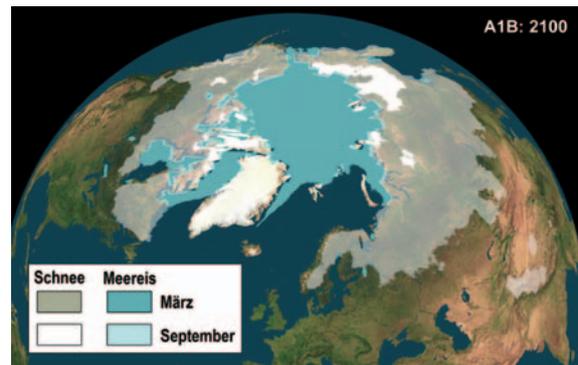




# Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert



# Impressum

Herausgeber: Max-Planck-Institut für Meteorologie

Texte: Erich Roeckner, Guy P. Brasseur, Marco Giorgetta, Daniela Jacob,  
Johann Jungclaus, Christian Reick, Jana Sillmann

Gestaltung: Norbert P. Noreiks

Copyright: Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstrasse 53, D-20146 Hamburg  
Alle Rechte vorbehalten. Vervielfältigung und Übersetzung - auch auszugsweise -  
nur mit Genehmigung des Max-Planck-Instituts für Meteorologie

Bildnachweis: Fotos Titelseite innen: Norbert P. Noreiks  
Fotos Rückseite (v.l.n.r.): Katsumasa Tanaka - Christian Klepp - Clotilde Dubois

Abbildungen: Michael Böttinger, Renate Brokopf, Marco Giorgetta, Holger Göttel,  
Christian Reick, Jana Sillmann



Anschrift:

Max-Planck-Institut für Meteorologie  
Bundesstrasse 53  
D - 20146 Hamburg  
Germany

Tel.: +49 - (0) 40 - 4 11 73 - 0

Fax: +49 - (0) 40 - 4 11 73 - 298

e-mail: <name>@dkrz.de

Web: [www.mpimet.mpg.de](http://www.mpimet.mpg.de)

# Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert

MPI-M  

---

Januar 2006



# Inhalt

Summary .....	4
Zusammenfassung .....	5
Einleitung .....	6
Der IPCC-Prozess .....	7
Szenarien .....	8
Klimamodelle des Max-Planck-Instituts für Meteorologie .....	10
Ergebnisse der Klimaprojektionen .....	13
Temperatur und Niederschlag .....	13
Meeresspiegel, Meereis und Ozeanzirkulation .....	16
Extreme Wetterereignisse .....	19
Klimaänderungen in Europa .....	22
Die Rolle der Aerosole .....	24
Kohlenstoffkreislauf und Klima .....	25
Schlussfolgerungen .....	26

## Summary

Since the middle of the 19th century the temperature of the Earth's surface has increased by almost 1 degree. Much of this observed global warming is due to human activities. Recent climate simulations performed by the Max Planck Institute for Meteorology suggest that the global, annual mean temperature increases by 2.5°C to 4°C at the end of the 21st century if emissions of carbon dioxide and other greenhouse gases continue to grow unabatedly. The most important results of this study are summarized as follows:

- Land areas will warm more rapidly than the oceans. The most notable warming is expected at high northern latitudes, in particular in the Arctic region.
- The precipitation amount tends to increase in humid climate zones (tropics, middle and high latitudes) and decreases in arid climate zones (subtropics).
- The precipitation intensity and risk of flooding increase in most regions.
- In most parts of Europe the snow amount in winter decreases by 80-90% until the end of this century. A decrease by 30-40% is simulated for the Alps and for the Norwegian mountains.
- The length of dry spells increases world-wide. The risk of drying is most pronounced in the Mediterranean countries, in South Africa, and in Australia.
- At the end of this century the contrast between dry and wet climate zones becomes more pronounced, and precipitation extremes of both signs are increasing.
- The intensity of winter storms increases in Central Europa but decreases in the Mediterranean area.
- Due to thermal expansion, the global sea-level rises by 20 cm to 30 cm until the end of this century. The melting of Greenland ice contributes to some 15 cm, whilst enhanced snowfall in Antarctica tends to decrease the global sea-level by 5 cm.
- The pronounced warming of the Arctic leads to thinner sea-ice in winter and smaller sea-ice extent in summer. The observed loss of summer ice in recent years is expected to continue in the climate projections: Until the end of this century the whole Arctic Ocean will become ice-free in summer.
- Higher temperatures and precipitation amounts reduce the density of the surface water in the North Atlantic and, hence, the strength of the thermohaline circulation and the northward heat transport. However, the weakening of the circulation by about 30% until the end of this century has little effect on the European climate, which continues to warm due to higher levels of atmospheric greenhouse gases.
- In the past, the greenhouse warming has partially been 'masked' by increasing atmospheric concentrations of anthropogenic aerosols like sulfate and black carbon. Drastic measures to improve air quality would result in a rapid global warming of almost 1 degree within ten years. Thus, strategies to limit climate warming below a specified threshold need to be reconciled with strategies to reduce air pollution.

## Zusammenfassung

Seit Mitte des 19. Jahrhunderts ist die Erdoberfläche um fast 1 Grad wärmer geworden, vorwiegend infolge menschlicher Aktivitäten. Neueste Klimasimulationen mit Modellen des Max-Planck-Instituts für Meteorologie zeigen, dass sich die globale Mitteltemperatur bis Ende des 21. Jahrhunderts um weitere 2.5 bis 4°C erhöhen könnte, wenn die Emissionen von Kohlendioxid und anderen Treibhausgasen unvermindert ansteigen. Die wichtigsten Ergebnisse dieser Studie sind:

- Die Kontinente erwärmen sich schneller als die Ozeane; die stärkste Erwärmung wird in der Arktis erwartet.
- In feuchten Klimazonen (Tropen sowie mittlere und hohe geographische Breiten) nimmt die Niederschlagsmenge zu, in trockenen Klimazonen (Subtropen) nimmt die Niederschlagsmenge ab.
- Die Intensität der Niederschläge und die damit verbundene Hochwassergefahr nehmen weltweit zu.
- In Europa nimmt die winterliche Schneemenge bis Ende des Jahrhunderts um 80-90% ab, in den Hochlagen der Alpen und der norwegischen Gebirge um 30-50%.
- Die mittlere Dauer von Trockenperioden nimmt weltweit zu, insbesondere im Mittelmeergebiet, in Südafrika und Australien.
- Damit vergrößern sich die Gegensätze zwischen feuchten und trockenen Klimazonen, aber auch die Niederschlagsextreme am jeweiligen Ort.
- In Mitteleuropa nimmt die Intensität der Winterstürme zu, im Mittelmeergebiet nimmt die Sturmintensität ab.
- Infolge der thermischen Ausdehnung der Ozeane steigt der Meeresspiegel bis Ende des Jahrhunderts um 20 bis 30 cm an. Hinzu kommen etwa 15 cm durch die Schmelze von grönländischem Eis, während verstärkter Schneefall in der Antarktis den globalen Meeresspiegel um etwa 5 cm absenkt.
- Die ausgeprägte Erwärmung der Arktis führt zu dünnerem Eis im Winter und geringerer Eisfläche im Sommer. Die in den letzten Jahren beobachtete Eisabnahme im Sommer setzt sich in den Klimaprojektionen fort: Am Ende des Jahrhunderts wird die Arktis im Sommer eisfrei sein.
- Höhere Temperaturen und Niederschläge verringern die Dichte des Oberflächenwassers im Nordatlantik und damit auch die Ozeanzirkulation und die Wärmetransporte. Die Abschwächung um etwa 30% bis zum Ende des Jahrhunderts hat aber keinen nennenswerten Einfluss auf das europäische Klima, das sich infolge der zunehmenden Treibhausgaskonzentrationen weiter erwärmt.
- In der Vergangenheit ist ein Teil der Treibhauserwärmung durch die Zunahme anthropogener Aerosole (Schwefel, Ruß u.a.) „maskiert“ worden. Maßnahmen zur Luftreinhaltung führen zu einer zusätzlichen Klimaerwärmung, da ein Teil dieser Maskierung wegen der relativ kurzen Lebensdauer der Aerosole sehr schnell entfällt. Eine Kompensation dieses Effektes kann nur durch verstärkte Anstrengungen zur Minderung der Treibhausgasemissionen erreicht werden.

## Einleitung

Internationale Abkommen wie das Kyoto-Protokoll formulieren Ziele für die globale Umweltpolitik. Das Kyoto-Protokoll beispielsweise soll zu Emissionsminderungen von Treibhausgasen führen. Der „Zwischenstaatliche Ausschuss zum Klimawandel“ (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) erstellt regelmäßig Zusammenfassungen der aktuellen Forschungsergebnisse, um die Politik in der Begrenzung des künftigen Klimawandels zu unterstützen. Dazu gehören auch Projektionen von möglichen zukünftigen Klimaentwicklungen mit Hilfe detaillierter Klimamodelle, gestützt auf vorgegebene Szenarien zum Ausstoß von CO<sub>2</sub> und anderen Treibhausgasen.

Am Ende des Jahres 2003 wurden Klimamodellierungs-Teams in aller Welt vom IPCC aufgefordert, jeweils drei Zukunftsszenarien durchzurechnen und die Ergebnisse dieser Klimaprojektionen anderen Forschergruppen zur weiteren Auswertung verfügbar zu machen. Diese Auswertungen sollen im 4. Sachstandsbericht des IPCC, der im Jahr 2007 erscheinen wird, zusammengefasst und bewertet werden.

Der deutsche Beitrag umfasst eine Serie von Modellrechnungen, die mit den Modellen des Max-Planck-Instituts für Meteorologie am Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) in Hamburg erstellt wurden. Diese extrem aufwändigen Rechnungen - insgesamt etwa 5000 simulierte Jahre - erforderten etwa 400 000 CPU-Stunden auf dem Höchstleistungsrechnersystem für die Erdsystemforschung des DKRZ. Dies entspricht einem Viertel der Ressourcen eines Jahres.

Die Rechnungen erfolgten mit Unterstützung der Arbeitsgruppe „Modelle und Daten“ (M&D), einer nationalen Serviceeinrichtung, die u.a. das Weltdatenarchiv für die Klimaforschung (WDCC) verwaltet. Da die Ergebnisse der Simulationen von allgemeinem Interesse und potenziell für viele Forschergruppen wichtig sind, werden die Modelldaten (etwa 115 TeraByte) in der Klimadatenbank von M&D und DKRZ gespeichert und im Rahmen des WDCC Wissenschaftlern weltweit über das Internet zur Verfügung gestellt.

Die vorliegende Broschüre gibt einen Überblick über die vom IPCC vorgeschriebenen Szenarien, über die verschiedenen Modellkonfigurationen sowie über die wichtigsten Ergebnisse der Klimaprojektionen. Die Autoren dieser Broschüre möchten allen Kolleginnen und Kollegen, die zu diesem Projekt beigetragen haben, ihren Dank aussprechen.

## Der IPCC-Prozess

In den vergangenen Jahrzehnten wuchs in der internationalen Gemeinschaft der Klimaforscher die Sorge, dass menschliche Aktivitäten negative Einflüsse auf das Klima der Erde ausüben könnten. Bereits in einem frühen Stadium der Forschung waren die Wissenschaftler überzeugt, dass der menschliche Einfluss auf das Klima genauer analysiert werden müsse, um die wissenschaftlichen Grundlagen für politische Entscheidungsträger zu schaffen. Dies wurde Ziel des IPCC, der 1988 unter Federführung zweier UN-Organisationen, UNEP (United Nations Environment Program) und WMO (World Meteorological Organization) gegründet wurde.

Von Beginn an konzentrierte sich der IPCC auf drei Bereiche. Gruppe I beschäftigt sich mit den wissenschaftlichen Aspekten des Klimawandels. Gruppe II untersucht die Konsequenzen des Klimawandels und analysiert unsere Verwundbarkeit sowie mögliche Anpassungsmaßnahmen. Gruppe III diskutiert Klimaschutzmaßnahmen, wie etwa die Minderung der Quellen von Treibhausgasen und Vergrößerung der Senken. Bis heute sind drei vollständige Berichte veröffentlicht worden, und zwar 1990, 1995 und 2001. Der vierte Sachstandsbericht, an dem gerade gearbeitet wird, soll im Jahr 2007 erscheinen.

In jeder der drei Gruppen sind zehn bis fünfzehn Wissenschaftler aus verschiedenen Ländern für die Abfassung der einzelnen Kapitel verantwortlich. Diese Hauptautoren suchen sich wissenschaftliche Publikationen aus, die für die gefragten Themen relevant sind. Auf der Basis dieser umfangreichen Berichte - rund 1000 Seiten in jeder Gruppe - entstehen „Zusammenfassungen für Entscheidungsträger“, die wesentlich kürzer und in verständlicherem Stil geschrieben sind. Der ganze Satz von Dokumenten wird durch einen Synthesebericht vervollständigt. Einmal ausgearbeitet, werden die verschiedenen Dokumente von der wissenschaftlichen Gemeinschaft und den Vertretern der Regierungen rezensiert. Der Schreibprozess und der Rezensionsprozess dauern über zwei Jahre; das stellt sicher, dass der Text, der schließlich den Regierungen vorgelegt wird, auch die Zustimmung der wissenschaftlichen Gemeinschaft gefunden hat.

Die Vorhersage der Klimaerwärmung durch menschliche Aktivitäten basiert auf einer Hierarchie von Modellen, angefangen von einfachen Energiebilanz-Modellen bis hin zu dreidimensionalen gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen, mit denen sich auch die geographischen Verteilungen der Klimaänderungen darstellen lassen. Aufgrund dieser unterschiedlichen Modellansätze und der Vorgabe von insgesamt sieben sehr unterschiedlichen Emissionsszenarien für das 21. Jahrhundert sagt der letzte IPCC-Bericht von 2001 eine mittlere globale Erwärmung zwischen 1.4 und 5.8°C bis zum Jahr 2100 voraus.

Den vierten Sachstandsbericht wird ein beispielloser Fortschritt in der Modellierung auszeichnen. Dies gilt für die Modelle selbst, für die Zahl der beteiligten Institutionen (weltweit 15, inklusive des Max-Planck-Instituts für Meteorologie) sowie insbesondere auch für den Umfang der durchgeführten Modellrechnungen, die inzwischen fertiggestellt und zum größten Teil ausgewertet sind.

## Szenarien

Die im Rahmen des IPCC-Prozesses entwickelten Zukunftsszenarien für den Zeitraum 2001 bis 2100 basieren auf unterschiedlichen Annahmen über den demographischen, gesellschaftlichen, wirtschaftlichen und technologischen Wandel. Den für den 4. Sachstandsbericht des IPCC ausgewählten Emissionsszenarien A2, A1B und B1 liegen folgende sozioökonomische Annahmen zugrunde:

Die Szenarienfamilie A2 beschreibt eine sehr heterogene Welt. Die Geburtenraten der verschiedenen Regionen nähern sich nur langsam an, was zu einem kontinuierlichen Anstieg der Weltbevölkerung führt. Wirtschaftliches Wachstum ist vor allem regional orientiert, und das wirtschaftliche Pro-Kopf-Wachstum sowie der technologische Wandel verändern sich fragmentierter und langsamer als in anderen Szenarienfamilien.

Die Szenarienfamilie A1 beschreibt eine künftige Welt mit sehr raschem wirtschaftlichem Wachstum, mit einer Weltbevölkerung, deren Zahl bis Mitte des 21. Jahrhunderts zunimmt und danach abnimmt, und mit einer raschen Einführung von neuen und effizienteren Technologien. 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).

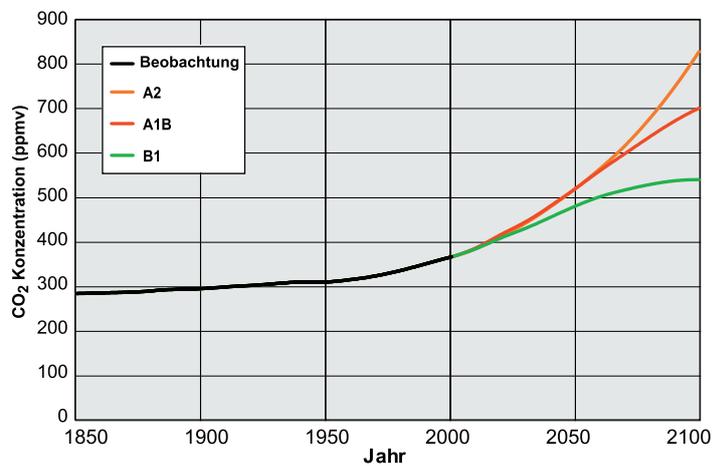
Die Szenarienfamilie B1 beschreibt eine Welt mit der gleichen globalen Bevölkerung wie im Szenario A1, aber mit raschen Veränderungen in den wirtschaftlichen Strukturen hin zu einer Dienstleistungs- und Informationswirtschaft, mit deutlich geringerer Materialintensität sowie der Einführung von emissionsarmen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

Nach diesen Vorgaben wurden von einer IPCC-Arbeitsgruppe Emissionsszenarien für die wichtigsten klimawirksamen Gase und Aerosole erstellt (Beispiele in Tabelle 1) und daraus mit Hilfe von biogeochemischen Modellen der zeitliche Verlauf der atmosphärischen Konzentrationen als Input für Klimamodelle berechnet. Abbildung 1 zeigt am Beispiel des Kohlendioxids ( $\text{CO}_2$ ) den zeitlichen Verlauf der Konzentration, wie sie für den Zeitraum 1860-2000 (beobachtet) und 2001-2100 (Szenarien A2, A1B, B1) im Klimamodell vorgeschrieben wurde. Zum Vergleich: Während der vergangenen 650000 Jahre, bis zum Beginn der industriellen Revolution, schwankte die  $\text{CO}_2$ -Konzentration in der Atmosphäre zwischen etwa 200 und 300 ppmv (millionstel Volumenanteil). Selbst im relativ „günstigen“ B1-Szenario wird der vorindustrielle Wert von 280 ppmv am Ende des 21. Jahrhunderts fast verdoppelt werden (550 ppmv).

Neben dem  $\text{CO}_2$  wurden auch Methan ( $\text{CH}_4$ ), Distickstoffoxid ( $\text{N}_2\text{O}$ ), Ozon ( $\text{O}_3$ ), die wichtigsten chlorierten Fluorkohlenwasserstoffe (CFCs) sowie das Sulfataerosol ( $\text{SO}_4$ ) berücksichtigt, das in der Atmosphäre durch Oxidation des emittierten Schwefeldioxids ( $\text{SO}_2$ ) entsteht.

Jahr	CO <sub>2</sub> -Emissionen (PgC/Jahr)			SO <sub>2</sub> -Emissionen (TgS/Jahr)		
	A2	A1B	B1	A2	A1B	B1
2000	8	8	8	69	69	69
2020	12	13	11	100	100	75
2040	16	15	12	109	69	79
2060	19	16	10	90	47	56
2080	23	15	7	65	31	36
2100	29	13	4	60	28	25

*Tabelle 1. Emissionen von Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>) und Schwefeldioxid (SO<sub>2</sub>) aus fossilen Brennstoffen, industriellen Aktivitäten und Landnutzungsänderungen in den IPCC-Szenarien A2, A1B und B1. 1 Petagramm Kohlenstoff (PgC) = 1 Milliarde Tonnen Kohlenstoff, 1 Teragramm Schwefel (TgS) = 1 Million Tonnen Schwefel.*



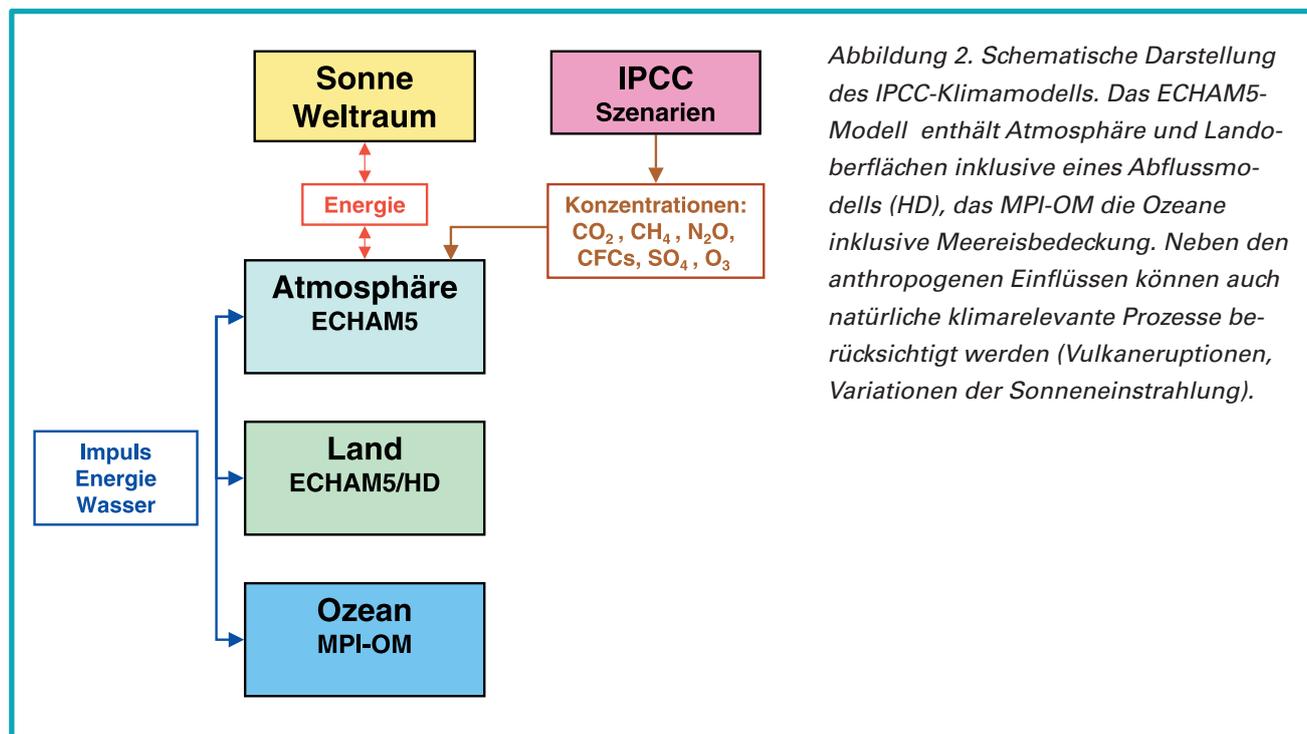
*Abbildung 1. CO<sub>2</sub>-Konzentrationen, einerseits beobachtet (1850-2000), sowie in den IPCC-Szenarien A2, A1B und B1. Einheit: ppmv = millionstel Volumenanteil.*

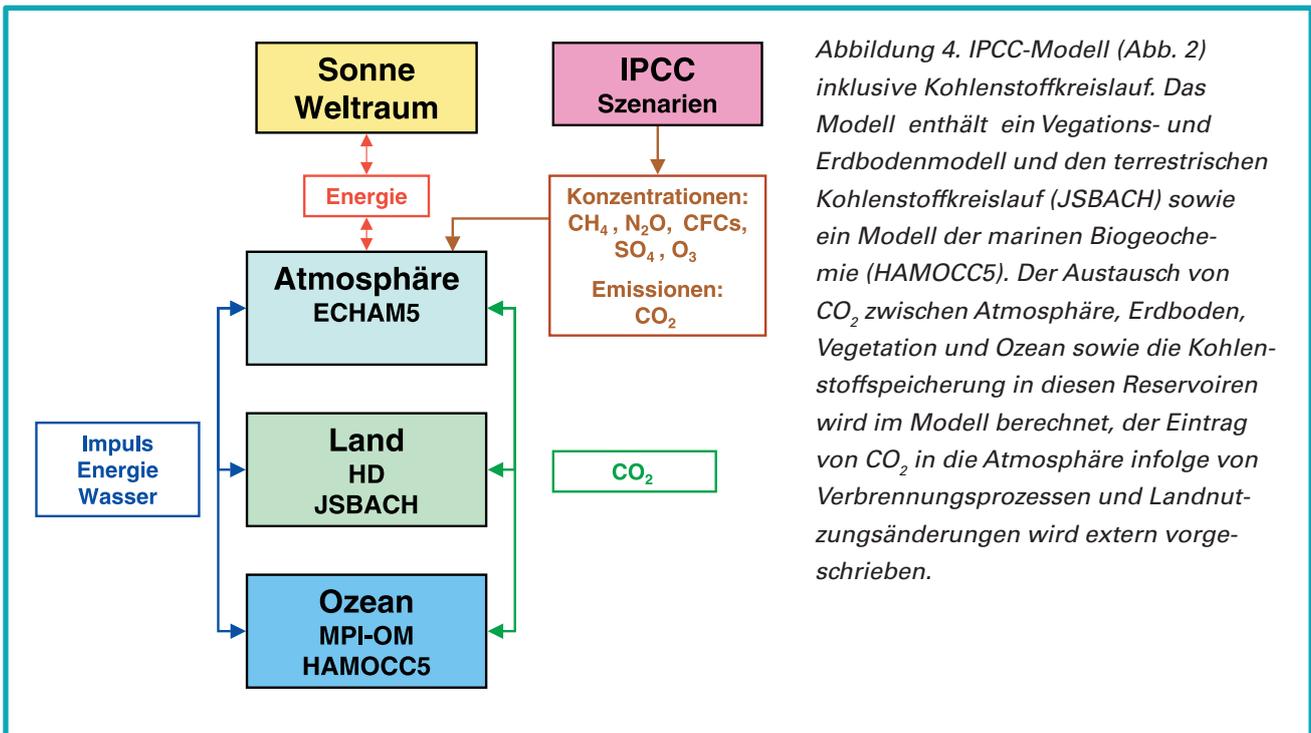
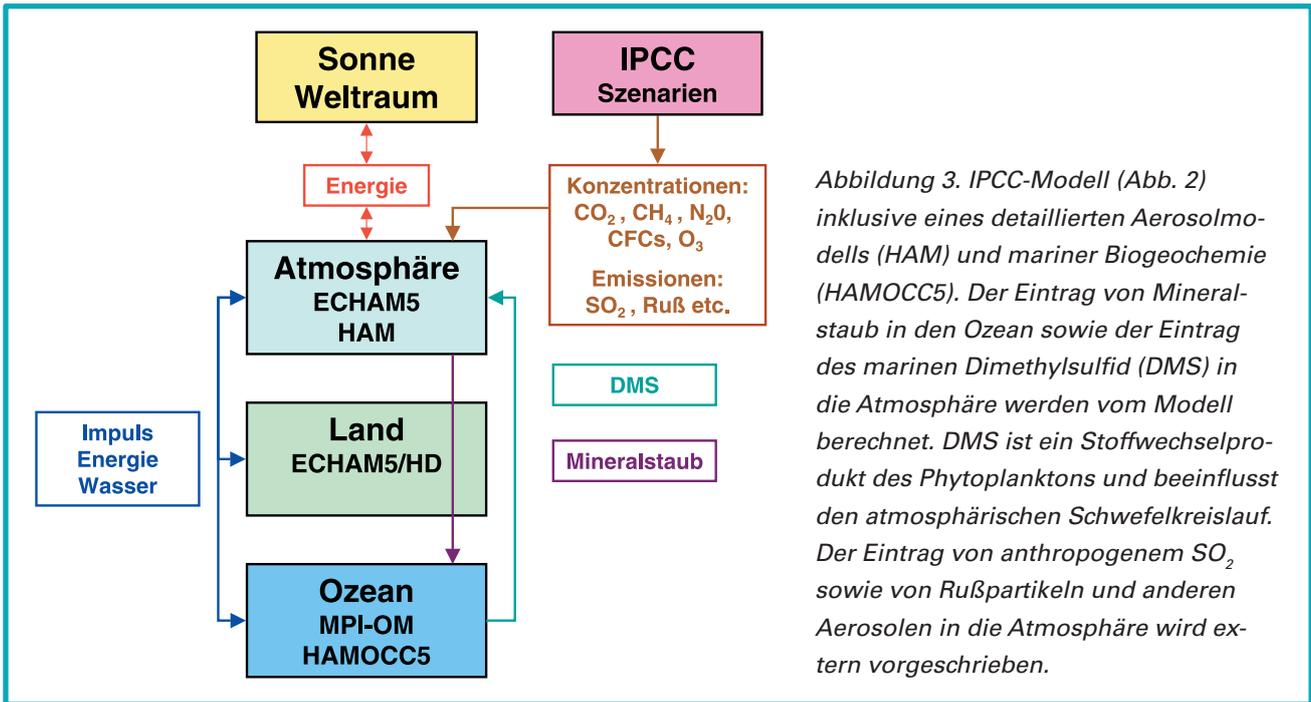
## Klimamodelle des Max-Planck-Instituts für Meteorologie

Klimamodelle dienen als theoretische Werkzeuge zur Erforschung der Zusammenhänge im Klimasystem: Sie sind die einzige „Sprache“, in der sich die komplexen Prozesse im Klimasystem qualitativ und quantitativ ausdrücken lassen.

Die deutschen IPCC-Rechnungen wurden mit globalen Klimamodellen des Max-Planck-Instituts für Meteorologie durchgeführt. Das Basismodell (kurz: IPCC-Modell) besteht aus zwei Hauptkomponenten, dem Atmosphären- und Landoberflächenmodell ECHAM5 und dem Ozeanmodell MPI-OM (Abb. 2). Die horizontale Auflösung des Atmosphärenmodells beträgt  $1,875^\circ$  entsprechend einem Gitterabstand von etwa 200 km am Äquator, die des Ozeanmodells  $1,5^\circ$  entsprechend etwa 160 km am Äquator. Das Modell enthält die im Modellgitter darstellbaren („aufgelösten“) Prozesse sowie die nicht aufgelösten („parametrisierten“) Prozesse, die für die Transporte von Impuls, Energie und Wasser im Erdsystem von Bedeutung sind.

Das IPCC-Modell bildet den physikalisch-dynamischen Kern von zwei aufwändigeren Modellen. Die detaillierte Simulation der Aerosole einerseits (Abb. 3) sowie die zusätzliche Berücksichtigung des Kohlenstoffkreislaufs andererseits (Abb. 4) ermöglicht die Berechnung von Klimaänderungen mit anthropogenen Emissionen als Input ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ , Rußpartikel und andere kohlenstoffhaltige Aerosole). Die jeweiligen atmosphärischen Konzentrationen werden innerhalb dieser Modelle berechnet. Im IPCC-Modell dagegen werden extern vorberechnete Konzentrationen als Input vorgeschrieben.





Die Tests von Klimamodellen verlaufen in der Regel in zwei Stufen. Zuerst werden die einzelnen Modellkomponenten (Atmosphäre, Ozean usw.) entwickelt und optimiert. Atmosphärenmodelle werden beispielsweise mit beobachteten Randbedingungen (Meeresoberflächentemperatur, Meereis) der 1980er- und 1990er-Jahre angetrieben, das simulierte Klima wird dann mit dem beobachteten Klima dieser Jahre verglichen. In der zweiten Stufe werden die gekoppelten Modelle in Simulationen über mehrere Jahrhunderte getestet. Es wird dabei vor allem auf die Stabilität des Klimas und auf jene Phänomene geachtet, die direkt von den Kopplungsprozessen abhängen, wie beispielsweise auf die von den Jahreszeiten abhängige Meereisverteilung, oder die El Niño/La Niña-Oszillationen im tropischen Pazifik. Mit dem IPCC-Modell (Abb. 2) lief eine Simulation über 500 Jahre mit konstanten vorindustriellen Konzentrationen von CO<sub>2</sub> und anderen Treibhausgasen. Erwartet wird unter diesen Bedingungen ein nahezu trendfreier Klimazustand. Tatsächlich steigt die globale bodennahe Lufttemperatur in dieser 500-jährigen Simulation nur unwesentlich an, und zwar um etwa 0,03 Grad pro Jahrhundert (Abb. 5). Diese Simulation des vorindustriellen Klimas liefert die Anfangswerte für die Simulationen des Klimas im 20. Jahrhundert und die anschließenden Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert.

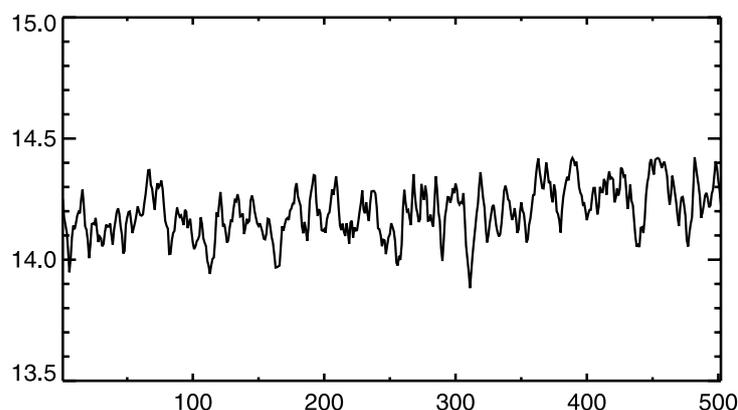


Abbildung 5. Zeitlicher Verlauf der global und jährlich gemittelten bodennahen Lufttemperatur (°C) in einer Klimasimulation mit dem IPCC-Modell (Abb. 2) unter konstanten vorindustriellen Bedingungen (Zusammensetzung der Atmosphäre, Sonneneinstrahlung). In der Zeitachse sind Modelljahre ohne Zuordnung zum Kalender angegeben: Jedes Modelljahr repräsentiert einen möglichen vorindustriellen Zustand von Atmosphäre und Ozean (hier: Jahr 1860).

Ein weiterer Standardtest besteht darin, zu untersuchen, ob das Modell in der Lage ist, bei beobachtetem externem Antrieb (Treibhausgase, Aerosole, Sonneneinstrahlung, Vulkaneruptionen) den beobachteten Klimatrend des 20. Jahrhunderts zu reproduzieren. Dabei ist zu beachten, dass die Temperaturschwankungen von Jahr zu Jahr natürlichen Ursprungs sind (s. auch Abb. 5) und sich überwiegend auf El Niño/La Niña-Oszillationen zurückführen lassen. Diese natürlichen Oszillationen können prinzipiell nur in ihren statistischen Eigenschaften (Häufigkeit, Amplitude etc.), nicht aber in der beobachteten Abfolge wiedergegeben werden. Prinzipiell reproduzierbar sind dagegen längerfristige Trends infolge der Änderungen im externen Antrieb (z.B. CO<sub>2</sub>-Anstieg), aber auch kurzfristige Temperaturänderungen nach

starken Vulkanausbrüchen. Die Abbildung 6 zeigt, dass beide Modelle (Abb. 2 und 3) die beobachteten längerfristigen Temperaturtrends im 20. Jahrhundert reproduzieren. Allerdings überschätzen sie die Abkühlung der Erdoberfläche nach größeren Vulkanausbrüchen, vor allem nach dem Ausbruch des Krakatau im Jahre 1883 - vermutlich aufgrund der unzureichenden Kenntnis der emittierten Schwefelmengen.

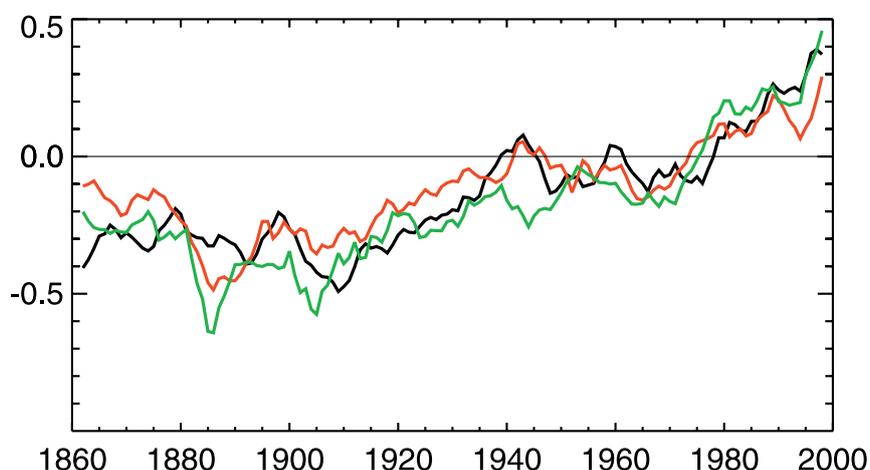


Abbildung 6. Zeitlicher Verlauf von beobachteter und simulierter bodennaher Lufttemperatur (°C) im globalen Jahresmittel, dargestellt als Abweichung vom Mittelwert der Jahre 1961-1990. Schwarz: Beobachtet; rot: IPCC-Modell (Abb. 2); grün: IPCC-Modell inklusive interaktiver Aerosole (Abb. 3). In beiden Simulationen werden sowohl natürliche externe Einflüsse (Vulkanismus, Solarstrahlung) also auch anthropogene berücksichtigt (CO<sub>2</sub> und andere Treibhausgase sowie Aerosole).

## Ergebnisse der Klimaprojektionen

### Temperatur und Niederschlag

Die Zunahme der Treibhausgase und Änderungen der Schwefelemissionen führen im IPCC-Modell (Abb. 2) zu einer globalen Erwärmung, die im Jahr 2100 Werte zwischen 2.5°C (B1) und 4.1°C (A2) erreicht, bezogen auf das Mittel der Jahre 1961-1990 (Abb. 7). Gemessen an den unterschiedlichen CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in A2 und A1B sind die Erwärmungsraten unerwartet ähnlich (3,7°C in A1B). Das liegt daran, dass die abkühlende Wirkung der Schwefelaerosole in der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts in A1B deutlich schneller sinkt als in A2 (Tabelle 1). Damit ist die durch verringerte Schwefelemissionen bedingte Erwärmung in A1B größer als in A2 und kompensiert zum Teil den schwächeren CO<sub>2</sub>-Anstieg in A1B (Abb. 1).

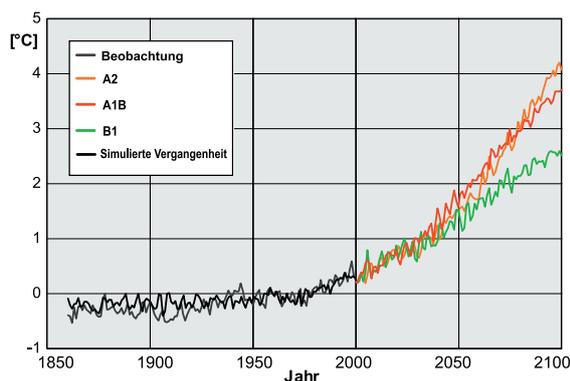


Abbildung 7. Zeitliche Entwicklung der global und jährlich gemittelten Temperaturänderungen in Erdbodennähe gegenüber dem Mittelwert der Jahre 1961-1990. Im Gegensatz zu Abb. 6 sind hier natürliche Einflüsse (Vulkanismus, Änderungen der Sonneneinstrahlung) im Zeitraum 1860-2000 nicht berücksichtigt worden.

Die geographische Verteilung der jährlichen Temperaturänderungen zeigt Abbildung 8 für die Szenarien A1B und B1. Für beide Szenarien gilt, dass sich die Kontinente schneller als die Ozeane aufheizen. Besonders ausgeprägt ist die Erwärmung in hohen nördlichen Breiten, in denen die Ausdehnung von Schnee- und Meereisflächen abnimmt: Helle Eis- und Schneeflächen werden durch relativ dunkles Wasser und schneefreies Land ersetzt. Damit wird ein größerer Anteil der Sonneneinstrahlung in Wärme verwandelt, wodurch die Temperatur weiter ansteigt. In diesem selbstverstärkenden Effekt – der sogenannten Eisalbedo-Temperatur-Rückkopplung – liegt der Hauptgrund für die extrem großen Temperaturänderungen in hohen nördlichen Breiten. Die Ozeane reagieren relativ träge, da die Erwärmung aufgrund von vertikalen Mischungsprozessen über ein größeres Volumen verteilt wird als über Landflächen. Besonders effizient wirken die vertikalen Mischungsprozesse im Nordatlantik und im südlichen Ozean. Hier werden daher auch die geringsten Erwärmungsraten simuliert.

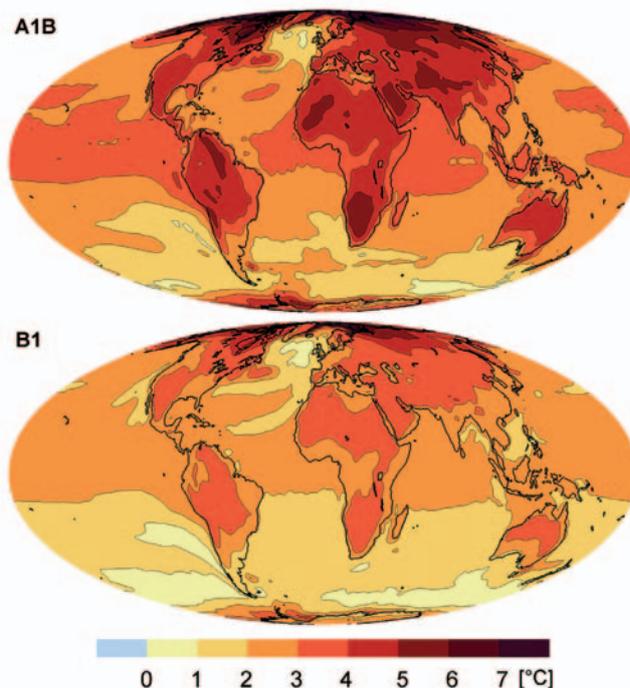


Abbildung 8. Temperaturänderungen in Erdbodennähe in den Szenarien A1B und B1. Gezeigt ist die Differenz der 30-Jahresmittel 2071-2100 minus 1961-1990.

Die globale Erwärmung führt unmittelbar zu höheren Verdunstungsraten und damit auch höheren Niederschlägen. Abbildung 9 zeigt, dass die jährlichen Niederschläge in allen drei Szenarien mit der Zeit zunehmen und im Jahr 2100 im globalen Mittel Zuwächse zwischen etwa 5% (B1) und 7% (A2, A1B) gegenüber dem Mittelwert der Periode von 1961 bis 1990 erreichen werden. Höhere Niederschläge treten vor allem in Äquatornähe sowie in hohen geographischen Breiten auf (Abb. 10), geringere Niederschläge vor allem in den Subtropen (Mittelmeergebiet, Südafrika, Australien, subtropische Ozeangebiete). Das verstärkt die Gegensätze zwischen trockenen Klimazonen (Subtropen) und feuchten Klimazonen (Tropen, hohe Breiten).

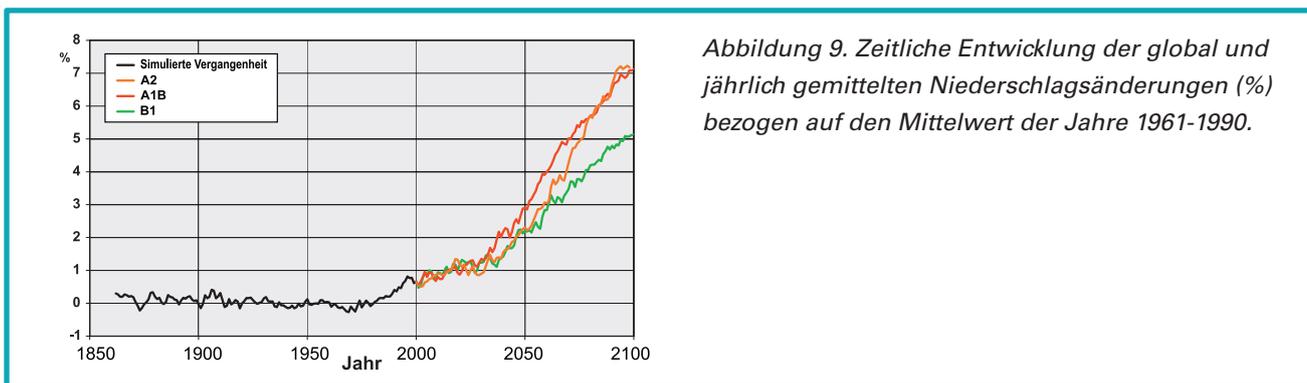


Abbildung 9. Zeitliche Entwicklung der global und jährlich gemittelten Niederschlagsänderungen (%) bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1961-1990.

Die Änderungen des Niederschlags in Europa und anderen Gebieten (z.B. Südamerika, Zentralafrika) hängen eng mit der jahreszeitlichen Verschiebung der Klimazonen zusammen. Im Mittelmeergebiet wird eine ausgeprägte Niederschlagsabnahme im Winter simuliert. Im Sommer wandert diese Anomalie nordwärts und betrifft Teile von Süd- und Mitteleuropa. In Mitteleuropa und besonders in Skandinavien nehmen die Niederschlagsmengen im Winter zu.

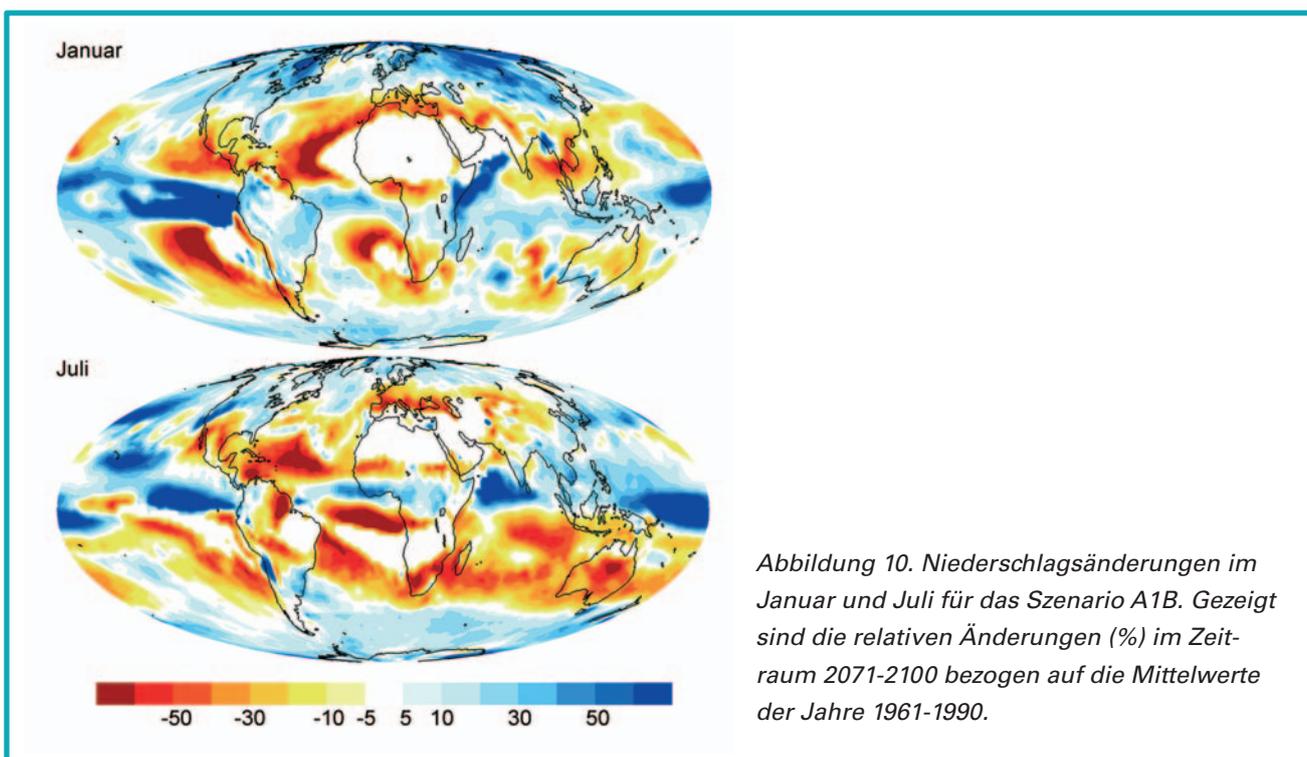


Abbildung 10. Niederschlagsänderungen im Januar und Juli für das Szenario A1B. Gezeigt sind die relativen Änderungen (%) im Zeitraum 2071-2100 bezogen auf die Mittelwerte der Jahre 1961-1990.

## Meeresspiegel, Meereis und Ozeanzirkulation

Die wichtige Rolle des Ozeans im Klimasystem ergibt sich aus seiner Funktion als Speicher- und Transportmedium für Wärme und Stoffe (Salz, Kohlenstoff etc). Im Vergleich zur Atmosphäre besitzt der Ozean eine ungleich größere Wärmespeicherkapazität. Große Teile der Ozeane in hohen Breiten sind von Meereis bedeckt, das den Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean behindert und einen großen Süßwasserspeicher darstellt.

Einer der für die Menschheit unmittelbar spürbaren Effekte der globalen Erwärmung ist der zu erwartende Meeresspiegelanstieg, zu dem mehrere Faktoren beitragen:

- a) Volumenänderungen durch Änderung der Wasserdichte
- b) Volumenänderungen der kontinentalen Eisschilde und Gletscher
- c) Änderungen in der Ozeanzirkulation.

Der globale Meeresspiegel steigt aufgrund der Erwärmung (Mechanismus a) je nach vorgeschriebenem Szenario bis zum Jahr 2100 um 0,21 bis 0,28 m (Abb. 11). Dem globalen Anstieg überlagern sich Änderungen durch die Ozeanzirkulation, die sowohl positiv als auch negativ sein können. Für den Bereich des östlichen Nordatlantiks ergibt sich ein Anstieg von weiteren 0,2 m, für die Nordsee also ein Gesamtanstieg von etwa 0,5 m. Die mit einer Intensivierung des hydrologischen Zyklus (mehr Verdunstung in niederen, mehr Niederschlag in hohen Breiten) einhergehende Änderung des Salzgehalts im Ozean wirkt sich auch auf die Dichte des Wassers und die Volumenänderung aus. In der Arktis trägt dieser Effekt entscheidend zur Erhöhung des Meeresspiegels bei, während in den tropischen Gebieten eine Absenkung zu erwarten ist. Die regionalen Unterschiede in der Meeresspiegeländerung bis zum Jahr 2100 gehen deutlich aus Abbildung 12 hervor: Sie reichen von einer geringen Abnahme im südlichen Ozean bis zu einem Anstieg, der örtlich mehr als einen Meter betragen kann.

Der Beitrag durch Volumenänderungen des Inlandeises (Mechanismus b) lässt sich aus der Änderung der Schneefall- und Schmelzraten für diese Gebiete abschätzen: Im A1B-Szenario erhält man bis zum Jahr 2100 einen zusätzlichen Meeresspiegelanstieg von etwa 8 cm im globalen Mittel, wobei die

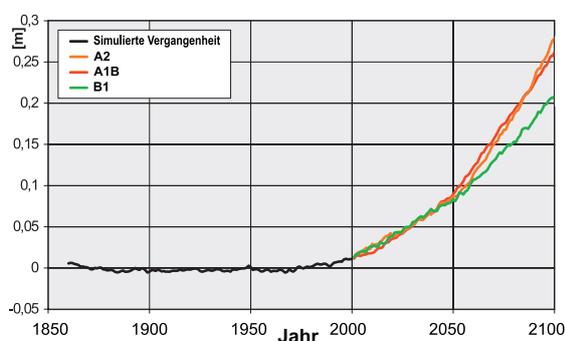


Abbildung 11. Zeitliche Entwicklung des globalen Meeresspiegels in den Szenarien A2, A1B und B1 relativ zum Mittelwert der Jahre 1961-1990.

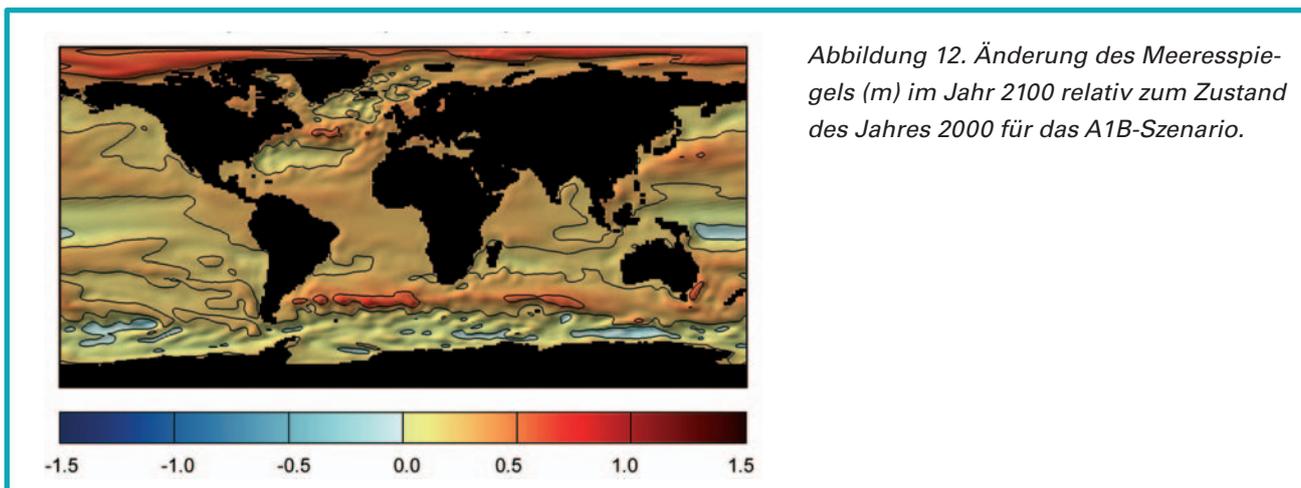


Abbildung 12. Änderung des Meeresspiegels (m) im Jahr 2100 relativ zum Zustand des Jahres 2000 für das A1B-Szenario.

Schmelze von Grönland einen Beitrag von 13 cm leistet, erhöhter Schneefall auf der Antarktis hingegen zu einer Absenkung des globalen Meeresspiegels um 5 cm führt.

Seit Beginn der Satellitenmessungen im Jahre 1978 beobachtet man eine Abnahme der sommerlichen Eisbedeckung in der Arktis von etwa 8 % pro Jahrzehnt, wobei sich der Trend in den letzten Jahren verstärkte. So liegt die mittlere Eisbedeckung in den letzten vier Jahren im September um 20 % unter dem September-Mittel der Jahre 1978-2000, im September 2005 sogar um 25 %. Der Rückgang entspricht etwa der fünffachen Fläche Deutschlands. Im Jahr 2005 war die so genannte Nordostpassage - der Seeweg entlang der sibirischen Küste - vom 15. August bis zum 28. September eisfrei. Der schon jetzt zu beobachtende Trend zu einer immer geringeren Eisbedeckung im Sommer setzt sich in den Klimaprojektionen fort (Abb. 13). Die Szenarien A2 sowie A1B zeigen die Arktis gegen Ende des 21. Jahrhunderts im Sommer eisfrei, während im Szenario B1 noch Reste vorhanden sind (Abb. 14). Das Abschmelzen des Eises lässt einschneidende Veränderungen und Bedrohungen für die arktischen Ökosysteme erwarten. Das Meereis um den Südpol wird ebenfalls dünner und seine Ausdehnung geringer. Allerdings sind die Schmelzraten wegen der geringeren Erwärmung im südlichen Ozean (Abb. 8) weniger dramatisch als in der Arktis.

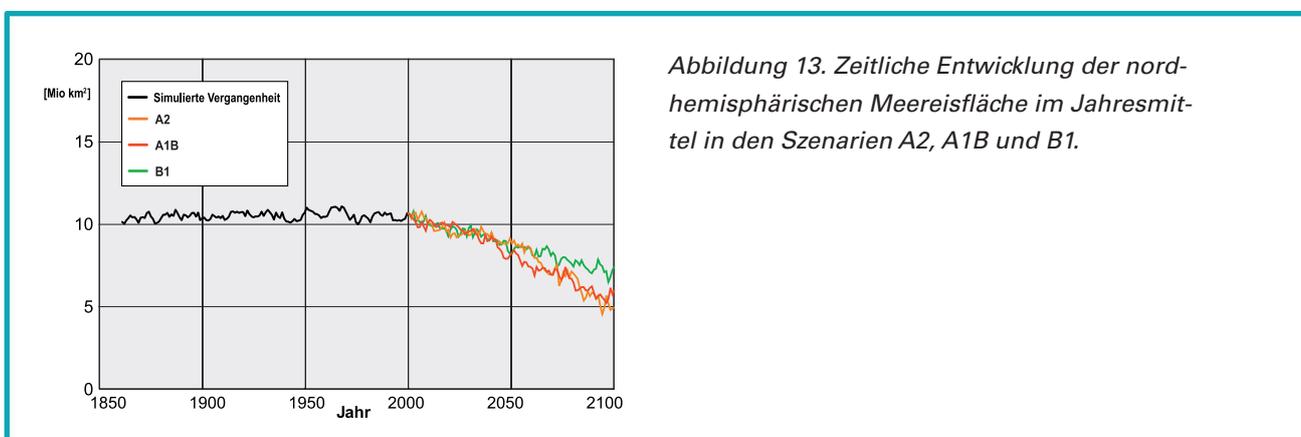
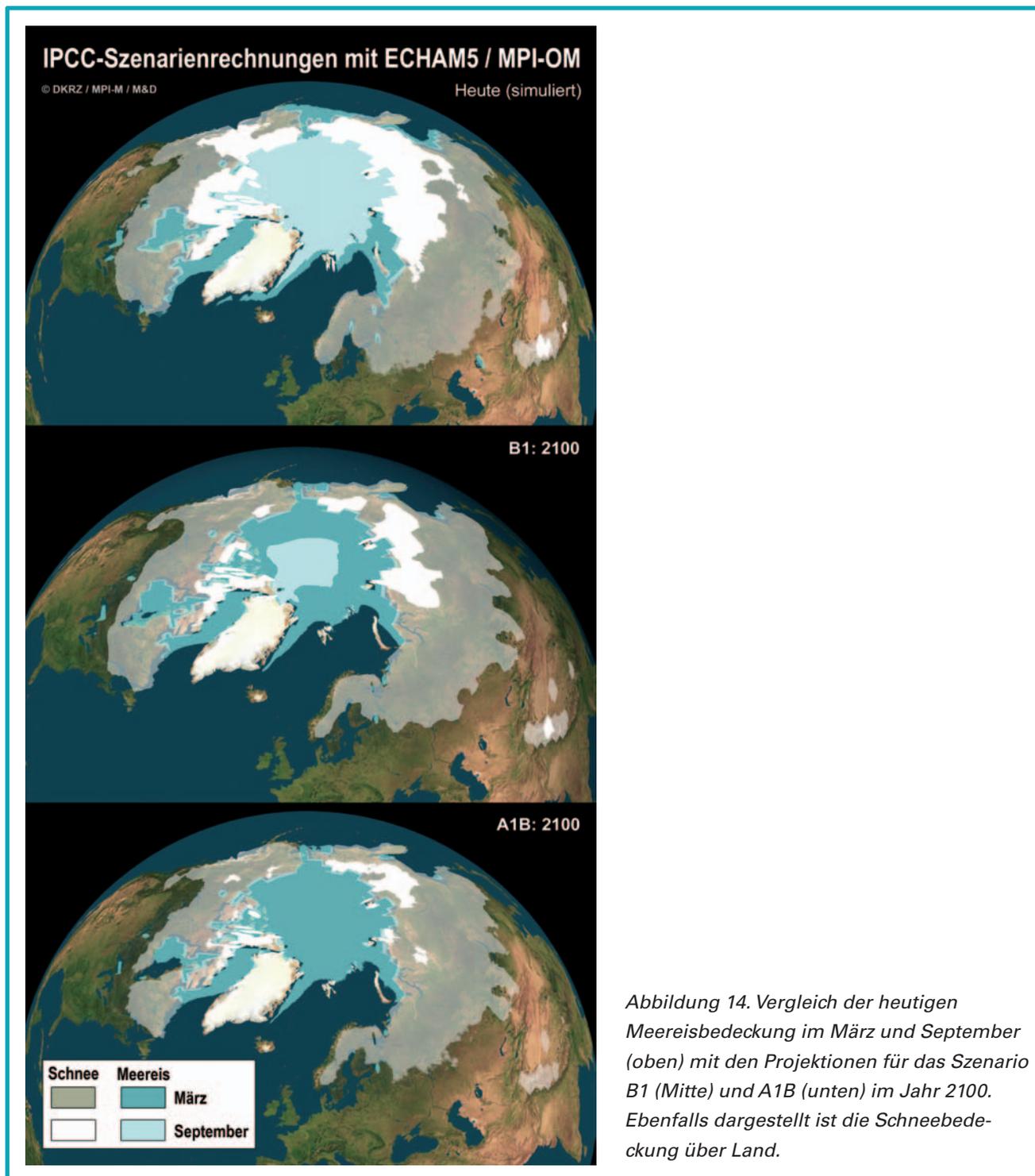
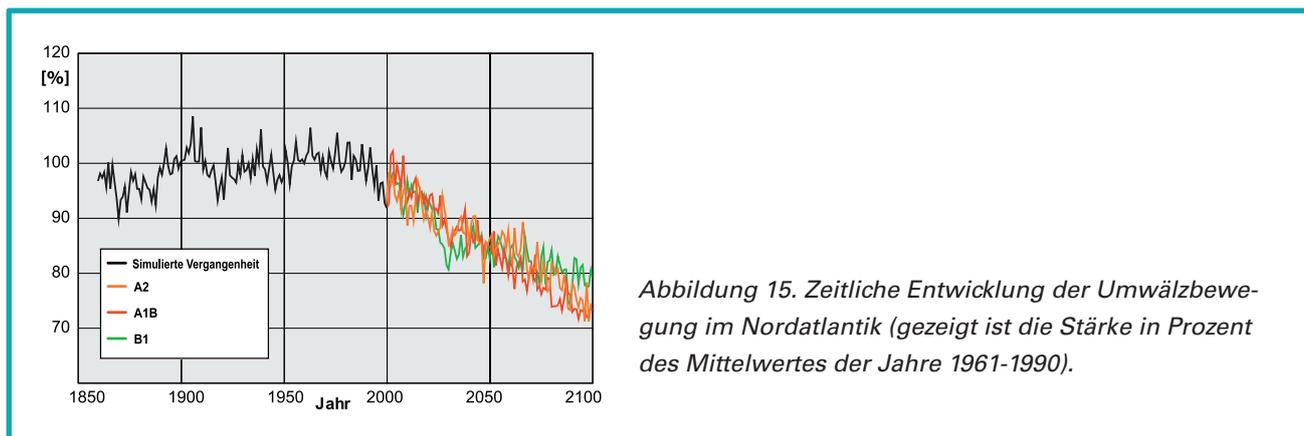


Abbildung 13. Zeitliche Entwicklung der nordhemisphärischen Meereisfläche im Jahresmittel in den Szenarien A2, A1B und B1.



Die großräumige Ozeanzirkulation im Atlantik spielt eine wichtige Rolle für das Klima in Europa. Die so genannte thermohaline Zirkulation verfrachtet nahe der Oberfläche warme Wassermassen aus den Tropen nach Norden und kalte Wassermassen in großer Tiefe nach Süden. Eine verringerte Wasserdichte in den oberflächennahen Schichten der hohen Breiten durch Erwärmung oder Süßwasserzufuhr infolge erhöhter Niederschläge (wie in einem wärmeren Klima zu erwarten) würde diese Umwälzbewegungen

gung stören oder, im Extremfall, sogar zusammenbrechen lassen. Während solche Zusammenbrüche in der Klimageschichte ihre Spuren durchaus hinterlassen haben, zeigen die Klimasimulationen für das 21. Jahrhundert zwar eine deutliche Reduktion mit zunehmender globaler Erwärmung, jedoch keinen totalen Zusammenbruch: Bis zum Jahr 2100 wird eine Verringerung von bis zu 30 % erwartet (Abb. 15). Der schwächere Wärmetransport wirkt der allgemeinen Erwärmung entgegen, sodass sich im Nordatlantik nur geringe Erwärmungsraten bis hin zu leichter Abkühlung in der Nähe von Grönland feststellen lassen. Weitere Modellexperimente sagen auch dann keinen Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation voraus, wenn erhebliche Schmelzwassermassen von Grönland abfließen sollten.



## Extreme Wetterereignisse

Unter extremen Wetterereignissen versteht man sehr seltene, überdurchschnittlich intensive Ereignisse mit schwerwiegenden Folgen für Natur, Mensch und Wirtschaft. Nach Angaben der Münchner Rückversicherung haben die durch extreme Wetterereignisse verursachten sozioökonomischen Schäden in den letzten Jahrzehnten drastisch zugenommen. Faktoren wie die wachsende Bevölkerungsdichte - besonders in Ballungsgebieten - sowie steigende Lebens- und Technologiestandards, die anfälliger für extreme Wettersituationen sind, können zu größeren Schäden führen. Analysen von langjährigen Klimadaten sollen aufzeigen, ob das erhöhte Schadensaufkommen auch durch die Zunahme der Häufigkeit und/oder Intensität von extremen Wetterereignissen verursacht worden ist. Die Modellsimulationen des vergangenen Klimas (Abb. 6) sowie die IPCC-Klimaprojektionen liefern ein umfangreiches Datenmaterial, das Einblicke in mögliche Veränderungen von intensiven Wetterereignissen erlauben sollte.

Anders als bei den sehr seltenen „Jahrhundertereignissen“ - wie etwa dem europäischen Hitzesommer des Jahres 2003 - sind statistische Aussagen über Trends bei den häufigeren intensiven Ereignissen, die z.B. einmal im Jahr auftreten, mit größerer Sicherheit möglich. Zur Vereinfachung des globalen Datenvergleichs und der einheitlichen Analyse von intensiven Wetterereignissen wurden Indikatoren für intensive Temperatur- und Niederschlagsereignisse eingeführt: Sie beschreiben moderate Wetterextreme auf größeren zeitlichen und räumlichen Skalen. Sie eignen sich daher auch für globale Klimamodel-

le, die im Rahmen ihrer groben horizontalen Auflösung von 100 bis 200 km nur länger andauernde und großräumige Ereignisse - wie etwa mehrtägige Starkniederschläge als Auslöser für Flutkatastrophen oder länderübergreifende Hitzewellen - erfassen können. In stark orographisch geprägten Gebieten oder für kleinräumige Extreme sollte man dagegen feiner auflösende Regionalmodelle oder statistische Analysemethoden in Betracht ziehen.

Indikatoren auf der Basis von globalen Beobachtungsdaten der letzten 50 Jahre zeigen generell eine Zunahme der Nachttemperaturen und der Dauer von Hitzewellen, eine Abnahme der Frosttage sowie eine Zunahme der nassen Tage bzw. der maximalen 5-Tages-Niederschlagsmengen während eines Jahres. Die Berechnung der genannten Indikatoren mit dem IPCC-Klimamodell bestätigen diese Veränderungen für das 20. Jahrhundert. In den Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert setzen sich die Trends fort, wobei sie in den extremeren A2- und A1B-Szenarien erwartungsgemäß stärker ausfallen als im B1-Szenario. Die Abbildungen 16 und 17 zeigen die prozentualen Veränderungen zweier Niederschlagsindikatoren, nämlich des maximalen 5-Tages-Niederschlags während eines Jahres (Abb. 16) und der maximalen Länge einer Trockenperiode während eines Jahres (Abb. 17), jeweils am Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) im Vergleich zum Mittelwert der Jahre 1961-1990. In weiten Teilen der Erde nimmt die maximale 5-Tages-Niederschlagsmenge und damit auch die Hochwassergefahr zu. In Europa zeichnet sich dieser Trend vor allem für die Wintermonate ab. Gleichzeitig wächst die maximale Dauer der Trockenperioden während eines Jahres, und das besonders ausgeprägt in Mittel- und Südeuropa sowie in niederen geographischen Breiten (Mittelamerika, Brasilien, südliches Afrika, Australien). Zusätzlich zu den Änderungen des mittleren Niederschlags (Abb. 10) wird somit auch eine Zunahme in den Extremen beiderlei Vorzeichens simuliert. Starkniederschläge haben einen immer größeren Anteil am mittleren Niederschlag, während gleichzeitig die Abstände zwischen Niederschlagsereignissen wachsen.

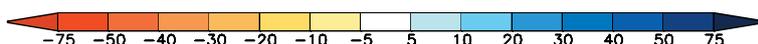
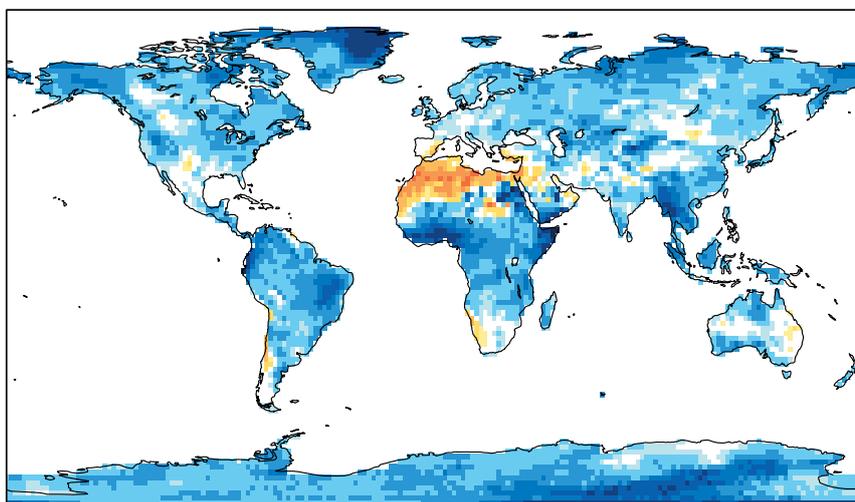


Abbildung 16. Prozentuale Änderungen von jährlichen Extremniederschlägen im Szenario A1B. Der jährliche Extremniederschlag ist hier definiert als maximale Niederschlagsmenge in einem 5-Tages-Zeitraum innerhalb eines Jahres. Dargestellt ist die prozentuale Änderung der 30-jährigen Mittelwerte im Zeitraum 2071-2100 bezogen auf die Mittelwerte der Jahre 1961-1990.

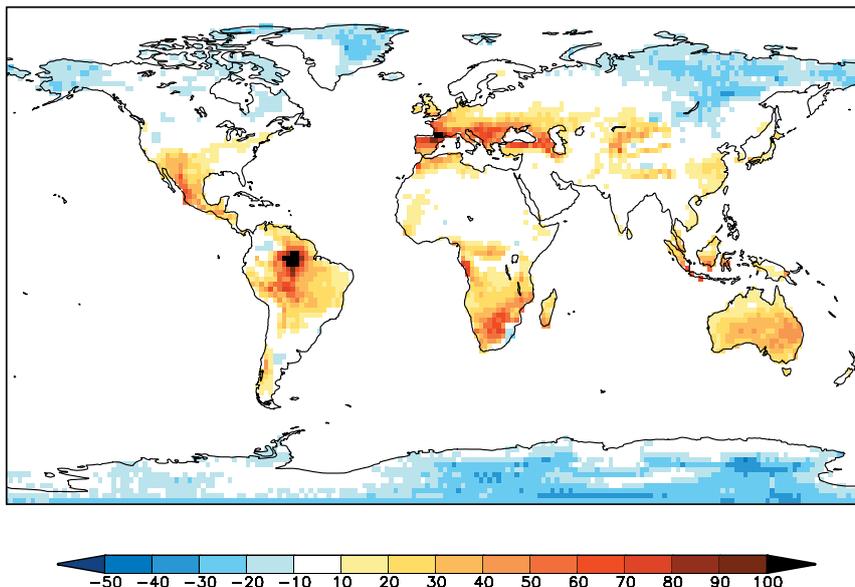


Abbildung 17. Prozentuale Änderungen von maximalen Trockenperioden im Szenario A1B. Eine maximale Trockenperiode ist hier definiert als maximale Anzahl von aufeinanderfolgenden Tagen innerhalb eines Jahres mit einer täglichen Niederschlagsmenge unterhalb eines Schwellwertes von 1 mm. Dargestellt ist die prozentuale Änderung der 30-jährigen Mittelwerte im Zeitraum 2071-2100 bezogen auf die Mittelwerte der Jahre 1961-1990.

Wie zu erwarten, nimmt im wärmeren Klima auch die Dauer der Hitzewellen zu. Im 20. Jahrhundert dauert eine Hitzeperiode in Europa - mit Temperaturen von mindestens 5 Grad über dem monatlichen Klimamittel - durchschnittlich etwa 10 Tage. Am Ende des 21. Jahrhunderts beträgt die mittlere Dauer im A1B-Szenario über 60 Tage. Temperaturen, wie sie während der Hitzewelle im Sommer 2003 in Europa auftraten, werden dann zur Normalität werden.

Die Hurrikan-Saison des Jahres 2005 hat sehr dramatisch das Schadenspotenzial extremer tropischer Stürme aufgezeigt. Ob diese Stürme in einem wärmeren Klima mit höheren Wassertemperaturen an Häufigkeit und/oder Stärke zunehmen, ist in der Wissenschaft umstritten. Dies liegt u.a. daran, dass die Maschenweite heutiger Klimamodelle von typischerweise 100 bis 200 km nicht ausreicht, um tropische Stürme realistisch simulieren zu können. Deren Gesamtzahl wird in Klimamodellen systematisch unterschätzt, und Hurrikanstufen mit Windgeschwindigkeiten von mehr als 118 km pro Stunde werden nicht erreicht. Die Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert zeigen zwar mit zunehmender globaler Erwärmung eine Abnahme in der Häufigkeit und eine leichte Zunahme in der Stärke tropischer Stürme. Allerdings gelten diese Aussagen aus den oben genannten Gründen nicht unbedingt für Hurrikane.

Im Gegensatz zu tropischen Stürmen werden Stürme in mittleren geographischen Breiten in ihrer statistischen Gesamtheit realistisch simuliert. Dies gilt für die Lage der Zugbahnen, die Gesamtzahl der Stürme, deren saisonale Variationen und insbesondere auch für die Häufigkeitsverteilung in Abhängigkeit von der Windstärke. In den Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert sinkt die Gesamtzahl der Stürme mit zunehmender Erwärmung. Bei den extremen Stürmen wird eine leichte Zunahme simuliert. Die Änderungen fallen jedoch regional sehr verschieden aus: So erhöht sich in Mitteleuropa die mittlere

Stärke der Winterstürme um etwa 10%, während die regenbringenden Winterstürme im Mittelmeergebiet sowohl an Zahl wie an Stärke signifikant abnehmen. Darin liegt der Hauptgrund für die dortige Abnahme der Niederschläge im Winter (Abb. 10) und die Verlängerung der Trockenperioden (Abb. 17).

## Klimaänderungen in Europa

Um die Auswirkungen globaler Klimaänderungen auf Europa zu untersuchen, wurde ein feinmaschiges regionales Klimamodell (REMO) in das globale IPCC-Modell (Abb. 2) eingebettet. So ist es möglich, wie mit einer Lupe, diese Region im Detail zu untersuchen und eine Brücke zwischen globalen Klimaveränderungen und regionalen Konsequenzen zu schlagen.

An den seitlichen Rändern der ausgewählten Region wurden die vom IPCC-Modell gelieferten Klimavariablen (Wind, Temperatur etc.) in zeitlicher Abfolge vorgeschrieben. Hinzu kommt die ebenfalls vom IPCC-Modell berechnete Temperatur der Meeresoberfläche. Innerhalb des Modellgebietes wurde dann ein regionales Klima unter Berücksichtigung der globalen Informationen am seitlichen und unteren Rand und der lokalen Gegebenheiten innerhalb des Gebietes berechnet. Im räumlichen Mittel ähneln die Modellergebnisse denen des globalen Modells. Durch das feinmaschige Gitter kann jedoch die Struktur der Erdoberfläche (Berge, Vegetation) besser abgebildet werden als im globalen Modell und damit auch alle Prozesse, die durch die Struktur der Erdoberfläche maßgeblich beeinflusst werden, wie z.B. die Wolken- und Niederschlagsbildung. Besonders vorteilhaft ist ein feinmaschiges Gitter für die Simulation von kleinräumigen Extremereignissen wie z.B. sommerliche Starkniederschläge.

REMO wird momentan mit zwei Gitterweiten betrieben: 50 km für Europa und 10 km für Deutschland. So können unterschiedliche Klimaänderungen in Nord-, Mittel- und Südeuropa erfasst werden, während für Deutschland regionale Unterschiede wie zum Beispiel die Mittelgebirge, der Oberrheingraben oder das Thüringer Becken bei den Berechnungen berücksichtigt werden können. Im Folgenden werden erste Ergebnisse für das Szenario A1B dargestellt. Unter diesen Bedingungen wird für Deutschland ein Anstieg der bodennahen Jahresmitteltemperatur um 3.5°C bis zum Jahr 2100 berechnet, während sich der mittlere Jahresniederschlag in Deutschland kaum ändert.

Infolge der Erwärmung fällt ein zunehmender Anteil des winterlichen Niederschlags in Form von Regen. In weiten Teilen Deutschlands geht die mittlere Schneehöhe im Januar im A1B Szenario am Ende des 21. Jahrhunderts um mehr als 80% zurück, in den Hochlagen der Alpen und der norwegischen Gebirge um 30-50% (Abb. 18). Betrachtet man in Abbildung 19 die Gebiete mit mehr als drei Schneetagen im Januar (eingegrenzt durch die rote Linie für das heutige Klima und die weiße Linie am Ende dieses Jahrhunderts), so zeigt sich hier der Rückzug des Schnees besonders deutlich.

Da die regionalen Berechnungen erst nach den globalen durchgeführt werden können, sind bis heute noch nicht alle drei in dieser Broschüre angesprochenen IPCC Szenarien fertiggestellt worden. Bisher existieren nur die Berechnungen für ganz Europa mit 50 km Gitterweite. Es ist geplant, im Sommer

2006 detaillierte Ergebnisse möglicher Klimaentwicklungen für Deutschland zusammen mit einer Betrachtung ihrer Unsicherheiten zu veröffentlichen.

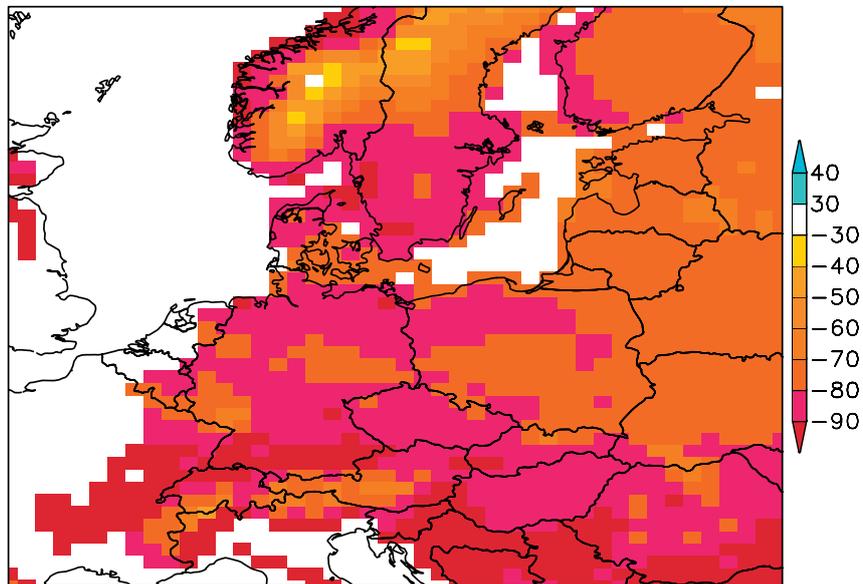


Abbildung 18. Änderungen der mittleren Schneehöhe im Januar für das Szenario A1B. Gezeigt ist die relative Änderung (%) im Zeitraum 2071-2100 bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1961-1990.

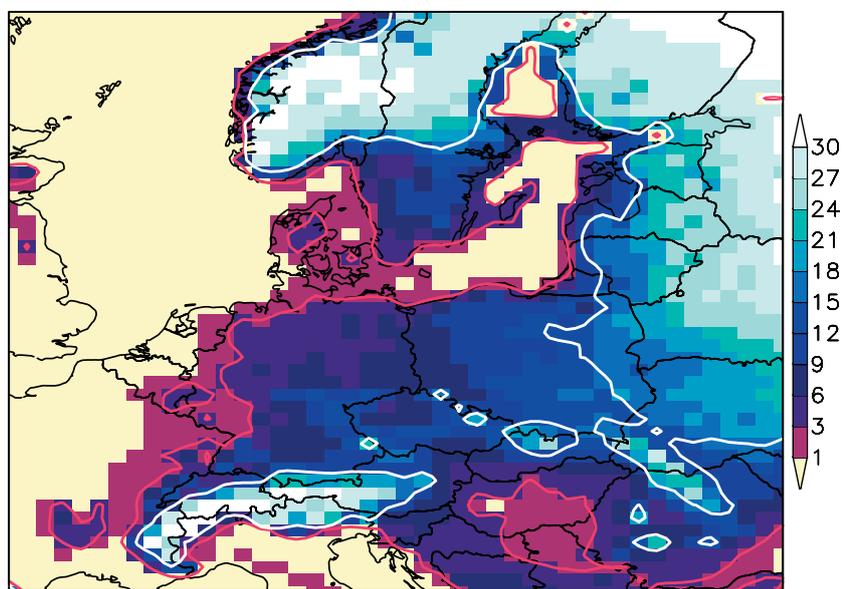


Abbildung 19. Mittlere Zahl der „Schneeetage“ im Januar für den Zeitraum 1961-1990. Ein Schneeetag ist definiert als Tag mit einer Schneehöhe von mindestens 3 cm. Das Gebiet mit mehr als drei Schneeetagen im Januar wird durch die rote Linie eingeschlossen. Im Szenario A1B (Zeitraum 2071-2100) schrumpft das Gebiet auf die von der weißen Linie eingeschlossene Fläche.

## Die Rolle der Aerosole

Aerosole sind feste oder flüssige Partikel in der Luft mit einer typischen Größe zwischen 0,01 und 10µm (1µm = 1 millionstel Meter) sowie - im Gegensatz zu den Treibhausgasen - einer sehr kurzen Lebensdauer von wenigen Tagen. Aerosole können natürlichen und/oder anthropogenen Ursprungs sein (Seesalz, Mineralstaub, Sulfat, Ruß usw.) und beeinflussen das Klima auf komplexe Weise. Ihr direkter Einfluss besteht in der Streuung und Absorption der Sonnenstrahlung; indirekt beeinflussen sie das Klima, weil sie als Kondensationskerne für die Wolkenbildung wirken und zudem die optischen Eigenschaften und die Lebensdauer von Wolken verändern. Infolge dieser Effekte bewirkt eine Zunahme der Aerosole eine Klimaabkühlung, eine Abnahme der Aerosole aber eine Klimaerwärmung.

Das zeigt sehr deutlich eine Sensitivitätsstudie mit dem IPCC-Modell (Abb. 2), in der durch „Abschaltung“ der anthropogenen Quellen im Jahr 2001 die Sulfatkonzentration in der Atmosphäre auf das vorindustrielle (natürliche) Niveau zurückgesetzt wurde. Die dadurch zusätzlich verfügbare Strahlungsenergie bewirkt eine rapide globale Erwärmung von ca. 0,8°C innerhalb von nur 10 Jahren (Abb. 20). Dieses Beispiel zeigt, dass der anthropogene Treibhauseffekt in der Vergangenheit zu einem nicht unerheblichen Teil durch die Zunahme der Aerosolkonzentrationen maskiert wurde. Da eine verminderte Luftverschmutzung aus gesundheitlichen Gründen geboten ist, lässt sich die dadurch verursachte globale Erwärmung nur durch entsprechende Minderungen in den Treibhausgasemissionen kompensieren.

Hält man die Konzentrationen der Treibhausgase und Aerosole auf dem Niveau des Jahres 2000 fest, so setzt sich die globale Erwärmung aufgrund der Trägheit des Klimasystems zwar weiter fort, allerdings mit einer Rate von nur etwa 0,3°C in den nächsten 100 Jahren (Abb. 20, blaue Kurve).

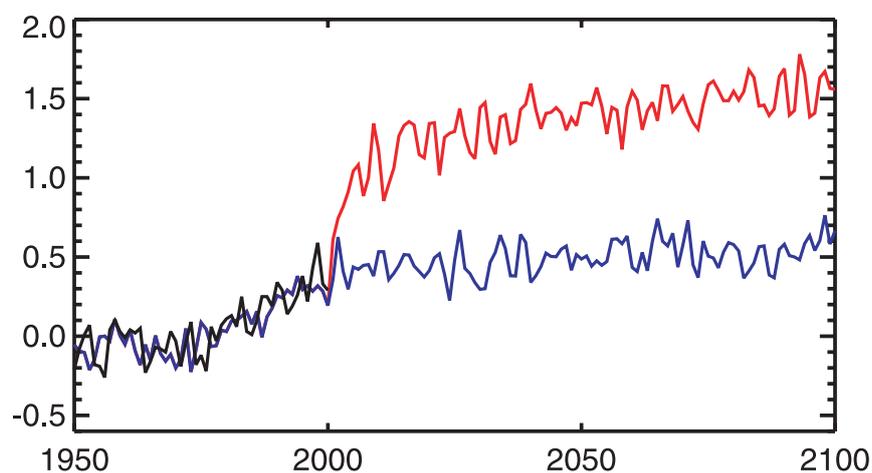


Abbildung 20. Sensitivitätsexperimente mit dem IPCC-Modell. Gezeigt ist der zeitliche Verlauf der global und jährlich gemittelten bodennahen Lufttemperatur (°C) als Abweichung vom Mittelwert der Jahre 1961-1990. Schwarz: beobachtet; blau (1950-2000): Modellsimulation unter Vorgabe beobachteter Konzentrationen von Treibhausgasen und Aerosolen; blau (2001-2100) Fortsetzung mit den jeweiligen Konzentrationen des Jahres 2000; rot: Fortsetzung mit den Treibhausgaskonzentrationen des Jahres 2000 und vorindustriellen (natürlichen) Aerosolen.

## Kohlenstoffkreislauf und Klima

Der künftige Anstieg der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration hängt nicht allein vom Anstieg der anthropogenen  $\text{CO}_2$ -Emissionen ab, sondern auch von der Aufnahmekapazität der Vegetation, des Erdbodens und der Ozeane. Gegenwärtig nehmen diese Reservoirs etwa 50% der anthropogenen  $\text{CO}_2$ -Emissionen auf. Ob sich die Aufnahmekapazität in Zukunft ändert, und welche Rolle dabei die Klimaänderung spielt, lässt sich nur mit Hilfe von Modellen prüfen. Dabei ist die direkte Einwirkung steigender  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen auf die Aufnahmeraten der Vegetation ( $\text{CO}_2$ -Düngeeffekt), des Erdbodens und der Ozeane vom indirekten Einfluss der Klimaerwärmung zu unterscheiden, die insbesondere die Pflanzenatmung und die bakteriellen Zersetzungsprozesse im Erdboden beschleunigt.

Um diese beiden Effekte zu trennen, wurden zwei Simulationen durchgeführt. In der ersten wurde die Klimaerwärmung durch den anthropogenen  $\text{CO}_2$ -Anstieg berücksichtigt, in der zweiten wurde sie künstlich unterdrückt. Das Modell besteht aus den Komponenten Atmosphäre, Ozean und Land, erweitert um die marine Biogeochemie und Landvegetation (Abb. 4).

Die Abbildung 21 zeigt die Zunahme des Kohlenstoffgehalts durch anthropogene Emissionen für das Szenario A2 (Tabelle 1). Wichtigstes Ergebnis ist, dass die Klimaerwärmung bis zum Ende des 21. Jahrhunderts für zusätzliche 200 Gt Kohlenstoff in der Atmosphäre verantwortlich ist. Da sich die Erwärmung auf den Kohlenstoffgehalt der Ozeane kaum auswirkt, gehen diese 200 zusätzlichen Gt vor allem auf das Konto von Landprozessen, und das speziell in den Tropen: Dort verstärkt die Erwärmung bakterielle Zersetzungsprozesse in den Böden, und das verringert die Netto-Kohlenstoffaufnahme an Land im Jahr 2100 um etwa 25 %.

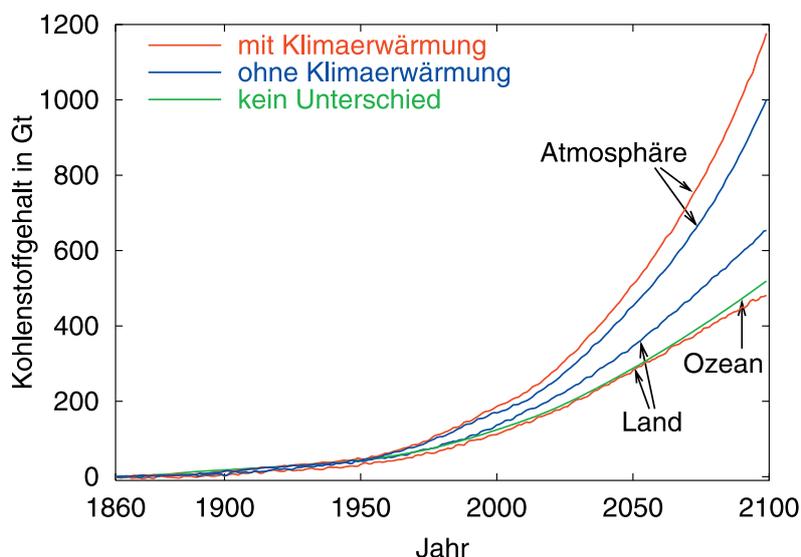


Abbildung 21. Veränderung des Kohlenstoffgehalts durch anthropogene Emissionen gegenüber dem vorindustriellen Wert (Jahr 1860) in der Atmosphäre, an Land (Erdboden und Vegetation) und im Ozean. Einheiten: Gigatonnen (1 Gt = 1 Milliarde Tonnen).

## Schlussfolgerungen

Die Ergebnisse dieser Studie zu möglichen Klimaänderungen im 21. Jahrhundert lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

Die globale Erwärmung hängt erwartungsgemäß von der Wahl des Emissionsszenarios ab und wird am Ende des 21. Jahrhunderts Werte von 2,5°C im Szenario B1 erreichen, 3,7°C in A1B und 4,1°C in A2, jeweils bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1961-1990. Der im letzten Sachstandsbericht des IPCC dokumentierte wesentlich größere Unsicherheitsbereich von 1,4°C bis 5,8°C resultiert vor allem aus der größeren Bandbreite der angenommenen Szenarien.

- Landoberflächen erwärmen sich stärker als die Ozeane. Besonders ausgeprägt ist die Erwärmung in der Arktis. Hier liegen die jährlichen Erwärmungsraten bis zu dreimal höher als im globalen Mittel.
- Weltweit ist mit einer Zunahme von Hitzewellen zu rechnen. So werden die Temperaturen in Europa, wie sie während der extremen Hitzewelle im Sommer 2003 auftraten, in der 2. Hälfte dieses Jahrhunderts zur Normalität werden.
- Als Folge der Erwärmung steigt die globale Niederschlagsrate um etwa 2% pro Grad globaler Erwärmung. Erhöhte Niederschlagsraten sind in den Tropen und in hohen geographischen Breiten zu erwarten, geringere u.a. im Mittelmeerraum, Südafrika und Australien. Die Änderungen des Niederschlags in Europa und anderen Gebieten (z.B. Südamerika, Zentralafrika) hängen eng mit der jahreszeitlichen Verschiebung der Klimazonen zusammen. Im Mittelmeergebiet wird eine ausgeprägte Niederschlagsabnahme im Winter simuliert. Im Sommer verschiebt sich diese Anomalie nordwärts, wodurch Teile von Süd- und Mitteleuropa von der Niederschlagsabnahme betroffen sind. In Mitteleuropa und besonders in Skandinavien steigen die Niederschlagsmengen im Winter. Der Niederschlag fällt auch im Winter überwiegend als Regen. Am Ende dieses Jahrhunderts wird die Schneemenge in Mitteleuropa um 80-90 % abnehmen, in den Hochlagen der Alpen und der norwegischen Gebirge um 30-50 %.
- Intensive Niederschläge und die damit verbundene Hochwassergefahr nehmen weltweit zu. Außer in hohen geographischen Breiten (z.B. Alaska, Sibirien) wächst auch die Dauer von Trockenperioden. Damit vergrößern sich nicht nur die Gegensätze zwischen relativ feuchten Klimaregionen (Tropen, hohe Breiten) und relativ trockenen (Subtropen), sondern auch die Niederschlagsextreme am jeweiligen Ort.
- Die Erwärmung der Ozeane bedingt einen Anstieg des Meeresspiegels. Im globalen Mittel beträgt der Anstieg im Jahre 2100 zwischen 21 cm im Szenario B1 und 28 cm in A2 (relativ zum Mittel der Jahre 1961-1990). Die regionalen Unterschiede reichen von einer leichten Absenkung in einigen Gebieten bis hin zu einem Anstieg von mehr als 1 m. Hinzu kommt ein Anstieg des

globalen Meeresspiegels von bis zu 8 cm (A1B, A2) durch Änderungen des Inlandeises: Die beginnende Schmelze des Eises auf Grönland erhöht den Meeresspiegel um 13 cm, während erhöhter Schneefall in der Antarktis den globalen Meeresspiegel um 5 cm absenkt.

- Die ausgeprägte Erwärmung der Arktis führt zu dünnerem Eis im Winter und geringerer Eisfläche im Sommer. Die in den letzten Jahren beobachtete Eisabnahme im Sommer setzt sich in den Klimaprojektionen verstärkt fort. Am Ende des Jahrhunderts ist in den Szenarien A1B und A2 die Arktis im Sommer eisfrei.
- Eine Abnahme der Dichte des Oberflächenwassers im Nordatlantik durch höhere Temperaturen und vermehrte Niederschläge führt zu einer Abschwächung der thermohalinen Zirkulation um ca. 30% bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Die damit verbundene Verringerung der ozeanischen Wärmetransporte erzeugt jedoch keine Abkühlung dieser Region, sondern kompensiert nur teilweise die durch Erhöhung der Treibhausgase verursachte Erwärmung. Dieser „Thermostateffekt“ hat keinen nennenswerten Einfluss auf das europäische Klima: Trotz geringer Erwärmung des Nordatlantiks erwärmt sich der europäische Kontinent nur unwesentlich schwächer als vergleichbare Regionen.
- Ein Teil der Treibhauserwärmung ist in der Vergangenheit durch die Zunahme anthropogener Aerosole (Schwefel, Ruß u.a.) „maskiert“ worden. Maßnahmen zur Luftreinhaltung führen zu einer zusätzlichen Klimaerwärmung, da ein Teil dieser Maskierung wegen der relativ kurzen Lebensdauer der Aerosole sehr schnell entfällt. Eine Kompensation dieses Effektes kann nur durch verstärkte Anstrengungen zur Minderung der Treibhausgasemissionen erreicht werden.

Quellen der Unsicherheit in den Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert sind

- die zukünftigen Emissionen;
- natürliche Klimaschwankungen, die anthropogene Trends überlagern;
- ein grobes Rechengitter von etwa 200 km;
- Berechnung der vom Rechengitter nicht auflösbaren Prozesse;
- fehlende Prozesse wie z.B. biogeochemische Kreisläufe.

Die Änderungen in den Konzentrationen atmosphärischer Treibhausgase werden durch komplexe physikalische, chemische und biologische Prozesse in der Atmosphäre, im Ozean und an der Landoberfläche bestimmt. In heutigen Klimamodellen werden Wechselwirkungen zwischen Klima und Kohlenstoffkreislauf sowie anderen biogeochemischen Kreisläufen (Methan, Ozon etc.) vernachlässigt. Erste Untersuchungen deuten jedoch eine positive Rückkopplung zwischen Klima und Kohlenstoffkreislauf

an. Danach trägt die globale Erwärmung infolge anthropogener Emissionen zu einem verstärkten Anstieg der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration bei, da die Aufnahmekapazität der Kohlenstoffspeicher (Vegetation, Erdboden, Ozeane) mit zunehmender Erwärmung abnimmt. Fortschritte im Verständnis des Erdsystems und in der Vorhersagbarkeit zukünftiger Klimaänderungen sind nur durch eine interdisziplinäre Zusammenarbeit im Rahmen einer breit angelegten Erdsystemforschung zu erwarten.

Ein erheblicher Teil der Unsicherheiten resultiert aus der unzureichenden Gitterauflösung der heutigen Modelle infolge begrenzter Rechnerkapazitäten. Feiner auflösende Modelle würden eine bessere Berechnung von Änderungen in der Statistik extremer Ereignisse (Überschwemmungen, Dürren, Hitzeperioden, Hurrikane) ermöglichen. Das ist deshalb von großem Interesse, weil die Auswirkungen von Klimaänderungen auf die menschlichen Lebensbedingungen wesentlich stärker durch extreme Ereignisse als durch Änderungen der Klimamittelwerte geprägt werden. Fortschritte in der Vorhersagbarkeit extremer Ereignisse sind nur durch den Ausbau der Rechnerkapazitäten möglich.

# Klimaforschung am Max-Planck-Institut für Meteorologie

Das zentrale Ziel des MPI-M ist es zu verstehen, wie physikalische, chemische und biologische Prozesse sowie menschliches Verhalten zur Dynamik des Erdsystems und insbesondere zu globalen und regionalen Klimaänderungen beitragen. Zu den wichtigsten Handwerkszeugen gehören hoch entwickelte numerische Modelle, die das Verhalten der Atmosphäre, des Ozeans, der Kryosphäre und der Biosphäre sowie die Wechselwirkungen zwischen den Komponenten des Erdsystems simulieren.

## Was ist ein Max-Planck-Institut?

In Max-Planck-Instituten werden vorrangig Forschungsthemen aufgegriffen, die an den Universitäten in Deutschland noch keinen oder keinen ausreichenden Platz gefunden haben, wegen ihres interdisziplinären Charakters nicht so leicht in das Organisationsgefüge der Universitäten passen oder einen personellen und apparativen Aufwand erfordern, der von Universitäten nicht erbracht werden kann. Max-Planck-Institute sind somit komplementär zur Hochschulforschung, sie haben in einzelnen Bereichen eine Schwerpunktfunktion, in anderen Bereichen eine Ergänzungsfunktion. Neues Wissen an den Frontlinien des Erkenntnisprozesses zu gewinnen, an denen die Forschung größte Kompetenz und den größten Einsatz erfordert, aber auch den größten, innovativsten Ertrag verspricht - das ist die Leistung, die von Max-Planck-Instituten erwartet wird und wofür sie im In- und Ausland Anerkennung genießen. Max-Planck-Institute gelten als nationale bzw. internationale ‚CENTRES OF EXCELLENCE‘ der Grundlagenforschung.

Organisation: Das Max-Planck-Institut für Meteorologie ist eines der zur Zeit 80 wissenschaftlichen Institute der Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften e.V.

Finanzierung: Die Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften e.V. wird überwiegend aus Bundes- und Landesmitteln finanziert. Dem Max-Planck-Institut für Meteorologie stehen jährlich insgesamt circa 7 Mio. EURO zur Verfügung; hinzu kommen die Drittmittel für Forschungsprojekte.

Beschäftigte: Mitte 2005 waren insgesamt 196 MitarbeiterInnen am Institut tätig, darunter 25 WissenschaftlerInnen und 37 NachwuchswissenschaftlerInnen; dazu kommen 73 Drittmittelbeschäftigte und 2 GastwissenschaftlerInnen.

Geschäftsführender Direktor: Prof. Dr. Jochem Marotzke

Wissenschaftliche Mitglieder

Direktoren: Prof. Dr. Guy P. Brasseur, Prof. Dr. Martin Claußen, Prof. Dr. Jochem Marotzke

## Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert

Summary

Zusammenfassung

Einleitung

Der IPCC-Prozess

Szenarien

Klimamodelle des Max-Planck-Instituts für Meteorologie

Ergebnisse der Klimaprojektionen

Temperatur und Niederschlag

Meeresspiegel, Meereis und Ozeanzirkulation

Extreme Wetterereignisse

Klimaänderungen in Europa

Die Rolle der Aerosole

Kohlenstoffkreislauf und Klima

Schlussfolgerungen



**MPI-M**  

---

**Januar 2006**