

KIPPPUNKTE IM KLIMASYSTEM

EINE KURZE ÜBERSICHT

Prof. Stefan Rahmstorf mit Prof. Anders Levermann, Prof. Ricarda Winkelmann, Dr. Jonathan Donges, Levke Caesar, Dr. Boris Sakschewski, Dr. Kirsten Thonicke, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, im Juni 2019

Einleitung

Die Erderwärmung bringt große Risiken für die Menschheit, u.a. durch zunehmende Wetterextreme wie Hitze, Dürren, Extremregen und stärkere Tropenstürme, durch den Meeresspiegelanstieg sowie den Verlust von Ökosystemen. Diese Klimafolgen können zu Ernteausfällen mit Hunger, Ausbreitung von Krankheiten, zahlreichen Todesopfern, Massenmigration und im schlimmsten Fall zu internationalen Konflikten sowie zur Destabilisierung von Staaten führen¹. Die meisten dieser Risiken wachsen graduell mit der weiteren Erwärmung, ohne definierte Kippunkte.

Einige Teilsysteme des Klimasystems haben dagegen bestimmte Kippunkte bzw. kritische Schwellenwerte, bei deren Überschreiten es zu starken und teils unaufhaltsamen und unumkehrbaren Veränderungen kommt. Eine einfache Metapher: schiebt man eine Kaffeetasse über den Schreibtischrand passiert erst nichts, bis sie einen kritischen Punkt erreicht, an dem sie kippt und abstürzt. Diese Teilsysteme (zum Beispiel die Atlantikzirkulation) werden „Kippelemente“ genannt („tipping elements“). Abb. 1 zeigt eine (unvollständige) Übersicht über wichtige Kippelemente des Klimasystems.

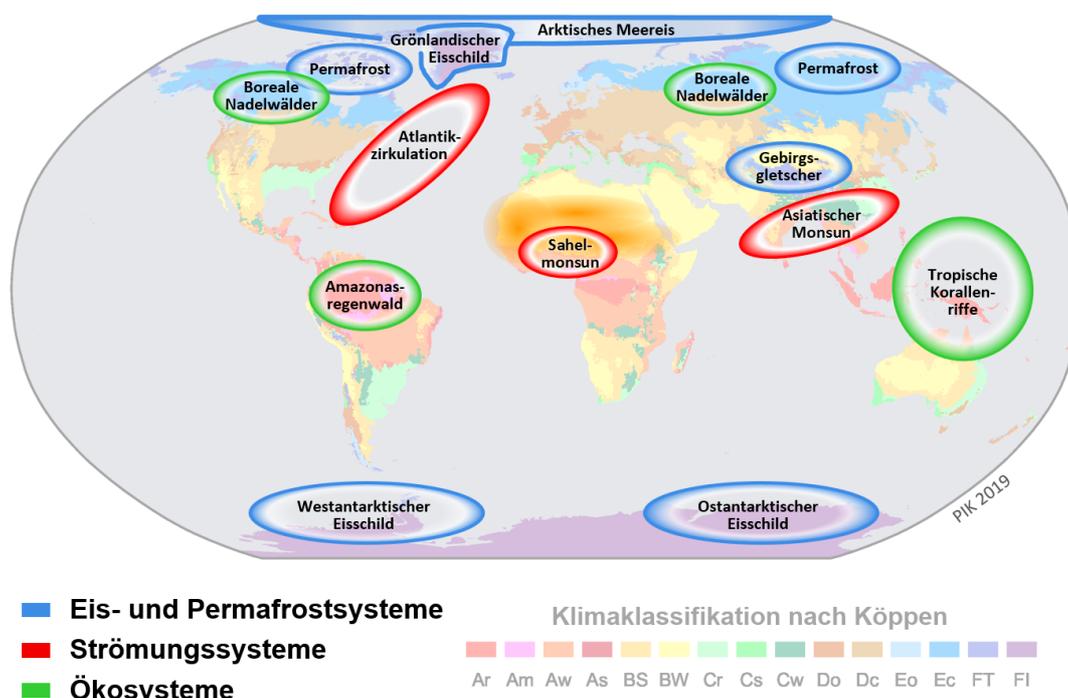


Abb. 1 Karte der wichtigsten Kippelemente des Klimasystems

Die klassische Arbeit von Lenton et al. 2008² definiert einen Kipppunkt als einen kritischen Grenzwert, an dem eine kleine zusätzliche Störung zu einer qualitativen Veränderung im System führen kann. Die Kipp-Elemente reagieren oft lange Zeit nur wenig auf den Klimastress, aber wenn die Belastung dann nur geringfügig weiter zunimmt, kommt es zum Umkippen.

Aus der Definition folgt eine Grundeigenschaft der Kippelemente: sie reagieren sehr nicht-linear und ihre Reaktion hängt empfindlich von ihrem genauen Zustand ab, nämlich davon, ob man sich gerade in der Nähe des kritischen Grenzwerts befindet. Diese Eigenschaft bringt es mit sich, dass wir von den Kippelementen in der Regel wissen, *dass* es einen solchen kritischen Grenzwert gibt, aber nicht genau, *wo* er sich befindet bzw. wie weit wir davon entfernt sind. Daher können wir keinen scharfen Grenzwert angeben, sondern es gibt einen Unsicherheitsbereich, in dem mit steigender globaler Temperatur das Risiko wächst, einen Kipppunkt zu überschreiten. Die geeigneten Ansätze zum Umgang mit Kippelementen im Erdsystem sind daher die *Risikoanalyse* (bekannt z.B. vom Umgang mit den Risiken der Kernenergienutzung) und das *Vorsorgeprinzip*.

Abb. 2 zeigt für eine Reihe von Kippelementen den Risikobereich – d.h. den oben genannten Unsicherheitsbereich der globalen Temperatur, in dem das Risiko des Umkippen von „verschwindend gering“ bis auf „höchstwahrscheinlich“ ansteigt. Es handelt sich dabei um Expertenurteile auf Basis der vorhandenen Fachliteratur, die unvermeidlich zu gewissem Grade subjektiv sind. Die Originalgrafik erschien in Schellnhuber et al. 2016³. Für diese Übersicht haben wir sie im Lichte neuerer Studien etwas angepasst. In den folgenden Absätzen diskutieren wir kurz die einzelnen Kippelemente.

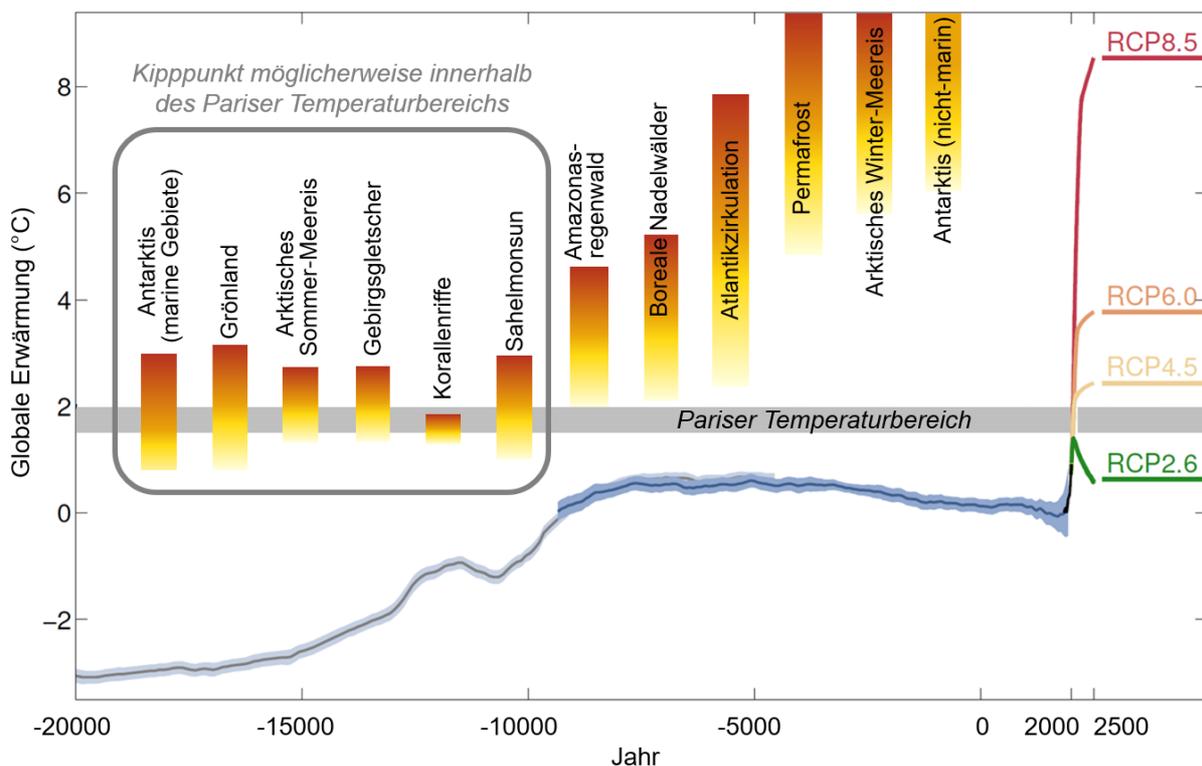


Abb. 2 Die Unsicherheitsbereiche der wichtigsten Kippelemente im Kontext der globalen Temperaturentwicklung seit dem Höhepunkt der letzten Eiszeit und für die Zukunft (für verschiedene Emissionsszenarien; RCP2.6 wäre Paris-kompatibel, RCP 8.5 ist der Pfad ohne wirksame Klimapolitik). Jeder Balken illustriert einen Bereich der globalen Erwärmung, in dem das Risiko von verschwindend gering bis zu höchstwahrscheinlich dargestellt ist.

Meereis

Die ganzjährige Meereisdecke auf dem arktischen Ozean kühlt das Klima, indem sie die ankommende Sonnenstrahlung größtenteils ins All reflektiert, und ist ein essenzieller Bestandteil des arktischen Ökosystems, vom Phytoplankton über Narwale („Einhörner der Meere“) bis zu den Eisbären. Die Eisbedeckung im Sommer hat in den letzten Jahrzehnten bereits um fast die Hälfte abgenommen, was nach aktueller Forschung wahrscheinlich bereits die atmosphärische Zirkulation (Jetstream) verändert und zu Wetterextremen in unseren Breiten führt. Der 1,5-Grad-Bericht des IPCC⁴ folgert, dass schon bei 2°C Erwärmung der arktische Ozean jeden zehnten Sommer eisfrei sein wird (Temperaturangaben in diesem Dokument beziehen sich stets auf die globale Mitteltemperatur relativ zum späten 19. Jahrhundert). Bei ungebremstem Wachstum der Emissionen wäre sogar die Existenz der Eisdecke im Winter gefährdet.

Marine Eisschildinstabilität in der Antarktis

Bei der Erwärmung vom Ende der letzten Eiszeit ins Holozän (Abb. 2) stieg der globale Meeresspiegel um 120 Meter; zwei Drittel der eiszeitlichen Eismassen gingen verloren. Das noch verbleibende Eis auf Grönland und der Antarktis reicht, um den globalen Meeresspiegel um weitere 65 Meter anzuheben.

Sowohl Berechnungen mit physikalischen Computermodellen^{5,6} als auch Satellitenbeobachtungen⁷ legen nahe, dass der westantarktische Eisschild bereits instabil geworden ist. Damit ist es wahrscheinlich, dass über die nächsten Jahrhunderte sein gesamtes marines Eis in den Ozean fließen wird, und allein dadurch der Meeresspiegel weltweit um mehr als drei Meter ansteigen wird⁸. In der Ostantarktis⁹ ebenso wie in anderen Küstengebieten des Eiskontinents¹⁰ besteht die Gefahr ähnlicher Instabilitäten. Diese Kippunkte sind bisher zum Glück noch nicht überschritten; das Risiko dafür steigt aber mit der Erwärmung des Planeten.

Höhentemperaturinstabilität der Antarktis und Grönlands

Die Eisschilde in der Antarktis und Grönland ragen mehrere Kilometer in die Atmosphäre. Dort oben ist es kälter als in niedrigeren Luftschichten. Das Schmelzen der Eisschilde wird dadurch verstärkt, dass die Oberfläche dabei zunehmend in niedrigere und damit wärmere Luftschichten kommt. Das Verhältnis von Schneefall und Schmelzen kehrt sich auf Grönland bei einer Temperaturerhöhung von etwa 3-4°C so um, dass der Eisschild permanent an Masse verliert bis er vollständig verschwunden ist¹¹. Aufgrund der Eisbewegung kann diese Temperaturgrenze aber auch schon bei 1-2°C globaler Erwärmung liegen¹². Da der Antarktische Eisschild über dem Südpol liegt ist die Temperaturgrenze hier wesentlich höher.

Gebirgsgletscher

Die Gebirgsgletscher der Welt sind – bis auf wenige Ausnahmen – auf einem rapiden Rückzug. Gletscher spielen eine wichtige Rolle als saisonale Wasserspeicher, die im Sommer Wasser abgeben, was bedeutsam ist für die Trinkwasserversorgung von vielen Millionen Menschen. Die Gletscherschmelze trägt rund 30% zum Anstieg des globalen Meeresspiegels bei¹³. In den Alpen dürfte schon in dreißig Jahren die Hälfte der Gletschermasse verschwunden sein. Das weitere Schicksal hängt von den Emissionen ab: bei Begrenzung der Erwärmung auf 2°C könnte ein Drittel der Gletschermasse erhalten bleiben, bei ungebremsten Emissionen würden die Alpengletscher bis Ende des Jahrhunderts fast komplett verschwinden¹⁴.

Korallenriffe

Wir befinden uns derzeit mitten in einem weltweiten Absterben der tropischen Korallenriffe. Die Korallenbleiche korreliert dabei eng mit der Wassertemperatur; andere Faktoren wie die

Wasserqualität oder Fischfang spielen kaum eine Rolle¹⁵. Weil die Intervalle zwischen Episoden von zu hohen Wassertemperaturen immer kürzer werden, können sich die Korallenriffe zwischenzeitlich nicht mehr erholen¹⁶.

Ähnlich wie bereits früher in einer PIK-Studie vorhergesagt¹⁷, rechnet der 1,5-Grad Bericht des IPCC⁴ schon bei 2 °C Erwärmung mit dem nahezu kompletten Verlust der tropischen Korallenriffe. Gelingt es dagegen, die globale Erwärmung auf 1,5 °C zu begrenzen, könnten 10% bis 30% der Korallen überleben. Laut der US-Ozeanbehörde NOAA sind weltweit mehr als eine halbe Milliarde Menschen für ihre Nahrungsversorgung, ihr Einkommen oder den Küstenschutz auf Korallenriffe angewiesen.

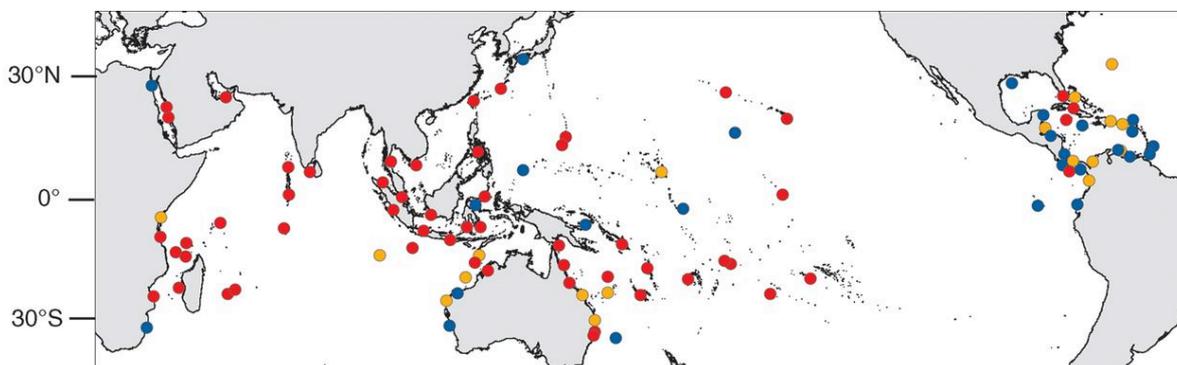


Abb. 3. Tropische Korallenriffe, die 2015 und 2016 von schwerer (rot) oder moderater (orange) Korallenbleiche betroffen waren. Lediglich ein Fünftel der untersuchten Riffe blieben verschont (blau). Quelle: Hughes et al. 2018¹⁶.

Monsunsysteme

Monsunsysteme in Indien und China werden mit zunehmender Erwärmung schwankender und unberechenbarer^{18,19}. Aufgrund einer Rückkopplung zwischen atmosphärischer Feuchte und auflandigem Wind könnte bei 1-3°C Erwärmung ein Sommermonsun-System in der Sahelzone einsetzen²⁰. Rund ein Drittel der IPCC Klimamodelle zeigen einen solchen Dynamikwechsel. Dieser tritt in diesen Modellen zwischen 1.5 und 2.5°C globaler Erwärmung auf²¹.

Instabilität der Atlantikzirkulation

Die Atlantikzirkulation (oft auch Golfstromsystem genannt) ist eine große Umwälzbewegung des Atlantischen Ozeans, bei der warmes Oberflächenwasser vom Südatlantik über den Äquator bis in den hohen Norden des Atlantiks strömt, wo es abkühlt und Wärme an die Luft abgibt. Das Ganze funktioniert wie eine Zentralheizung für den Nordatlantikraum bis hinein nach Europa. Gefährdet ist diese Strömung vor allem durch Süßwassereintrag durch verstärkte Niederschläge und Eisschmelze. Süßwasser ist leichter als Salzwasser und behindert damit das Absinken des Wassers in die Tiefe und damit den Antrieb der Atlantikzirkulation.

Modelle lassen eine Abschwächung der Strömung durch die globale Erwärmung erwarten, deren Ausmaß aber unsicher ist und von sehr gering bis 50% in diesem Jahrhundert reicht. Es gibt ernsthafte Hinweise, dass viele Modelle die Stabilität des Golfstromsystems systematisch überschätzen²². Eine auffallende Abkühlung des Wassers im subpolaren Nordatlantik seit Mitte des 20. Jahrhunderts deutet auf eine Abschwächung um bislang 15 % hin²³.

Die Folgen eines Abreißens der Strömung wären massiv und unabsehbar, sie reichen von Extremwetter in Europa über den Kollaps wichtiger Ökosysteme im Nordatlantik bis zu verstärktem Meeresspiegelanstieg an der US-Küste (bis zu einem Meter zusätzlich).

Wälder

Die Regenwälder der Amazonasregion sind bereits heute direkt vom Klimawandel betroffen. Satellitendaten und Messungen vor Ort haben gezeigt, dass zunehmende Dürren den Amazonaswald von einer Kohlenstoffsенке in eine Kohlenstoffquelle verwandeln^{24,25}. Bereits heute sind Teile der Baumbestände den neuen Klimabedingungen nicht gewachsen und sterben ab^{26,27}.

Mindestens genau so bedeutend ist die Expansion der Landwirtschaft und damit verbundene Entwaldung, welche die Auswirkungen des Klimawandels noch verstärkt. Z.B. befördern landwirtschaftliche Flächen bedeutend weniger Wasser in die Atmosphäre als Wald. Dadurch kommt es zu einem selbstverstärkenden Prozess der Austrocknung. Daher verliert der Amazonaswald bei weiter fortschreitender Abholzung an Resilienz. Der Kipppunkt, der zu weiträumigem Verlust dieses einzigartigen Ökosystems führt, wird bei umso geringerer globaler Erwärmung erreicht, je mehr abgeholzt wird. Der heutige Waldverlust wird bereits auf 20% beziffert²⁸.

Abschätzungen zum gespeicherten Kohlenstoff in lebenden und toten Pflanzenmaterial in der Amazonasregion (Summe ober- und unterirdisch) belaufen sich auf 80-120 Milliarden Tonnen Kohlenstoff²⁹⁻³³. Würde also im Extremfall dieser gespeicherte Kohlenstoff freigesetzt werden, entspräche das 8-12 Jahren der heutigen globalen fossilen CO₂-Emissionen und hätte regionale und globale Folgen für das Klima.

Bei zunehmender Erwärmung können auch die an kalte Klimabedingungen angepassten Nadelwälder des Nordens zunehmend in ihrer Existenz gefährdet sein, u.a. durch Feuer und Insektenbefall. In den letzten Jahren gab es bereits ausgedehnte Waldbrände in Kanada (z.B. in Fort McMurray 2016) und Russland (2010 im europäischen Teil) und sogar innerhalb des Polarkreises, 2017 in Grönland, 2018 in Schweden. In der Übergangszone des nördlichen Waldgürtels zur Steppe ist die Regeneration des Baumbestandes möglicherweise durch zunehmende Trockenheit und Hitzestress gefährdet.

Permafrost

Die Permafrostregion ist ein global bedeutender Kohlenstoffspeicher, der 1,300–1,600 Milliarden Tonnen Kohlenstoff enthält³⁵ und damit wahrscheinlich 50% des gesamten im Boden gespeicherten Kohlenstoffs weltweit. Die terrestrischen Permafrostgebiete haben sich zwischen 1990 und 2016 bereits um bis zu 4°C erwärmt³⁴.

Auftauender Permafrost initiiert die mikrobielle Zersetzung des Bodenkohlenstoffs und könnte den im Permafrost gespeicherten Kohlenstoff bis 2100 um 15% reduzieren (in den oberen 3m des Bodens). Obwohl die Produktivität der Wälder zunehmen und diese damit weiteren Kohlenstoff aufnehmen könnten, würden diese Veränderungen zu einer zusätzlichen globalen Erwärmung von 0.13-0.27°C bis 2100 bzw. 0.42°C bis 2300 führen. Diese Rückkopplung ist jedoch noch mit sehr großen Unsicherheiten behaftet³⁵. Je stärker die globale Erwärmung, umso mehr überwiegen die Verluste durch Zersetzung organischen Materials die Kohlenstoffaufnahme durch erhöhte Produktivität der borealen Nadelwälder.

Ein Problem des auftauenden Permafrosts besteht darin, dass hier eine für Jahrhunderte nicht zu kontrollierende Quelle von Treibhausgasemissionen geschaffen wird, die zu weiterer Erwärmung führen dürfte auch nachdem die direkten anthropogenen Emissionen auf null reduziert worden sind.

Folgerungen

Die Kipppunkte im Erdsystem stellen gravierende Risiken für die Menschheit dar, zusätzlich zu den ohnehin durch die globale Erwärmung verursachten schwerwiegenden Folgen. Sie können unkontrollierbare selbstverstärkende Prozesse auslösen, die u.a. zu einem Jahrtausende anhaltenden massiven Anstieg des Meeresspiegels oder zum Totalverlust wichtiger Ökosysteme führen, oder sie

können zu verstärktem Extremwetter beitragen. Einige dieser Prozesse können auch den globalen Temperaturanstieg weiter verstärken, zum Beispiel der Eisverlust (weil weniger Sonneneinstrahlung durch helle Eisflächen reflektiert wird) sowie die Freisetzung von CO₂ durch den Verlust von Wald oder das Tauen von Permafrost. Durch letzteres wird zusätzlich Methan freigesetzt.

Diese Rückkopplungsprozesse auf die globale Temperatur wurden auch in der im vergangenen Jahr stark beachteten „Heißezeit“-Studie thematisiert³⁶, in der eine Verstärkung der globalen Erwärmung um 0,5 °C bis 2100 abgeschätzt wurde, bei einem Emissionsszenario, das ohne diese Rückkopplungen zu 2 °C führen würde. Die Studie diskutiert auch das Risiko, dass durch noch stärkere Rückkopplungen eine Stabilisierung der globalen Temperatur bei 2°C gar unmöglich sein könnte. Zum Glück ist diese Gefahr – anders als in manchen Medienberichten dargestellt – nur sehr gering.

Auch der 1,5-Grad-Bericht des IPCC⁴ thematisiert verstärkende Rückkopplungen. Dies findet seinen Ausdruck u.a. in der Abschätzung des noch mit den Zielen von Paris vereinbaren globalen CO₂-Budgets (Tabelle 2.2 des Berichts), das sich durch diese Rückkopplungen um rund 100 Milliarden Tonnen CO₂ verringern dürfte. Beispiel: das globale Budget von rund 800 Gt CO₂ ab 1.1.2018, womit die Erwärmung mit zwei Drittel Wahrscheinlichkeit auf 1,75 °C begrenzt werden könnte, würde dadurch auf 700 Gt reduziert. Welchen Anteil dieses Restbudgets Deutschland für seine Emissionen beanspruchen kann, ist eine Frage der globalen Gerechtigkeit. Bei Verteilung auf pro-Kopf-Basis, ohne Berücksichtigung der historischen Emissionen, würden Deutschland noch rund 7 Gt zustehen, entsprechend einer linearen Emissionsminderung auf Nullemissionen im Jahre 2036³⁷.

Quellen

1. WBGU - Wissenschaftlicher Beirat Globale Umweltveränderungen, 2007: Sicherheitsrisiko Klimawandel. Berlin: WBGU 268 Seiten.
2. Lenton, T., H. Held, E. Kriegler, J. Hall, W. Lucht, S. Rahmstorf, and H. J. Schellnhuber, 2008: Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **105**, 1786-1793.
3. Schellnhuber, H.J., S. Rahmstorf and R. Winkelmann, 2016: Why the right climate target was agreed in Paris. *Nature Climate Change*, **6**, 649–653.
4. <https://www.ipcc.ch/sr15/>
5. Favier, L. et al., 2014: Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability. *Nat. Clim. Chang.*, **5**, 117–121.
6. Joughin, I., B. E. Smith and B. Medley, 2014: Marine ice sheet collapse potentially under way for the thwaites glacier basin, West Antarctica. *Science*, **344**, 735–738.
7. Jougnot, J. et al., 2014: Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013. *Geophys Res Lett.*, **5**, 1576–1584.
8. Feldmann, J. and A. Levermann, 2015: Collapse of the West Antarctic Ice Sheet after local destabilization of the Amundsen Basin. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **112**, 14191–14196.
9. Mengel, M. and A. Levermann, 2014: Ice plug prevents irreversible discharge from East Antarctica. *Nat. Clim. Chang.*, **4**, 451–455.
10. Levermann, A. and J. Feldmann, 2019: Instability time-scales of Antarctic outlet glaciers from similitude analysis. *Cryosph.*, **13**, 1621-1633.
11. Ridley, J., J. M. Gregory, P. Huybrechts and J. A. Lowe, 2010: Thresholds for irreversible decline of the Greenland ice sheet. *Clim. Dyn.* **35**, 1065–1073.
12. Robinson, A., R. Calov, A. Ganopolski, 2012: Multistability and critical thresholds of the Greenland ice sheet. *Nat. Clim. Chang.*, **2**, 429–432.
13. Zemp, M. et al., 2019: Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*, **568**, 382–386.
14. Zekollari, H. et al., 2019: Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. *The Cryosphere*, **13**, 1125-1146.

15. Hughes, T.P. et al., 2017: Global warming and recurrent mass bleaching of corals. *Nature*, **543**, 373–377
16. Hughes, T. et al., 2018: Spatial and temporal patterns of mass bleaching of corals in the Anthropocene. *Science*, **359**, 80-83.
17. Frieler, K. et al., 2013: Limiting global warming to 2 degrees C is unlikely to save most coral reefs. *Nature Clim. Change*, **3**, 165-170
18. Menon, A., A. Levermann, J. Schewe, 2013: Enhanced future variability during India's rainy season. *Geophys. Res. Lett.* **40**, 3242–3247
19. Menon, A., A. Levermann, J. Schewe, J. Lehmann, K. Frieler, 2013: Consistent increase in Indian monsoon rainfall and its variability across CMIP-5 models. *Earth Syst. Dyn.*, **4**, 287–300.
20. Levermann, A., J. Schewe, V. Petoukhov, H. Held, 2009: Basic mechanism for abrupt monsoon transitions. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **106**, 20572–20577.
21. Schewe, J., A. Levermann, 2017: Non-linear intensification of Sahel rainfall as a possible dynamic response to future warming. *Earth Syst. Dyn.*, **8**, 495–505.
22. Liu, W., S.-P. Xie, Z. Liu, and J. Zhu, 2017: Overlooked possibility of a collapsed Atlantic Meridional Overturning Circulation in warming climate. *Science Advances*, **7**, 1601666.
23. Caesar, L., S. Rahmstorf, A. Robinson, G. Feulner and V. Saba, 2018: Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature*, **556**, 191-196.
24. Brienen, R. J. W. et al., 2015: Long-term decline of the Amazon carbon sink. *Nature*, **519**, 344–348.
25. Yang, D., Z. Bian, K. Zhang, J. Xiong, and S. Lei, 2017: Modeling root growth, crop growth and N uptake of winter wheat based on SWMS_2D: Model and validation. *Rev. Bras. Cienc. do Solo*, **41**, 1–16.
26. McDowell, N. et al., 2018: Drivers and mechanisms of tree mortality in moist tropical forests. *New Phytol.*, **219**, 851–869.
27. Meir, P. et al., 2015: Threshold Responses to Soil Moisture Deficit by Trees and Soil in Tropical Rain Forests: Insights from Field Experiments. *Bioscience*, **65**, 882–892.
28. Aguiar, A.P.D. et al., 2016: Land use change emission scenarios: Anticipating a forest transition process in the Brazilian Amazon. *Glob. Chang. Biol.*, **22**, 1821–1840.
29. Santoro, M. et al., 2018: A detailed portrait of the forest above ground biomass pool for the year 2010 obtained from multiple remote sensing observations, *Geophysical Research Abstracts*. EGU Gen. Assem., **20**, EGU2018-18932.
30. Avitabile, V. et al., 2016: An integrated pan-tropical biomass map using multiple reference datasets. *Glob. Chang. Biol.*, **22**, 1406–1420.
31. Saatchi, S. S. et al., 2011: Benchmark map of forest carbon stocks in tropical regions across three continents. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **108**, 9899–9904.
32. Phillips, O.L. and S.L. Lewis, 2014: Recent changes in tropical forest biomass and dynamics. *For. Glob. Chang.*, 77–108.
33. Malhi, Y. et al., 2006: The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests. *Glob. Chang. Biol.*, **12**, 1107–1138.
34. Romanovsky, V.E. et al., 2017: Terrestrial permafrost, in: Blunden, J., Arndt, D. (Eds.), *State of the Climate in 2016*. Bulletin of the American Meteorological Society. p. pp.ES1-ES32.
35. Schuur, E.A.G. et al., 2015: Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, **520**, 171–179.
36. Steffen, W. et al., 2018: Trajectories of the Earth System in the Anthropocene. *Proc Natl Acad Sci U S A*, **115**, 8252-8259.
37. Rahmstorf, S., 2019: Wie viel CO2 kann Deutschland noch ausstoßen? Spektrum der Wissenschaft, Weblog KlimaLounge: <https://scilogs.spektrum.de/klimalounge/wie-viel-co2-kann-deutschland-noch-ausstossen/>