

Meeresspiegelanstieg durch instabile Eisschilde in Grönland und der Antarktis

Ingo Sasgen, Olaf Eisen, Ralph Timmerman, Jonathan Simon, Maria Hörhold, Wolfgang Buermann

Angaben zur Veröffentlichung / Publication details:

Sasgen, Ingo, Olaf Eisen, Ralph Timmerman, Jonathan Simon, Maria Hörhold, and Wolfgang Buermann. 2024. "Meeresspiegelanstieg durch instabile Eisschilde in Grönland und der Antarktis." In *Warnsignal Klima: Herausforderung Wetterextreme; Ursachen, Auswirkungen & Handlungsoptionen*, edited by José L. Lozán, Hartmut Graßl, Dieter Kasang, Markus Quante, and Jana Sillmann, 224–30. Hamburg: Universität Hamburg.
<https://doi.org/10.25592/uhhfdm.16388>.

3.15 Meeresspiegelanstieg durch instabile Eisschilde in Grönland und der Antarktis

INGO SASGEN, OLAF EISEN, RALPH TIMMERMAN, JONATHAN SIMON,
MARIA HÖRHOOLD & WOLFGANG BUERMANN

Die zukünftige Form unserer Küsten wird langfristig vom Anstieg des Meeresspiegels aufgrund der globalen Erwärmung geprägt sein. Bereits jetzt sind Eismassenverluste in Grönland und der Antarktis für etwa ein Drittel des weltweiten durchschnittlichen Meeresspiegelanstiegs von 4,0 cm pro Jahrzehnt verantwortlich (HORWATH et al. 2022). Und der Anteil der Eisschilde daran nimmt weiter zu (CAZENAVE et al. 2018). Dieses Kapitel geht auf folgende Fragen ein: Was sind die bekannten Instabilitäten der Eisschilde in der Antarktis und Grönland? Welche Schwellenwerte der mittleren globalen Erwärmung existieren, die bei Überschreitung den Rückgang der Eisschilde unumkehrbar machen? Welche Wahrscheinlichkeit besteht, dass Schwellenwerte mit der bisherigen Erderwärmung bereits überschritten sind?

Sea level rise due to instable ice sheets in Greenland and Antarctica: *The future shape of our coasts will be characterised in the long term by rising sea levels due to global warming. Ice mass loss in Greenland and Antarctica is already responsible for around a third of the global average sea level rise of 4.0 cm per decade (HORWATH et al. 2022). And the contribution of the ice sheets is continuing to increase (CAZENAVE et al. 2018). This chapter addresses the following questions: What are the known instabilities of ice sheets in Antarctica and Greenland? What thresholds of global mean warming exist that, if exceeded, make the decline of the ice sheets irreversible? What is the probability that threshold values have already been exceeded with the global warming to date?*

Aumento del nivel del mar debido a la inestabilidad de las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida: *Aumento del nivel del mar debido a la inestabilidad de las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida: La forma futura de nuestras costas se caracterizará a largo plazo por el aumento del nivel del mar debido al calentamiento global. La pérdida de masa de hielo en Groenlandia y la Antártida ya es responsable de alrededor de un tercio de la subida media mundial del nivel del mar de 4,0 cm por década (HORWATH et al. 2022). Y la contribución de las capas de hielo sigue aumentando (CAZENAVE et al. 2018). Este capítulo aborda las siguientes cuestiones: ¿Cuáles son las inestabilidades conocidas de las capas de hielo de la Antártida y Groenlandia? ¿Qué umbrales de calentamiento medio global existen que, si se superan, hacen irreversible el declive de las capas de hielo? ¿Cuál es la probabilidad de que ya se hayan superado los umbrales con el calentamiento global registrado hasta la fecha?*

Für viele Menschen ist der Anstieg des Meeresspiegels eine der besorgniserregendsten Folgen des von uns allen verursachten Klimawandels. Denn mehr als 10% der Weltbevölkerung, also über 800 Mio. Menschen, leben derzeit in der Küstenzone, einem Bereich bis zu 10 m über der Meereshöhe (KULP & STRAUSS 2019). Küstenzonen zählen zu den Gebieten mit der weltweit größten Bevölkerungsdichte und sind von intensiver landwirtschaftlicher und industrieller Nutzung geprägt. Deshalb sind sie besonders durch den Meeresspiegelanstieg bedroht. Da der Meeresspiegel aber nur langsam zunimmt, finden zunehmende Überflutungsrisiken oft weniger Beachtung als aktuelle Extremereignisse wie Hitzewellen, Dürren oder Starkregenfälle.

Satellitendaten aus den vergangenen zehn Jahre zeigen, dass der mittlere globale Meeresspiegel um mehr als 4 cm angestiegen ist (HORWATH et al. 2022). Das Schmelzen der Gebirgsgletscher und Eisschilde hat mittlerweile einen größeren Anteil am Meeresspiegelanstieg als die Ausdehnung des Meerwassers aufgrund der globalen Erwärmung (CAZENAVE et al. 2018). Und der Beitrag der Eisschilde wird in Zukunft weiter zunehmen und dominierend sein (JEVREJEVA et al. 2016). Dabei sind die Veränderungen der Eismassen in den Polargebieten stark von der Erwärmung der Atmosphäre und des Ozeans abhängig. Grundsätzlich ist die Anpassung der Eisschilde an neue Klimabedingungen

sehr langsam, so dass deren Eisverluste die Gestalt unserer Küstenlinien für viele Hunderte bis Tausende von Jahren prägen werden. Die Entscheidung über die Entwicklungspfade der polaren Eismassen fällt allerdings durch die Klimaschutzpolitik der nächsten Jahre.

Dabei sind Schwellenwerte der Erwärmung bekannt, nach deren Überschreitung die Eisschilde langfristig in eine andere Geometrie der Eisbedeckung wechseln, zum Beispiel mit deutlich reduziertem oder fast keinem Eis. Dieses Systemverhalten ist durch Beobachtungen aus der Klimageschichte, Analysen aus der Systemtheorie und Modellierungen belegt (LEVERMANN et al. 2012). Je nach Klimaantrieb und Rückkopplungen ist der Eisrückgang auf einer Zeitskala von Hunderten bis Tausenden von Jahren oft unumkehrbar und kaum beeinflussbar. Solche Schwellenwerte für die Eisschilde werden oft unter dem Begriff ‚Kippunkte‘ (engl. tipping points) zusammen mit denen anderer Subsysteme der Erde wie dem Meereis, dem Permafrost oder der Ozeanzirkulation zusammengefasst. Ursprünglich wurde der Begriff ‚Kippunkt‘ als rhetorische Metapher verwendet, um abrupte und für Menschen gefährliche Klimaveränderungen zu veranschaulichen (VAN DER HEL et al. 2018). Heute umfasst der Begriff ein vielseitiges Konzept in der Klimawissenschaft und ist Gegenstand aktueller Forschung (LENTON et al. 2008).

Eigenschaften von Kippunkten der Eisschilde

Kippelemente sind regionale Bestandteile des Klimasystems, deren Entwicklungspfade und Zustände bestimmte Schwellenwerte hinsichtlich des Klimaantriebs aufweisen (LEVERMANN et al. 2012). Zum Beispiel kann ein moderater Temperaturanstieg in der Atmosphäre oder im umgebenden Ozean erhebliche Veränderungen der Eisschilde nach sich ziehen, die sich selbst verstärken und schnell in einen neuen Zustand der Eisbedeckung führen. ‚Schnell‘ bezieht sich hier auf die typischen Zeitskalen, in denen sich die Komponenten des Erdsystems entwickeln, und nicht auf den menschlichen Erfahrungshorizont. Der Wechsel in den neuen Systemzustand kann unumkehrbar sein, was aber keine notwendige Voraussetzung für die Existenz des Kippunkts ist. Die Eiszeitzyklen der jüngeren Erdgeschichte zeigen, dass auch großräumige Veränderungen der Eisschilde reversibel sind. Jedoch kann die Rückentwicklung entlang eines anderen Pfades der Systemzustände erfolgen als der Zerfall (Hysterese). Das bedeutet, dass für spezifische Klimabedingungen zahlreiche Systemzustände vorhanden sein können. Der erreichte Zustand ist damit abhängig von der vergangenen Entwicklung.

Dieses Hysterese-Verhalten der Eisschilde ist gut dokumentiert, ebenso wie Gabelungspunkte der Entwicklungspfade (Bifurkationen) (Abb. 3.15-1). Um ein Kippunktverhalten zu erreichen, müssen die einzelnen Komponenten des Systems starke Rückkopplungen aufweisen, zum Beispiel für Eisschilde die dunklere, schmelzende Eisoberfläche im Gegensatz zur sehr hellen Pulverschneeoberfläche.

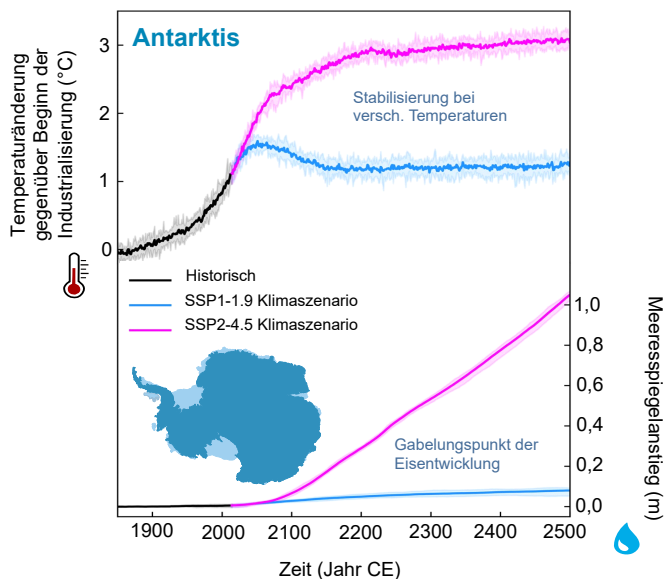


Abb. 3.15-1: Verzweigungspunkt der Entwicklung des antarktischen Eisschildes. Projektion der Temperatur- (oben) und der Eismassenentwicklung (unten) in der Antarktis für starken (blau) und moderaten (rosa) Klimaschutz. Die Erwärmung bezieht sich auf die Zeit vor der Industrialisierung. Eisverluste in der Antarktis sind in Anstieg des globalen Meeresspiegels umgerechnet. Nach PARK et al. (2023). CC-BY 4.0.

Im vorliegenden Beitrag werden einige bekannte Kippunkte der Eisschilde vorgestellt, welche aufgrund ihrer Komplexität und der erheblichen Auswirkungen auf die Entwicklung der Küstenzone weiterhin intensiv beforscht werden. Im Folgenden werden statt 'Kippunkt' die spezifischeren Begriffe Schwellenwerte, Instabilitäten und Verzweigungspunkte für die Systemmerkmale der Eisschilde verwendet.

Instabilität des westantarktischen Eisschildes

Satellitenmessungen belegen, dass die bedeutendsten Eisverluste in der Antarktis zurzeit in der Region der Amundsen-See im westlichen Teil des Kontinents auftreten (in einem Bereich bei 110°W, 70°S). Die Westantarktis hat in den Jahren 2002 bis 2022 jährlich im Mittel 136 ± 8 Milliarden Tonnen Eis verloren, was einen globalen mittleren Meeresspiegelanstieg von 0,4 mm pro Jahr entspricht, mit steigender Tendenz (HANNA et al. 2024). Diese Verluste nehmen aufgrund der Beschleunigung der Eisströme und dem Rückzug der Aufsetzlinie kontinuierlich zu (DIENER et al. 2021). Die Aufsetzlinie ist jene Grenze entlang der Küstenlinie, an dem das auf dem geologischen Untergrund aufsitze Inlandeis in schwimmendes Schelfeis übergeht.

Die Dynamik des Eisschildes wird maßgeblich davon bestimmt, dass der Eisschild überwiegend unterhalb des Meeresspiegels gründet. Zusätzlich wird der Untergrund zum Landesinneren hin tiefer.

Die Menge an Eis, die ein Eisstrom ins Meer transportiert, wird an einem imaginären Querschnitt nahe der Aufsetzlinie gemessen. Wenn sich die Aufsetzlinie in Regionen mit tieferem geologischem Untergrund zurückzieht, vergrößert sich dieser Querschnitt, so dass noch mehr Eis ins Meer transportiert wird und das Ungleichgewicht zwischen Akkumulation und Eisaustoß vergrößert.

Die Menge an Eis, die ein Eisstrom ins Meer transportiert, wird an einem imaginären Querschnitt nahe der Aufsetzlinie gemessen. Wenn sich die Aufsetzlinie in Regionen mit tieferem geologischem Untergrund zurückzieht, vergrößert sich dieser Querschnitt, so dass noch mehr Eis ins

Meer transportiert und das Ungleichgewicht zwischen Akkumulation und Eis-austausch vergrößert wird. Dies hat zur Folge, dass die Aufsetzlinie weiter ins Landesinnere zurückweicht, wodurch eine Rückkopplung entsteht, die sich selbst verstärkt. Es schwimmt mehr Eis auf und die Reibungskräfte werden geringer, wodurch sich die Fließgeschwindigkeit erhöht und das Eis wiederum dünner wird. Zusätzlich vergrößert sich die Kontaktfläche mit dem Ozean, was wiederum zu einem verstärkten Schmelzen der Schelfeises und dem Rückzug des Eisschildes führt.

Diese Instabilität des westantarktischen Eisschildes wird seit den 1970er Jahren diskutiert (WEERTMAN 1974), sie ist auch durch Modellsimulationen gestützt (SCHOOF 2007). Jedoch sind sowohl der momentane Zustand als auch die Schwellenwerte für einen Zerfall des westantarktischen Eisschildes und seine Geschwindigkeit noch nicht bekannt. Es gibt aber immer mehr Hinweise dafür, dass die Erwärmung des Ozeans in der Amundsen-See bereits einen Schwellenwert überschritten und einen unaufhaltsamen Rückzug ausgelöst hat (NAUGHTEN et al. 2023).

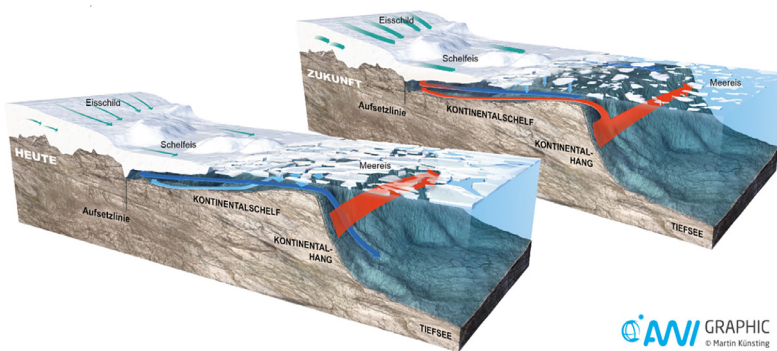
Die entscheidende Rolle der Schelfeisgebiete in der Antarktis

Der Dynamik des antarktischen Eisschildes wird nicht nur von den topographischen Gegebenheiten beeinflusst. Entscheidend ist auch die Entwicklung der Schelfeisgebiete, die eine wichtige Rolle für die Stabilität des gesamten Eisschildes spielen. Ein großer Teil der Küstenlinie der Antarktis wird von Schelfeisflächen gesäumt, welche durch den Abfluss von Eis aus dem Inneren des Kontinents entstehen und zugleich den Transport dieser Eismassen verlangsamen. Die Größe dieses Rückhalteeffekts ist dabei stark abhängig von der Mächtigkeit und Integrität des Schelfeises, Faktoren die wiederum stark durch die Temperatur des Ozeanwassers unter dem Schelfeis beeinflusst werden. Schmilzt das Schelfeis von unten, wird die Bremsung des Eisflusses von der Antarktis geringer und dadurch der Eisverlust insgesamt höher. So führt die Schwächung des Schelfeises durch den erwärmten Ozean doch zu einem größeren Anstieg des Meeresspiegels.

Satellitendaten belegen, dass in den meisten Regionen der Antarktis die Mächtigkeit des Schelfeises abnimmt (HOGG et al. 2017). Simulationen mit einem räumlich hochauflösenden Ozeanmodell bei weiterer Erwärmung legen nahe, dass sich auch die Amundsen-See in Zukunft weiter erwärmt und das Schelfeis weiter abschmilzt (NAUGHTEN et al. 2023). Schon bei einer mittleren globalen Erwärmung von 1,5°C stiegen die Ozeantemperaturen so an, dass ein Zusammenbruch des westantarktischen Eisschildes wahrscheinlich wäre. Allerdings zeigen andere Simulationen, dass die Stützwirkung des Schelfeises auf den Thwaites-Gletscher (Amundsen-See), der den Meeresspiegel potentiell um 65 cm anheben könnte (RIGNOT et al. 2019), lediglich einen geringen Einfluss auf das Rückzugverhalten der nächsten 50 Jahre haben wird (GUDMUNDSSON et al. 2023).

Die Wechselwirkung zwischen Meereis und Ozeanströmung in der Antarktis

Ein weiterer Einfluss auf die Entwicklung des antarktischen Eisschildes stammt von der Wechselwirkung zwischen Meereis und Ozeanströmungen im Weddellmeer im Bereich des sehr großen Filchner-Ronne-Schelfeis (um 46°W, 75°S). Im Süden des Weddellmeeres entsteht während der Herbst- und Wintermonate der südlichen Hemisphäre eine ausgedehnte Meereisfläche. Während der Meereisbildung gelangt Salzlake in das darunterliegende Wasser. Dadurch entsteht über dem etwa 350 km breiten, 500 m tiefen Kontinentalschelf eine Wassermasse mit einer Temperatur nahe dem Gefrierpunkt (-1,9°C) und einer besonders



AWI GRAPHIC
© Martin Künsting

Abb. 3.15-2: Wechselwirkung zwischen Meereis, Ozeanströmungen und Schelfeis. Auf dem Kontinentalschelf des südlichen Weddellmeeres wird bei der Bildung von Meereis durch Freisetzung von Salzlake eine hydrographische Barriere geschaffen. Diese verhindert bisher, dass das vergleichsweise warme Tiefenwasser auf den Kontinentalschelf strömen und über Gräben mit den Schelfeisgebieten in Berührung kommen kann (vorne). Diese Barriere wird geschwächt, wenn das Meereis bei höherer Temperatur abnimmt. Dies fördert den Wärmetransport von Ozean zum Schelfeis und zu dessen Aufsetzlinien und kann eine positive Rückkopplung auslösen (hinten). Grafiken: Martin Künsting, AWI.

hohen Dichte, die als dichtes Schelfwasser, bzw. in ihrer salzreichsten Form als hochsalines Schelfwasser bezeichnet wird. Diese Wasser mit einem Salzgehalt von 34,6 g pro kg und mehr bedecken große Teile des Kontinentalschelfs und strömen, hauptsächlich durch den Ronnetrog auf der Westseite des Schelfeises, in die Kaverne unter dem Filchner-Ronne-Schelfeis. Sie kommen dort in Kontakt mit der Unterseite des Schelfeises, das bis an manchen Stellen nahe der Aufsetzlinie 1500 m und mehr unter die Wasseroberfläche reicht. In dieser Tiefe gefriert Meerwasser erst bei Temperaturen unterhalb von $-2,9^{\circ}\text{C}$; das einströmende Schelfwasser kann also trotz seiner geringen Temperatur noch erhebliche Mengen Eis schmelzen. Dabei kühlt es ab und verliert an Salzgehalt. Das so entstehende sogenannte Schelfeiswasser verlässt die Kaverne vor allem durch den Filchnergraben auf der Ostseite des Schelfeises und ist eine der Schlüsselkomponenten bei der Bildung des Antarktischen Bodenwassers, das sich entlang des Meeresbodens ausbreitet und große Teile des Weltozeans erreicht. Zusammen mit dem hochsalinen Schelfwasser bildet es aufgrund der hohen Dichte der beiden Wassermassen ein Hindernis für die wärmeren Wasser, die aus der Tiefsee entlang des Kontinentalsockels anströmen und als zirkumpolares Tiefenwasser bekannt sind. Gegenwärtig ist also ein hydrographischer Zustand vorherrschend, in dem das Schelfeis vor dem Einstrom des Tiefenwassers mit einer Temperatur von bis zu $0,8^{\circ}\text{C}$ geschützt ist (Abb. 3.15-2, Grafik vorne) (HELLMER et al. 2012; TIMMERMANN & HELLMER 2013).

Wenn sich die Lufttemperatur über dem Weddellmeer aufgrund des Klimawandels weiter erhöht, besteht die Gefahr, dass das kalte und salzreiche Wasser auf dem Kontinentalschelf aufgrund eines Rückgangs der Meereisbildung nicht mehr in der beschriebenen Weise erneuert wird und so weit an Dichte verliert, dass es seine Funktion als Barriere einbüßt. Dann gelangt vergleichsweise warmes Tiefenwasser auf den Kontinentalschelf und strömt zunächst durch den Filchnergraben, später auch durch weitere Kanäle bis weit unter das Schelfeis (Abb. 3.15-2, Graphik hinten). Insbesondere im Bereich des dicksten Schelfeises ganz im Süden vor der Aufsetzlinie führt dies zu einer Beschleunigung des Abschmelzens an der Unterseite des Schelfeises (HELLMER et al. 2012) und zu einem erhöhten Massenverlust des Antarktischen Eisschildes (TIMMERMANN & GOELLER 2017).

Ein erster Hinweis darauf, dass diese Entwicklung bereits begonnen haben könnte, ist der Rückgang des Meereises in diesem Gebiet. Am 25. Februar 2022 erreichte die Ausdehnung des antarktischen Meereises ein Rekordtief von $1,92 \times 10^6 \text{ km}^2$. Dieses Minimum lag $0,92$

$\times 10^6 \text{ km}^2$ unter dem langfristigen Durchschnitt, wobei auch besonders starke Abweichungen im Weddellmeer beobachtet wurden (26%) (TURNER et al. 2022). Darüber hinaus zeigen Messungen von Verankerungen im Ozean am Rand des Kontinentalsockels, dass schon heute wärmeres Wasser teils periodisch, teils episodisch in Richtung des Schelfeises gelangt – ein Verhalten, das von Modellen des zukünftigen Klimas als eine Phase des Übergangs zwischen einem (vergangenen) Regime mit stets kaltem Wasser über dem Kontinentalschelf zu einem (zukünftigen) mit Einstrom warmen Tiefenwassers identifiziert wurde (TESKE et al. 2024). Diese Modelle berechnen den Durchbruch von warmem Wasser aus dem Weddellwirbel unter das Schelfeis für etwa das Jahr 2070 bei Treibhausgasemissionen über den Grenzwerten des Paris-Abkommens. Dieser Vorgang ist prinzipiell reversibel, doch selbst bei einer deutlichen Abkühlung der Atmosphäre kann die Rückkehr der Ozeantemperatur unter dem Schelfeis zu den kalten Bedingungen des 20. Jahrhunderts mehrere Jahrzehnte oder sogar Jahrhunderte dauern (HAID et al. 2023).

Der Einfluss der Atmosphäre auf das Schelfeis in der Antarktis

Außer wärmerem Meerwasser können auch deutlich höhere Lufttemperaturen, wie sie Klimamodelle für manche hohen Emissionsszenarien berechnen, einen unmittelbaren Effekt auf die Schelfeise und damit die Eisschildstabilität haben. So könnte Schmelzwasserbildung an der Oberfläche des Schelfeises eine Schwächung der Schelfeise zur Folge haben und vermehrt große Tafelberge abbrechen. Ragt die Schelfeiskante mehr als 90 bis 100 m über die Wasserlinie kann es zum sogenannten Klippenversagen (engl. cliff failure) kommen. Auch dieser Eisabbruch würde den Rückzug des gegründeten Eises in immer tiefere Gewässer bewirken, was das Inlandeis weiter destabilisierte würde. Nach wie vor ist umstritten, wie realistisch Simulationen sind, die diese Prozesse berücksichtigen. Dennoch erscheint eine zukünftige Destabilisierung der Schelfeise durch die Atmosphäre und nicht nur durch den Ozean im Bereich des Möglichen, und könnte besonders für die Entwicklung der Ostantarktis entscheidend sein (DECONTO & POLLARD 2016).

Allerdings sollte hervorgehoben werden, dass, wie alle Modellstudien, auch die beschriebenen Simulationen auf gewissen Annahmen basieren und die in diese Simulationen einfließenden Beobachtungen gerade für die unzugängliche Antarktis begrenzt sind. Dabei waren die Erwärmungstrends während der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts regional sehr unterschiedlich, mit rascher Erwärmung über der Westantarktis, aber

leichter Abkühlung über der Ostantarktis. Die Antarktische Halbinsel erwärmte sich stark bis zum Jahr 2000 und verzeichnete eine leichte Abkühlung danach (XIN et al. 2023). Aus diesem Grund ist es bei den kurzen Beobachtungszeitreihen unmöglich, mit absoluter Sicherheit festzustellen, ob die dynamische Entwicklung des Zerfalls des westantarktischen Eisschildes schon begonnen hat. Es steht jedoch außer Frage, dass schon in früheren Zwischeneiszeiten der Eisschild zerfiel und eine eisfreie Westantarktis existierte (SUTTER et al. 2016).

Der Eisverlust in Grönland

Auch auf der Nordhalbkugel finden starke Klimaänderungen statt, die zum langfristigen Meeresspiegelanstieg durch den schrumpfenden Eisschild über Grönland beitragen. Im Zeitraum von 1979 bis 2021 erhöhten sich die Temperaturen in der Arktis ungefähr viermal so schnell wie der globale Durchschnitt (RANTANEN et al. 2022). Messungen mit polar umlaufenden Satelliten belegen, dass der Eisschild über Grönland in der jüngsten Vergangenheit 36% mehr Masse verlor als durch Schneefall hinzukam (Abb. 3.15-3). Im Jahr 2019 ist die Gesamtmenge des Winterschnees in den Sommermonaten vollständig abgeschmolzen, vermutlich zum ersten Mal seit mindestens einem Jahrtausend (HÖRHOUD et al. 2023; SASGEN et al. 2020) (s. Kap. 1.3 im Buch). Mit einem einfachen geometrischen Ansatz kann aus Satellitendaten abgeschätzt werden, wie stark das Eisschildvolumen sinken müsste, um bei gegenwärtigem Klima wieder einen Gleichgewichtszustand zu erreichen. Dieser Ansatz wird häufiger für Gebirgsgletscher verwendet (Box et al. 2022).

Dazu wird zunächst mit Satellitendaten das Verhältnis zwischen der Fläche des Akkumulationsgebiets und der Gesamtfläche des Eisschildes für jedes Jahr ermittelt. Diese Werte liegen meist zwischen 85% und 92%. Anschließend wird eine lineare Beziehung zur gemessenen Massenbilanz aus den Satellitendaten hergestellt, die gegenwärtig typischerweise zwischen 450 und 100 Milliarden Tonnen Eisverlust pro Jahr liegt. Unter Berücksichtigung der typischen Geometrie eines Eisschildes kann berechnet werden, wie sich das Eisvolumen verändern müsste, damit Akkumulationsgebiete unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen ausreichend groß sind, um eine ausgeglichene Massenbilanz zu erreichen (Box et al. 2022).

Nach den Massenverlusten der letzten 20 Jahre müsste der Eisschild um $3,3 \pm 0,8\%$ schrumpfen, um einen stabilen Zustand zu erreichen. Dieser Massenverlust würde den Meeresspiegel um 27 ± 7 cm ansteigen lassen. Wenn klimatischen Bedingungen ähnlich den

besonders warmen Jahren 2012 und 2019 zur Norm würden, läge der unvermeidliche Anstieg des Meeresspiegels bei etwa 78 ± 14 cm. Es ist allerdings zu beachten, dass diese Methode keine Informationen darüber liefert, wie lange die Anpassung dauerte würde (Box et al. 2022).

Grönlands Eisbedeckung in einem wärmeren Klima

Es gibt zwei starke positive Rückkopplungen, die das Schmelzen eines Eisschildes beschleunigen: erstens die Verstärkung des Schmelzens durch die Reduktion der Höhe des Eisschildes und die erhöhte Absorption der Sonnenenergie durch die wesentlich dunklere schmelzende Oberfläche. Laut aktuellen Untersuchungen gibt es für den Eisschild über Grönland im Vergleich zur vorindustriellen Zeit ohne anthropogene Treibhausgasemissionen Gabelungspunkte bei globalen Temperaturanomalien von $+0,6$ bzw. $+1,6^\circ\text{C}$ (HÖNING et al. 2023) (Abb. 3.15-4). Beim Überschreiten dieser kritischen

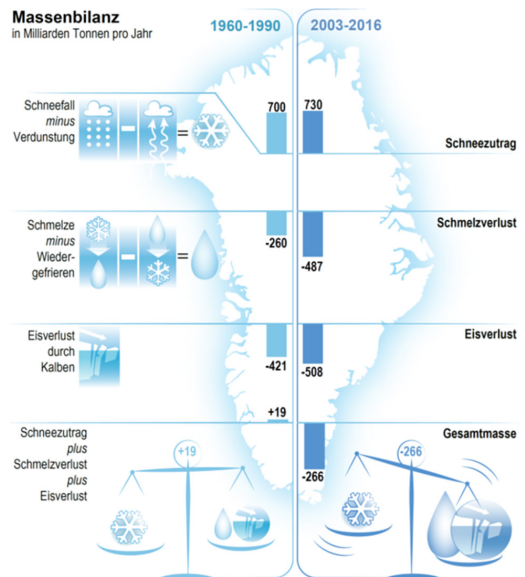


Abb. 3.15-3: Komponenten der Massenbilanz des grönländischen Eisschildes. Die Massenbilanzkomponenten des grönländischen Eisschildes von 2003–2016 im Vergleich zu 1960–1990. Im Zuge der Erwärmung hat sich der Schmelzverlust fast verdoppelt, während die Verluste aus Eisbergkalben nur um 21% gestiegen sind. Gemessen an der Menge an Schneefall verliert der Eisschild heutzutage um 36% mehr Masse, als für einen Gleichgewichtszustand nötig wäre. Aus REKLIM – Helmholtz-Verbund Regionale Klimaänderungen, „Klimawandel vor unserer Haustür“. www.reklim.de/magazin/. Grafiken: Martin Künsting, AWI.

Schwellenwerte, würde der Meeresspiegel auf lange Sicht (Jahrtausende) um 1,8 m bzw. 6,9 m steigen, weil dann der Eisschild um ungefähr ein Viertel schrumpft bzw. Grönland fast eisfrei wird. Das Ziel des Pariser Klimaabkommens, die globale Erwärmung auf $+1,5^{\circ}\text{C}$ zu begrenzen, könnte möglicherweise noch verhindern, dass der zweite Schwellenwert überschritten wird. Übrigens gelten für den Wiederaufbau von Eis aus dem neuen Systemzustand eigene Schwellenwerte der Temperatur, die deutlich kälter sind als jene für den Zerfall (Abb. 3.15-4). Eine Abkühlung der Erde müsste also weit unter politischen angestrebten Grenzwerten der Erwärmung liegen, um den Eisschild wieder aufzubauen (Hysterese).

Modellstudien legen nahe, dass eine vorübergehende Überschreitung der klimatischen Schwellenwerte (englisch: overshoot) möglich ist, ohne dass der grönländische Eisschild in einen neuen Systemzustand übergeht (BOCHOW et al. 2023). Dieses Verhalten kommt daher, dass sich der Eisschild erst allmählich an neue klimatische Bedingungen anpasst. Diese Toleranz gegenüber diesen kurzzeitigen Überschreitungen basiert jedoch auf der Annahme, dass die Modellsysteme für die Temperaturregime der Überschreitungphase gültig bleiben. In Anbetracht komplexer Rückkopplungen, der vielfachen Intensivierung der Erwärmung in der Arktis und der vor Ort beobachteten dramatischen Veränderungen der Eisoberfläche sind Zweifel an dieser Annahme begründet. Es existieren viele Wechselwirkungen, im Besonderen auch zwischen Oberflächenprozessen und der Eisdynamik, die Gegenstand intensiver Forschung sind und bisher in den Modellen nicht abgebildet werden können.

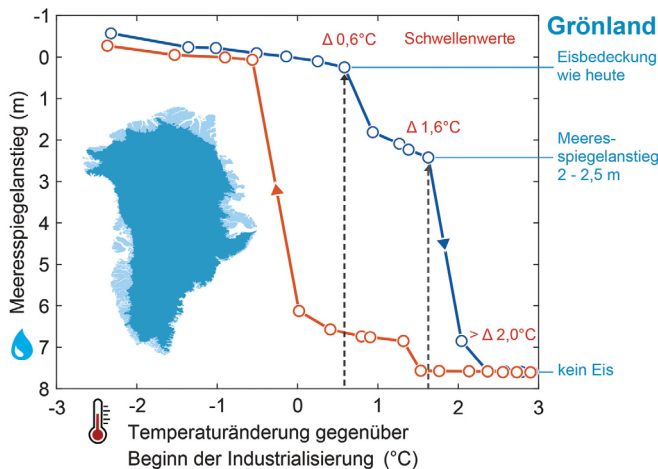


Abb. 3.15-4: Eisbedeckung Grönlands für verschiedene Erwärmungen oder Abkühlungen. Der Eisschild über Grönland ist stark von der Erwärmung abhängig. Der aktuelle Eisrückgang (blau) und der potenzielle Weg zur Wiederherstellung durch Abkühlung (orange) sind Diagramm dargestellt. Der Eisschild reagiert schon für kleine Veränderungen der Temperatur mit einem Wechsel in eine neue Konfiguration der Eisbedeckung. Bereits heute ist der Temperaturschwellenwert von $0,6^{\circ}\text{C}$ weit überschritten, für den der Eisschild seine heutige Konfiguration weitgehend beibehalten würde. Für einen Wiederaufbau des Eisschildes muss die mittlere globale Temperatur weit unter den ursprünglichen Temperaturschwellenwert ($1,5^{\circ}\text{C}$) sinken (Hysterese). Nach HÖNING et al. (2023).

Schlussbemerkungen

Dieser Buchbeitrag hat verdeutlicht, dass es zahlreiche Instabilitäten und Schwellenwerte für die Eisschildentwicklung gibt, die durch den daraus folgenden Meeresspiegelanstieg die globalen Küstenlinien erheblich beeinflussen können. Es ist auch dadurch unverzichtbar, die globale Erwärmung auf ein möglichst niedriges Niveau zu beschränken. Der Klimawandel könnte bereits so groß sein, dass die Schwellenwerte für instabile Eisschilde (bald) erreicht werden oder sogar bereits überschritten sind. Unabhängig davon, ob die Schwellenwerte für die Instabilität der Eisschilde überschritten sind oder nicht, bleibt die Treibhausgasemission, für die sich die Gesellschaften entscheiden ausschlaggebend. Nur wenn die Erwärmung stark reduziert wird, verlangsamt sich der Rückzug des Eises und gibt weltweit den kommenden Generationen etwas mehr Zeit, sich auf den unvermeidbaren Anstieg des Meeresspiegels vorzubereiten, der auch die deutschen Küstenlinien betreffen wird.

Referenzen

- BOCHOW, N., A. POLTRONIERI, A. ROBINSON, M. MONTAÑA et al. (2023): Overshooting the critical threshold for the Greenland ice sheet. *Nature* 622, 528–536. <https://doi.org/10.1038/s41586-023-06503-9>
- BOX, J. E., A. HUBBARD, D. B. BAHR, W. T. COLGAN et al. (2022): Greenland ice sheet climate disequilibrium and committed sea-level rise. *Nat. Clim. Change* 12, 808–813. <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01441-2>
- CAZENAVE, A., B. MEYSSIGNAC & C. MERCHANT (2018): Global sea level budget 1993-present. *Earth Syst. Sci. Data* 10, 1551–1590
- DECONTO, R. M. & D. POLLARD (2016): Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature* 531, 591
- DIENER, T., I. SASGEN, C. AGOSTA, J. J. FÜRST et al. (2021): Acceleration of Dynamic Ice Loss in Antarctica From Satellite Gravimetry. *Front. Earth Sci.* 9, 741789. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.741789>
- GUDEMUNDSSON, G. H., J. M. BARNES, D. N. GOLDBERG & M. MORLIGHEM (2023): Limited Impact of Thwaites Ice Shelf on Future Ice Loss From Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* 50, e2023GL102880. <https://doi.org/10.1029/2023GL102880>
- HAID, V., R. TIMMERMAN, Ö. GÜRSER & H. H. HELLMER (2023): On the drivers of regime shifts in the Antarctic marginal seas, exemplified by the Weddell Sea. *Ocean Sci.* 19, 1529–1544. <https://doi.org/10.5194/os-19-1529-2023>

- 19-1529-2023
- HANNA, E., D. TOPÁL, J. E. BOX, S. BUZZARD et al. (2024): Short- and long-term variability of the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nat. Rev. Earth Environ.* 5, 193–210. <https://doi.org/10.1038/s43017-023-00509-7>
- HELLMER, H. H., F. KAUKER, R. TIMMERMANN, J. DETERMANN & J. RAE (2012): Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current. *Nature* 485, 225–228. <https://doi.org/10.1038/nature11064>
- HOGG, A. E., A. SHEPHERD, S. L. CORNFORD, K. H. BRIGGS et al. (2017): Increased ice flow in Western Palmer Land linked to ocean melting: Ice Flow In Western Palmer Land. *Geophys. Res. Lett.* 44, 4159–4167. <https://doi.org/10.1002/2016GL072110>
- HÖNING, D., M. WILLEIT, R. CALOV, V. KLEMMANN et al. (2023): Multistability and Transient Response of the Greenland Ice Sheet to Anthropogenic CO₂ Emissions. *Geophys. Res. Lett.* 50, e2022GL101827. <https://doi.org/10.1029/2022GL101827>
- HÖRHHOLD, M., T. MÜNCH, S. WEISSBACH, S. KIPF-STUHL et al. (2023): Modern temperatures in central-north Greenland warmest in past millennium. *Nature* 613, 503–507. <https://doi.org/10.1038/s41586-022-05517-z>
- HORWATH, M., B. D. GUTKNECHT, A. CAZENAVE, H. K. PALANISAMY et al. (2022): Global sea-level budget and ocean-mass budget, with a focus on advanced data products and uncertainty characterisation. *Earth Syst. Sci. Data* 14, 411–447. <https://doi.org/10.5194/essd-14-411-2022>
- JEVREJEVA, S., L. P. JACKSON, R. E. RIVA, A. GRINSTED & J. C. MOORE (2016): Coastal sea level rise with warming above 2°C. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 113, 13342–13347
- KULP, S. A. & B. H. STRAUSS (2019): New elevation data triple estimates of global vulnerability to sea-level rise and coastal flooding. *Nat. Commun.* 10, 4844. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12808-z>
- LENTON, T. M., H. HELD, E. KRIEGLER, J. W. HALL et al. (2008): Tipping elements in the Earth's climate system. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 105, 1786–1793. <https://doi.org/10.1073/pnas.0705414105>
- LEVERMANN, A., J. L. BAMBER, S. DRIJFHOUT, A. GANOPOLSKI et al. (2012): Potential climatic transitions with profound impact on Europe: Review of the current state of six 'tipping elements of the climate system.' *Clim. Change* 110, 845–878. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0126-5>
- NAUGHTEN, K. A., P. R. HOLLAND & J. DE RYDT (2023): Unavoidable future increase in West Antarctic ice-shelf melting over the twenty-first century. *Nat. Clim. Change* 13, 1222–1228. <https://doi.org/10.1038/s41558-023-01818-x>
- PARK, J.-Y., F. SCHLOESSER, A. TIMMERMANN, D. CHOUDHURY et al. (2023): Future sea-level projections with a coupled atmosphere-ocean-ice-sheet model. *Nat. Commun.* 14, 636. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-36051-9>
- RANTANEN, M., A. YU KARPECHKO, A. LIPPONEN, K. NORDLING et al. (2022) The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Commun. Earth Environ.* 3, 168. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>
- RIGNOT, E., J. MOUGINOT, B. SCHEUCHL, M. VAN DEN BROEKE et al. (2019): Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 116, 1095–1103. <https://doi.org/10.1073/pnas.1812883116>
- SASGEN, I., B. WOUTERS, A. S. GARDNER, M. D. KING et al. (2020): Return to rapid ice loss in Greenland and record loss in 2019 detected by the GRACE-FO satellites. *Commun. Earth Environ.* 1, 8. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-0010-1>
- SCHOOF, C. (2007): Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 112, 2006JF000664. <https://doi.org/10.1029/2006JF000664>
- SUTTER, J., P. GIERZ, K. GROSFELD, M. THOMA & G. LOHMANN (2016): Ocean temperature thresholds for Last Interglacial West Antarctic Ice Sheet collapse. *Geophys. Res. Lett.* 43, 2675–2682. <https://doi.org/10.1002/2016GL067818>
- TESKE, V., R. TIMMERMANN & T. R. SEMMLER (2024): Subsurface warming in the Antarctica's Weddell Sea can be avoided by reaching the 2°C warming target. *Commun. Earth Environ.* 5, 93. <https://doi.org/10.1038/s43247-024-01238-5>
- TIMMERMANN, R. & S. GOELLER (2017): Response to Filchner–Ronne Ice Shelf cavity warming in a coupled ocean–ice sheet model – Part 1: The ocean perspective. *Ocean Sci.* 13, 765–776. <https://doi.org/10.5194/os-13-765-2017>
- TIMMERMANN, R. & H. H. HELLMER (2013): Southern Ocean warming and increased ice shelf basal melting in the twenty-first and twenty-second centuries based on coupled ice-ocean finite-element modelling. *Ocean Dyn.* 63, 1011–1026. <https://doi.org/10.1007/s10236-013-0642-0>
- TURNER, J., C. HOLMES, T. CATON HARRISON, T. PHILLIPS et al. (2022): Record Low Antarctic Sea Ice Cover in February 2022. *Geophys. Res. Lett.* 49, e2022GL098904. <https://doi.org/10.1029/2022GL098904>
- VAN DER HEL, S., I. HELLSTEN & G. STEEN (2018): Tipping Points and Climate Change: Metaphor Between Science and the Media. *Environ. Commun.* 12, 605–620. <https://doi.org/10.1080/17524032.2017.1410198>
- WEERTMAN, J. (1974): Stability of the Junction of an Ice Sheet and an Ice Shelf. *J. Glaciol.* 13, 3–11. <https://doi.org/10.3189/S0022143000023327>
- XIN, M., X. LI, S. E. STAMMERJOHN, W. CAI et al. (2023): A broadscale shift in Antarctic temperature trends. *Clim. Dyn.* 61, 4623–4641. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-06825-4>

Kontakt:

Dr. Ingo Sasgen (ingo.sasgen@awi.de)

Dr. Maria Hörhold

Dr. Ralph Timmerman

Dr. Olaf Eisen

Alfred-Wegener-Institut

Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung

Dr. Olaf Eisen

Fakultät für Geowissenschaften

Universität Bremen

Dr. Wolfgang Buermann

Jonathan Simon

Dr. Ingo Sasgen

Institut für Geographie

Universität Augsburg

SASGEN, I., O. EISEN, R. TIMMERMAN, J. SIMON, M. HÖRHHOLD & W. BUERMANN (2024): Meeresspiegelanstieg durch instabile Eisschilde in Grönland und der Antarktis. In: J. L. LOZÁN, H. GRAßL, D. KASANG, M. QUANTE & J. SILLMANN (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Herausforderung Wetterextreme – Ursachen, Auswirkungen & Handlungsoptionen*. S. 224–230. www.warnsignal-klima.de. DOI:10.25592/warnsignal.klima.wetterextreme.38