

Die Wechselwirkung zwischen antarktischen Schelfeisgebieten und dem Ozean und der Beitrag zur ozeanischen Wassermassenbildung

KLAUS GROSFELD, MALTE THOMA, JÜRGEN DETERMANN, HARTMUT HELLMER & RALPH TIMMERMANN

Interactions between Antarctic ice shelf regions and the ocean and their contribution to oceanic water mass formation: Ice shelves represent the main areas of ice discharge from the Antarctic Ice Sheet into the Southern Ocean. At the transition between ice and ocean, ice shelves affect both, the mass balance and dynamics of the ice sheet and the water mass formation in the Southern Ocean by ice shelf melting and calving at the shelf front, respectively. Under constant boundary conditions (mass flux from the ice sheet, ice accumulation and melting) a balance between mass gain and mass loss exists, and the ice shelves, except for recurring calving events, establish an almost invariant shape. In addition, ice shelves exert a buttressing force on the ice sheet and, therefore, are a regulating factor of ice discharge. Under changing climatic conditions, manifested for example in a changing oceanic circulation and temperature, this equilibrium state might be disturbed.

In a model study with a coupled ocean - ice shelf - ice sheet model, the influence of changing climate boundary conditions on the mass loss in the Atlantic sector of the Antarctic Ice Sheet, the water mass formation in the Weddell Sea, and the sea level is investigated. Starting from scenario runs of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Assessment Report IV (AR4), which describe the climate development to the year 2100, the dynamic coupling of ocean circulation and ice sheet dynamics predict a significant mass loss for the Filchner-Ronne Ice Shelf and in particular a retreat of its southern grounding line. This mass loss is equivalent to a doubling of today's observed losses of glaciers and ice caps and sets the previously assumed stability of the East Antarctic Ice Sheet to climate change into question.

Hintergrund und Einleitung

Die größte Grenzfläche zwischen dem antarktischen Eisschild und dem südlichen Ozean befindet sich an der Basis der schwimmenden Schelfeise, die den antarktischen Kontinent etwa zur Hälfte säumen. Auf etwa 18.000 km Länge und mit einer Fläche von 1,494 Millionen km² (TIMMERMANN ET AL., 2010) geht hier der antarktische Eisschild (Gesamtfläche 12,295 Millionen km², FRETWELL ET AL., 2013) in den Ozean über, wo er durch Schmelzen an der Schelfeisunterseite oder durch Kalben an der Eisfront dem Ozean als Süßwasser zugeführt wird. Etwa 1.500 Gt/Jahr (1Gt = 1 Milliarde t) an Süßwasser werden so allein durch das Schmelzen von Schelfeis an den Ozean abgegeben (DEPOORTER ET AL., 2013), was etwa 62% des insgesamt über der Antarktis fallenden Niederschlags von 2.418 Gt/Jahr (LENAERTS ET AL., 2012) entspricht. Der Austausch von Wärme und Süßwasser über Schmelz- und Gefrierprozesse an der Grenzschicht zwischen Eis und Wasser hat unmittelbaren Einfluss auf die Geometrie der Schelfeiskörper, ihrer Dynamik und Massenbilanz sowie auf die Gleichgewichtskonfiguration der Schelfeise selbst. Dass Veränderungen in der Geometrie der Schelfeise auch den gegründeten Teil des Eisschildes beeinflussen, zeigen der beschleunigte Abfluss und die damit verbundene Ausdünnung der Quellgletscher des Larsen Schelfeises nach dem Zerfall seiner nördlichen Teilgebiete (SCAMBOS ET AL. 2004) oder auch die rezenten Änderungen der Schelfeisgebiete in der Bellingshausen- und Amundsen-See (z.B. PAYNE ET AL., 2004, JENKINS ET AL., 2010). Daher können die Wechselwirkungen zwischen Schelfeis und Ozean auch für die Stabilität des gesamten westantarktischen Eisschildes von großer Bedeutung sein. Neueste Untersuchungen (SHEPHERD ET AL., 2012) zeigen, dass die Antarktis im Zeitraum 2000 – 2011 insgesamt mit etwa 87 Gt/Jahr oder 0,24 mm/Jahr zum weltweiten Meeresspiegelanstieg beiträgt.

Weiterhin sind die Schmelz- und Gefrierprozesse an der Basis der Schelfeise für die Bildung und/oder Modifikation von Wassermassen im südlichen Ozean von erheblicher Bedeutung (siehe Kapitel 2.1, Fahrbach et al.). Der Ausstrom von Eisschelfwasser (ISW; damit sind Wassermassen gemeint, die durch Schmelzen an der Unterseite der Schelfeisgebiete gebildet werden und durch Temperaturen unterhalb des Oberflächengefrierpunktes gekennzeichnet sind) aus den Schelfeiskavernen in den offenen Ozean führt insbesondere im südlichen Weddellmeer zu einer signifikanten Beeinflussung der Schelfwassermassen und zur Bildung von Tiefen- und Bodenwasser am kontinentalen Schelfabbruch (FOLDVIK ET AL., 1985). Daher ist das Verständnis der Schelfeis-Ozean Wechselwirkungen, wie es im folgenden Abschnitt beschrieben wird, nicht nur von primärem Interesse bei der Diskussion der Stabilität des Antarktischen Eisschildes und seiner Sensitivität gegenüber Klimaveränderungen, sondern auch im Hinblick auf großskalige ozeanische Veränderungen. Mit der erfolgreichen Modellierung dieser Prozesse ist ein wesentlicher Schritt zum Verständnis der Folgewirkungen und des Einflusses auf die Wassermassenbildung und -modifikation getan

Schelfeis-Ozean-Wechselwirkung

Relativ warmes und salzreiches Tiefenwasser, das dem Zirkumpolarstrom entstammt, gelangt im Bereich der Antarktischen Divergenz an die Meeresoberfläche, wo es seine Wärme an die Atmosphäre abgibt (siehe Kapitel 2.1, Fahrbach et al.). Gleichzeitig nimmt sein Salzgehalt durch Niederschlag und sommerliches Schmelzen von Meereis in dieser Region ab. Dem antarktischen Küstenstrom nach Westen folgend kommen diese Wassermassen teilweise direkt mit den Schelfeisgebieten in Kontakt. Bei der Unterströmung wird die Wärme an das deutlich kältere Schelfeis abgegeben, so dass es an der Basis schmilzt und sowohl die Dichte als auch die Temperatur der angrenzenden Wasserschicht weiter verringert wird. Dieser Prozess setzt sich so lange fort, bis der Druckschmelzpunkt der angrenzenden Wassermasse erreicht ist. Die resultierende kalte und salzarme Wassermasse steigt beim Verlassen der Schelfeiskaverne entweder auf und wird von der allgemeinen Oberflächenströmung verfrachtet oder folgt in mittlerer Tiefe der Topographie bis zur kontinentalen Schelfkante, wo sie durch Vermischung mit dem Warmen Tiefenwasser (WDW) zur Bildung des Weddellmeer-Bodenwassers beiträgt.

In Gebieten ausgedehnter Schelfbereiche (vgl. Abb. 1), insbesondere im südlichen Weddellmeer, muss das warme Tiefenwasser auf seinem Weg jedoch den breiten, flachen Kontinentalschelf queren. Hierbei verliert es weitestgehend seine gesamte Wärme an die Atmosphäre. Zusätzlich wird es durch winterliche Meereisbildung mit Salz angereichert, sinkt ab und bildet das sogenannte hochsaline Schelfwasser (HSSW). Aufgrund seiner erhöhten Dichte breitet sich HSSW am Boden in die bis zu 1500 m tiefen Schelfeiskavernen aus. An der Grenze von Schelfeis zu Inlandeis, der Aufsetzlinie, führt der Kontrast zwischen dem HSSW (mit Temperaturen $> -1.89^{\circ}\text{C}$) und den Temperaturen an der Schelfeisbasis von etwa -3°C zu starken Schmelzvorgängen und damit zu einer erheblichen Ausdünnung des Schelfeises in unmittelbarer Nachbarschaft zur Aufsetzlinie. Das kalte und salzarme Schmelzwasser vermischt sich mit der angrenzenden Wassermasse zu ISW und steigt aufgrund seiner geringeren Dichte entlang der geneigten Eisunterseite auf. Dabei kann die Temperatur des aufsteigenden Wassers unter den (mit der Druckentlastung steigenden) in-situ Gefrierpunkt fallen. In dem, bezogen auf die lokale Gefrierpunkttemperatur, unterkühlten ISW werden salzfreie Eiskristalle gebildet, die aufsteigen und sich an der Schelfeisunterseite als „marines Eis“ (im Gegensatz zu meteorischem Eis an der Eisoberfläche) anlagern (ROBIN, 1979, OERTER ET AL., 1992). Die verbleibende Wassermasse wird durch den Süßwasserentzug in ihrer Dichte erhöht, sinkt teilweise wieder ab und rezirkuliert in die tiefe Kaverne. Dieser Prozess, der nach LEWIS & PERKIN (1986) als *Eispumpe* bezeichnet wird, setzt eine vertikale Umwälzbewegung in Gang, bei der salzreiches Wasser am Boden einströmt und kaltes, salzärmeres Wasser an der Eisunterseite ausströmt.

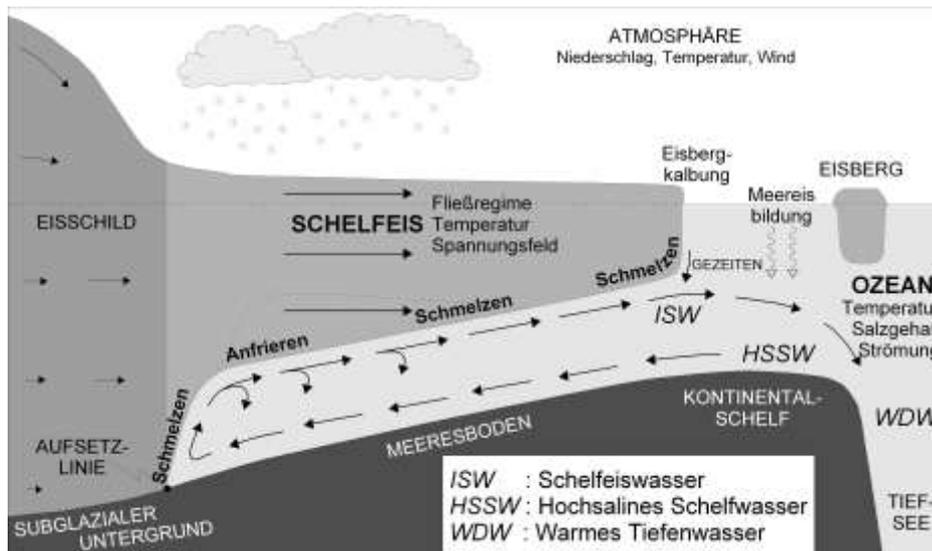


Abbildung 1: Schematische Darstellung des gekoppelten Schelfeis-Ozean Systems nach GROSFELD & SANDHÄGER (2004). Gezeigt werden die wichtigsten Einflussgrößen sowie der idealisierte Prozess der Eis-Ozean Wechselwirkung, die so genannte „Eispumpe“.

Diese vereinfachte zwei-dimensionale Betrachtungsweise (Abb. 1) wird in der Natur durch eine Strömung überprägt, die sowohl horizontale als auch vertikale Ein- und Ausströme an der Schelfeiskante beinhaltet.

Das gekoppelte System Inlandeis-Schelfeis-Ozean

Um den Einfluss von Schmelz- und Gefrierprozessen auf das gemeinsame System Inlandeis-Schelfeis-Ozean zu quantifizieren, müssen gekoppelte Eis-Ozeanmodelle verwendet werden, um beide Komponenten des Klimasystems adäquat numerisch behandeln zu können. Jedoch stehen bisher lediglich Einzelkomponenten für Inlandeis/Schelfeis und Ozean (mit der Möglichkeit der Unterströmung von Schelfeisgebieten) zur Verfügung (z.B. für den Ozean: BRIOS (TIMMERMANN ET AL., 2002), ROMBAX (THOMA ET AL., 2006), FESOM (TIMMERMANN ET AL., 2012), weitere Modelle siehe (DINNIMAN ET AL., 2007; GALTON-FENZI ET AL., 2012)); für Inlandeis/Schelfeis: RIMBAY (THOMA ET AL., 2013), weitere Modelle siehe BINDSCHADLER ET AL., 2013). Ein erster Ansatz zur Untersuchung eines gekoppelten Schelfeis-Ozean-Systems wurde von GROSFELD & SANDHÄGER (2004) für idealisierte Studien vorgeschlagen. Die Ergebnisse zeigen eine erhebliche Sensitivität des gekoppelten Systems, sowohl für die Ozeanzirkulation und Wassermassenbildung, als auch für die basalen Schmelzraten und damit für den Abfluss von Inlandeis, der wiederum entscheidend zum Meeresspiegelanstieg beiträgt. In einer Studie von LEVERMANN ET AL. (2012), in der in einem Modellvergleich fünf verschiedene Inlandeis-Schelfeismodelle ohne interaktive Kopplung an ein Ozeanmodell, aber mit vorgegebenen basalen Schmelzraten angetrieben wurden, konnte auch eine deutliche Abhängigkeit der Massenbilanz des Inlandeises von der Schmelzrate der Schelfeisgebiete festgestellt werden. Jedoch sind hier keine internen Rückkopplungsprozesse berücksichtigt und die Modelle reagieren sehr unterschiedlich.

Dies ist in einer Studie von DETERMANN ET AL. (2012) überwunden worden, in der ein dynamisches Ozeanmodell mit einem thermomechanischen Inlandeis-Schelfeismodell gekoppelt und für das Gebiet des Filchner-Ronne Schelfeises in der West-Antarktis angewendet wurde. Das Modell setzt auf dem Modellansatz von GROSFELD & SANDHÄGER (2004) auf, verwendet jedoch aktualisierte Modellkomponenten.

Methodik

Um die Entwicklung des Schelfeis-Ozeansystems und seine Reaktion auf Änderungen der klimatischen Randbedingungen untersuchen zu können, wurden zwei eigenständige, drei-dimensionale numerische Modelle für Schelfeis und Ozean zu einem gekoppelten Modellsystem zusammengeführt. Beide Klimasystemkomponenten, Schelfeis und Ozean, unterliegen charakteristischen Zeitskalen von etwa 10 Jahren für das ozeanische Stromsystem in der Schelfeiskaverne (GROSFELD ET AL., 1997) und etwa 100 bis 1000 Jahren für das Erreichen eines Quasi-Gleichgewichts („quasi-steady state“) im Schelfeisystem. Änderungen in den äußeren Randbedingungen, die erheblich auf die Schelfeisgeometrie und -dynamik einwirken, spielen sich aber möglicherweise auf sehr viel kürzeren Zeitskalen ab (der Abbruch des nördlichen Larsen Schelfeises ist hierfür ein deutliches Beispiel; VAUGHAN & DOAKE, 1996).

Das verwendete Inlandeis/Schelfeis-Modell RIMBAY basiert auf dem thermomechanischen Eismodell von PATTYN (2003), das von THOMA ET AL. (2013) für verschiedene Anwendungsbereiche weiter entwickelt wurde. In seiner komplexen Version ist RIMBAY in der Lage, die Bewegungsgleichungen mittels der sogenannten Full-Stokes-Gleichungen (PATTYN ET AL., 2008) zu lösen. Durch Lösen der Temperaturverteilung innerhalb des Eises sind voll gekoppelte thermomechanische Simulationen möglich.

Das verwendete Ozeanmodell ROMBAX (THOMA ET AL., 2006) basiert auf einem drei-dimensionalen Zirkulationsmodell nach COX (1984) und GERDES (1993). Es wurde von GROSFELD ET AL. (1997) für die Simulation der Ozeanzirkulation in Schelfeiskavernen weiterentwickelt und berücksichtigt in seiner derzeitigen Konfiguration auch die Fluktuation der Schelfeiskante durch Vorstoß und Rückzugsprozesse. Zu weiteren Details siehe DETERMANN ET AL. (2012).

Die gemeinsame Schnittstelle für die Kopplung der beiden eigenständigen Modellkomponenten Schelfeis und Ozean bildet die Schelfeisunterseite. Schmelz- und Anfrierprozesse an der Schelfeisbasis führen zu Änderungen in der Eismächtigkeit und zu dynamischen Reaktionen im Schelfeis. Auf der anderen Seite beeinflussen die Süßwasserflüsse die Dichteschichtung und somit das Strömungsregime in der Schelfeiskaverne und im angrenzenden Ozean. Eismächtigkeitsänderungen verändern die Wassersäulenmächtigkeit, die in der Schelfeiskaverne durch die Schelfeisgeometrie geprägt wird und auf das mittlere, großskalige Strömungsregime einwirkt. Die basalen Schmelz- und Gefrieraten stellen daher die eigentliche Kopplungslinse dar, die in einem Modul zwischen den Modellen ausgetauscht werden (THOMA ET AL., 2010).

Modellexperimente für idealisierte Schelfeisysteme

Die numerische Kopplung von Ozean- und Eismodell setzt die Möglichkeit einer Verlagerung der Aufsetzlinie am Übergang von Inlandeis zu Schelfeis voraus, die zwei verschiedene dynamische Regime miteinander verbindet. Das Inlandeis ist im Wesentlichen durch Scherkräfte dominiert und wird durch die Neigung der Eisoberfläche angetrieben. Im Schelfeis überwiegen Dehnungsprozesse, da das Eis auf einer reibungsfreien Unterlage, dem Ozean, aufliegt und sich so scherungsfrei ausbreiten kann. Die Höhe der Schelfeiskante und die dadurch ausgelösten Zugkräfte an der Schelfeisfront bestimmen die Fließrate des Schelfeises. Somit ist die Aufsetzzone ein Übergangsbereich von zwei Regimen, der numerisch jedoch nicht kontinuierlich formuliert werden kann. Eine Übersicht zu Lösungsmöglichkeiten für dieses Problem ist in einer Modellvergleichsstudie von PATTYN ET AL. (2013) beschrieben.

DETERMANN ET AL. (2012) verwenden in ihrem gekoppelten Modellsystem eine idealisierte Geometrie, die in Ausdehnung und Mächtigkeit in etwa dem Ronne-Schelfeis im südlichen

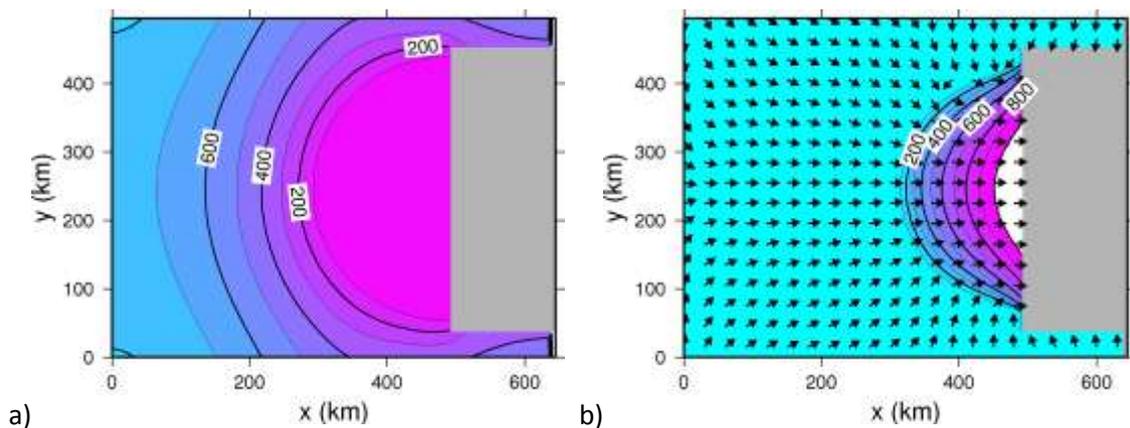


Abbildung 2: (a) Isooberflächenhöhe bei $t = 16.000$ Jahren in Metern. Die Aufsetzlinie fällt in etwa mit der 200-m Linie zusammen. (b) Die Geschwindigkeiten im Modellgebiet erreichen 1.150 m/Jahr an der Schelfeisfront. Die Pfeile markieren die Fließrichtung des Eises. Die graue Box markiert den offenen Ozean vor dem Schelfeis.

Weddellmeer entspricht. Ziel der Studie ist es, die Reaktion des Inlandeis-Schelfeisystems gegenüber veränderten Schmelzraten an der Schelfeisbasis zu untersuchen und die Massenänderung im gegründeten Inlandeisbereich zu quantifizieren, die in der Folge Einfluss auf Meeresspiegeländerungen hat. Es werden zwei unterschiedliche Szenarien simuliert, zum einen die Vorgabe von Schmelzraten fester Größe für das gesamte Schelfeisgebiet ($0,5 \text{ m/Jahr}$ bzw. 2 m/Jahr) und zum anderen die Vorgabe von Erwärmungsraten der in die Schelfeiskaverne einströmenden Wassermassen, die eine räumlich variable Schmelzrate an der Schelfeisunterseite hervorrufen und mittlere Raten von $0,35 \text{ m/Jahr}$ bzw. $0,55 \text{ m/Jahr}$ entsprechen. Das Modell wurde unter gleichbleibenden Antriebs- und Randbedingungen für 16.000 Jahre in einen Gleichgewichtszustand gerechnet, bevor die Störungsexperimente gestartet wurden.

In Abbildung 2 ist die Gleichgewichtsverteilung der Eismächtigkeit und der Eisgeschwindigkeit nach 16.000 Jahren dargestellt. Das Inlandeis erreicht Mächtigkeiten von $> 1000 \text{ m}$ im Hinterland, das Schelfeis weist eine Dicke von $< 200 \text{ m}$ an der Schelfeiskante auf. Geschwindigkeiten variieren von wenigen Metern im Inland bis zu 1150 m/Jahr an der Schelfeiskante.

Um die Sensitivität des Systems gegenüber Störungen im basalen Schmelzen zu untersuchen, wurden unterschiedliche Schmelzraten vorgegeben. Abbildung 3 zeigt das Ergebnis der Simulation nach 1000 Jahren mit einer räumlich konstanten Schmelzrate von 2.0 m/Jahr . Die Eisfront zieht sich durch Schmelzprozesse im zentralen Bereich um ca. 150 km zur Aufsetzlinie hin zurück, und durch die gesamte Ausdünnung des Schelfeises bedingt weicht auch die Aufsetzlinie um ca. 90 km ins Inlandeis zurück. Hierdurch verliert das gesamte Modellgebiet eine Fläche von ca. 37.000 km^2 und ein Eisvolumen von ca. 44.000 km^3 , was einem Rückgang um etwa 25% entspricht. Die Ergebnisse aller Sensitivitätsstudien sind in Tabelle 1 zusammengefasst. Die Simulationen zeigen, dass nach 1000 Jahren Simulationszeit das Inlandeis im Hinterland der Schelfeisgebiete äußerst sensitiv auf Änderungen der Schelfeismächtigkeit reagiert und belegt damit die stützende Wirkung der Schelfeisgebiete für das Inlandeis.

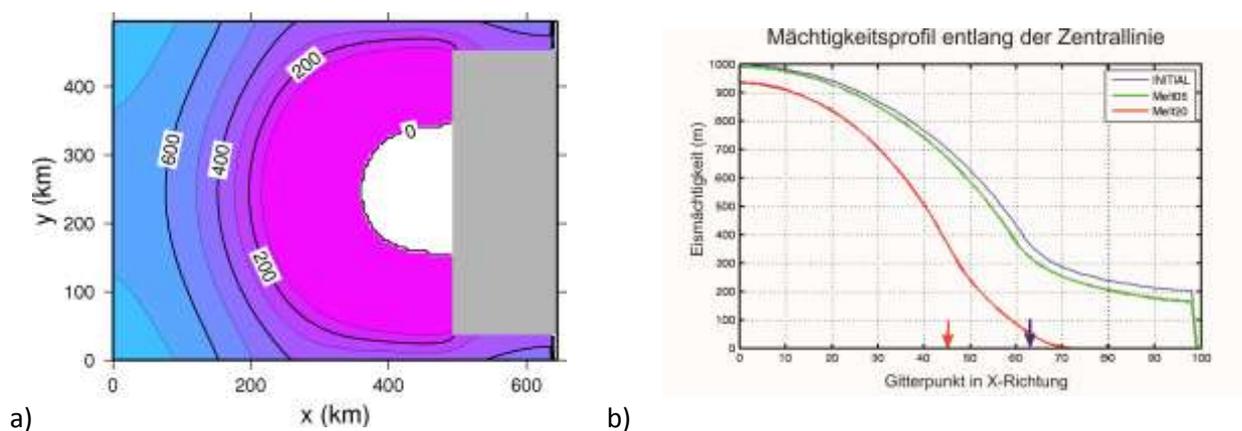


Abbildung 3: (a) Höhe der Eisoberfläche für Experiment Melt2.0. Durch die hohe Schmelzrate von 2,0 m/Jahr zieht sich die Aufsetzlinie innerhalb von 1000 Jahren ca. 90 km ins Inland zurück. Eine Fläche von > 22.000 km² im Schelfeisbereich (weiße Fläche) ist weggeschmolzen. (b) Eismächtighkeitsprofil im Zentrum des Modelgebietes bei y=250 km. Die Kurven zeigen die Mächtighkeitsabnahmen für die Szenarien 0,5 m/Jahr bzw. 2,0 m/Jahr basales Schmelzen. Die Pfeile zeigen die Position der Aufsetzlinie zu Beginn (t=16.000 Jahre, blau) bzw. zum Ende (t = 17.000 Jahre, rot) der Störung für Experiment Melt2.0 an. Dies entspricht einem Rückzug der Aufsetzlinie um ca. 90 km.

Experiment	Schmelzrate [m/Jahr]	Simulationszeit [Jahre]	Eisvolumen [km ³]	Fläche [km ²]		H _{ice} max. [m]
				Eisschild	Schelfeis	
Initial	0,0	16.000	173.800	191.275	53.225	1.010
Melt0.5	0,5	17.000	168.008	186.250	58.100	1.004
Melt2.0	2	17.000	129.551	154.100	44.200	960
OceanA	0,35	17.000	171.113	188.950	55.500	1.007
OceanB	0,55	17.000	167.580	186.025	58.350	1.004

Tabelle 1: Vergleich der Modellergebnisse. Die Schmelzraten wurden nach der Einschwingphase des Modellsystems für den Zeitraum t = 16.000 Jahre bis t = 17.000 Jahre aktiviert. Ergebnisse der Experimente OceanA und OceanB enthalten mittlere Schmelzraten für das Modellgebiet.

Erwärmungsszenario für das südliche Weddellmeer zum Ende des 21. Jahrhunderts

Lange Zeit wurde angenommen, dass die Schelfeisgebiete der Antarktis durch ihre Abgelegenheit und die Distanz zu den warmen Wassermassen des Antarktischen Zirkumpolarstroms (siehe Kap. 2.1, Fahrbach et al.) vor tiefgreifenden Veränderungen gefeit seien. Tatsächlich führt der antarktische Küstenstrom zu einer Separation der Schelf- und Tiefenwassermassen; er bildet einen Schutzgürtel für die Schelfeisgebiete. Lediglich in der Bellingshausen- und Amundsensee westlich der Antarktischen Halbinsel dringt warmes Tiefenwasser bis weit auf den Schelf vor (THOMA ET AL., 2008). Dies führt zu hohen basalen Schmelzraten von bis zu 50 m/Jahr im Bereich des Pine Island Gletschers (PAYNE ET AL., 2004, JACOBS ET AL., 2011), der hierdurch verstärkt Eismassen aus dem Inland in den Ozean

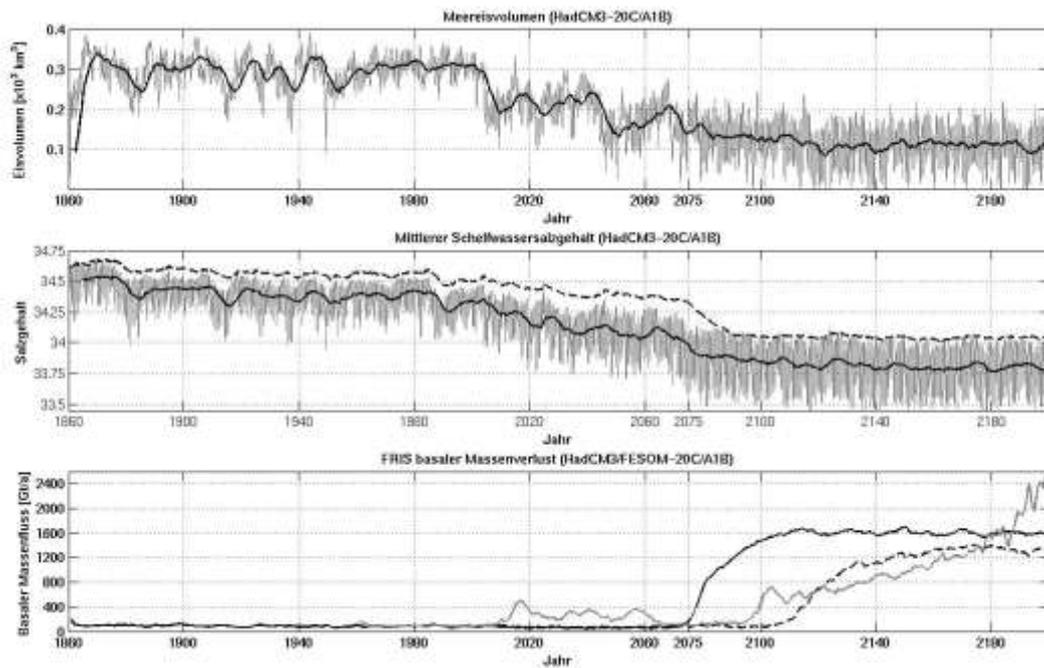


Abbildung 4: Simulierte Zeitserien (1860-2199) für das südliche Weddellmeer. Oben: Meereisvolumen aus dem BRIOS-Modell, angetrieben mit atmosphärischen Bedingungen aus dem Klimamodell HadCM3 für das 20. Jahrhundert und das IPCC-Szenario A1B. Die graue Linie repräsentiert den Monatsmittelwert und die schwarze Linie das laufende 5-jährige Mittel. Mitte: Flächengemittelter Salzgehalt in der Boden- (unterbrochen) und Oberflächenschicht (durchgezogen) auf dem Kontinentalschelf des südlichen Weddellmeeres. Die unterbrochene und die graue Linie repräsentieren den Monatsmittelwert, die durchgezogene schwarze Linie das laufende 5-jährige Mittel. Unten: Massenverlust an der Basis (BML) des Filchner-Ronne Schelfeises in Gigatonnen pro Jahr ($1 \text{ Gt} = 1 \text{ Milliarde t}$). Die durchgezogene (unterbrochene) Linie markiert den basalen Massenverlust für das 20. Jahrhundert und das IPCC-Szenario A1B (E1). Die graue Linie repräsentiert den basalen Massenverlust aus dem FESOM-Modell (Timmermann & Hellmer, 2013), angetrieben mit atmosphärischen Daten aus dem Klimamodell HadCM3 für das 20. Jahrhundert und das IPCC-Szenario A1B.

transportiert (SHEPHERD ET AL., 2010). In einer Studie von HELLMER ET AL., (2012) konnte nun jedoch gezeigt werden, dass auch das südliche Weddellmeer und mit ihm das flächenmäßig zweitgrößte Schelfeisgebiet der Antarktis zum Ende des 21. Jahrhunderts einem Zustrom warmen Tiefenwassers ausgesetzt sein kann (Abb. 4). Eine Modellstudie für den Südlichen Ozean zeigt, dass es im Zuge des globalen Temperaturanstieges über dem Weddellmeer innerhalb der nächsten sechs Jahrzehnte zu einer Kettenreaktion kommen kann, an deren Ende vermutlich große Inlandeismassen in den Ozean abfließen werden. Ausgelöst wird diese Kettenreaktion von steigenden Lufttemperaturen über dem südöstlichen Weddellmeer. Diese führen dazu, dass das heute noch solide Meereis im Weddellmeer in wenigen Jahrzehnten dünner, brüchiger und damit mobiler wird und dass sich die Dichte der Wassermassen auf dem Kontinentalschelf verringert. Hierdurch kann sich die grundlegende Richtung der Meeresströmungen verändern und Warmes Tiefenwasser (WDW) bis in die Schelfeiskaverne vordringen. Der Einstrom wärmeren Wassers unter das Filchner-Ronne-Schelfeis lässt das Eis an der Basis schmelzen. Die größten Schmelzraten nahe der Aufsetzlinie können dann von derzeit etwa 5 m/Jahr bis zur nächsten Jahrhundertwende auf bis zu 50 m/Jahr ansteigen. Würde das erhöhte

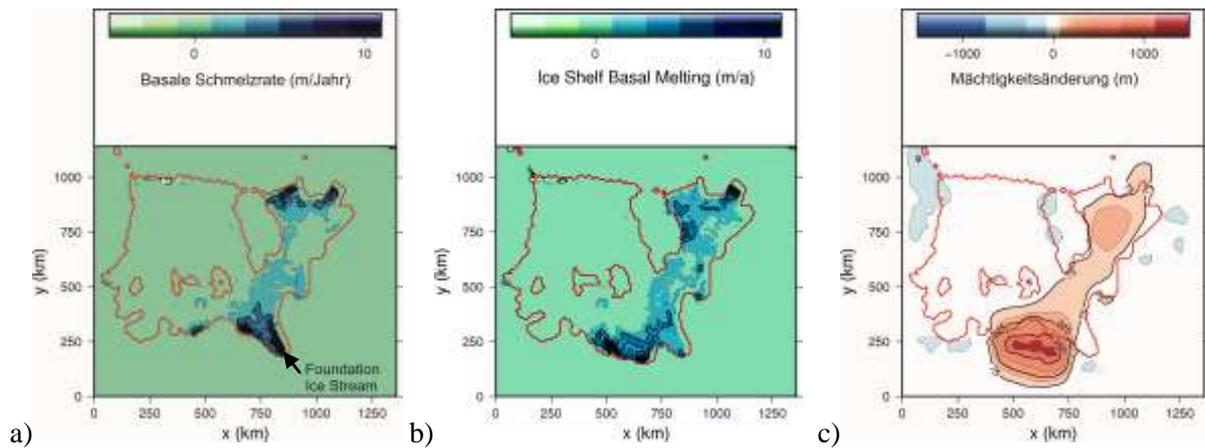


Abbildung 5: Basale Schmelzrate im Filchner-Ronne Schelfeisgebiet, Antarktis, a) vor und b) nach dem Einstrom von warmen Wassermassen, die durch Zirkulationsänderungen nach dem A1B-Szenario zum Ende des 21. Jahrhunderts in die Schelfeiskaverne einströmen (siehe HELLMER ET AL., 2012). Die roten Linien repräsentieren die Position der simulierten Aufsetzlinie. c) Mächtigungsänderung nach 500 Jahren Simulationszeit. Die Position der Aufsetzlinie entspricht der Lage vor dem Erwärmungsexperiment.

Schmelzen vollständig durch nachfließendes Inlandeis kompensiert, würde der weltweite Meeresspiegel um zusätzliche 4,4 mm/Jahr ansteigen.

Auswirkungen für die Massenbilanz der Schelf- und Inlandeisgebiete

Die warmen Wassermassen, die in die Kaverne des Filchner-Ronne Schelfeises vordringen und eine verstärkte Schmelzrate hervorrufen können, stellen einen wesentlichen Faktor dar, der das gekoppelte Inlandeis-Schelfeis-Ozeansystem der Westantarktis maßgeblich beeinflussen würde. Die Abschätzung der möglichen Auswirkungen ist jedoch nur mit einem voll-gekoppelten Modellsystem möglich. DETERMANN ET AL. (2013) verwenden hierfür das gekoppelte Modellsystem RIMBAY-ROMBAX, das für das gesamte System des in das Filchner-Ronne Schelfeis drainierende Gebiet aufgesetzt wurde. Angetrieben werden die Simulationen mit den Szenarienläufen aus HELLMER ET AL., (2012), insbesondere dem A1B-Szenario, das einem mittleren Erwärmungsszenario mit ausgewogener Nutzung fossiler und nichtfossiler Energiequellen entspricht und gemäß dem ab 2050 die globalen CO₂-Emissionen absinken.

Erste Ergebnisse (Abb. 5) zeigen, dass der Einstrom warmer Wassermassen zu einem erheblichen Schmelzen im Süden des Filchner-Ronne-Schelfeises nahe der Aufsetzlinie des Foundation Eisstroms führt und dass sich hierdurch der Abfluss von Inlandeismassen in das Schelfeis erhöht. Nach 500 Jahren Simulationszeit ist die Aufsetzlinie um teilweise bis zu 250 km ins Hinterland zurückgewichen und die Inlandeisfläche hat sich um ca. 43.000 km² reduziert. Infolgedessen nimmt das gegründete Eisvolumen jährlich um etwa 120 km³ ab, was einem mittleren globalen Meeresspiegelanstieg von zusätzlich 0,3 mm/Jahr entspricht. Inwieweit sich hier ein Gleichgewichtszustand einstellt oder der Eisschild der Antarktis nachhaltig destabilisiert wird, kann aus diesen Modellergebnissen noch nicht abgeleitet werden. Jedoch zeigt sich deutlich, dass auch der bisher den Klimaänderungen gegenüber als unanfällig betrachtete atlantische Sektor des West-Antarktischen Eisschildes (WAIS), die Schelfeisgebiete des Weddell Meeres, im kommenden Jahrhundert in den Fokus von Veränderung und Schmelzen gerät, mit bisher nicht berücksichtigten Konsequenzen für die Entwicklung des globalen Meeresspiegels.

Schlussbetrachtung

Schelfeisgebiete spielen hinsichtlich der Dynamik und Massenbilanz des antarktischen Eisschildes eine entscheidende Rolle. Schmelz- und Anfrrierprozesse an ihrer Unterseite als Ausdruck der Wechselwirkung zwischen Ozean und Schelfeis haben darüber hinaus einen erheblichen Einfluss auf die Wassermassenbildung im südlichen Ozean. Die Kopplung numerischer Modelle zur Erfassung der Inlandeis- und Schelfeisdynamik auf der einen und die Quantifizierung der ozeanischen Prozesse unterhalb und vor der Schelfeiskante auf der anderen Seite eröffnen die Möglichkeit, ein besseres Verständnis dieser Prozesse zu entwickeln. Schmelz- und Anfrrierprozesse an der Schelfeisunterseite repräsentieren dabei im Wesentlichen die Kopplungsgrößen der beiden Modellkomponenten. Die Realisierung des gekoppelten Inlandeis-Schelfeis-Ozeanmodellsystems und die Anwendung auf antarktische Drainagegebiete zeigen deutlich die wechselseitige Beeinflussung von Schmelz- und Gefrierprozessen (basale Massenbilanz) sowie eisdynamischen Veränderungen (Fließgeschwindigkeiten und Massenfluss des Eises). Dabei wird deutlich, dass der Abfluss des antarktischen Inlandeises aufgrund von Schmelzprozessen in den Schelfeisgebieten nur durch ein vollgekoppeltes Modellsystem realistisch repräsentiert werden kann. Rückkopplungen auf die Schmelzprozesse durch die veränderte Eisgeometrie stellen einen Mechanismus dar, der das System maßgeblich beeinflusst und realistische Abschätzungen des zukünftigen Beitrags der Antarktis zum globalen Meeresspiegelanstieg überhaupt erst ermöglicht.

Referenzen:

- Bindschadler, R. A. & 27 co-authors, 2013, Ice-sheet model sensitivities to environmental forcing and their use in projecting future sea level (the SeaRISE project), *Journal of Glaciology*, 59 (214), 195-224.
- Cox, M.D. (1984): A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Tech. Rep., 1, Geophys. Fluid Dyn. Lab., Princeton Univ., Princeton, N.J.
- Depoorter, M. A., J. L. Bamber, J. A. Giggis, J. T. M. Lenaerts, S. R. M. Ligtenberg, M- R. van den Broeke & G. Moholdt (2013): Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves, *Nature*, 502 89-93, doi: 10.1038/nature12567.
- Determann, J., M. Thoma, K. Grosfeld, & S. Maßmann (2012): Impact of ice-shelf basal melting on inland ice-sheet thickness: a model study, *Annals of Glaciology*, 53 (60), 129-135, doi:10.3189/2012AoG60A170.
- Determann, J., M. Thoma, K. Grosfeld, & H. H. Hellmer (2013): Ocean warming beneath major Antarctic ice shelf raises century-scale sea-level projections, (Manuskript eingereicht).
- Dinniman, M. S., J. M. Klinck & W. O. Smith Jr. (2007): Influence of sea ice cover and icebergs on circulation and water mass formation in a numerical circulation model of the Ross Sea, Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, 112, C11013, doi:10.1029/2006JC004036.
- Foldvik, A., T. Gammelsrød & T. Tørresen (1985): Circulation and water masses on the southern Weddell Sea Shelf. - In Jacobs, S. S. (ed.): *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, Antarctic Research Series 43, AGU Washington DC, 5-20.
- Fretwell and 59 co-authors, 2013, Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *The Cryosphere*, 7, 375–393, www.the-cryosphere.net/7/375/2013/, doi:10.5194/tc-7-375-2013.

- Galton-Fenzi, B. K., J. R. Hunter, R. Coleman, S. J. Marsland & R. C. Warner (2012): Modeling the basal melting and marine ice accretion of the Amery Ice Shelf, *Journal of Geophysical Research*, 117, C09031, doi:10.1029/2012JC008214.
- Gerdes, R. (1993): A primitive equation ocean circulation model using a general vertical coordinate transformation, 1, Description and testing of the model. *Journal of Geophysical Research*, 98(C8), 14683-14701.
- Grosfeld, K., R. Gerdes & J. Determann (1997): Thermohaline circulation and interaction between ice shelf cavities and the adjacent open ocean. *Journal of Geophysical Research*, 102(C7), 15595-15610.
- Grosfeld, K. & H. Sandhäger (2004): The evolution of a coupled ice shelf - ocean system under different climate states, *Global and Planetary Change*, 42, 107-132.
- 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, doi:10.1038/nature11064.
- Jacobs, S. S., A. Jenkins, C. F. Giulivi & P. Dutrieux (2011): Stronger ocean circulation and increased melting under Pine Island Glacier ice shelf, *Nature Geoscience*, 4, 519-523.
- Jenkins, A., P. Dutrieux, S. S. Jacobs, S. D. McPhail, J. R. Perrett, A. T. Webb & D. White (2010): Observations beneath Pine Island Glacier in West Antarctica and implications for its retreat, *Nature Geoscience*, 3, 468-472, doi:10.1038/ngeo890.
- Lenaerts, J. T. M., M. R. van den Broeke, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard & P. Kuipers Munneke (2012): A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling, *Geophysical Research Letters*, 39, L04501, doi:10.1029/2011GL050713.
- Levermann, A. & 14 co-authors (2012): Projecting Antarctic ice discharge using response functions from SeaRISE ice-sheet models. *The Cryosphere Discussions* 6, 3447-3489, doi:10.5194/tcd-6-3447-2012.
- Lewis, E.L. & R.G. Perkin (1986): Ice pumps and their rates, *Journal of Geophysical Research*, 91 (C10), 11756-11762.
- Oerter, H., J. Kipfstuhl, J. Determann, H. Miller, D. Wagenbach, A. Minikin & W. Graf (1992): Evidence for basal marine ice in the Filchner-Ronne Ice Shelf, *Nature*, 358(6385), 399-401.
- Pattyn, F. (2003): A new three-dimensional higher-order thermomechanical ice-sheet model: basic sensitivity, ice stream development, and ice flow across subglacial lakes, *Journal of Geophysical Research*, 108 (B8), 2382, doi: 10.1029/2002JB002329.
- Payne A.J., Vieli A., Shepherd A.P., Wingham D.J. & E. Rignot (2004): Recent dramatic thinning of largest West Antarctic ice stream triggered by oceans. *Geophysical Research Letters* 31: L23401. Bibcode 2004GeoRL...3123401P. doi:10.1029/2004GL021284.
- Pattyn, F. & 20 co-authors (2008): Benchmark experiments for higher-order and full-Stokes ice sheet models (ISMIP-HOM). *The Cryosphere*, 2(2), 95-108, doi:10.5194/tc-2-95-2008.
- Pattyn, F. & 27 co-authors (2013): Grounding-line migration in plan-view marine ice-sheet models: results of the ice2sea MISIP3d intercomparison, *Journal of Glaciology*, 59 (215), 410-422, doi:10.3189/2013JG12J129.

Robin, G. de Q. (1979): Formation, flow and disintegration of ice shelves, *Journal of Glaciology*, 24 (90), 259-271.

Scambos, T.A., Bohlander, J.A., Shuman, C.A. & P. Skvarca (2004): Glacier acceleration and thinning after ice-shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 31, doi: 10.1029/2004GL020670.

Shepherd, A., D. Wingham, D. Wallis, K. Giles, S. Laxon, & A. V. Sundal (2010): Recent loss of floating ice and the consequent sea level contribution, *Geophysical Research Letters*, 37, L13503, doi:10.1029/2010GL042496.

Shepherd, A. & 46 co-authors (2012): A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance, *Science*, 338 (6111), 1183-1189, doi:10.1126/science.1228102

Timmermann, R. , A. Beckmann & H. H. Hellmer (2002): Simulation of ice-ocean dynamics in the Weddell Sea. Part I: Model configuration and validation, *Journal of Geophysical Research*, 107(C3), doi:10.1029/2000JC000741.

Timmermann, R. , Q. Wang & H. H. Hellmer (2012): Ice shelf basal melting in a global finite-element sea ice/ice shelf/ocean model, *Annals of Glaciology*, 53(60), doi:10.3189/2012AoG60A156.

Timmermann, R. & H.H. Hellmer (2013): Southern Ocean warming and increased ice shelf basal melting in the 21st and 22nd centuries based on coupled ice-ocean finite-element modelling, *Ocean Dynamics*, doi:10.1007/s10236-013-0642-0.

Thoma, M., K. Grosfeld & M. A. Lange (2006): The impact of the Eastern Weddell Ice Shelves on water masses in the eastern Weddell Sea, *Journal of Geophysical Research*, 111, C12010, doi:10.1029/2005JC003212.

Thoma, M., A. Jenkins, D. Holland & S. Jacobs (2008): Modelling Circumpolar Deep Water intrusions on the Amundsen Sea continental shelf, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 35 (18), doi:10.1029/2008GL034939.

Thoma, M., K. Grosfeld, C. Mayer & F. Pattyn (2010): Interaction between ice sheet dynamics and subglacial lake circulation: a coupled modelling approach, *The Cryosphere*, 4, 1-12, doi:10013/epic.33938

Thoma, M., K. Grosfeld, D. Barbi, J. Determann, S. Göller, C. Mayer & F. Pattyn (2013): RIMBAY – A multi-physics 3D ice-dynamics model for comprehensive applications: Model-description & examples, *Geoscience Model Development Discussion*, 6, 3289-3347, www.geosci-model-dev-discuss.net/6/3289/2013/, doi:10.5194/gmdd-6-3289-2013.

Vaughan, D. G. & C. S. M. Doake (1996): Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*, 379, 328-331.

Kontakt:

Dr .Klaus Grosfeld, Dr. Malte Thoma, Dr. Jürgen Determann, Dr. Hartmut Hellmer, Dr. Ralph Timmermann, Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven; klaus.grosfeld@awi.de