für das Sommer- (Apr–Sep) und das Winterhalbjahr (Okt–Mär) an drei Beispielstationen für die Referenzperiode 1961–1990 (linke Spalte) und die durch vier regionale Klimamodelle unter dem Emissionsszenario A1B projizierten Änderungen in den Zeitscheiben 2021–2050 (mittlere Spalte) und 2071–2100 (rechte Spalte)



(ca. 2–7%) mit Temperaturen von mind. 25°C an. Eine Ausnahme bildet hier die Berglandsstation Zinnwald-Georgenfeld, wo in der Referenzperiode kaum Tagesmitteltemperaturen von ≥25°C beobachtet wurden. Hier liefern nur die dynamischen Klimamodelle deutliche Änderungssignale (etwa +3%/ +5 Tage). Die Ergebnisse des statistischen Modells WETTREG 2006 für das Bergland sind aus mangelnder Datenverfügbarkeit für die Kammstation Fichtelberg dargestellt. Für tiefer gelegene Bergstationen wäre eine Verschiebung der Kurven hin zu höheren Temperaturen zu erwarten. Allerdings zeigt auch WEREX IV für diese Schwelle kaum Änderungen an. Grundsätzlich sind die beiden verwendeten statistischen Modelle bekannt für ihre moderate Temperaturentwicklung und somit auch geringeren Maximaltemperaturen im Vergleich zu den dynamischen Modellen. Die neue Modellversion WETTREG 2010, welche an dieser Stelle nicht mit in die Untersuchungen einbezogen wurde, ist stärker an die Temperaturentwicklung des Globalmodells gekoppelt und liefert somit größere Änderungssignale für die Mittel- und Maximaltemperaturen (s. a. Kap. 3.9).

Tagesmitteltemperaturen von mind. 30 oder gar 35°C treten in den Beobachtungen nicht auf. Leichte Zunahmen der Überschreitungswahrscheinlichkeit von 30°C um etwa einen Tag projizieren vereinzelte Modelle für das Ende des 21. Jahrhunderts. Laut der verwendeten Klimaprojektionen bleibt das Erreichen von Tagesmitteltemperaturen ≥35°C in unserer Region auch zum Ende des 21. Jahrhunderts hin sehr unwahrscheinlich.

Tage mit mittleren Temperaturen von 25°C und mehr findet man fast ausschließlich in den Monaten Juni bis August. Dementsprechend treten bei der Betrachtung der Jahreszeit Sommer im Vergleich zum Halbjahr höhere Überschreitungswahrscheinlichkeiten und Änderungssignale für hohe Mitteltemperaturen auf.

Für das **Winterhalbjahr** (Oktober bis März) zeigt sich eine deutliche Zunahme der Überschreitungshäufigkeiten für weite Bereiche der Temperaturverteilung (Abb. 3.7.3-1, mittlere und rechte Spalte). Grundsätzlich sind die Änderungssignale in der Größe und Form der Kurven denen des Sommerhalbjahres sehr ähnlich. Sie sind nur zu geringeren Temperaturen hin verschoben. Tagestemperaturen von unter -15°C traten in der Referenzperiode nur im Bergland regelmäßig auf (1–2 Tage, Abb. 3.7.3-1, linke Spalte). Die Klimaprojektionen zeigen v. a. zum Ende des 21. Jahrhunderts hin einen Anstieg der Überschreitungshäufigkeit von -15°C (bis zu 1 Tag). Dieser Rückgang in der Wahrscheinlichkeit von Tagen <-15°C bedeutet jedoch nicht, dass nicht auch in Zukunft vereinzelt solch geringe Tagesmitteltemperaturen auftreten können. Tagesmitteltemperaturen von -10 bzw. -5°C traten 1961–1990 deutlich häufiger auf als -15°C. Auch die Änderungssignale in den Klimaprojektionen sind deutlich größer, so dass sich ihre Eintrittswahrscheinlichkeit zur Mitte des 21. Jahrhunderts hin etwa halbiert und sie zum Ende des 21. Jahrhunderts hin gegen Null geht.

Tagesmitteltemperaturen über dem Gefrierpunkt haben 2021–2050 während des Winterhalbjahres eine um etwa 4 bis 12% (7–22 Tage) höhere Überschreitungswahrscheinlichkeit als 1961–1990, wo im Tief- und Hügelland ca. 133 Tage (73%) Temperaturen ≥0°C aufwiesen (Abb. 3.7.3-1, linke und mittlere Spalte). Für die Berglandsstation Zinnwald-Georgenfeld lag die Überschreitungswahrscheinlichkeit von 0°C in der Referenzperiode bei 77 Tagen (42%) und für die Kammstation Fichtelberg bei 60 Tagen (33%). Ende des 21. Jahrhunderts zeigen die Projektionen eine um ca. 15% (27 Tage) häufigere Überschreitung der 0°C-Schwelle für Dresden und Doberlug-Kirchhain (Abb. 3.7.3-1, rechte Spalte). Für das Bergland werden sogar noch größere Anstiege im Bereich von über 20% (ca. 40 Tage) projiziert.

Im Winterhalbjahr der Zeitscheibe 1961–1990 wurden im Tief- und Hügelland Tagesmitteltemperaturen von mindestens 10°C an ca. 18–22 Tagen (10–12%) erreicht. Im Bergland sind es sogar nur 2% bzw. 4 Tage. Solch hohe Wintertemperaturen werden entsprechend der verwendeten Klimaprojektionen ebenfalls deutlich zunehmen und zwar um etwa 2 bis 4% (3–7 Tage) zur Mitte und um bis zu 15% (27 Tage) zum Ende des 21. Jahrhunderts. Dabei sind die Änderungssignale für das Bergland deutlich kleiner als die für das Tief- und Hügelland.

Noch höhere Tagesmitteltemperaturen während des Winterhalbjahres (z. B. ≥15/20°C) sind in der Referenzperiode äußerst selten bzw. wurden nicht beobachtet. Zum Ende des 21. Jahrhunderts hin, sind in den Projektionen Temperaturen von mindestens 15°C deutlich häufiger und auch Temperaturen von ≥20°C sind möglich

Der für die Modellregion Dresden bis zum Ende des 21. Jahrhunderts projizierte Temperaturanstieg von ca. 2,5 bis 3,5 K wird wahrscheinlich mit deutlich häufigeren hohen sowie selteneren tiefen Tagesmitteltemperaturen einhergehen. Im Winter ist mit deutlich weniger Tagen unterhalb der -5 bzw. -10 K Schwelle zu rechnen. Es können jedoch auch zum Ende des 21. Jahrhunderts im Bergland noch Tage mit Durchschnittstemperaturen von -15 K auftreten. Für hauptsächlich im Sommer auftretende Tagesmitteltemperaturen von mindestens 25 K – sie treten in der Vergangenheit mit etwa 2 Tagen pro Jahr sehr selten auf – projizieren die Modelle einen deutlichen Anstieg in der Auftrittshäufigkeit um +3-12 Tage zum Ende des 21. Jahrhunderts. Die Entwicklung zur Mitte des 21. Jahrhunderts fällt dabei deutlich moderater aus. Höhere bisher in der Modellregion noch nicht beobachtete Tagesmitteltemperaturen erscheinen zum Ende des 21. Jahrhunderts hin möglich. Das Überschreiten von 35 K Tagesmitteltemperatur wird jedoch als sehr unwahrscheinlich eingeschätzt.

3.7.4 Windgeschwindigkeit

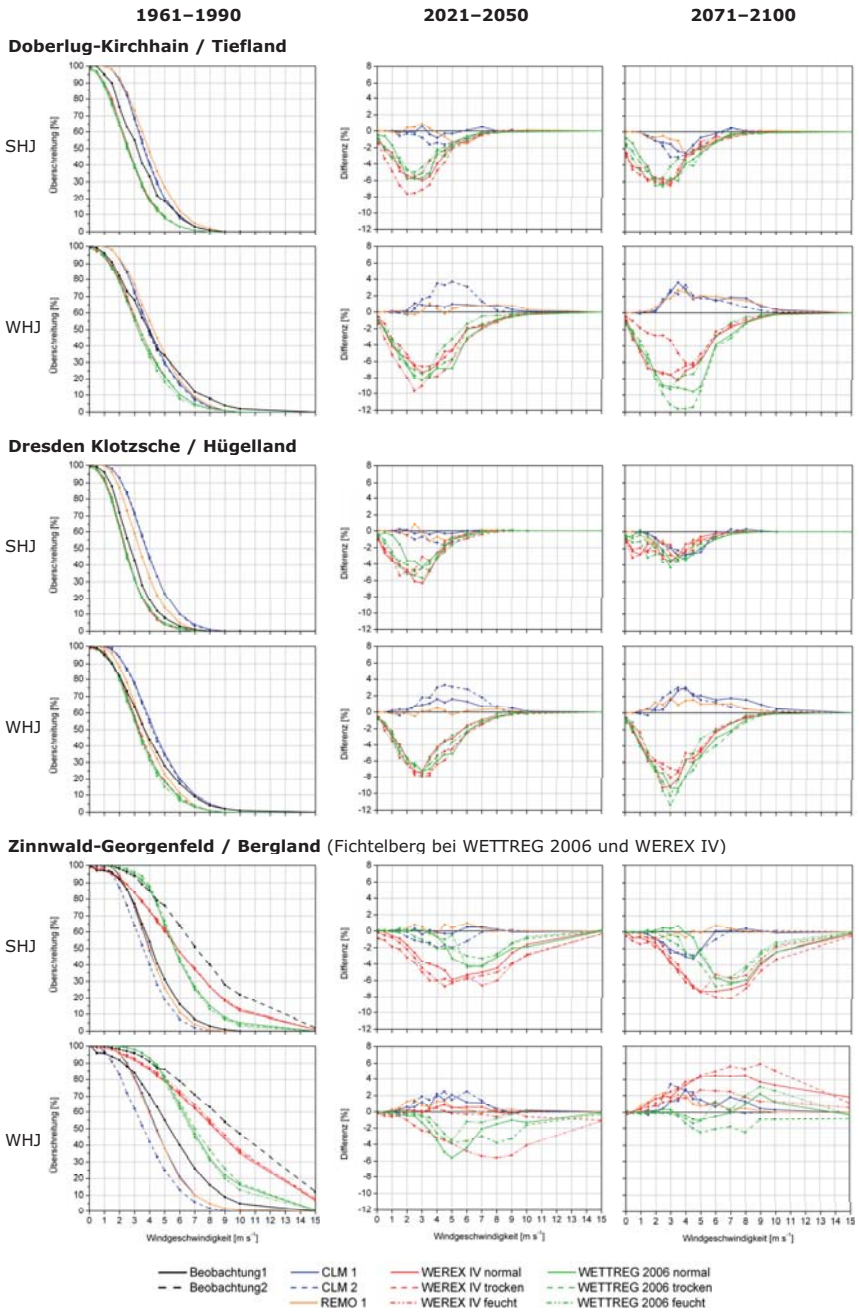
Hintergrund und Methodisches

Windgeschwindigkeit und Windrichtung über Land sind stark von der Orographie und Oberflächenrauhigkeit (Landnutzung) abhängig. Das Ergebnis sind sehr inhomogene Windfelder. Weiterhin sind die Windgeschwindigkeiten aufgrund der größeren Temperatur- und somit auch Druckunterschiede zwischen den Subtropen und den Polargebieten im Winterhalbjahr größer als im Sommerhalbjahr. Großskalige Stürme treten deswegen nur im Winterhalbjahr auf. Für die Vergangenheit wurde über den Landmassen der nördlichen Breiten für das 20. Jahrhundert eine Abnahme der mittleren Windgeschwindigkeiten aufgrund einer gestiegenen Oberflächenrauhigkeit durch Landnutzungsänderungen beobachtet (Vautard *et al.*, 2010). Bei Untersuchungen zu hohen Windgeschwindigkeiten und zur Böigkeit, letztere besonders schadensrelevant, konnten keine einheitlichen Trends für die vergangenen Jahrzehnte ermittelt werden. Eine ausführliche Vorstellung verschiedener Arbeiten zu diesem Thema erfolgt in Mayer *et al.* (2010).

Für die Analyse der zukünftigen Entwicklung der Windgeschwindigkeiten in der REGKLAM-Modellregion standen von den regionalen Klimamodellen Werte der mittleren Windgeschwindigkeit zur Verfügung. Dargestellt sind hier die Überschreitungswahrscheinlichkeiten von täglichen mittleren Windgeschwindigkeiten zwischen 0 und 15 m s^{-1}. Für die aufgrund fehlender Modelldaten in WEREX IV und WETTREG 2006 anstelle von Zinnwald-Georgenfeld herangezogene Station Fichtelberg ist der oberste Schwellenwert von 15 m s^{-1} (entspricht 54 km h^{-1} bzw. der Stufe 7 auf der Beaufort Skala) als zu klein einzuschätzen, da dieser Wert im Winterhalbjahr an 22 Tagen überschritten wird. Dieses Verhalten ist jedoch aufgrund der exponierten Höhenlage des Fichtelberges nicht repräsentativ für das Bergland innerhalb der Modellregion. Daher werden hier keine noch höheren Schwellenwerte für die mittlere Windgeschwindigkeit betrachtet. Aussagen zu Veränderungen der maximalen Windgeschwindigkeiten in Windböen sind mit der vorliegenden Datengrundlage nicht möglich.

Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Alle betrachteten Regionalmodelle haben Schwierigkeiten, die beobachteten mittleren Windgeschwindigkeiten sowie Überschreitungswahrscheinlichkeiten für den Referenzzeitraum 1961–1990 korrekt wieder zugeben. Eine Ursache könnten die starken regionalen Unterschiede beim Wind sein. Die dynamischen Modelle sind immer noch zu grob aufgelöst, um Einflüsse der Orographie und Landnutzung gut berücksichtigen zu können. Bei den statistischen Modellen ist es der geringe Zusammenhang zwischen großräumiger Zirkulation und den lokalen Windbedingungen an den Stationen in der Standardhöhe von 10 m über Grund. Die beiden statistischen Klimamodelle WEREX IV und WETTREG 2006 weisen in beiden Halbjahren im Mittel zu geringe Windgeschwindigkeiten auf (Tab 3.7.2-1). Dementsprechend wird die Überschreitungswahrscheinlichkeit für fast alle Windgeschwindigkeiten unterschätzt. CLM und REMO tendieren im Tief- und Hügelland zu einer Überschätzung der mittleren Windgeschwindigkeiten v. a. im Sommerhalbjahr. Beide Modelle überschätzen v. a. im Bereich der geringen Windgeschwindigkeiten deren Eintrittswahrscheinlichkeit erheblich (Abb. 3.7.4-1, linke Spalte). Für das Winterhalbjahr nähern sich die durch CLM und REMO modellierten Überschreitungswahrscheinlichkeiten im Bereich mittlerer und hoher Windgeschwindigkeiten denen der Beobachtung an.



REMO unterschätzt sogar deren Häufigkeit. Für den betrachteten Vertreter des Berglands unterschätzen die beiden dynamischen Modelle die mittleren Windgeschwindigkeiten (v. a. im Winterhalbjahr). Die ist wahrscheinlich auf die deutlich geringeren Höhe der Gitterpunkte im Vergleich zur Station Zinnwald-Georgenfeld zurückzuführen. WEREX IV und WETTREG 2006 zeigen erhebliche Abweichungen in den Überschreitungswahrscheinlichkeiten zu der als Ersatz verwendeten Station Fichtelberg. Insbesondere für das Bergland sind die projizierten Änderungssignale daher nur mit großer Vorsicht zu interpretieren.

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

Während des Sommerhalbjahres dominieren in beiden Zeitscheiben Abnahmen in der Überschreitungshäufigkeit verschiedener Windgeschwindigkeiten, während im Winterhalbjahr in Abhängigkeit von der Modellklasse (statistisch vs. dynamisch) entgegengesetzte Trends auftreten (Abb. 3.7.4-1, mittlere und rechte Spalte). Die Änderungen in der Überschreitungshäufigkeit sind im Tief- und Hügelland in beiden Zeitscheiben oft ähnlich stark ausgeprägt.

Für das Sommerhalbjahr zeigen die dynamischen Modelle für 2021–2050 (Abb. 3.7.4-1, mittlere Spalte) nahezu unveränderte Überschreitungswahrscheinlichkeiten, während sie für das Ende des 21. Jahrhunderts (Abb. 3.7.4-1, rechte Spalte) leichte Rückgänge insbesondere bei den mittleren und hohen Windgeschwindigkeiten projizieren. Im Winterhalbjahr dagegen zeigen CLM und REMO leichte Anstiege der Überschreitungswahrscheinlichkeit mittlerer und hoher Windgeschwindigkeiten. Dem entgegen projizieren WETTREG 2006 und WEREX IV in beiden Halbjahren deutliche Rückgänge der Überschreitungshäufigkeiten für nahezu alle Schwellenwerte. Im Winterhalbjahr sind die Rückgänge im Allgemeinen stärker ausgeprägt als im Sommer. Eine Ausnahme zu den bisher beschriebenen Veränderungen stellen die Projektionen für das Bergland für das Ende des 21. Jahrhunderts während des Winterhalbjahres dar.

Hier zeigt ein Großteil der Projektionen positive Trends in Richtung der Zunahme mittlerer und hoher Windgeschwindigkeiten. Hier wurden jedoch die Daten des Fichtelbergs verwendet, weshalb die Aussagen nicht einfach auf das tiefer liegende Bergland übertragbar sind.

Generell werden insbesondere für das Sommerhalbjahr eher abnehmende Windgeschwindigkeiten projiziert. Die verwendeten Klimaprojektionen zeigen auch für das Winterhalbjahr keine über die verschiedenen Modelle hinweg konsistente Zunahme in der Häufigkeit von Extremwindsituationen. Einzig für exponierte Kammlagen zeigen einzelne Klimaprojektionen Ende des 21. Jahrhunderts für das Winterhalbjahr eine größere Auftrittshäufigkeit starker Winde. Aufgrund der vorliegenden Daten lassen sich für die REGKLAM-Modellregion Dresden keine belastbaren Aussagen zur Entwicklung der mittleren Windgeschwindigkeit treffen.

Zur zukünftigen Entwicklung von hohen Windgeschwindigkeiten ist eine Vielzahl von Publikationen erschienen. Mayer et al. (2010) fassen zusammen, dass bezüglich der Häufigkeit und Stärke von Stürmen die Daten globaler Klimamodelle keine konsistenten Ergebnisse liefern. Die Ergebnisse hängen außerdem von der verwendeten Sturm-Definition und den analysierten Parametern ab. Für die regionalen Klimamodelle, die zur Beschreibung von Windsystemen auf regionaler und lokaler Ebene verwendet werden, gilt, dass großräumige Stürme, die nicht im antreibenden Globalmodell beschrieben werden, sich auch nicht im Regionalmodell entwickeln können. Trotzdem wurde bei der Mehrzahl der Untersuchungen auf Grundlage von regionalen Klimamodellen ein Anstieg extremer Windgeschwindigkeiten über Europa bis 2100 festgestellt.

Die Modelle haben Schwierigkeiten die mittleren Windgeschwindigkeiten realistisch zu simulieren (grundsätzliche Überschätzung der Windgeschwindigkeiten durch die dynamischen und Unterschätzung durch die statistischen Modelle). Hinsichtlich der Extremwindsituationen zeigen die Projektionen in beiden Halbjahren keine konsistenten Veränderungen

Abb. 3.7.4-1 (linke Seite): Überschreitungswahrscheinlichkeit der täglichen mittleren Windgeschwindigkeit für das Sommer- (Apr–Sep) und das Winterhalbjahr (Okt–Mär) an drei Beispielstationen für die Referenzperiode 1961–1990 (linke Spalte) und die durch vier regionale Klimamodelle unter dem Emissionsszenario A1B projizierten Änderungen in den Zeitscheiben 2021–2050 (mittlere Spalte) und 2071–2100 (rechte Spalte)

Einzig für exponierte Kammlagen steigt zum Ende des 21. Jahrhunderts die Auftrittshäufigkeit starker Winde während des Winterhalbjahres in allen verwendeten Regionalmodellen an. Insbesondere während des Sommerhalbjahrs nimmt jedoch die Windgeschwindigkeit in den Projektionen eher ab.

3.7.5 Niederschlag

Hintergrund und Methodisches

Die verwendeten Klimaprojektionen weisen tendenziell auf ansteigende Niederschlagssummen im Winterhalbjahr und abnehmende Niederschläge im Sommerhalbjahr hin (s. Kap. 3.3). Dass die Veränderungen in den Starkniederschlägen jedoch nicht immer in der gleichen Größenordnung oder zumindest in die gleiche Richtung erfolgen müssen, wie die mittleren Veränderungen, haben Untersuchungen von Niederschlagsbeobachtungen gezeigt. Selbst bei mehr oder weniger gleichbleibenden oder gar abnehmenden Niederschlagssummen können gehäuft Starkniederschläge auftreten. Dies ist beispielsweise durch einen Rückgang der an Wetterfronten gebundenen Landregen und eine Zunahme konvektiver Starkniederschläge zu erklären.

Da aufgrund der groben räumlichen Auflösung der dynamischen Klimamodelle eine Vielzahl der zur Niederschlagsbildung führenden Prozesse parametrisiert werden muss, sind die Modelle nicht in der Lage, die lokalen Einflüsse auf die Bildung von Starkniederschlägen wiederzugeben (s. a. Kap. 2.4; Niederschlag als diagnostische Größe). Die Aussagekraft der Klimaprojektionen in Bezug auf mögliche Veränderungen von Starkniederschlagsereignissen ist daher stark eingeschränkt. Rein physikalisch betrachtet ist mit steigenden Temperaturen das Potential der Atmosphäre zur „Produktion" von Starkniederschlägen größer. Eine wärmere Atmosphäre kann mehr Wasserdampf aufnehmen (vorausgesetzt, dass genügend Wasser zur Verfügung steht), wodurch es mehr Wasser für Niederschlagsprozesse gibt.

Starkniederschläge werden im Allgemeinen basierend auf Schwellenwerten definiert, wobei die Höhe des Schwellenwertes unter anderem von der Dauer des Niederschlagsereignisses abhängt. Starkniederschlagsereignisse mit einer Dauer von <24 Stunden lassen sich mit Hilfe der hier verwendeten Klimaprojektionen nicht untersuchen, da sie „nur" in Tagesauflösung vorliegen. Auf der Ebene von Tagesdaten werden häufig Ereignisse von mindestens 10 oder 20 mm Niederschlagshöhe als Starkniederschlag definiert. Auswirkungsbezogene Definitionen würden den Schwellenwert deutlich höher setzen (z. B. 60 mm). Allerdings sind diese Ereignisse zu selten für eine gesicherte statistische Trendanalyse.

Dargestellt sind in den nachfolgenden Abbildungen auch Schwellen deutlich geringerer Niederschlagshöhen. Somit lässt sich nachvollziehen, in welchen Bereichen der Niederschlagsverteilung die Klimaprojektionen die größten Veränderungen anzeigen. So entsprechen die Überschreitung einer Regenhöhe von 0,1 mm d^{-1} der Anzahl von Tagen mit Niederschlag und die Überschreitung von 1 mm d^{-1} der Zahl von nassen Tagen (Gegenteil der in Kap. 3.7.6 betrachteten Trockentage).

Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Die statistischen Modelle WEREX IV und WETTREG 2006 liegen in ihren mittleren Halbjahresniederschlagssummen im Allgemeinen recht nah an der Klimatologie der jeweiligen Station (Tab 3.7.2-1). Dabei ist zu beachten, dass für WETTREG 2006 die Station Lauenstein anstelle von Zinnwald-Georgenfeld verwendet wurde. Auch hinsichtlich der Überschreitungswahrscheinlichkeiten sind kaum Abweichungen zur Referenzstation festzustellen (Abb. 3.7.5-1, linke Spalte). Am auffälligsten bei den statistischen Modellen ist ihre Überschätzung der Häufigkeit von Niederschlagstagen (≥ 0,1 mm d^{-1}) im Sommerhalbjahr für den Berglandsvertreter um mehr als 20 Tage (11%). WETTREG 2006 zeigt auch für das Winterhalbjahr Überschätzungen in ähnlicher Größenordnung.

CLM liegt in den Mittelwerten für 1961–1990 insbesondere für Doberlug-Kirchhain und Dresden-Klotzsche ähnlich gut wie die statistischen Modelle (Tab 3.7.2-1). Dennoch überschätzt CLM vor allem im Bereich der kleinen und mittleren Niederschlagssummen deren Auftrittswahrscheinlichkeit (Abb. 3.7.5-1, linke Spalte). REMO überschätzt an diesen beiden Stationen (insbesondere an der Tieflandsstation im SHJ) die Halbjahresniederschläge deutlich (+15–30%) und modelliert auch zu hohe Überschreitungswahrscheinlichkeiten für den Großteil der betrachteten Niederschlagsschwellen.

Für den Repräsentanten des Berglands weisen sowohl REMO als auch CLM insbesondere im Winterhalbjahr im Mittel zu geringe Niederschläge auf. Während die Überschreitungshäufigkeiten für geringe und mittlere Niederschlagshöhen im Winterhalbjahr recht gut der Beobachtung entsprechen, wird das Auftreten hoher Niederschlagssummen unterschätzt. Im Sommerhalbjahr wird das Auftreten von Niederschlagstagen überschätzt, während die Häufigkeit hoher Niederschläge unterschätzt wird. Das abweichende Verhalten von CLM und REMO für den Berglandsvertreter im Vergleich zu den Repräsentanten von Tief- und Hügelland ist wahrscheinlich auf die im Vergleich zur Station Zinnwald-Georgenfeld zu geringe Höhenlage der REMO bzw. CLM Gitterzellen zurückzuführen. Im Vergleich zur nahegelegenen jedoch in ähnlicher Höhe wie die Modellgitterpunkte liegenden Station Lauenstein überschätzen beide Modelle die Niederschlagssummen in beiden Halbjahren um ca. 8-15%.

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

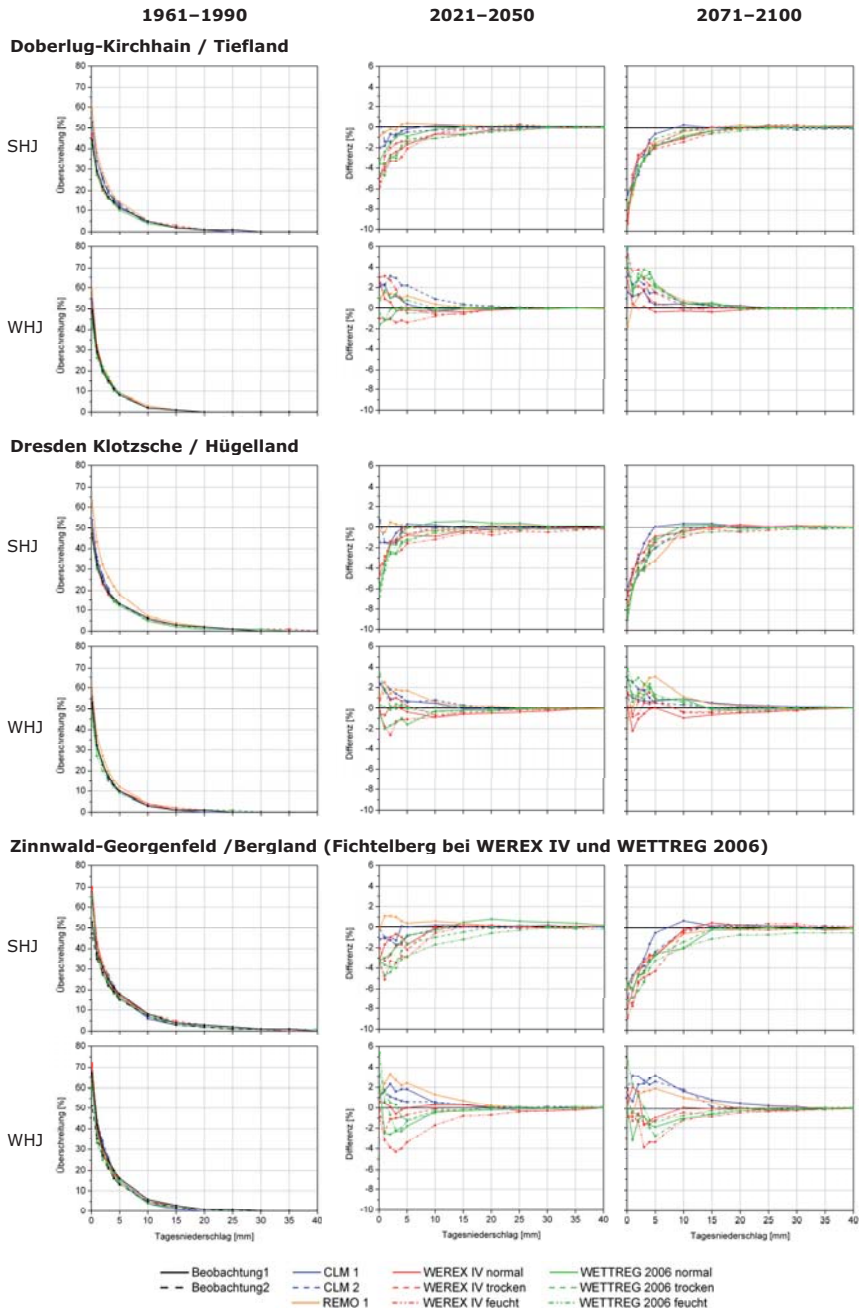
Während die Projektionen der vier Regionalklimamodelle für das Sommerhalbjahr recht ähnlich sind, zeigen sich während des Winterhalbjahres zum Teil deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Projektionen. Abnehmende Niederschlagssummen im Sommerhalbjahr gehen im Allgemeinen mit abnehmender Häufigkeit von **Niederschlagstage**n (≥0,1 mm d^{-1}; 80 bis 97 Tage in 1961–1990) einher. Dieser Trend verstärkt sich von der Mitte (maximal ca. -12 Tage/-7%; Abb. 3.7.5-1, mittlere Spalte) zum Ende des 21. Jahrhunderts hin (etwa -17 Tage/-9%; Abb. 3.7.5-1, rechte Spalte). Die Zunahme der Winterhalbjahresniederschläge zeigt sich oft in der Zunahme der Überschreitung kleiner bis mittlerer Niederschlagsschwellen. Niederschlagstage während des Winterhalbjahres zeigen für die Zeitscheibe 2021–2050 Veränderungen zwischen -3 bis +10 Tagen (ca. -2% bis +5%). Auch Ende des 21. Jahrhundert ist die Bandbreite mit -3 bis +11 Tagen ähnlich groß.

Niederschläge ab 10 mm traten 1961–1990 im Sommerhalbjahr an ca. 8 bis 15 Tagen (5–8%) und im Winterhalbjahr an 3 bis 11 Tagen (2–6%) auf (Abb. 3.7.5-1, linke Spalte). Dabei sind die geringsten Überschreitungswahrscheinlichkeiten im Tiefland und die größten im Bergland anzutreffen. Mitte des 21. Jahrhunderts zeigen die Klimaprojektionen für das Szenario A1B überwiegend Rückgänge der Überschreitungswahrscheinlichkeit von 10 mm Tagesniederschlag für das Sommerhalbjahr in der Größenordnung von -3 bis +1 Tage und im Bereich von -3 bis +2 Tage für das Winterhalbjahr (Abb. 3.7.5-1, mittlere Spalte). Die Bandbreiten liegen auch Ende des 21. Jhd. in ähnlicher Größenordnung (Abb. 3.7.5-1, rechte Spalte).

Niederschläge von mindestens 20 mm treten noch seltener auf (1961–1990: 2–5 Tage im SHJ; 0,5–2 Tage im WHJ; Abb. 3.7.5-1, linke Spalte). Auch ihre Änderungssignale bleiben vergleichsweise klein. So betragen sie für die Zeitscheibe 2071–2100 im Sommerhalbjahr etwa -1 bis +0,5 Tage und im Winterhalbjahr circa ±1 Tag (jeweils <1%; Abb. 3.7.5-1, rechte Spalte).

Da die Änderungssignale in den Klimaprojektionen auch für noch größere Niederschlagsschwellenwerte weiterhin uneinheitlich bleiben, kann auf der Grundlage der vorliegenden Daten keine robuste Aussage zur zukünftigen Entwicklung der Starkniederschläge getroffen werden. Untersuchungen der wetterlagenabhängigen statistischen Starkregenparameter von Franke und Bernhofer (2009) lassen dennoch eine Zunahme von Starkniederschlägen mit bis zu 100-jährigem Wiederkehrsintervall erwarten. Sie zeigen für das Weißeritzeinzugsgebiet eine deutliche Erhöhung der 100-jährigen Bemessungsniederschläge bzw. eine Verkürzung der Wiederkehrsintervalle um ca. 20% bis Mitte des 21. Jahrhunderts.

Die für das Sommerhalbjahr projizierten Niederschlagsrückgänge zeigen sich in einem Rückgang der Niederschlagstage, während die leichten Niederschlagszunahmen des Winterhalbjahres eher mit häufigeren kleinen und mittleren Tagesniederschlägen einhergehen. Eine Tendenz in Richtung des Anstiegs von Starkniederschlägen zeigen insbesondere die dynamischen Modelle für das Winterhalbjahr. Grundsätzlich ist hinsichtlich der Entwicklung von Starkniederschlägen anhand der vorliegenden Projektionen keine robuste Aussage möglich. Physikalische Überlegungen sowie weitergehende Untersuchungen lassen jedoch eine Zunahme der Häufigkeit von Starkniederschlagen erwarten.



3.7.6 Trockentage und Trockenperioden

Hintergrund und Methodisches

Unter einem Trockentag wird hier ein Tag mit einer Niederschlagssumme von weniger als 1 mm verstanden (Gegenteil von „nasser Tag", s. Kap. 3.7.5). Solch geringe Niederschlagshöhen werden aufgrund der Benetzung von Oberflächen sowie der Verdunstung nicht abflusswirksam. Für die REGKLAM-Modellregion wird insbesondere für das Sommerhalbjahr eine Zunahme trockener Tage projiziert (Abnahme nasser Tage; s.Kap. 3.7.5). Um zuordnen zu können, welche Monate des Jahres von den Ab- oder Zunahmen der Trockentagshäufigkeit betroffen sind, werden in diesem Abschnitt Veränderungen im Jahresgang untersucht.

Des Weiteren werden in diesem Abschnitt Zusammenhänge zwischen der Häufigkeit und Andauer von Trockenzeiten analysiert. Trockenperioden sind Phasen mit deutlich geringeren Niederschlagssummen als im klimatologischen Mittel. In der Literatur und Praxis existiert eine Vielzahl möglicher Trockenperioden- bzw. Dürredefinitionen. Im Folgenden wird unter einer Trockenperiode eine mindestens einen Tag andauernde Folge von Trockentagen verstanden. Im REGKLAM-Heft 1 „Das Klima in der REGKLAM-Modellregion Dresden" (Bernhofer *et al.* 2009b) wurden meteorologische Trockenperioden mit einer Mindestdauer von 11 Tagen untersucht. Auf diese Trockenperiodendauer wird in den nachfolgenden Analysen Bezug genommen. Es werden jedoch auch kürzere und längere Trockenphasen betrachtet, um Veränderungen in der Persistenz trockener Zustände zu veranschaulichen. Dazu wird wie bereits in den vorangegangenen Abschnitten (3.7.3 bis 3.7.5) die Schwellenwertstatistik genutzt. Es wird die Häufigkeit von Trockenphasen in Abhängigkeit von ihrer Länge betrachtet. In den nachfolgenden Analysen werden Halbjahresgrenzen überschreitende Trockenperioden dem Halbjahr zugeordnet, in dem sie enden.

Eine Zunahme trockener Tage kann sich sowohl in längeren als auch in häufigeren Trockenphasen äußern.

Werden beispielsweise gleichbleibende oder gar kürzere Trockenperiodenlängen projiziert, kann dies nicht ohne weiteres in Richtung eines abnehmenden Dürrerisikos interpretiert werden. Häufigere kurze Trockenphasen, die von Tagen mit nur geringfügig über dem willkürlich festgelegten Schwellenwert von 1 mm liegenden Niederschlagshöhen unterbrochen werden, können in ihren Auswirkungen auf verschiedene Sektoren denen einzelner längerer Trockenphasen ähneln.

Grundsätzlich darf bei der Bewertung des Dürrerisikos die zu erwartende Temperaturerhöhung nicht vernachlässigt werden. Höhere Temperaturen in der REGKLAM-Modellregion erhöhen die potentielle Verdunstung (siehe Kap. 3.5), wodurch es auch bei größeren Niederschlagshöhen zu trockenen Zuständen kommen kann. Eine Kopplung des Niederschlagsschwellenwertes für die Definition der Trockentage an die jeweils vorherrschenden Temperaturen wäre sinnvoll, wird jedoch in dieser Publikation nicht weiter verfolgt. Aussagen zu projizierten Veränderungen in der klimatischen Wasserbilanz sind in Kapitel 3.6 nachzulesen.

Vergleich von Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000

Grundsätzlich ist festzustellen, dass sich die im Kapitel 3.3 (Niederschlag) sowie Abschnitt 3.7.5 beschriebenen Überschätzungen der Niederschlagssummen durch die dynamischen Modelle REMO und CLM auch in den Trockenheitsanalysen auswirken. Beide Modelle unterschätzen die Zahl der Trockentage sowie die Länge von Trockenperioden deutlich (Abb. 3.7.6-1 und 3.7.6-2, jeweils linke Spalte), da sie (zu) viele Niederschlagstage generieren. Bezieht man jedoch die in Abschnitt 3.7.2 beschriebenen methodischen Unterschiede zwischen Flächen- und Punktdaten sowie korrigierten und unkorrigierten Niederschlagshöhen ein, so relativieren sich die zwischen REMO bzw. CLM und den Beobachtungsdaten beschriebenen Abweichungen.

Im Referenzzeitraum treten an den drei Beispielstationen während des Sommerhalbjahres 113

Abb. 3.7.5-1 (linke Seite): Überschreitungswahrscheinlichkeit der täglichen Niederschlagssummen für das Sommer- (Apr–Sep) und das Winterhalbjahr (Okt–Mär) an drei Beispielstationen für die Referenzperiode 1961–1990 (linke Spalte) und die durch vier regionale Klimamodelle unter dem Emissionsszenario A1B projizierten Änderungen in den Zeitscheiben 2021–2050 (mittlere Spalte) und 2071–2100 (rechte Spalte)

bis 130 **Trockentage** (62% bis 71%) und während des Winterhalbjahres 106 bis 130 Trockentage (58% bis 71%) auf (Abb. 3.7.5-1, linke Spalte – Gegenteil von nassen Tagen). Die statistischen Modelle geben die Trockentagshäufigkeit in beiden Halbjahren gut wieder bzw. überschätzen sie leicht. Eine Ausnahme bildet nur das Bergland mit einer leichten Unterschätzung. Dagegen unterschätzen die dynamischen Modelle – insbesondere REMO – die Trockentagszahl im Allgemeinen. Während diese Unterschätzung im Winterhalbjahr geringfügig ausfällt (-9 bis +2 Tage/ -5% bis +1%) sind die Abweichungen im Sommerhalbjahr mit 4 bis 16 Trockentagen weniger (-2% bis -9%) weitaus gravierender.

Dies zeigt sich auch im **Jahresgang** der modellierten Trockentagshäufigkeiten im Vergleich zu den Beobachtungsdaten (Abb. 3.7.6-1, linke Spalte). Grundsätzlich können die Modelle in der Referenzperiode den generellen Jahresgang mit den meisten Trockentagen im März und Oktober und den wenigsten Trockentagen im Juni sowie im Dezember und Januar recht gut wiedergeben. Für CLM und insbesondere REMO zeigt sich die deutlichste Unterschätzung der Trockentagshäufigkeit in den Sommermonaten an den Beispielstationen des Tief- und Hügellandes, während die Maxima im März und Oktober recht gut getroffen werden.

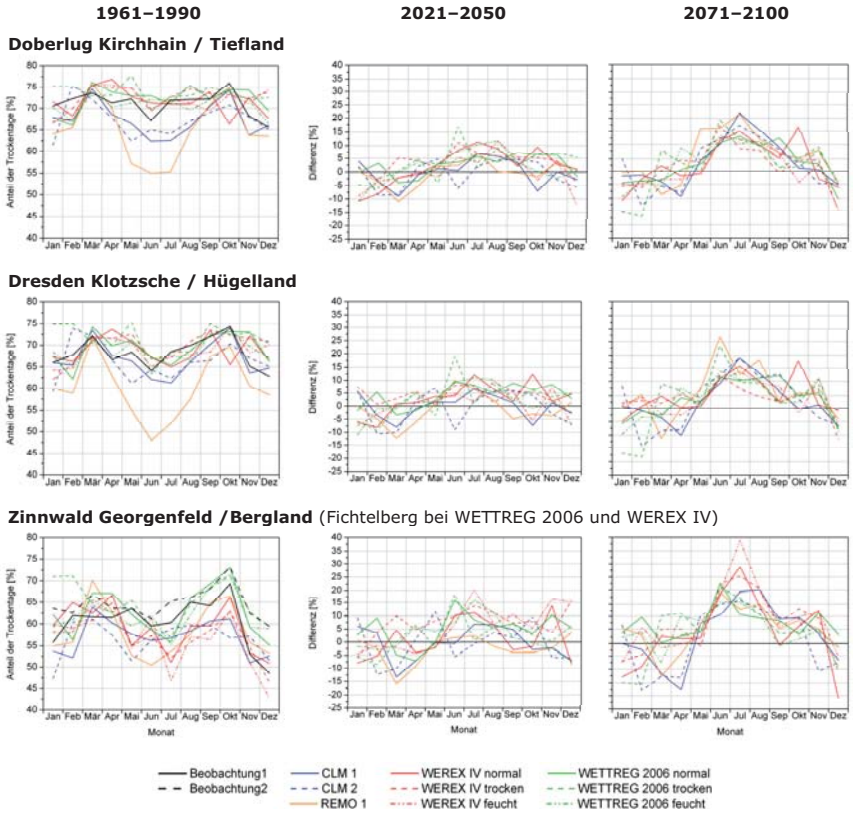


Abb. 3.7.6-1: Jahresgang der Häufigkeit von Trockentagen (Prozentanteil von der Zahl der Tage des jeweiligen Monats) an drei Beispielstationen für die Referenzperiode 1961–1990 (linke Spalte) und die durch vier regionale Klimamodelle projizierten Änderungen in den Zeitscheiben 2021–2050 (mittlere Spalte) und 2071–2100 (rechte Spalte)

Mit zunehmender Höhenlage der Station wird es für die Modelle schwieriger die Trockentagsklimatologie wiederzugeben. Die zum Vergleich herangezogene Station Lauenstein weist über das gesamte Jahr deutlich mehr Trockentage auf als Zinnwald-Georgenfeld. Da sich die Ergebnisse von WETTREG 2006 auf diese 370 m tiefer als Zinnwald-Georgenfeld gelegene Station beziehen, liegen sie im allgemeinen höher als die von WEREX IV, welches die Klimatologie von Zinnwald-Georgenfeld repräsentiert.

Beide Modelle zeigen jedoch deutlich häufigere und größere Unterschätzungen der Trockentagshäufigkeit als für die Tief- und Hügellandsstation, wo sie zur leichten Überschätzung der Häufigkeit trockener Tage tendieren. Der CLM Gitterpunkt liegt etwa auf gleicher Höhe wie die Station Lauenstein, unterschätzt jedoch nicht nur deren Trockentagshäufigkeit sondern auch die des 370 m höher gelegenen Zinnwald-Georgenfeld. Die von REMO simulierte Trockentagshäufigkeit liegt bei einer Abweichung der Höhe des Gitterpunktes im Vergleich zur Station von 270 m deutlich näher an den Beobachtungen als für die beiden anderen Stationen.

Inwieweit die Modelle die Persistenz trockener Zustände realistisch wiedergeben, wird durch die Analyse der Überschreitungswahrscheinlichkeiten verschiedener Trockenperiodenlängen untersucht. Grundsätzlich liegen die Kurven für das Winterhalbjahr näher zusammen als für das Sommerhalbjahr – die Modelle können also insgesamt die Beziehung zwischen der Andauer und der Häufigkeit von Trockenperioden im Winterhalbjahr besser wiedergeben als für das von häufigeren konvektiven Niederschlagsereignissen geprägte Sommerhalbjahr (Abb. 3.7.6-2, linke Spalte).

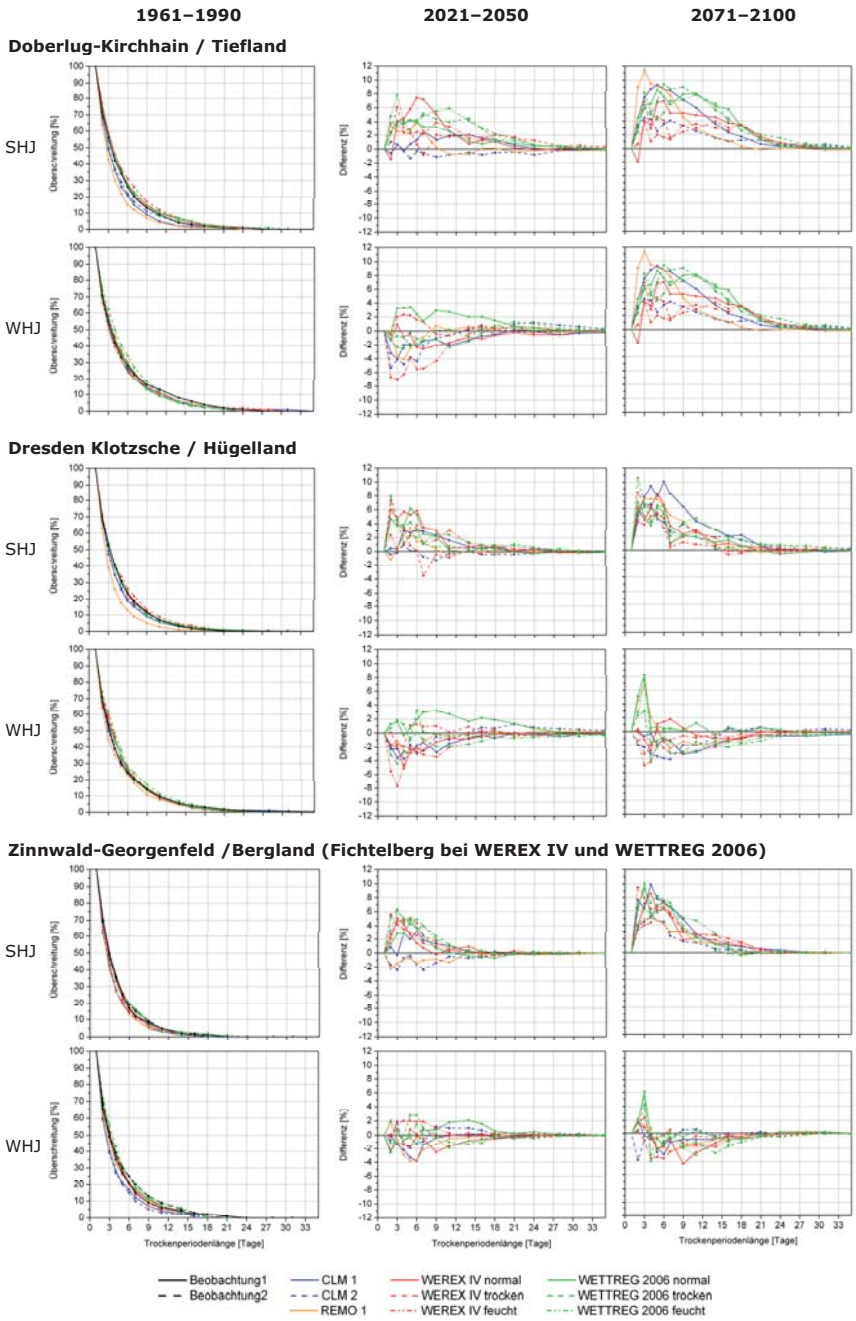
CLM und REMO unterschätzen im Referenzzeitraum die Häufigkeit fast aller Trockenperiodenlängen deutlich, insbesondere im Sommerhalbjahr. REMO weist dabei größere Abweichungen auf als CLM, was mit der größeren Unterschätzung der Trockentagshäufigkeit durch REMO übereinstimmt. Auffällig ist, dass für die Gebirgsstation Zinnwald-Georgenfeld CLM und REMO im Sommerhalbjahr recht nah an den Beobachtungswerten liegen.

Für das Winterhalbjahr ist das Bild umgekehrt. Während die Überschreitungshäufigkeiten für das Tief- und Hügelland vergleichsweise nah an den Beobachtungen liegen, treten für die Berglandsstation die größten Abweichungen auf. Im Sommerhalbjahr geben WEREX IV und WETTREG 2006 die Häufigkeit der beobachteten Trockenperiodenlängen recht gut wieder. Im Winterhalbjahr tendieren sie dagegen zu einer Überschätzung kürzerer Trockenperioden (Dauer bis ca. eine Woche) während die Häufigkeit längerer Trockenphasen überschätzt wird.

Projizierte Klimaänderung im 21. Jahrhundert

Mit abnehmenden Niederschlagstagen nehmen **Trockentage** in den Klimaprojektionen im Sommerhalbjahr v. a. zum Ende des 21. Jahrhunderts hin zu (Abb. 3.7.5-1). Die Projektionen für das Winterhalbjahr sind weniger einheitlich. Für die Zeitscheibe 2021–2050 (Abb. 3.7.5-1, mittlere Spalte) projizieren die regionalen Klimamodelle Veränderungen zwischen -2 und +9 Tagen (ca. -1% bis +5%) für das Sommerhalbjahr. Ein Rückgangstrend wurde dabei einzig von REMO für das Bergland abbildet. Für das Winterhalbjahr liegen die Veränderungen im Bereich von -4 bis +6 Tagen (etwa ±3%), wobei die Rückgänge überwiegen. Dies ist insbesondere für REMO und CLM der Fall, während WETTREG 2006 und WEREX IV Veränderungen in beide Richtungen zeigen. Zum Ende des 21. Jahrhunderts hin nehmen die Anstiegstrends im Sommerhalbjahr zu (+7–14 Tage; Abb. 3.7.5-1, rechte Spalte). Die Entwicklungen im Winterhalbjahr bleiben jedoch weiter uneinheitlich (±6 Tage).

Genauere Aussagen, in welchen Monaten mit mehr und in welchen mit weniger Trockentagen gerechnet werden muss, liefern die Untersuchungen zum Jahresgang (Abb. 3.7.6-1). Die Veränderungen im Jahresgang sind für die drei Beispielstationen recht ähnlich, wobei die größten Änderungssignale für das Bergland projiziert werden. So zeigen die Projektionen überwiegend Anstiegstrends für die Monate Mai bis September bzw. Ende des 21. Jahrhunderts auch bis Oktober. Diese Anstiege betragen in den einzelnen Monaten bis zu 4 Tage für 2021–2050 Abb. 3.7.6-1, mittlere Spalte) und etwa 6 Tage für 2071–2100 (Abb. 3.7.6-1, rechte Spalte). Ende des 21. Jahrhunderts liegt in den verwendeten Projektionen der kleinste Anstieg in der Trockentagshäufigkeit für die Sommermonate Juni bis August bei einem Tag pro Monat. In den anderen Monaten des Sommerhalbjahres treten vereinzelt auch negative Trends auf. In den Monaten des Winterhalbjahres ist die Bandbreite



möglicher Entwicklungen i. a. recht groß. Sowohl Anstiege von Trockentagen bis ca. 15% (ca. 4,5 Tage) als auch Rückgänge um bis zu 20% (ca. 6 Tage) pro Monat sind.

Inwieweit sich die häufigeren Trockentage im Sommerhalbjahr zu längeren Trockenperioden zusammenlagern, zeigen die Untersuchungen zur **Überschreitungswahrscheinlichkeit verschiedener Trockenperiodenlängen** (Abb. 3.7.6-2).

Beispielhaft für kurze Trockenphasen werden hier solche mit mindestens drei Tagen Länge betrachtet. Circa 50–55% aller Trockenperioden dauern unabhängig vom Halbjahr und der Höhenlage mindestens drei Tage an (Abb. 3.7.6-2, linke Spalte). Bis zur Mitte des 21. Jhd. zeigen die Modelle im Sommerhalbjahr Veränderungen im Bereich von etwa -2% bis +8% (Abb. 3.7.6-2, mittlere Spalte) an. Dieser Anstiegstrend verstärkt sich zum Ende des 21. Jhd. auf +4-11% (Abb. 3.7.6-2, rechte Spalte).

Wie schon für die Häufigkeit von Trockentagen, liefern die Projektionen für das Winterhalbjahr ein weniger einheitliches Bild. Das trifft insbesondere auf die kurzen Trockenphasen zu. Trockenperioden mit einer mindestens dreitägigen Andauer zeigen Änderungssignale in der Größenordnung von -8% bis + 3% für die Mitte (Abb. 3.7.6-2, mittlere Spalte) und von -5% bis +8% für das Ende des 21. Jhd. (Abb. 3.7.6-2, rechte Spalte).

Nur 5–9% der Trockenphasen erreichen im Sommerhalbjahr eine Dauer von mindestens elf Tagen (Abb. 3.7.6-2, linke Spalte). Die entspricht dem für die Definition meteorologischer Trockenperioden im REGKLAM-Heft 1 (Bernhofer *et al.,* 2009b) verwendeten Schwellenwert. Für das Winterhalbjahr sind es mit 6–13% etwas mehr. Dabei treten meteorologische Trockenperioden im Tiefland häufiger auf als im Bergland. Die für das Sommerhalbjahr projizierten Änderungssignale in der Zeitscheibe 2021–2050 liegen im Bereich von etwa -1% bis +6% (Abb. 3.7.6-2, mittlere Spalte). Die größten projizierten Anstiege liegen also schon in der Größenordnung der beobachteten Häufigkeiten. Für die Zeitscheibe 2071–2100 verstärkt sich der positive Trend nochmals auf circa 1–8% (Abb. 3.7.6-2, rechte Spalte).

Im Winterhalbjahr werden für meteorologische Trockenperioden einer Mindestdauer von elf Tagen Veränderungen im Bereich von ca. ±2,5% für 2021–2050 und -3% bis +1% für 2071–2100 projiziert. Während die Entwicklung zur Mitte des 21. Jahrhundert also durch die verschiedenen Projektionen noch recht uneinheitlich ausfällt, überwiegen zum Ende des 21. Jahrhunderts hin die Rückgangstrends. Dies trifft auch für die langen Trockenphasen zu.

Beispielhaft für lange Trockenperioden werden hier die mindestens drei Wochen andauernden Trockenphasen betrachtet. Diese kommen mit bis zu 2% im Winterhalbjahr etwas häufiger vor als im Sommerhalbjahr, wo ihre Häufigkeit zumeist unter 1% liegt. Die Änderungssignale dreiwöchiger Trockenphasen liegen im Winterhalbjahr in beiden Zeitscheiben bei ca. ±1%, wobei zum Ende des Jahrhunderts die Tendenz stärker in Richtung negative Werte geht. Die Änderungssignale für das Sommerhalbjahr liegen im Bereich von -0,4% bis +1,7% für die Zeitscheibe 2021–2050. Für die Zeitscheibe 2071–2100 sind sie geringfügig größer und für alle Projektionen positiv. Bei der geringen Auftrittswahrscheinlichkeit dreiwöchiger Trockenphasen im Referenzzeitraum sind diese scheinbar geringen Änderungssignale als recht erheblich einzuschätzen

Generell zeigen die Projektionen für das Sommerhalbjahr eine deutliche Zunahme der Häufigkeit von Trockenphasen, die prozentual gesehen für die längeren Trockenperioden (z. B. drei Wochen) am größten ausfällt. Die Anzahl von Trockentagen und damit das Potential für die Bildung langer Trockenphasen nimmt dabei insbesondere in den Sommermonaten (Juni bis August) zu. Diese Entwicklung ist schon zur Mitte des 21. Jahrhunderts sichtbar, verstärkt sich zum Ende des 21. Jahrhunderts doch noch einmal deutlich. Im Allgemeinen sind für alle betrachteten Trockenperiodenlängen die Zunahmen in der Häufigkeit ihres Auftretens während des Sommerhalbjahres im Tiefland am größten. Die Projektionen für das Winterhalbjahr sind wesentlich weniger eindeutig, jedoch überwiegen zum Ende des 21. Jahrhunderts hin die Abnahmen mittlerer und langer Trockenphasen.

Abb. 3.7.6-2 (linke Seite): Überschreitungswahrscheinlichkeit der Trockenperiodenlänge für das Sommer- (Apr–Sep) und das Winterhalbjahr (Okt–Mär) an drei Beispielstationen für die Referenzperiode 1961–1990 (linke Spalte) und die durch vier regionale Klimamodelle projizierten Änderungen in den Zeitscheiben 2021–2050 (mittlere Spalte) und 2071–2100 (rechte Spalte)

3.8 Wetterlagenklimatologie der Modelle WEREX IV und WETTREG 2006

Die in diesem Abschnitt verwendeten Daten wurden durch die Climate & Environment Cosulting GmbH (CEC) Potsdam im Rahmen von Forschungsprojekten des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (WEREX IV) sowie des Umweltbundesamtes (WETTREG 2006) generiert und für diese Untersuchung zur Verfügung gestellt (vgl. Kap. 2.1). Das speziell auf sächsische Klimaverhältnisse angepasste Regionalmodell WEREX IV („Wetterlagenbedingte Regression für Extremwerte"; Spekat *et al.*, 2006) basiert auf einem statistischen Verfahren zur Regionalisierung klimatischer Parameter auf Grundlage des Globalmodells ECHAM5/MPI-OM T63L31 (Roeckner *et al.*, 2003). Für WETTREG 2006 („Wetterlagenbedingte Regionalisierungsmethode"; Spekat *et al.*, 2007) wurde die WEREX IV-Methodik übernommen und auf die Fläche Gesamtdeutschlands angewendet (s. Kap. 2).

Methodik

Die statistischen Beziehungen zwischen den in Sachsen (WEREX IV) bzw. dem östlichen Mitteldeutschland (WETTREG 2006) in den vergangenen Jahrzehnten gemessenen meteorologischen Parametern bilden die Grundlage der Regionalisierung. Darauf aufbauend werden typische Zirkulationsmuster identifiziert, klassifiziert und hinsichtlich ihrer typischen statistischen Klimakenngrößen charakterisiert. Die aus dem antreibenden Globalmodell ermittelten Häufigkeitsveränderungen der Wetterlagen erlauben somit die Ableitung regionalklimatischer Eigenschaften. Das Modell berücksichtigt dabei Änderungen in der Häufigkeit von Wetterlagen sowie Wetteränderungen innerhalb der Wetterlagen selbst (Enke *et al.*, 2001; Spekat *et al.*, 2006).

Die WEREX IV/WETTREG 2006 Wetterlagenklassifikation basiert auf der Einordnung aller Einzeltage in genau eine von zehn Temperatur- und eine von acht Feuchteklassen (Tab 3.8-1). Die Einteilung der Temperaturklassen variiert von „sehr extrem kalt" bis „extrem warm" (ein warmes Äquivalent zu „sehr extrem kalt" existiert nicht), die der Niederschlagsklassen von „sehr trocken" bis „sehr starker Niederschlag". Die Intervalle der Klassen sind dabei jahreszeitenabhängig. Die Klassenzuordnung basiert auf einer für jeden Tag ermittelten Wahrscheinlichkeitsverteilung für das Auftreten aller Klassen, anhand derer jeder Tag der wahrscheinlichsten Klasse zugeordnet wird. Dies gilt auch, wenn die Summe der Wahrscheinlichkeit der verbliebenen Klassen höher liegt. Die Sicherheit der gewählten Klassenzuordnung wird in der Zuordnungsstabilität zum Ausdruck gebracht. Je höher die mittlere Sicherheit der Zuordnung zur jeweils betrachteten Klasse liegt, desto stabiler ist die in dieser Klasse transportierte Information. In diesem Kapitel werden sowohl die Klassenhäufigkeiten als auch deren jeweilige Zuordnungsstabilität ausgewertet.

Analyse der Wetterlagenklassifikationen

Die realistische Wiedergabe der im Modellgebiet im Kontrollzeitraum 1961–1990 vorherrschenden Klimaverhältnisse wurde für WEREX IV anhand der Reanalysedaten des ERA40-Datensatzes (Uppala *et al.*, 2005) getestet. Dieser Datensatz beinhaltet Rasterdaten von globalen

Tab. 3.8-1: Temperatur- und Feuchteklassen von WEREX IV und WETTREG 2006

Temperaturklasse	Abkürzung	Feuchteklasse	Abkürzung
Sehr extrem kalt	sexK	Sehr trocken	SeTr
Extrem kalt	exKa	Trocken	Troc
Sehr kalt	seKa	Wenig Niederschlag	weNi
Kalt	Kalt	Leichter Niederschlag	leNi
Normal-	Nor-	Mittlerer Niederschlag	miNi
Normal	Norm	Mäßiger Niederschlag	maNi
Normal+	Nor+	Starker Niederschlag	stNi
Warm	Warm	Sehr starker Niederschlag	ssNi
Sehr warm	seWa		
Extrem warm	exWa		

Atmosphären- und Bodenmessdaten in einem 40x40 km Raster. Für WETTREG 2006 liegen die entsprechenden Reanalysedaten nicht vor, weshalb eine Validierung dieses Modells nicht vorgenommen werden konnte. Aufgrund des ähnlichen räumlichen Bezuges und der gleichen Verfahrensweise ist jedoch davon auszugehen, dass die Validierungsergebnisse von WEREX IV in ihren Kernaussagen auch auf WETTREG 2006 übertragen werden können. Für beide Modelle werden daran anschließend Projektionsergebnisse für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 des IPCC-Szenarios A1B im Vergleich zum Kontrollzeitraum vorgestellt.

Temperatur

In Abbildung 3.8-1 (erste Spalte) ist zu erkennen, dass im ERA40 Datensatz (1961–1990) die Wetterlagen in den Übergangsjahreszeiten annähernd normalverteilt sind, während im Sommer eine links-, im Winter eine rechtssteile Verteilung vorliegt. Am häufigsten treten im Frühling die Klassen „normal-" und „normal" (knapp 40% aller Tage), im Sommer die Klassen „kalt" und „normal-" (knapp 40% aller Tage), sowie in Herbst und Winter die Klassen „normal" und „normal+" (knapp 40% bzw. ca. 45% aller Tage) auf. Die beiden äußersten Klassen kommen in allen Jahreszeiten sehr selten vor. Die Werte liegen bei ca. 1%, nur die sehr kalten Wetterlagen treten im Sommer an ca. 3%, im Winter an ca. 2% der Tage auf.

Die Klassenverteilung und Zuordnungsstabilitäten von WEREX IV und WETTREG 2006 weisen ähnliche Eigenschaften auf (Abb. 3.8-1 bis 3.8-3). Im Vergleich zum ERA40 Datensatz stellt der Kontrolllauf von WEREX IV die Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen weitgehend wirklichkeitsnah dar. Es besteht allerdings eine Tendenz zur Unterschätzung kalter und zur Überschätzung warmer Extreme. Im Winter werden alle kalten Lagen zugunsten der höchsten drei Klassen („warm", „sehr warm" und „extrem warm") unterschätzt.

Wie in den Abbildungen 3.8-1 und 3.8-3 (zweite Spalte) ersichtlich, nimmt in der Zeitscheibe 2021–2050 in beiden Modellen die relative Häufigkeit kalter Wetterlagen („sehr extrem kalt" bis „kalt" bzw. „normal-") vor allem im Sommer (ca. -16%) und Herbst (ca. 12%) zugunsten warmer Wetterlagen („normal+" bis „extrem warm") ab. Im Winter gehen die kältesten sechs Wetterlagen („sehr extrem kalt" bis „normal") in ihrer Häufigkeit um ca. 12% zurück, während die der vier warmen („normal+" bis „extrem warm") häufiger auftreten. Im Frühjahr treten kaum Veränderungen auf.

In der Zeitscheibe 2071–2100 verstärken sich die Tendenzen dahingehend, dass alle kalten Wetterlagen markant seltener, die warmen hingegen deutlich häufiger auftreten (Abb. 3.8-1 und 3.8-3, dritte Spalte). Im Winter nehmen die kältesten sieben, in den Übergangsjahreszeiten die kältesten sechs und im Sommer die kältesten fünf Klassen in ihrer Häufigkeit ab, während insbesondere der Anteil der warmen, sehr warmen und extrem warmen Wetterlagen ansteigt. Der Anstieg dieser liegt im Winter bei über 30%, d. h. der Anteil dieser Tage an der Gesamtzahl aller Tage erhöht sich auf über 50%. Dabei dominieren die als „warm" klassifizierten Tage mit einer relativen Häufigkeit von mehr ca. 27%. In allen Jahreszeiten stellt sich eine sehr rechtssteile Verteilung ein. Einzig im Frühjahr fallen die Veränderungen gemäßigter aus. Die vier wärmsten Klassen nehmen zwar ebenfalls (um 16%) zu, jedoch liegt die relative Häufigkeit sehr warmer und extrem warmer Tage im Gegensatz zu allen anderen Jahreszeiten weiterhin deutlich im einstelligen Bereich.

Die tägliche Zuordnung zu einer der zehn vorliegenden Klassen erfolgt im Jahresmittel in keiner Klasse mit einer Sicherheit von mehr als 50% (Abb. 3.8-2). Dies bedeutet, dass in jeder Klasse das Auftreten der Summe der verbleibenden Klassen wahrscheinlicher ist als das der letztlich gewählten Klasse. Am stabilsten zeigen sich die Klassen „sehr extrem kalt" und „normal-„, welche mit mehr als 40%iger Sicherheit zugeordnet werden können. Die Klasse „warm" erreicht dagegen nur eine Zuordnungsstabilität von 30%. Erwartungsgemäß sind die der gewählten Klasse benachbarten Klassen die attraktivsten Alternativen, während die Wahrscheinlichkeit der Zuordnung einer weiter entfernten Klasse mit zunehmender Entfernung zur gewählten Klasse sinkt. Im Vergleich zum Kontrollzeitraum ändert sich die Zuordnungsstabilität (mit Ausnahme der sehr extrem kalten Wetterlagen) kaum. Von WEREX IV wird sie im Vergleich zu ERA40 korrekt wiedergegeben. Lediglich in der kältesten Klasse („sehr extrem kalt") treten deutliche Abweichungen auf, möglicherweise aufgrund der klaren Unterschätzung der Häufigkeit dieser Klasse.

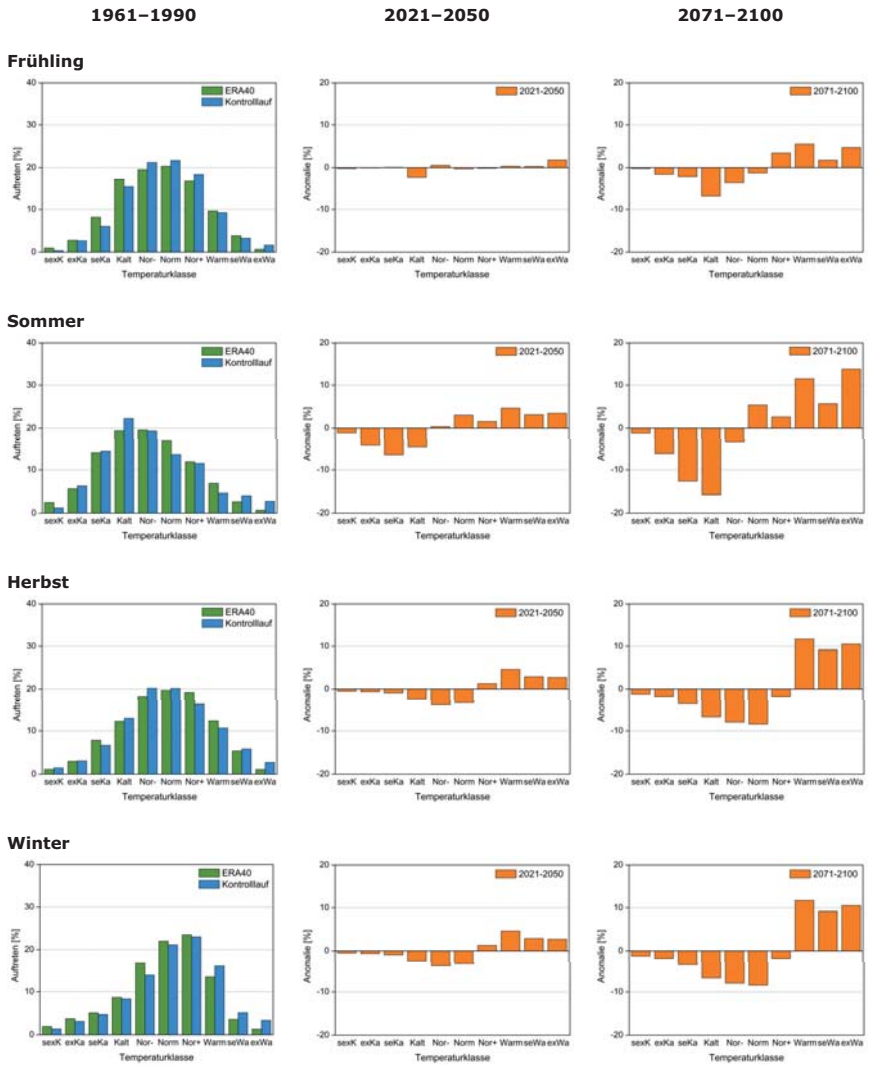


Abb. 3.8-1: Auftretenshäufigkeiten von Temperatur-Wetterlagenklassen im Zeitraum 1961–1990 im ERA40 Reanalysedatensatz und im Kontrolllauf des Modells WEREX IV (links); Anomalien im Vergleich zum Kontrolllauf in zukünftigen Zeitscheiben im Modell WEREX IV (Mitte & rechts, SRES: A1B)

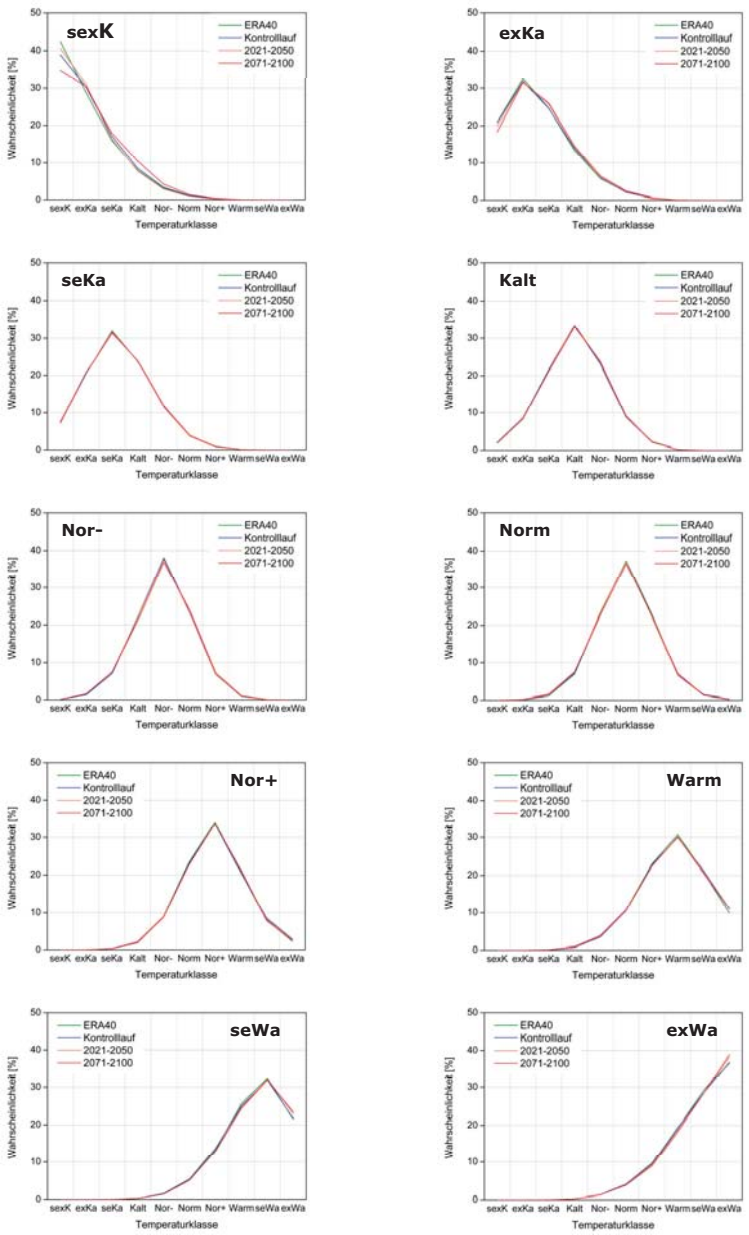


Abb. 3.8-2: Zuordnungsstabilitäten der Temperatur-Wetterlagenklassen und projizierte Veränderungen (SRES: A1B) für zukünftige Zeitscheiben im Modell WEREX IV für das Gesamtjahr

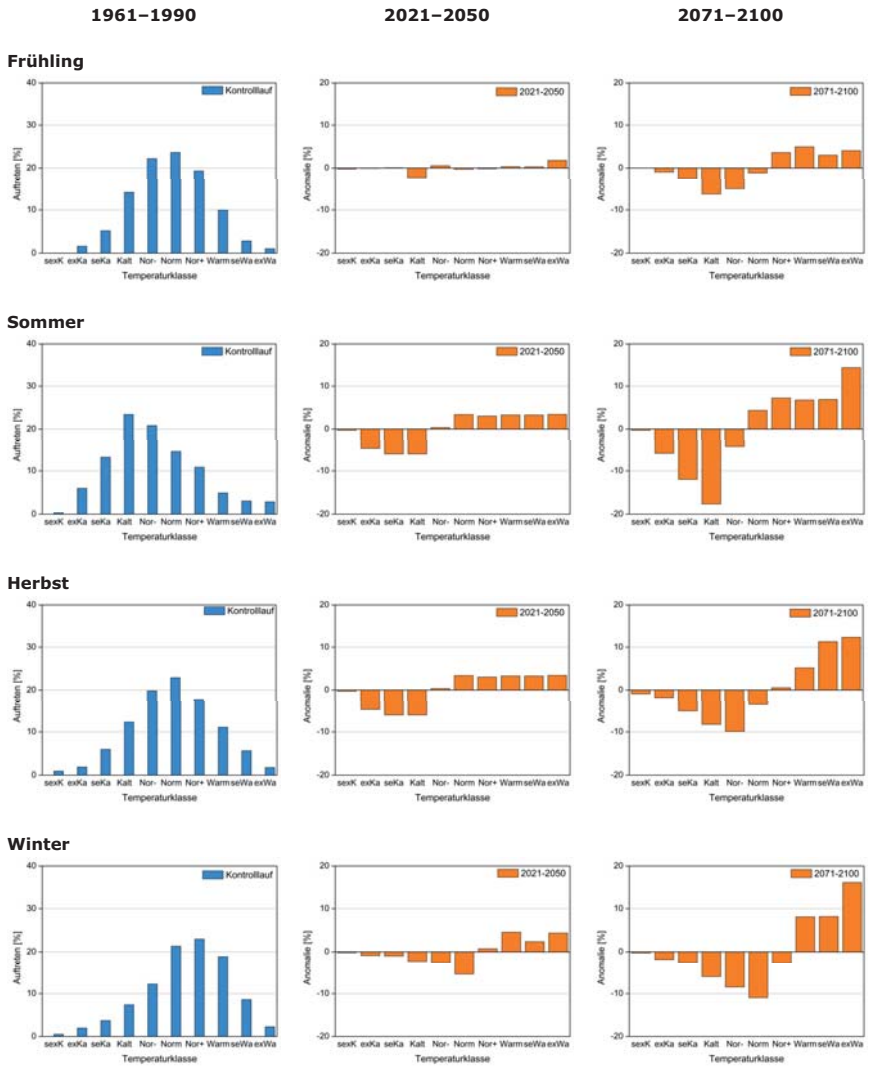


Abb. 3.8-3: Auftretenshäufigkeiten von Temperatur-Wetterlagenklassen im Zeitraum 1961–1990 im ERA40 Reanalysedatensatz und im Kontrolllauf des Modells WETTREG (links); Anomalien im Vergleich zum Kontrolllauf in zukünftigen Zeitscheiben im Modell WETTREG 2006 (Mitte & rechts, SRES: A1B)

Niederschlag

Die Abbildung 3.8-4 (erste Spalte) zeigt, dass im Gegensatz zur Temperatur beim Niederschlag im ERA40 Datensatz eine Klasse dominiert – in allen Jahreszeiten treten im Zeitraum 1961–1990 naturgemäß die sehr trockenen Wetterlagen mit Abstand am häufigsten auf. Deren Anteil liegt mit 36% im Herbst am höchsten, in Winter, Frühling und Sommer treten sie an knapp über 30% aller Tage auf. Zusammen mit der folgenden Klasse „trocken" sind in jeder Jahreszeit mehr als die Hälfte aller Tage durch sehr niederschlagsarme Wetterlagen gekennzeichnet.

Die am anderen Ende der Verteilung gelegene Klasse „sehr starker Niederschlag" tritt nur an 1–2% aller Tage auf, ihre Veränderungen müssen aufgrund der Starkniederschlagsrelevanz dieser Klasse jedoch besonders beachtet werden. Alle weiteren Klassen besitzen eine relative Häufigkeit von 6–16%. Mäßige bis starke Niederschläge treten besonders im Frühjahr und Sommer an zusammen 25 bzw. 23% aller Tage auf, im Herbst und Winter liegt dieser Wert mit ca. 15% deutlich niedriger.

Die Häufigkeitsverteilung des ERA40 Datensatzes wird im Vergleich mit dem WEREX IV-Kontrolllauf von der Struktur her korrekt wiedergegeben (Abb. 3.8.-4, erste Spalte). Es zeigen sich dennoch besonders im Herbst sowie bei den sehr starken Niederschlägen im Winter deutliche Abweichungen. Im Herbst werden die unteren vier Klassen („sehr trocken" bis „leichter Niederschlag") um 10% relativer Häufigkeit zugunsten der oberen vier Klassen („mittlerer Niederschlag" bis „sehr starker Niederschlag") unterschätzt. Diese Tendenz besteht in abgeschwächter Form auch in anderen Jahreszeiten. Zu beachten ist aufgrund der hohen Relevanz der Klasse auch die markante Überschätzung der sehr starken Niederschläge im Winter (7% anstelle von 2%). Aufgrund der Erfahrungen mit WEREX IV ist zu vermuten, dass ähnliche Abweichungen des Kontrolllaufes auch bei WETTREG 2006 auftreten.

Zwischen 2021 und 2050 treten allgemein nur geringe Veränderungen von maximal 2% relativer Häufigkeit auf (Abb. 3.8-4 und 3.8-6, 2. Spalte). Ausnahmen sind bei WEREX IV die Veränderungen der sehr trockenen Wetterlagen im Frühling (Abnahme um 5%) sowie in Sommer und Winter (Zunahme um 5% bzw. 6%) und bei WETTREG 2006 die geringe Zunahme der sehr trockenen Wetterlagen im Sommer (ca. 4%).

Zwischen 2071 und 2100 (Zeitscheibe 2) treten zum Teil deutliche Verschiebungen der Wetterlagen auf (Abb. 3.8-4 und 3.8-6, 3. Spalte). Besonders fallen die sehr markanten Zunahmen der sehr trockenen Wetterlagen im Sommer (17%) und bei WEREX IV im Winter (19%) auf. Diese Entwicklung ist bei WETTREG 2006 nicht erkennbar; die Tage mit trockenen Wetterlagen bleiben hier weitgehend konstant. Der Anstieg der sehr trockenen Wetterlagen führt im Sommer zu einem Rückgang der Häufigkeit der restlichen sieben Wetterlagen. Bei WEREX IV nehmen im Winter die meisten anderen Wetterlagen ebenfalls ab, die mit starken und sehr starken Niederschlägen hingegen zu. Der Anstieg der Wetterlagen mit sehr starken Niederschlägen im Winter erfolgt vor dem Hintergrund der deutlichen Überschätzung der Häufigkeit dieser im Kontrolllauf und sollte daher mit Vorsicht betrachtet werden. Die Änderungen in den Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst fallen geringer aus. Im Frühling nehmen die sehr trockenen Wetterlagen bei WEREX IV um 5% ab, während Wetterlagen mit leichten und mittleren Niederschlägen leicht ansteigen. Im Herbst nehmen sehr trockene Wetterlagen leicht zu.

Die Zuordnung zu den sehr trockenen sowie den zwei feuchtesten Klassen erfolgt im Jahresmittel mit einer Sicherheit von über 50%, bei den verbleibenden Klassen beträgt sie jedoch nur zwischen 29% und 38% (Abb. 3.8-5). Sie wird von WEREX IV mit geringen Abweichungen realitätsnah wiedergegeben (maximal 6% bei den starken und sehr starken Niederschlägen). In den Zeitscheiben sind in beiden Modellen im Vergleich zum Kontrollzeitraum keinerlei relevante Abweichungen zu erkennen.

Zusammenfassung

Die Verteilung der Temperaturklassen entspricht im Jahresgang annähernd einer Normalverteilung und wird im Kontrolllauf realitätsnah wiedergegeben. Im 21. Jahrhundert verschiebt sich diese Verteilung deutlich Richtung warmer Wetterlagen, kalte Extreme treten nur noch selten auf. Beim Niederschlag dominieren trockene Wetterlagen, Klassen mit starken Niederschlägen treten selten auf, sind jedoch besonders bedeutsam.

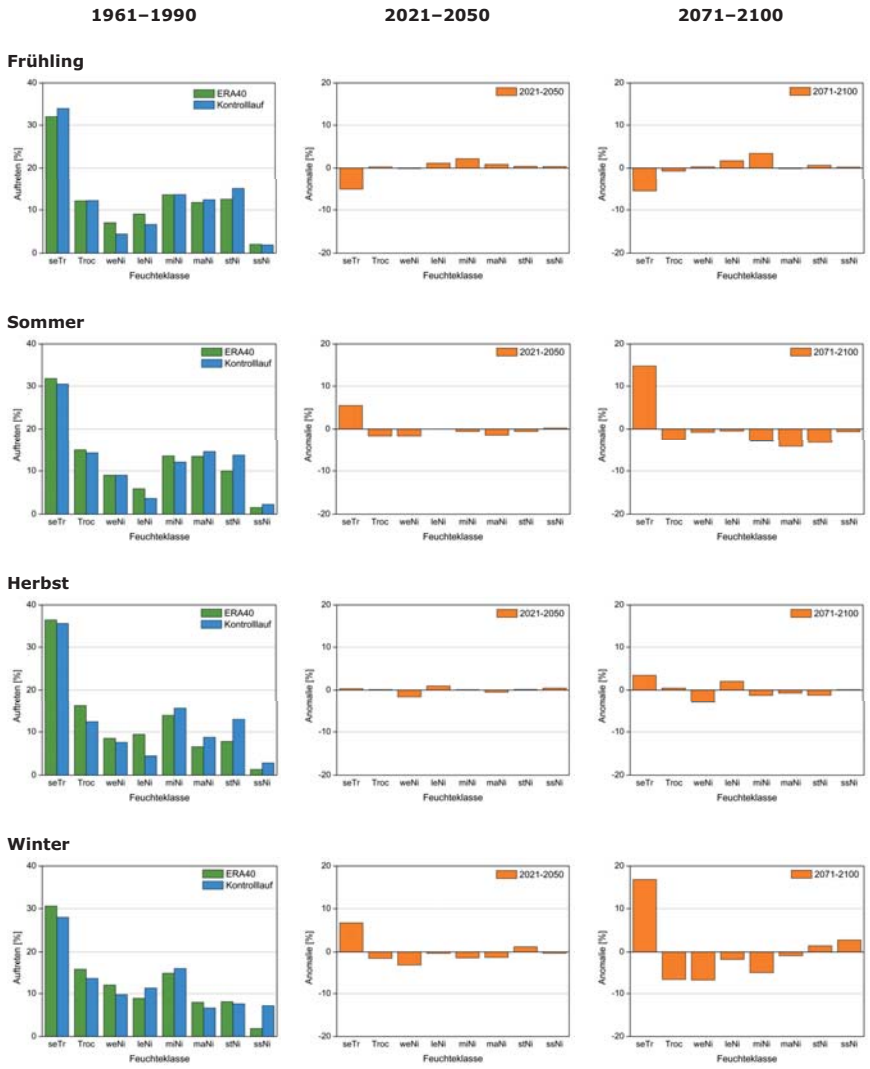


Abb. 3.8-4: Auftretenshäufigkeiten von Feuchte-Wetterlagenklassen im Zeitraum 1961–1990 im ERA40 Reanalysedatensatz und im Kontrolllauf des Modells WEREX IV (links); Anomalien im Vergleich zum Kontrolllauf in zukünftigen Zeitscheiben im Modell WEREX IV (Mitte & rechts, SRES: A1B)

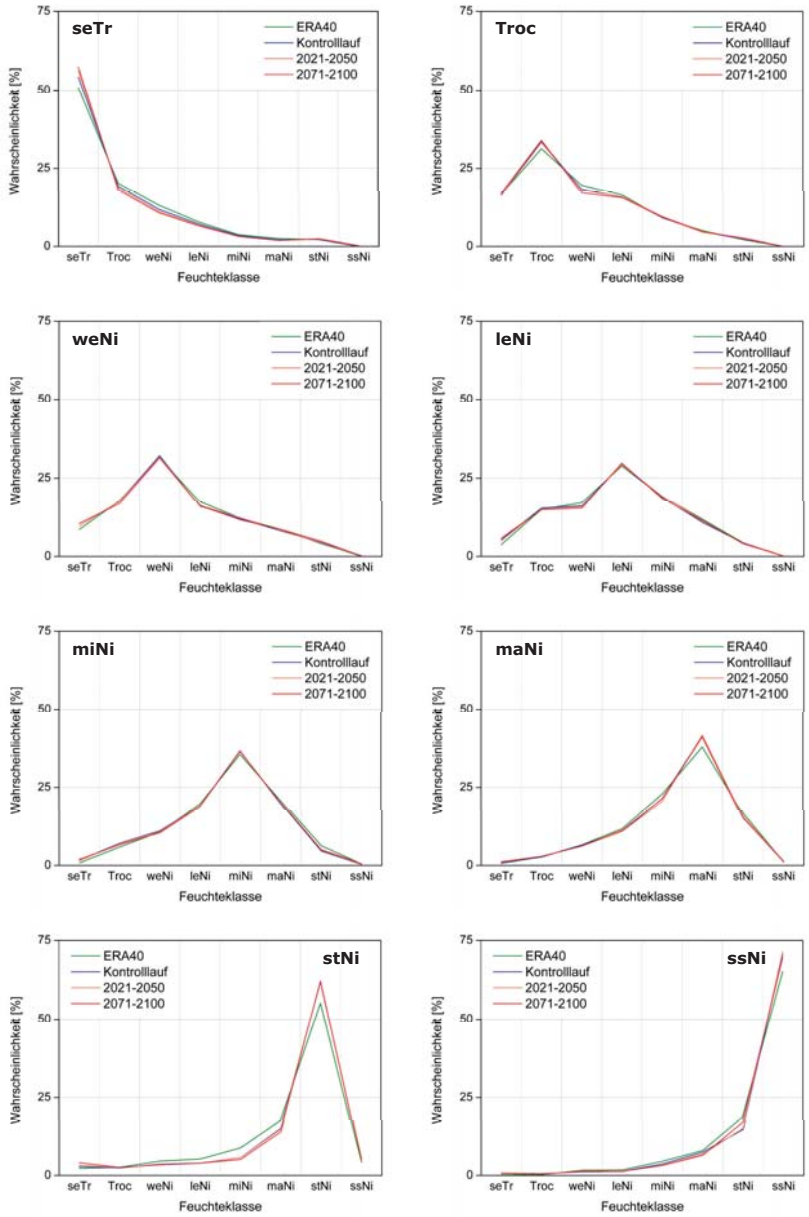


Abb. 3.8-5: Zuordnungsstabilitäten der Feuchte-Wetterlagenklassen und projizierte Veränderungen (SRES: A1B) für zukünftige Zeitscheiben im Modell WEREX IV für das Gesamtjahr

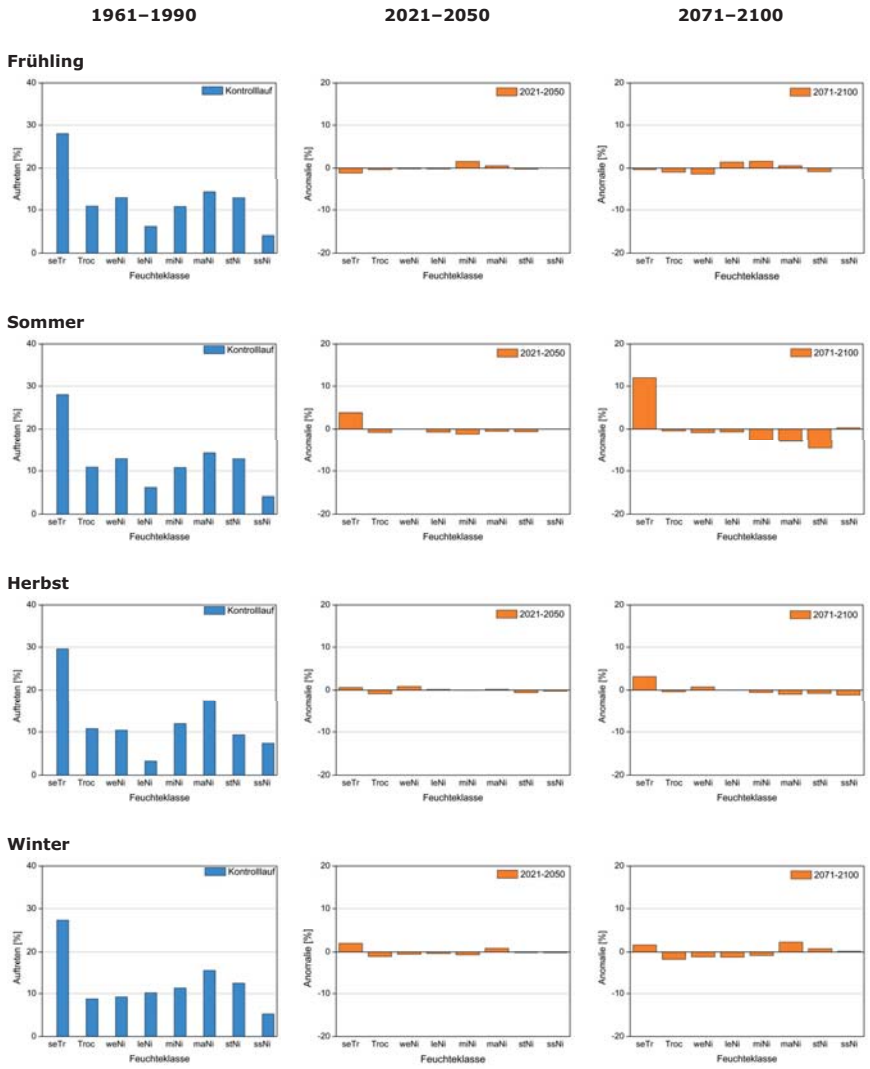


Abb. 3.8-6: Auftretenshäufigkeiten von Feuchte-Wetterlagenklassen im Zeitraum 1961–1990 im Kontrolllauf des Modells WETTREG 2006 (links); Anomalien im Vergleich zum Kontrolllauf in zukünftigen Zeitscheiben im Modell WETTREG 2006 (Mitte & rechts, SRES: A1B)

Der Kontrolllauf zeigt ähnliche Konturen, überschätzt die hohen Niederschlagsklassen jedoch. Während bis Mitte des 21. Jahrhunderts nur geringe Veränderungen projiziert werden, nimmt die sehr trockene Niederschlagsklasse gegen Ende des 21. Jahrhunderts in Sommer und bei WEREX IV auch im Winter deutlich zulasten der anderen Klassen zu. Die dadurch zu erwartende Niederschlagsabnahme wird im Winter möglicherweise durch die Zunahme der Klassen mit starken Niederschlägen kompensiert.

Die projizierten Entwicklungen haben einen markanten Einfluss auf die Klimacharakteristik der REGKLAM-Modellregion. Die mit Ausnahme des Frühjahrs sehr deutliche Zunahme der überdurchschnittlich warmen Wetterlagen geht mit einem starken Temperaturanstieg von Sommer bis Winter einher. Dieser Trend deutet sich in der ersten Zeitscheibe (2021–2050) bereits an und wird in der zweiten Zeitscheibe (2071–2100) besonders deutlich. Kalte Wetterlagen und damit kalte Extreme nehmen deutlich ab. Einzig im Frühjahr ändert sich die Verteilung der Wetterlagen in der ersten Zeitscheibe kaum, so dass keine größeren Änderungen der gegenwärtigen Klimaverhältnisse abgeleitet werden können. Von 2071–2100 nehmen warme Wetterlagen zwar auch dort wie im Rest des Jahres zu, ihr Anstieg wird die gegenwärtig im Frühjahr zu beobachtenden Temperaturverhältnisse jedoch nur moderat verändern.

Die Veränderungen der Häufigkeit der einzelnen Niederschlagsklassen gestalten sich heterogener und werden von WETTREG etwas zurückhaltender projiziert. Die im Sommer deutliche Zunahme der sehr trockenen Wetterlagen auf fast 50% aller Tage zulasten aller anderen Wetterlagen führt zu markant geringeren Sommerniederschlägen und einer deutlichen Zunahme von Dürreereignissen. Diese Entwicklung deutet sich von 2021–2050 bereits an und wird mit zunehmender Zeit immer deutlicher. Die Niederschlagsverhältnisse in den Übergangsjahreszeiten ändern sich kaum, im Frühling besteht eine Tendenz zu etwas feuchteren, im Herbst zu etwas trockeneren Verhältnissen.

Im Winter besteht in Mitteleuropa eine Tendenz zu einer Verstärkung der Westwindzirkulation, was zu einer Zunahme westlicher bis südwestlicher Anströmung führt (Stephenson *et al.*, 2006). Bei südwestlicher Windrichtung befindet sich Sachsen im Windschatten der südlichen Mittelgebirge, so dass vom Ursprung her feuchte, atlantische Luftmassen dennoch für trockenere Verhältnisse im Freistaat sorgen können. In den Projektionsergebnissen treten zwischen WETTREG und WEREX IV deutliche Unterschiede auf. Aufgrund der speziellen räumlichen Zuordnung des in WEREX IV betrachteten Gebietes nehmen hier bei verstärkter Südwestanströmung „sehr extrem trockene" Wetterlagen deutlich zu. Bei WETTREG wird dieser Effekt durch eine Nordverschiebung der räumlichen Zuordnung so verändert, dass die Zunahme hier völlig ausbleibt. Das Ergebnis von WEREX IV steht im Gegensatz zu den meisten Klimaprojektionen, die im Winter trotz der reliefbedingten Sonderstellung des Freistaates ansteigende oder allenfalls stagnierende Niederschläge in Sachsen erwarten. Dies wird in WEREX IV möglicherweise durch die 4%ige Zunahme starker und sehr starker Niederschläge kompensiert. Eine Abnahme der Jahressumme ist nach den Ergebnissen von WEREX IV dennoch möglich, was für Sachsen eine Sonderstellung in Deutschland bedeuten würde.

3.9 WETTREG 2010

Während der Laufzeit des Projektes REGKLAM wurden 2010 neue regionale Klimaprojektionen veröffentlicht – WETTREG 2010. Es handelt sich um eine Weiterentwicklung von WETTREG 2006. Zusammen mit WEREX IV gehören alle zur gleichen Modellfamilie, entwickelt durch die CEC Potsdam GmbH. Alle genannten Modelle erstellen statistische Klimaprojektionen für ausgewählte Stationen. Die Klimaprojektionen werden mit Daten eines dynamischen Klimamodells (1961–2100) und täglichen Beobachtungsdaten (1971–2007[1]) erstellt. Ein dynamisches Klimamodell (Globalmodell ECHAM5/MPI-OM) liefert großräumige atmosphärische Muster (Wetterlagen) und deren Häufigkeiten als Randbedingung für einen stochastischen Wettergenerator. Segmente der beobachteten Klimazeitreihen werden entsprechend der Randbedingungen aus dem Globalmodell mit dem Wettergenerator zu neuen synthetischen Zeitreihen zusammengesetzt. So werden *„…gefundene physikalische Änderungen im simulierten Klima auf die Zeitreihen des … Wettergenerators aufgeprägt…"* (Kreienkamp *et al.*, 2010). Mit diesem Verfahren, das schnell ist und geringe Rechnerressourcen benötigt, wurde für das Szenario A1B auf Grundlage des ersten Laufs des Globalmodells ein Ensemble aus zehn Simulationen erzeugt – alle gleich wahrscheinlich. Durch dieses Vorgehen kann die Unsicherheit durch die natürliche Variabilität des Klimas berücksichtigt werden. Es wurden keine speziellen Klimaverläufe (trocken, feucht, normal) wie bei WETTREG 2006 isoliert. Die Tabelle 3.9-1 listet die verfügbaren Klimaelemente auf und die Abbildung 3.9-1 zeigt die Stationsverteilung.

Tab. 3.9-1: Klimaelemente von WETTREG 2010

Klimaelement	Einheit
Maximum der Temperatur	[°C]
Tagesmittel der Temperatur	[°C]
Minimum der Temperatur	[°C]
Tagessumme des Niederschlags (unkorr.)	[mm]
Tagesmittel der relativen Feuchte	[%]
Tagesmittel des Luftdrucks	[hPa]
Tagesmittel des Dampfdrucks	[hPa]
Tagesmittel der Sonnenscheindauer	[h]
Tagesmittel des Bedeckungsgrades	[achtel]
Tagesmittel der Windgeschwindigkeit	[m s^{-1}]

[1] Die Vorgängerversion WETTREG 2006 nutzte Beobachtungsdaten von weniger Stationen und einem kürzeren Zeitraum (1971–2000).

Die beiden wichtigsten Neuerungen im Vergleich zu WETTREG 2006 sind

a) die Berücksichtigung neuartiger Wetterlagen (Transwetterlagen: Es wurde festgestellt, dass sich die Eigenschaften der Wetterlagen in der Zukunft ändern) und

b) die Verwendung von Anomalien (Abweichungen vom Mittelwert 1971–2007) anstatt von Absolutwerten bei der Definition der Wetterlagenklassen und der Auswahl und Zuordnung der Beobachtungsdaten zu diesen.

Im Ergebnis lehnt sich WETTREG 2010 deutlich stärker an die Vorgaben des antreibenden Globalmodells ECHAM5/MPI-OM an. Die Unterschiede zu den dynamischen Regionalmodellen (CLM und REMO) sind geringer.

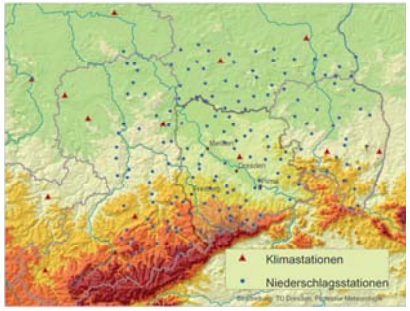


Abb. 3.9-1: WETTREG 2010 Stationsverteilung für die erweiterte REGKLAM-Region

Ergebnisse

Die Abbildungen 3.9-2 und 3.9-3 zeigen exemplarisch für drei Klimaelemente (Jahresmitteltemperatur, Niederschlagssumme Sommerhalbjahr, Jahressumme Sonnenscheindauer) links die Gegenüberstellung von Beobachtungsdaten und WETTREG-Simulationen und rechts die projizierten Änderungen bis 2100 für die erweiterte REGKLAM-Region (s. Abb. 3.9-1). Die Abweichungen (Bias) zwischen Beobachtungen und Simulation im Kontrollzeitraum 1961–2000 sind für die Jahresmitteltemperatur und die Niederschlagssumme im Sommerhalbjahr gering (Abb. 3.9-2), d. h. WETTREG 2010 kann die Entwicklungen in der Vergangenheit gut wiedergeben. Der Bias bei der Sonnenscheindauer ist mit maximal 6% etwas größer. Verursacht wird diese

Abweichung durch das Unvermögen der Modelle die Abnahme der Sonnenscheindauer in den 1970er Jahren durch die erhöhte Luftverschmutzung wiederzugeben („Global Dimming", s. Kap. 3.4 Globalstrahlung). Auch bei den Klimagrößen relative Feuchte und Windgeschwindigkeit sind die Abweichungen zu den Beobachtungen im Kontrollzeitraum nur geringfügig (ohne Abbildung).

Im Mittel aus allen zehn Simulationen ergeben sich für die gezeigten Klimaelemente deutliche Klimaänderungssignale (Abb. 3.9-3). Die Jahresmitteltemperatur würde unter dem Emissionsszenario A1B zum Ende des 21. Jahrhunderts um ca. +3,5°C zunehmen, die Niederschlagsumme im Sommerhalbjahr um ca. -17% abnehmen. Die Zunahme der Sonnenscheindauer um ca. +25% erscheint zu deutlich (s. Kap. 3.4).

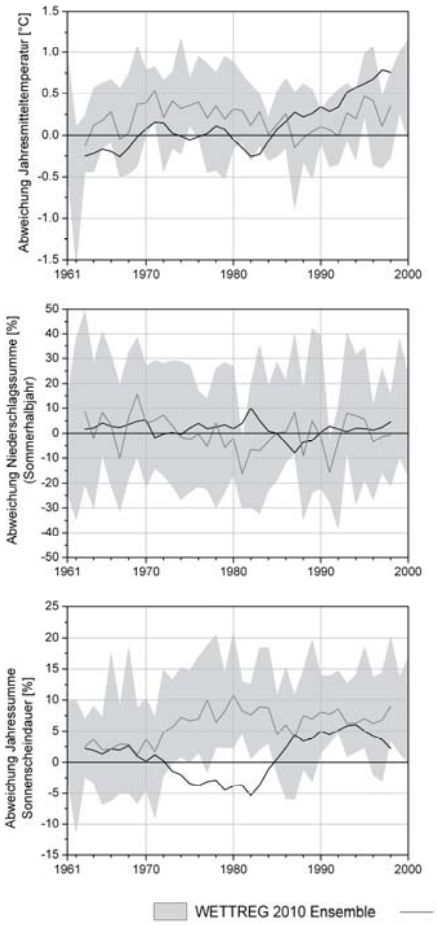


Abb. 3.9-2: Abweichungen (**Bias**) der Simulationen (WETTREG 2010) und der Beobachtungen vom beobachteten Referenzmittel 1961–1990 im Kontrollzeitraum (11-jährig gleitende Mittel)

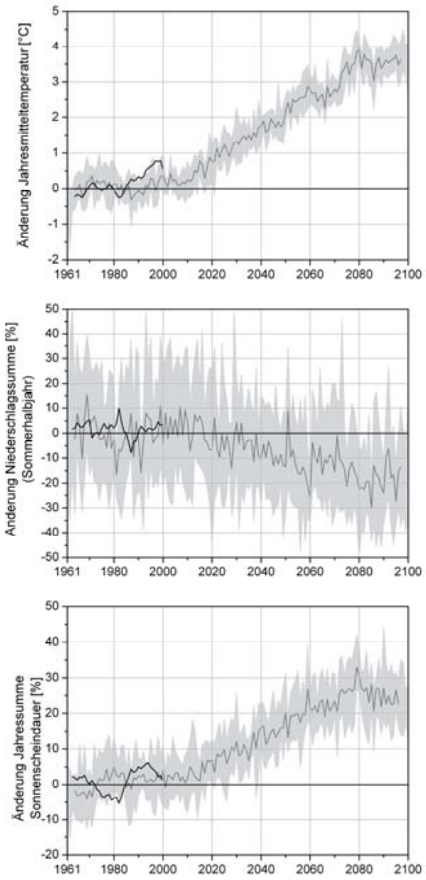


Abb. 3.9-3: Änderungen (**Klimaänderungssignal**) der Simulationen (WETTREG 2010) und der Beobachtungen im Vergleich zum jeweiligen Mittelwert des Referenzzeitraums 1961–1990 (11-jährig gleitende Mittel, ab 2001 SRES-Szenario **A1B**)

Zusammenfassung

WETTREG 2010 berücksichtigt neuartige Ausprägungen bekannter Strömungsmuster (Transwetterlagen). Das Ergebnis sind stärke Änderungssignale (Temperaturzunahme, Abnahme der Niederschlagssumme im Sommerhalbjahr), die den Vorgaben des Globalmodells entsprechen. Dadurch sind die Unterschiede zwischen den dynamischen Modellen CLM und REMO und dem statistischen Modell WETTREG 2010 deutlich geringer als bei WEREX IV und WETTREG 2006.

4 Zusammenfassende Gesamtbetrachtung und Bewertung

In den letzten Jahrzehnten waren in der REGKLAM-Modellregion bereits Änderungen des Klimas spür- und messbar. In Heft 1 der REGKLAM-Publikationsreihe wurde der beobachtete Klimawandel in der Region dargestellt und beschrieben (Bernhofer *et al.,* 2009b). Die dort dargestellten Änderungen des Klimas bis 2005 haben sich auch in den nachfolgenden Messungen bis 2010 bestätigt.

Mit dem Jahr 2010 liegt auch die neue Klimanormalperiode 1981–2010 vor. Vergleicht man diese mit der Referenzperiode 1961–1990, ergeben sich für Dresden die in Tabelle 4-1 festgehaltenen Änderungen für Sommer- und Winterhalbjahr. Dabei sind die Temperaturen im Sommer weiter gestiegen, während die Wintertemperaturen seit 2005 gleich hoch geblieben sind. Die warmen Kenntage sind deutlich häufiger, die kalten Kenntage – durch einige normale Winter seit 2005 – wieder etwas näher an den Werten von 1961–1990. Die Änderungen der Niederschlagssummen im Sommer- und Winterhalbjahr sind unerheblich, die Starkregentage und die Trockenperioden (Häufigkeit und mittlere Andauer) haben im Sommer weiter zugenommen.

Tab. 4-1: Mittlere Änderung (Temperatur in °C, Niederschlag in mm, alle anderen Angaben in Anzahl von Tagen/Jahr bzw. Anzahl der Trockenperioden/Jahr mit einer Mindestandauer von 11 Tagen) für ausgesuchte Klimawerte an der Station Dresden; 1981–2010 minus 1961–1990 für Sommer- und Winterhalbjahr (SHJ = April bis September, WHJ = Oktober bis März)[1]

	SHJ	WHJ
	Temperatur und abgeleitete Größen	
Mittel	+0,7	+0,4
Heiße Tage	+0,9	
Sommertage	+4,3	
Tropennächte	+0,4	
Frosttage		-1,1
Eistage		-2,4
Kalte Tage		-0,2
	Niederschlag und abgeleitete Größen	
Summe	+1,8	-3,0
Tageswert ab 20 mm	+0,3	0,0
Trockenheit, Andauer	+2	-1
Trockenheit, 11 Tage	+0,1	+0,1

[1] Beide Perioden enthalten die 80-er Jahre und sind dadurch nicht unabhängig; für Aussagen zum Niederschlag sind aber 30 Jahre oder mehr günstiger

Die Nutzung der Werte dieser Klimanormalperiode wird für den zeitnahen Planungshorizont bis 2020 empfohlen, da die Änderungssignale aus den Klimamodellen oft kleiner sind als die bereits beobachteten Änderungen.

Auf Grundlage der vorliegenden Klimaprojektionen werden sich die bisher beobachteten Trends in der REGKLAM-Modellregion weiter fortsetzen. Dabei wirken sich die unterschiedlichen Szenarios der Treibhausgasemissionen erst ab ca. 2050 deutlich aus. Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts muss mit einer deutlichen **Temperaturzunahme** (in Abhängigkeit von Emissionsszenario und Modell) zwischen 2,5 und 3,5°C gerechnet werden. Dabei ist zu bedenken, dass aufgrund der vorliegenden Läufe der Regionalmodelle nur ein Ausschnitt der Szenarios und im Wesentlichen ein Lauf eines Globalmodells – ECHAM5 – zugrunde liegt. Die Bandbreite unter Berücksichtigung anderer Globalmodelle wäre sicher größer, liegt aber nicht vergleichbar vor.

Im Unterschied zu den Beobachtungen ist der so projizierte Temperaturanstieg im Winterhalbjahr stärker als im Sommerhalbjahr. Die regionalen Unterschiede bleiben dabei erhalten, das heißt im Erzgebirge wird es natürlich weiterhin kühler sein als im Elbtal. Durch die zusätzliche Wärmeinsel der Stadt ist jedoch gerade in Sommernächten mit Belastungen für die alternde Bevölkerung Dresdens zu rechnen.

In Hinblick auf die Entwicklung von Anpassungsstrategien sind die Ergebnisse zur zukünftigen Temperaturentwicklung als robust einzuschätzen. Direktes Ergebnis weiterhin steigender Temperaturen ist die Fortsetzung der beobachteten Trends bei den klimatologischen Kenntagen – die Zunahme „warmer" und die Abnahme „kalter" Kenntage. Beispielsweise werden am Ende des Jahrhunderts heiße Tage, an denen die Temperatur über 30°C ansteigt, durchschnittlich an 15 Tagen im Jahr auftreten – im Vergleich zu etwa 5 Tagen in der Periode 1961–1990. Der Anstieg um einen Tag im Vergleich der beiden Referenzperioden in Tabelle 4-1, der bereits als deutliche Erwärmung empfunden wurde, würde verzehnfacht.

Wird diese Entwicklung zusammen mit der steigenden Wärmesumme betrachtet, nimmt die Wärmebelastung in der REGKLAM-Modellregion

Dresden bis 2100 deutlich zu. Einem sinkenden Heizbedarf im Winter steht dann ein vermehrter Kühlbedarf im Sommer gegenüber.

Im Gegensatz zur Temperatur ist die **Entwicklung des Niederschlags mit hohen Unsicherheiten** behaftet. Hier projizieren die Modelle eher eine Zunahme im Winter und eine Abnahme im Sommer, wobei die Entwicklung des Sommerniederschlags als robustes Signal aus allen hier verwendeten Modellen gewertet werden kann. Nicht alle Läufe der unterschiedlichen Globalmodelle zeigen jedoch diese Entwicklung; gleichbleibender oder zunehmender Sommerniederschlag ist also prinzipiell möglich.

Die Beobachtungen der letzten Jahre weisen zusätzlich auf eine Veränderung der sommerlichen Niederschlagscharakteristik hin, mit häufigeren Starkniederschlägen, unterbrochen von Trockenperioden. Tatsächlich zeigen auch Klimaprojektionen für das Sommerhalbjahr eine deutliche Zunahme der Häufigkeit von Trockenphasen, die für längere Trockenperioden (z. B. drei Wochen) am größten ausfällt.

Die Betrachtung der Wetterlagen als robusten Modelloutput bestätigt die Erkenntnisse aus den Modelldaten für Temperatur und Niederschlag. Im 21. Jahrhundert verlagert sich die Verteilung der Wetterlagen deutlich Richtung warmer Temperaturklassen; kalte Extreme treten nur noch selten auf, sind aber weiterhin möglich. Beim Niederschlag dominieren besonders im Sommer die trockenen Wetterlagen.

Die Globalstrahlung zeigt eine geringe Zunahme um wenige Prozent, bedingt durch wolkenarme Wetterlagen im Sommerhalbjahr. Im Vergleich zur Temperatur ist dieser Trend allerdings als weniger gesichert einzuschätzen. Die Windgeschwindigkeiten lassen keine Änderungen erkennen, weder im Mittel noch in den Extremen.

Durch die robuste Temperaturerhöhung und die Zunahme der Globalstrahlung nimmt die potentielle Verdunstung in den Sommermonaten deutlich zu.

Entsprechend der Trends von Niederschlag und potentieller Verdunstung wird es für die **klimatische Wasserbilanz** zu deutlichen Änderungen kommen. Alle Klimamodelle projizieren für die REGKLAM-Modellregion am Ende des 21. Jahrhunderts im Sommer eine Verringerung um 90 mm. Eine solche Änderung der klimatischen Wasserbilanz hätte massive Auswirkungen auf Ökosysteme sowie Land- und Forstwirtschaft. Vor allem der Norden der Modellregion wäre im Sommerhalbjahr von Wasserknappheit betroffen.

Diese Veränderungen können auch die Land- und Forstwirtschaft selbst verändern, etwa durch Bewässerungsbedarf (mit Rückwirkungen auf die Wasserwirtschaft) oder durch höheres Waldbrandrisiko. In den Kapiteln zur Phänologie und der thermischen Vegetationsperiode wurde gezeigt, dass in Zukunft im Mittel sowohl eine Verfrühung phänologischer Frühjahrsphasen als auch eine Vorverlagerung des Beginns der Vegetationsperiode und damit die Verlängerung der Wachstumszeit zu erwarten ist. Als ein Vorteil steht diese Zeit z. B. der Landwirtschaft zusätzlich zur Verfügung, zieht u. U. aber auch Risiken wie erhöhte Spätfrostgefährdung, fehlende Dormanz (Kältereiz im Winter) und zusätzlichen Wasserbedarf nach sich.

Schwierig ist die Abschätzung zukünftiger Extreme, obwohl sie als Verursacher der größten Schäden besonders wichtig sind. Das liegt zum einen daran, dass Klimamodelle dazu entwickelt wurden, mittlere Zustände des Klimasystems nachzubilden und weniger zur Ableitung von Extremwerten. Zum anderen ist die zeitliche und räumliche Auflösung der Modelle zu gering, um Prozesse, die z. B. zu Starkniederschlägen, Hagel oder Sturmböen führen, in der notwendigen Genauigkeit simulieren zu können.

Aufgrund unseres Verständnisses vom Klimasystem ist aber anzunehmen, dass bedingt durch die Temperaturzunahme auch vermehrt mit Extremereignissen gerechnet werden muss. Hierzu sind keine konkreten Aussagen möglich, jedoch können durch eine Erwärmung in bestimmten Regionen öfter Bedingungen in der Atmosphäre auftreten, die zu Wetterextremen führen. Auswertungen von Beobachtungsdaten und Wetterlagen weisen ebenfalls in diese Richtung.

Tendenziell fallen die Veränderungen der betrachteten Klimakenngrößen aus den Modellen bis 2050 meist noch moderat aus. Eine deutliche Verschärfung wird bis 2100 erwartet. Wobei dann globale Anstrengungen zur Reduktion von Treibhausgasen darüber entscheiden, ob mit einer globalen Erwärmung von mindestens 2°C oder gar mit einer bis über 6°C gerechnet werden muss – mit entsprechenden regionalen Änderungen.

Aus den Untersuchungen zu den Klimaprojektionen für die Modellregion Dresden ergeben sich daher folgende Schlussfolgerungen:

Für Anpassungen für die nächsten zehn Jahre sollten die vorhandenen Daten bis in die jüngste Vergangenheit (z. B. die Klimanormalperiode 1981–2010) und nicht unbedingt die längste zur Verfügung stehende Datenreihe verwendet werden (zeitnahe Klimastatistik). Dabei sind Anpassungsmaßnahmen, die in dieser unmittelbaren Klimavergangenheit geeignet waren, wahrscheinlich auch für die nächste Zukunft robust.

Temperaturabgeleitete oder von der Temperatur dominierte Größen zeigen robuste Klimasignale. Die zukünftigen Niederschläge bleiben dagegen unsicher und damit alle Anpassungen, die vor allem vom Niederschlag abhängig sind. Am ehesten ist der sommerliche Niederschlagsrückgang robust. Daher muss mit einer größeren Wärmelast und damit Kühlbedarf, aber auch mit einem Anstieg des Wasserbedarfs der Vegetation gerechnet werden.

Dadurch wird die Unsicherheit selbst zur eigentlichen Herausforderung der Anpassung an den Klimawandel! Robuste Anpassungsmaßnahmen bis 2050 oder 2100 müssen nicht nur die mittleren Erwartungswerte berücksichtigen, sondern auch die sehr große Bandbreite, die sich aus den unterschiedlichen Emissionsszenarios ergibt. In der Regel erhöht die erforderliche höhere Flexibilität die Kosten der Anpassung. Daher müssen nicht nur die Anstrengungen zur Reduktion von Treibhaugasen verstärkt und die Klimamodelle weiter verbessert werden. Vielmehr gilt es, Ensembles von Klimaprojektionen in Entscheidungsprozesse einzubinden und neue Methoden zu ihrer Berücksichtigung im Wechselspiel mit anderen Faktoren zu entwickeln. Das ist ein Beitrag, um die Stabilität sensibler Systeme zu gewährleisten und so die Lebensqualität und damit die Standortsbedingungen auch in der Region Dresden aufrecht zu erhalten.

Vor dem Hintergrund unseres unvollständigen Verständnisses des Klimasystems ist selbst eine sorgfältige Abbildung der möglichen Klimazukunft immer unvollständig und fehlerbehaftet. Eine andere Entwicklung, mit plötzlichen und drastischen, aber auch mit langsameren Änderungen bleibt zumindest regional möglich. Auch erscheint es ratsam, Anpassungsmaßnahmen stets darauf zu prüfen, dass ein Nicht-Eintreten erwarteter Veränderungen nicht zu höheren Kosten oder gar entgegengesetzten Maßnahmen führt. Dieses Konzept der robusten Anpassungen wird erst durch die vorliegenden Klimaprojektionen ermöglicht.

Literatur

Ångström A (1924): Solar and terrestrial radiation. QJR Met. Soc. 50: 121–125.

Arbeitskreis KLIWA (Hrsg.) (2008): Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland – Abschätzung der Auswirkungen auf den Wasserhaushalt. KLIWA-Berichte 9, 100 S.

Becker P, Deutschländer T, Koßmann M, Namyslo J, Knierim A (2008): Klimaszenarien und Klimafolgen. Bundesinstitut für Bau-, Stadt- und Raumforschung (BBSR), Informationen zur Raumentwicklung: Heft 6-72008.

Berger A, Loutre MF (1997): Long-term variations in insolation and their effects on climate, the LLN experiments. Surveys in Geophysics 18: 147-161.

Bernhofer C, Franke J, Kurbjuhn C, Hupe F (2009a): Ableitung von Rasterdaten aus gemessenen und projizierten Klimazeitreihen für den Freistaat Sachsen. Abschlußbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (AZ: 24-8802.26/22/1), 95 S.

Bernhofer C, Matschullat M, Bobeth A (Hrsg.) (2009b): Das Klima in der REGKLAM-Modellregion Dresden. Publikationsreihe des BMBF-geförderten Projektes REGKLAM – regionales Klimaanpassungsprogramm für die Modellregion Dresden, Heft 1, Rhombos-Verlag Dresden

Chmielewski FM., Müller A, Küchler W (2004): Mögliche Auswirkungen klimatischer Veränderungen auf die Vegetationsentwicklung in Sachsen. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, HU-Projekt Nr. 2010-3102, Eigenverlag HU Berlin, 106 pp.

Chmielewski FM, Henniges Y, Schultze B, Pöhler H, Scherzer J (2007): Weiterentwicklung von WaSiM-ETH und COUPMODEL -Implementierung flexibler Vegetationsperioden (KliWEP Phänologie – Forstmodul). Abschlussbericht zum FuE-Vorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie Chmielewski FM, Blümel K, Henniges Y, Müller A (2009): Klimawandel und Obstbau in Deutschland. Endbericht des BMBF-Verbundprojekts KliO., Eigenverlag, Humboldt-Universität zu Berlin, 237 S.

climate4you.com: www.climate4you.com

Deutsche Bildungsserver (2011): Wiki Klimamodelle [online verfügbar: www.bildungsserver.de]

DIN (Hrsg.) (1994): DIN4049-3 Hydrologie, Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie, Beuth Verlag GmbH, Berlin

DVWK (Hrsg.) (2002): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V., Merkblatt: M 504

DWD (2009a): DWD (2009): DWD-Wetterlexikon: Klimatologische Kenntage [online verfügbar: www.dwd.de]

DWD (2009b): Klima und Umwelt – Phänologie [online verfügbar: www.dwd.de/phaenologie, 04.09.2009]

Endlicher W, Gerstengarbe F (2007): Der Klimawandel - Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V., Berlin u. Potsdam 2007 134 S.

Enke W (2001): Regionalisierung von Klimamodell-Ergebnissen mittels des statistischen Verfahrens der Wetterlagenklassifikation und nachgeordneter multipler Regressionsanalyse für Sachsen. Abschlußbericht, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Meteo-Research

Enke W, Küchler W, Sommer W (2001): Klimaprognose für Sachsen – Regionalisierung von Klimamodell-Ergebnissen mittels des statistischen Verfahrens der Wetterlagen-Klassifikation und nachgeordneter multipler Regressionsanalyse für Sachsen. Zusammenfassender Bericht, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Enke W, Küchler W, Sommer W (2003): Anwendung eines Verfahrens zur wetterlagenkonsistenten Projektion von Zeitreihen und deren Extreme mit Hilfe globaler Klimasimulation. Zusammenfassender Bericht, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Meteo-Research

Enke W, Deutschländer T, Schneider F, Küchler W (2005a): Results of five regional climate studies applying a weather pattern based downscaling method to ECHAM4 climate simulations. Meteorologische Zeitschrift 14(2): 247–257.

Enke W, Schneider F, Deutschländer T (2005b): A novel scheme to derive optimized circulation pattern classifications for downscaling and forecast purposes. Theoretical and Applied Climatology 82: 51–65

Erbe S (2002): Untersuchungen zur räumlichen Verteilung und zum Trend korrigierter Niederschläge in Sachsen im Zeitraum 1971–2000. Unveröffentlichte Diplomarbeit, TU Dresden, Fakultät für Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften, Institut für Geographie, 65 S.

Feske N, Foltyn M, Heidenreich M, Bernhofer C, Riedel K (2010a): Nutzervorgaben für die Verwendung von Klimaprojektionsdaten in REGKLAM, REGKLAM – gefördert vom BMBF (FKZ 01LR0802)

Feske N, Franke J, Heidenreich M, Küchler W, Mellentin U, Bernhofer C, Foltyn M (2010b): Klimaprojektionen für REGKLAM, Leitfaden und nutzerorientierter Ergebniskatalog für die Verwendung und Interpretation von Klimaprojektionsdaten. Bericht REGKLAM – gefördert vom BMBF (FKZ 01LR0802)

Foltyn M (2010): Auswertungen der Phänologie im REGKLAM-Gebiet. REGKLAM, TP 2.1.c, Zwischenbericht REGKLAM – gefördert vom BMBF (FKZ 01LR0802)

Franke J, Bernhofer C (2009): A method for deriving a future temporal spectrum of heavy precipitation on the basis of weather patterns in low mountain ranges. Meteorological Applications 16, 4, 513–522.

Frei C (2003): Statistical limitations for diagnosing changes in extremes from climate model simulations. AMS Annual Meeting, Feb. 9-13 2003, Long Beach, CA

Göttel H (2009): Einfluss der nichthydrostatischen Modellierung und der Niederschlagsverdriftung auf die Ergebnisse regionaler Klimamodellierung. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Berichte zur Erdsystemforschung 60, 126 S.

Hamburger Bildungsserver (2008): IPCC-Szenarien [online verfügbar: www.hamburger-bildungsserver.de]

Hänsel S (2009): Changes in Saxon Precipitation Characteristics – Trends of Extreme Precipitation and Drought. Dissertation. TU Bergakademie Freiberg.

Hansen J, Ruedy R, Sato M, Lo K (2010): Global surface temperature change. Rev. Geophys., 48, RG4004, doi:10.1029/2010RG000345.

Hawkins E, Sutton R (2009): The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. Bulletin of the American Meteorological Society, 90, 1095-1107.

Heide-Jørgensen MP, Laidre KL, Quakenbush LT, John J, Citta JJ (2011) The Northwest Passage opens for bowhead whales, Biol. Lett. doi:10.1098/rsbl.2011.0731, Published online, downloaded from rsbl.royalsocietypublishing.org on October 18, 2011

Hollweg HD, Böhm U, Fast I, Hennemuth B, Keuler K, Keup-Thiel E, Lautenschlager M, Legutke S, Radtke K, Rockel B, Schubert M, Will A, Woldt M, Wunram C (2008): Ensemble simulations over Europe with the regional climate model CLM forced with IPCC AR4 global scenarios. M & D Technical Report 3

IPCC (2001): Climate Change 2001 - The scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge (UK), 944 S.

IPCC (2007a): Climate Change 2007 - Synthesis report. Contribution of working groups I, II and III to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva (CH), 104 S.

IPCC (2007b): Climate Change 2007 - The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), ISBN 978 0521 88009-1 (Hardback), 978 0521 70596-7 (Paperback), 996 S.

IPCC (2008): Climate change and water. Technical paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva, 210 S.

IPCC (2010): Guidance note for lead authors of the IPCC fifth assessment report on consistent treatment of uncertainties

Jacob D, Podzun R (1997): Sensitivity studies with the regional climate model REMO, Meteorological Atmospheric Physics, 63, 119-129

Jacob D, Göttel H, Kotlarski S, Lorenz P, Sieck K (2008): Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Endbericht zum FuE-Vorhaben FKZ: 20441138 des Umweltbundesamtes, 154 S.

Knutti R, Joos F, Müller SA, Plattner GK, Stocker TF (2005): Probabilistic climate change projections for CO_2 stabilization profiles. Geophysical Research Letters 32, L20707

Kreienkamp F, Spekat A, Enke W (2010): Ergebnisse eines regionalen Szenarienlaufs für Deutschland mit dem statistischen Modell WETTREG 2010. Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH. Bericht an Umweltbundesamt, 48 S.

Kropp J, Daschkeit A (2008): Anpassung und Planungshandeln im Licht des Klimawandels. Bundesinstitut für Bau-, Stadt- und Raumforschung (BBSR), Informationen zur Raumentwicklung: Heft 6-72008.

Lenderink G, Meijgaard E (2008): Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. Nature Geoscience 1: 511-514.

LfUG (2004): Ableitung von Wetterlagen aus großräumigen Zirkulationsmustern zur Identifikation von extremen Witterungsperioden mit Schwerpunkt lang anhaltende Trockenheit und deren Projektion in Klimaszenarien (WEREX III). Abschlußbericht des Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (Az.: 13-8802.3521/57), Eigenverlag, Dresden

LfUG (2005): Klimawandel in Sachsen – Sachstand und Ausblick. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie 2005, Saxoprint Dresden. 111 S.

Majewski D (1991): The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. ECMWF Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models, 2, 174-191.

Mayer H, Schindler D, Kunz M, Ruck B (Hrsg.) (2010) Strategien zur Reduzierung des Sturmschadensrisikos für Wälder (Verbundprojekt RESTER), Berichte des Meteorologischen Instituts, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Nr. 21

Mellentin U (2009): Klimasignale regionaler Klimaprojektionen für Sachsen. Wissenschaftliche Zeitschrift der Technischen Universität Dresden 58: 3-4.

Menzel A, Sparks T H, Estrella N, Roy D B (2006): Altered geographic and temporal variability in phenology in response to climate change. Global Ecol Biogeography 15:498–504

Nakičenovič N, Swart R (Hrsg.) (2000): Special Report on Emissions Scenarios. A special report of working group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 599 pp.

Niemand C (2003): Charakterisierung von Phänophasen und Vegetationsperiode auf Datenbasis des Internationalen Phänologischen Gartens Tharandt und der Ankerstation Tharandter Wald. Diplomarbeit TU Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie

NKGCF (2010): Regionale Klimamodelle – Potentiale, Grenzen und Perspektiven. Nationales Komitee für Global Change Forschung, Sonderausgabe, Kiel.

Orlowsky B, Gerstengarbe FW, Werner PC (2007): A resampling scheme for regional climate simulations and its performance compared to a dynamical RCM. Theoretical and Applied Climatology 92, S. 209–223

Paeth H (2007): Klimamodellsimulationen. Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Sammelband, Humboldt-Universität zu Berlin, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät II, Geographisches Institut

Rahmstorf S, Schellnhuber HJ (2006): Der Klimawandel. Verlag C. H. Beck, München, 144 S.

Randall DA, Wood RA, Bony S., Colman R, Fichefet T, Fyfe J, Kattsov V, Pitman A, Shukla J, Srinivasan J, Stouffer RJ, Sumi A, Taylor KE (2007): Climate models and their evaluation. In: Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S, Qin D., Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

Raupach MR, Marland G, Ciais P, Le Quéré C, Canadell JG, Klepper G, Field CB (2007): Global and regional drivers of accelerating CO_2 emissions. Proceedings of the National Academy of Sciences 14: 10288-10293.

Reichler T, Kim J (2008): How well do coupled models simulate today's climate? Bull. Amer. Meteor. Soc., 89, 303-311.

Richter D (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 194, Eigenverlag Deutscher Wetterdienst, Offenbach a. M.

Roeckner E, Bäuml G, Bonaventura L, Brokopf R, Esch M, Giorgetta M, Hagemann S, Kirchner I, Kornblueh L, Manzini E, Rhodin A, Schlese U, Schulzweida U, Tompkins A (2003): The atmospheric general circulation model ECHAM5: Part I: Model description. Report Nr. 349, Max Planck Institut für Meteorology, Hamburg, 127pp.

Roeckner E, GP Brasseur, GP, Giorgetta M, Jacob D, Jungclaus J, Reick C, Sillmann J (2006): Climate projections for the 21th Century, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, October 2006

Schöner W, Böhm R, Haslinger K (2011): Klimaänderung in Österreich – hydrologisch relevante Klimaelemente. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, 1-2, 11-20.

Schönwiese CD (2003): Klimatologie. 2. Aufl., Verlag Ulmer, Stuttgart, 440 S.

SMUL (Hrsg.) (2008): Sachsen im Klimawandel – Eine Analyse. Eigenverlag des Sächsischen Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft, Dresden, 211 S.

Spekat A, Enke W, Kreienkamp F (2006): Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für den Freistaat Sachsen und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63 L31 2010 bis 2100 für die Szenarios B1, A1B und A2. Endbericht: Transiente Szenarios. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Spekat A, Enke W, Kreienkamp F (2007): Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63 L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2. Endbericht, Umweltbundesamt

Stephenson DB, Pavan V, Collins M, Junge MM, Quadrelli R (2006): North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment, Climate Dynamics, 27, 401-420

Streitfert A, Grünhage L (2009): Klimawandel und Pflanzenphänologie in Hessen, INKLIM 2012 Baustein II plus, Projektbericht, Institut für Pflanzenökologie Gießen

Tans P (2011): NOAA/ESRL (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/)

UBA (2008): Kipp-Punkte im Klimasystem – Welche Gefahren drohen? Hintergrundpapier, Umweltbundesamt, Dessau, 27 S.

UNEP / WGMS (2008): Global glacier changes: facts and figures. United Nations Environment Programme, World Glacier Monitoring Service, September 2008, www.grid.unep.ch/glaciers/pdfs/glaciers.pdf

Uppala SM, Kållberg PW, Simmons AJ, Andrae U, da Costa Bechtold V, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Chevallier F, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, Fuentes M, Hagemann S, Hólm E, Hoskins BJ, Isaksen L, Janssen PAEM, Jenne R, McNally AP, Mahfouf J-F, Morcrette J-J, Rayner NA, Saunders RW, Simon P, Sterl A, Trenberth KE, Untch A, Vasiljevic D, Viterbo P, Woollen J (2005): The ERA-40 reanalysis. Q. J. R. Meteorol. Soc., 131, 2961-3012

Vautard R, Cattiaux J, Yiou P, Thépaut J, Ciais P (2010): Northern hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness. Nature Geoscience, 3: 756–761

VDI (Hrsg.) (1992): VDI-Richtlinie 3789: Umweltmeteorologie. Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen. Berechnung der kurz- und langwelligen Strahlung, Beuth Verlag GmbH, Berlin, 52 S.

VDI (Hrsg.) (1998): VDI-Richtlinie 3807/2: Energieverbrauchskennwerte für Gebäude - Heizenergie- und Stromverbrauchskennwerte, Beuth Verlag GmbH, Berlin, 42 S.

Viner D (2002): A qualitative assessment of the sources of uncertainty in climate change impacts assessment studies: A short discussion paper, Advances in Global Change Research, 10, 139-151.

von Storch H, Güss S, Heimann M (1999): Das Klimasystem und seine Modellierung – Eine Einführung. Springer, 255 S.

Wilby RL, Wigley TML (1997): Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations, Progress in Physical Geography, 21, 530–548.

Wild M, Gilgen H, Roesch A, Ohmura A, Long CN, Dutton EG, Forgan Z, Kallis A, Russak V, Tsvetkov A (2005): From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface. Science, 308 (5723): 847, DOI: 10.1126/science.1103215

Verwendete Arbeitsmittel

Zur Erstellung der Publikation „Klimaprojektionen für die REGKLAM-Modellregion Dresden" in der Publikationsreihe des BMBF-geförderten Projektes *REGKLAM - Regionales Klimaanpassungsprogramm für die Modellregion Dresden* wurden lizenzierte Softwarepakete verwendet:

Adobe Acrobat 7.0 Professional, ArcGis 9.1, Microsoft Office Professional Edition 2007, OriginPro 8G