4.12 Anmerkungen über Veränderungen in den Eisströmen der Eisschilde

Torsten Albrecht & José L. Lozán

Remarks on changes in ice stream of the ice sheets: *Ice streams form a regime of complex dynamics towards the margins of ice sheets. In particular in the Antarctic, the majority of the ice streams drain into floating ice shelves, separated by the so-called grounding line. Forced by the warming climate (ocean and atmosphere), ice-stream flow has been recently observed to accelerate and to thin the icestreams dramatically in many cases, causing enhanced calving of icebergs. These processes reduce the stabilizing buttressing effect onto the ice sheets. Since in large parts of the Antarctic Ice Sheet the sub-sea floor, on which the ice sheet rests, is sloping downward further inland, grounding line migration is potentially subjected to a run-away feedback mechanism that could contribute about 3 m of sea-level rise within comparably short time-scales. To more reliably assess the likelihood of such event a more comprehensive understanding of the involved mechanisms and interactions is crucial.*

Die Eisschilde bestehen aus sehr unterschiedlichen dynamischen Regimen. Im Inneren ist das Eis sehr dick und bewegt sich nur sehr langsam unter seinem eigenen Gewicht in Richtung des Oberflächengradienten. Besonders an den Scheitelstellen und an durch Bergformationen geschützten Stellen schichtet sich das Eis dabei über sehr lange Zeiträume auf. Eisbohrkerne im Bereich des Wostoksee beispielsweise, der sich unter einem dicken Eispanzer befindet, datieren das Alter der unteren Eisschichten auf über 420.000 Jahre. Die im Eis gespeicherten vielfältigen Informationen werden zur Rekonstruktion des Weltklimas verwendet (s. Kap. 4.8 - Fischer).

Zu den Rändern des Eisschildes hin beschleunigt sich der Eisfluss auf einer rutschigen Schicht aus Schlamm und Geröll. Als sogenannter Eisstrom dringt das Eis teilweise durch enge Fjordtäler und mündet oft ins Meer, wo sich Eisberge ausbilden können (Auslassgletscher oder engl.: *outlet glacier*). Die Kontrollmechanismen für die Ausbildung von Eisströmen in der Antarktis können dabei durchaus vielfältig sein (Winsborrow et al. 2010). Ein Eisstrom kann wegen seiner geringeren Dichte im Meer als Schelfeis aufschwimmen, wie es in der Antarktis bei etwa 80% des gesamten Eisflusses der Fall ist (Pritchard et al. 2012). Eisströme werden durch den dynamisch komplexen Übergang

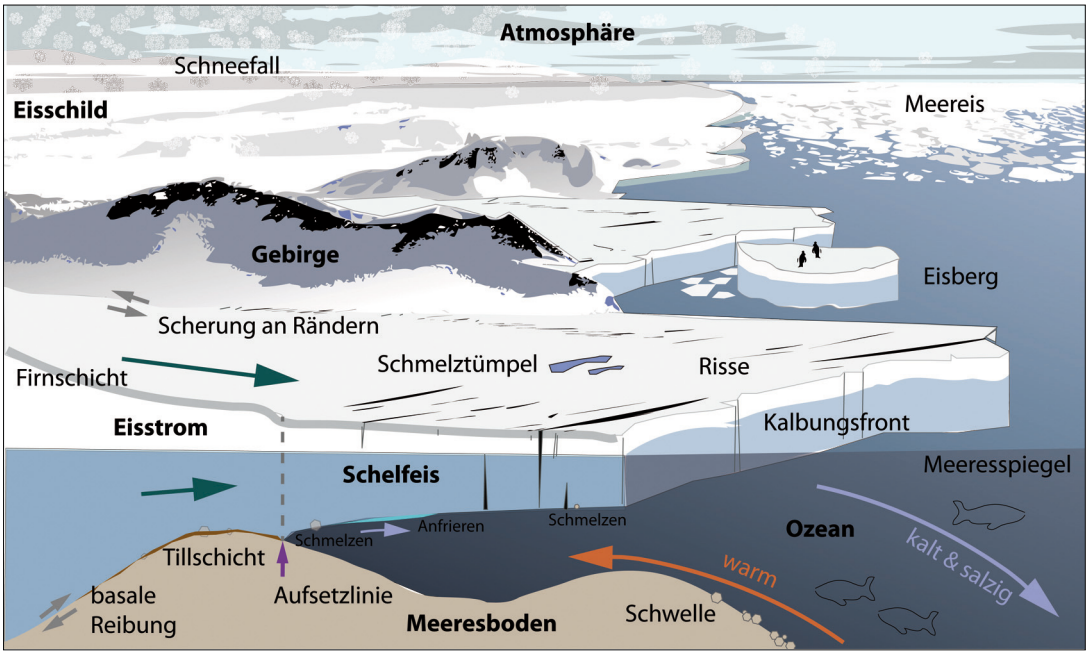

Abb. 4.12-1*: Charakteristische Flussregime des Eisschild-Eisstrom-Schelfeis-Systems in Wechselwirkung mit dem Ozean, der Atmosphäre und dem Boden. Schneefall im Inneren des Eisschildes verdichtet sich zu Firn und Eis. Dieses bewegt sich unter seinem eigenen Gewicht entlang des Oberflächengradienten, hier von links nach rechts. An der Aufsetzlinie schwimmt der Eisstrom als Schelfeis auf, welches sich auf Grund seiner Mächtigkeit 200-1.000 m sehr vom nur 1-4 m dicken Meereis unterscheidet. An der Kalbungsfront kann es zum Abbruch von Eisbergen kommen (Graphik: T. Albrecht, PIK).*

vom Eisschildinnern zu seinen Rändern charakterisiert, bei dem die Wechselwirkung mit dem Ozean und der Atmosphäre eine wichtige Rolle spielt, so dass sie auch schon als »Arterien des Eisschildsystems« bezeichnet wurden (Bennett 2003). Fast die Hälfte der Antarktischen Küste wird von einigen großen und vielen kleine Eisschelfen umsäumt, deren Unterseite eine Kontaktfläche von insgesamt 1,5 Mio. km² mit dem Meer bildet. (s. Kap. 2.6 – Grosfeld et al.). Die Position der Aufsetzlinie (*Abb. 4.12-1*), die das Schelfeis vom Eisschild trennt, reagiert sehr empfindlich auf sich verändernde (klimatische) Randbedingungen.

Um diese Wechselwirkung besser zu verstehen und als Ergänzung zu den Kap. 2.6 - Grosfeld et al. und Kap. 2.7 Mayer & Oerter, wird hier kurz auf die Thematik der Eisströme eingegangen.

Antarktische Eisströme

Die größten Eisströme befinden sich auf dem Antarktischen Kontinent. Mit über 400 km Länge und einer Breite von bis zu 130 km ist der ostantarktische Lambertgletscher der größte Eisstrom der Erde; sein Einzugsgebiet umfasst rund 10% des antarktischen Eisschildes (etwa dreimal die Fläche Deutschlands). Der Lambertgletscher mündet in das Amery Schelfeis, welches sich durch die Abwesenheit von Bodenreibung mit Fließgeschwindigkeit von 700 bis 1000 m/Jahr bewegt und auf einer Breite von 200 km sporadisch große Tafeleisberge ausbildet.

Ein anderes prominentes Beispiel eines Eisstroms in der Westantarktis ist der Pine Island Gletscher, welcher in die Amundsen-See mündet und in 2013 einen besonders breiten Tafeleisberg von etwa 20 km entlassen hat. Die Aufsetzlinie dieses über 150 km langen Eisstroms, aber auch die Position der Schelfeisfront hat sich seit den 1990er Jahren weit zurückgezogen, während sich die Fließgeschwindigkeit vervielfacht und die Mächtigkeit des Eises stark verringert hat (Rignot 2008). Gründe dieser Entwicklung sind vor allem Schmelzprozesse an der Schelfeisunterseite, hervorgerufen durch warmes Ozeanwasser, welches über den Rand des Kontinentalschelfes bis hin zur Aufsetzlinie reicht (*Abb. 4.12-1*) (Jenkins et al. 2010). Die unterstützende Wirkung des Schelfeises auf den dahinter befindlichen Gletscher wird somit stark verringert (analog zu den Kollappsereignissen der Larsen A und B Eisschelfe entlang der Antarktischen Halbinsel). Offensichtlich spielen bei dieser starken Beschleunigung auch Schmelzwasserkanäle unterhalb des Schelfeises eine Rolle, aber auch Rissprozesse könnten einen wichtigen dynamischen Einfluss haben, da das mit Rissen durchsetzte Eis einen geringeren Zusammenhalt aufweist (Vaughan et al. 2012). Des Weiteren sind vielfältige Wechselwirkungen mit den Gezeiten und dem saisonalen Vorhandensein von Meereis als beeinflussende Faktoren denkbar.

Grönländische Eisströme

Die Topografie der Küste Grönlands unterscheidet sich sehr von der in der Antarktis, der Einfluss des Ozeans auf das Gletschereis ist hier vor allem in den engen Fjorden spürbar, Schelfeiszungen gibt es hingegen nur sehr wenige. Auslassgletscher werden meist durch sichtbare Felsformation begrenzt, und schürfen tiefe Fjordtäler. Der Jakobshavn Isbræ liegt an der Westküste Grönlands nahe der Stadt Ilulissat. Sein Einzugsgebiet umfasst über 100.000 km² – dies entspricht rund 6,5% des grönländischen Inlandeises. Mit bis zu 6.000 m/Jahr (20 m/Tag) gilt er als einen der am schnellsten fließenden Eisströme.

Zwischen 1997 bis 2012 hat sich die durchschnittliche Fließgeschwindigkeit des Jacobshavn Isbræ fast verdoppelt. Im Jahre 2003 kollabierte die 15 km lange Schelfeiszunge, die verbliebene Gletschermündung hat sich seitdem weit ins Landesinnere zurückgezogen (*Abb. 4.12-2*). Besonders in den Sommermonaten kann es zu regelrechten Schüben kommen, bei denen die Fließgeschwindigkeit innerhalb relativ kurzer Zeit stark variiert (Joughin et al. 2012) und es zu vermehrten Eisbergabbrüchen kommt, weil die stützende Wirkung der Mélange von Meereis und bereits abgebrochenen Eisbergen nachgibt (Amundsen et al. 2010). Diese gewaltigen Prozesse werden durch die Zeitrafferaufnahmen im Film »Chasing Ice« (Orlowski 2012) auf beeindruckende Art und Weise sichtbar. Bei der temporären Beschleunigung spielt wahrscheinlich ein sich ausbildendes Netz von Schmelzwasserkanälen eine Rolle, welches wassergefüllte Hohlräume im Eis und Schmelzwassertümpel an der Oberfläche verbindet und stoßweise entleert (Schoof 2010). Auf diese Weise verringert sich die Reibung an der Gleitschicht am Gletscherboden.

Für den signifikanten Rückgang der letzten beiden Dekaden allerdings scheint vor allem die Eisdynamik selbst verantwortlich zu sein, angetrieben durch die Wechselwirkung mit dem Ozean (Motyka et al. 2011). Die Schwächung des Staueffektes durch den Rückgang und die Verringerung der Eismächtigkeit, sowie die damit einhergehende Vergrößerung des Oberflächengradienten fördern eine weitere Beschleunigung des Eisflusses und damit des Rückganges (Habermann et al. 2013).

Weitere wichtige Auslassgletscher befinden sich an der Ostküste Grönlands, von denen der Kangerdlugssuaq- und der Helheim-Gletscher die beiden größten sind.

Messmethoden der Veränderung von Eisströmen

Durch die große Dehnung und die starke Scherspannung an den Rändern der Eisströme bilden sich oberflächliche Risse und Spalten, welche mit dem Eisfluss transportiert werden und so charakteristische Muster schaffen. Diese können von Flugzeugen und Satelliten gut erkannt und vermessen werden. Durch den Vergleich von Aufnahmen zu verschiedenen Zeitpunkten kann die Geschwindigkeit der Eisströme quantifiziert werden. Zwei Verfahren der Radarfernerkundung werden dabei unterschieden, die sogenanntes Kohärenz-Verfolgung und die Interferometrie (Rignot et al. 2011a).

Die Mächtigkeit des Eises kann mittlerweile flächendeckend durch die sogenannte Altimetrie ermittelt werden (Kombination aus Radar- und Laseraltimetrie), im Rahmen derer Forschungsflugzeuge oder Satelliten die Veränderung der Geländehöhe relativ zum Geoid vermessen. Durch Messungen der Eisdichte und der Topographie des Untergrundes kann so auf die Mächtigkeit und auf die Masse des Eisschildes geschlossen werden. Seit 2003 wird innerhalb der GRACE Mission die sich verändernde Massenbilanz über dem Eis vermessen (Sasgen et al. 2013).

Die Aufsetzlinie zwischen dem auf Land fliessenden Eisstrom und dem schwimmenden Schelfeis ist dabei meist durch einen Knick an der Eisoberfläche erkennbar. Da das schwimmende Schelfeis sich im Gezeitenrhythmus auf und ab bewegt, kann die Aufsetzlinie zusätzlich durch Interferometrie identifiziert werden (Rignot et al. 2011b).

Es gibt aber auch eine Reihe von wichtigen Einflussgrößen, die nur schwer zugänglich sind, wie die rheologischen Eigenschaften des Eises aus einzelnen Bohrkernen (Viskosität, Ausrichtung und Struktur der Eiskristalle), sowie Randbedingungen, wie die Rauigkeit am Boden der Eisströme. Inversmodellierung kann für einen bestimmten Satz an Beobachtungsgrößen aus Satellitendaten Rückschlüsse auf diese Eigenschaften liefern (z.B. Rippin et al. 2011, Habermann et al. 2013).

Auswirkungen der Veränderungen auf die Eisschilddynamik

Eisströme und Eisschelfe stauen gewissermaßen den Fluss des Eises aus dem Eisschildinneren und regeln somit dessen Massenbilanz. Dieser Staumechanismus (engl. *buttressing*) wurde in den vergangenen Dekaden zunehmend geschwächt, wohl durch eine Kombination von externen Einflussfaktoren (Veränderung von Meeresströmungen, Temperaturerhöhung, Niederschlagsmuster, Strahlungsgleichgewicht etc.) und interner Eisdynamik. Besonders in der Westantarktis und Teilen der Ostantarktis ist dieser Staueffekt von großer Bedeutung. Da dort ein Großteil des Eisschildes auf

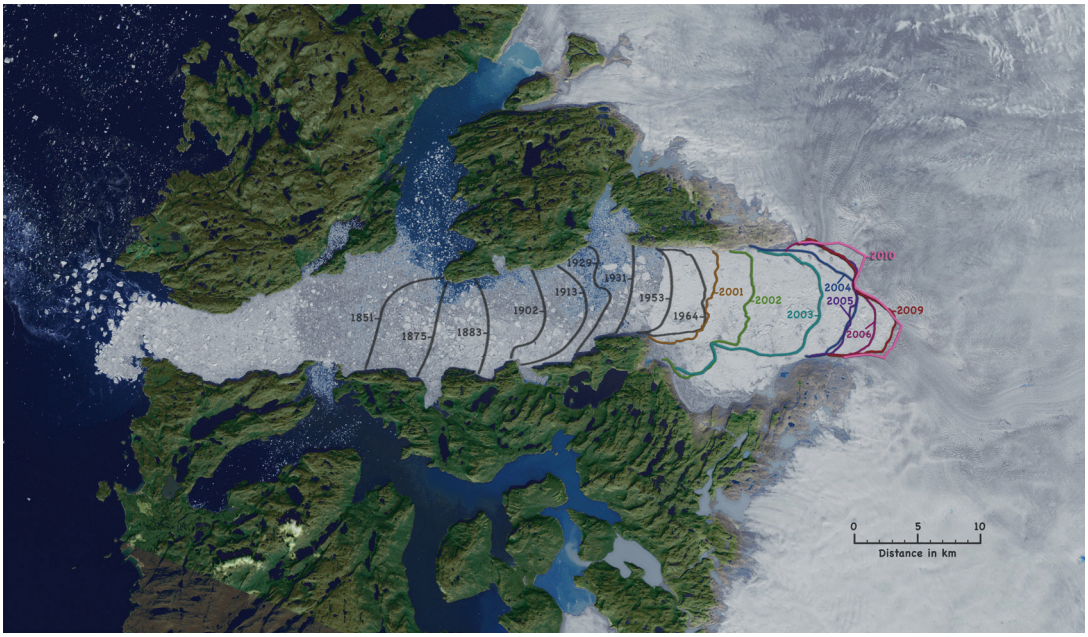

Abb. 4.12-2: *Jakobshavn Isbræ im Jahre 2010, welcher auf dieser Aufnahme von rechts nach links fließt, zeigt einen deutlichen Rückgang der Eisfront, besonders in den letzten beiden Jahrzehnten. Der Rest des Fjordes ist gefüllt mit einer Mélange aus gekalbten Eisbergen und saisonalen Meereis. Die Konturlinien der Front stammen aus verschiedenen Untersuchungen vor Ort und Satellitendaten. Quelle: NASA, http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Greenland/printall.php.*

Meeresboden aufliegt, welcher sich landeinwärts neigt, besteht die Möglichkeit, dass eine Störung der Stauwirkung zu einem selbstverstärkenden Rückzug der Aufsetzlinie in den Eisströmen führt, welche zu einem dramatischen Kollaps des westantarktischen Eisschildes und vor allem zu einem unaufhaltsamen Anstieg des Meeresspiegels um bis zu 3,3 Metern führen könnte (Bamber et al. 2009). Dieser Mechanismus ist bereits seit den 1970er Jahren bekannt (Mercer 1978, Vaughan 2008, Joughin & Alley 2011) und macht die größte systematische Unsicherheit in der prozessbasierten Projektionen des Meeresspiegels in den kommenden Jahrhunderten aus (IPCC 2013).

Literatur

AMUNDSON, J. M., M. FAHNESTOCK, M. TRUFFER, J. BROWN, M. P. LÜTHI & R. J. MOTYKA (2010): Ice Mélange Dynamics and Implications for Terminus Stability, Jakobshavn Isbrae, Greenland. J. Geophys. Res 115 (2010): F01005.

BAMBER, J. L., R. E. M. RIVA, B. L. A. VERMEERSEN & A. M. LEBROCQ (2009): Reassessment of the Potential Sea-Level Rise from a Collapse of the West Antarctic Ice Sheet. Science 324, no. 5929 (May 2009): 901–903. doi:10.1126/science.1169335.

BENNETT, M. R. (2003): Ice Streams as the Arteries of an Ice Sheet: Their Mechanics, Stability and Significance. Earth-Science Reviews 61, no. 3–4 (2003): 309–339.

HABERMANN, M., M. TRUFFER & D. MAXWELL (2013): Changing Basal Conditions during the Speed-up of Jakobshavn Isbræ, Greenland. The Cryosphere 7, no. 6 (November 7, 2013): 1679–1692. doi:10.5194/tc-7-1679-2013.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2013): Working Group I contribution to the IPCC 5th assessment report climate change (AR5): The Physical Science Basis. (Eds.) STOCKER, T. F., Q. DAHE, G. K. PLATTNER et al. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2216 S. www.ipcc.ch.

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, no. 7 (June 2010): 468–472. doi:10.1038/ngeo890.

JOUGHIN, I. & R. B. ALLEY (2011): Stability of the West Antarctic Ice Sheet in a Warming World. Nature Geoscience 4, no. 8 (July 2011): 506–513. doi:10.1038/ngeo 1194.

JOUGHIN, I., B. E. SMITH, I. M. HOWAT, D. FLORICIOIU, R. B. ALLEY, M. TRUFFER & M. FAHNESTOCK (2012): Seasonal to Decadal Scale Variations in the Surface Velocity of Jakobshavn Isbrae, Greenland: Observation and Model-Based Analysis. Journal of Geophysical Research 117, no. F2 (May 25, 2012): F02030. doi:10.1029/2011JF002110.

MERCER, J. H. (1978): West Antarctic ice sheet and CO_2 greenhouse effect: A threat of disaster. Ohio State University, Institute of Polar Studies, 1978.

MOTYKA, R. J., M. TRUFFER, M. FAHNESTOCK, J. MORTENSEN, S. RYSGAARD & I. HOWAT (2011): Submarine Melting of the 1985 Jakobshavn Isbræ Floating Tongue and the Triggering of the Current Retreat. Journal of Geophysical Research 116, no. F1 (February 2011). doi:10.1029/2009JF001632.

ORLOWSKI, J. (2012): Chasing Ice - Ein Dukomentarfilm über die Anstregungen des Fotografen James Balog und seinem »Extreme Ice Survey«, um die Folgen des Klimawandels aufzuzeigen, 2012, Submarine Deluxe, www.chasingice.com[.

PRITCHARD, H. D., S. R. M. LIGTENBERG, H. A. FRICKER, D. G. VAUGHAN, M. R. VAN DEN BROEKE & L. PADMAN (2012): Antarctic Ice-Sheet Loss Driven by Basal Melting of Ice Shelves. Nature 484, no. 7395 (April 26, 2012): 502–505. doi:10.1038/nature 10968.

RIGNOT, E. (2008): Changes in West Antarctic Ice Stream Dynamics Observed with ALOS PALSAR Data. Geophysical Research Letters 35, no. 12 (2008): L12505.

RIGNOT, E., J. MOUGINOT & B. SCHEUCHL (2011a): Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. Science 333, no. 6048 (August 18, 2011): 1427–1430. doi:10.1126/science.1208336.

RIGNOT, E., J. MOUGINOT & B. SCHEUCHL (2011b): Antarctic Grounding Line Mapping from Differential Satellite Radar Interferometry: Grounding line of Antartica. Geophysical Research Letters 38, no. 10 (May 2011): n/a–n/a. doi:10.1029/2011GL047109.

RIPPIN, D. M., D. G. VAUGHAN & H. F. J. CORR (2011): The Basal Roughness of Pine Island Glacier, West Antarctica. Journal of Glaciology 57, no. 201 (2011): 67.

SASGEN, I., H. KONRAD, E. R. IVINS, M. R. VAN DEN BROEKE, J. L. BAMBER, Z. MARTINEC & V. KLEMANN (2013): Antarctic Ice-Mass Balance 2003 to 2012: Regional Reanalysis of GRACE Satellite Gravimetry Measurements with Improved Estimate of Glacial-Isostatic Adjustment Based on GPS Uplift Rates. The Cryosphere 7, no. 5 (September 25, 2013): 1499–1512. doi:10.5194/tc-7-1499-2013.

SCHOOF, C. (2010): Ice-Sheet Acceleration Driven by Melt Supply Variability. Nature 468, no. 7325 (2010): 803–806.

VAUGHAN, D. G. (2008): West Antarctic Ice Sheet Collapse – the Fall and Rise of a Paradigm. Climatic Change 91, no. 1–2 (August 20, 2008): 65–79. doi:10.1007/s10584-008-9448-3.

VAUGHAN, D. G., HUGH F. J. CORR, R. A. BINDSCHADLER, P. DUTRIEUX, G. H. GUDMUNDSSON, A. JENKINS, TH. NEWMAN, P. VORNBERGER & D. J. WINGHAM (2012): Subglacial Melt Channels and Fracture in the Floating Part of Pine Island Glacier, Antarctica. Journal of Geophysical Research 117, no. F3 (August 3, 2012): F03012. doi:10.1029/2012JF002360.

WINSBORROW, M. C. M., CHR. D. CLARK & CHR. R. STOKES (2010): What Controls the Location of Ice Streams? Earth-Science Reviews 103, no. 1–2 (November 2010): 45–59. doi:10.1016/j.earscirev.2010.07.003.

Kontakt:
Dr. Torsten Albrecht
Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK)
Forschungsbereich 1 - Erdsystemanalyse
torsten.albrecht@pik-potsdam.de
Dr. José L. Lozán
Universität Hamburg - Biozentrum Grindel