

2.6 Die Massenbilanzen des Antarktischen und Grönländischen Inlandeises und der Charakter ihrer Veränderungen.

CHRISTOPH MAYER & HANS OERTER

Mass balance of the ice sheets of Antarctica and Greenland and their changes: *The freshwater resources of the two ice sheets in Antarctica and Greenland represent a potential rise of the global sea level of 70m. Until now it has been assumed that for a moderate rise in global temperature, the enhanced ice melt in Greenland will be compensated by higher accumulation rates in the interior of Antarctica. Only a further increase in temperatures will lead to a noticeable contribution to the sea level from the polar ice sheet. A number of recent investigations demonstrate that the sensitivity of the ice sheets to temperature changes is much higher. Not only higher melt rates, but also ice dynamic effects will lead to the disappearance of the Greenland Ice Sheet if temperatures rise a further three degrees. Even in Antarctica some areas, especially the West Antarctic Ice Sheet and the Antarctic Peninsula, are already reacting very sensitively to the ongoing climatic change which is leading to a positive contribution to the global sea level.*

Gletscher und Eiskappen sind auf der Erde auf nahezu allen Breitengraden anzutreffen. Die größten zusammenhängenden Eismassen konzentrieren sich jedoch in den Eisschilden der Polargebiete, auf Grönland und in der Antarktis. Sie enthalten etwa 99% des gesamten Eisvolumens der Erde und repräsentieren etwa 80% der globalen Süßwasservorräte. Die gespeicherte Eismasse würde ausreichen, um den Meeresspiegel weltweit um etwa 70 m anzuheben. Die ausgedehnten Eisflächen mit hoher Rückstreuung und die kontinentale Topographie machen die Inlandeise zu wichtigen Komponenten in unserem Klimasystem, wobei Wachstum und Abbau der Eismassen vor allem von Änderungen der Lufttemperatur, der langwelligen Strahlung und des Niederschlags beeinflusst werden. Eisschmelze und Eisberge führen dem Ozean neues Wasser zu. Schwimmende Gletscherzungen und Schelfeise stehen in steter Wechselwirkung mit dem Ozean und beeinflussen so auch die weltweite Ozeanzirkulation. Die Zeitkonstanten mit denen die Eiskörper in ihrer Dynamik auf klimatische Veränderungen reagieren liegen für den Grönländischen und Antarktischen Eisschild in der Größenordnung von hundert bis zehntausend Jahren. Die beobachtete Veränderung der Eisschilde ist daher stets eine kombinierte Reaktion auf klimatische Signale die vermutlich bis zum Ende des letzten Glazials vor 11.000 Jahren zurückreichen. Solche langfristigen Änderungen müssen bei der Diskussion des Einflusses der gegenwärtigen Klimaänderungen berücksichtigt werden.

Das System Eisschild und Methoden der Massenbilanzbestimmung

Ein Eisschild versucht immer einen stabilen Zustand zu erreichen, der entscheidend von der Geometrie des Untergrundes, den temperaturabhängigen physikalischen Eigenschaften des Eises, wie etwa seiner Viskosität, dem geothermischen Wärmefluss, und den herrschenden Akkumulations- und Ablationsverhältnissen abhängt. Der Eisabfluss *E-Mail-Adresse:* Christoph.Mayer@lrz.badw-muenchen.de

erfolgt entlang der stärksten Oberflächenneigung zum Eisrand hin. Ein stationärer Zustand ist erreicht wenn die Massenbilanz ausgeglichen ist. Dazu muss die Menge des Schneezutrag im Akkumulationsgebiet dem Massenverlust im Ablationsgebiet beziehungsweise dem Abfluss über die so genannte Aufsetzlinie, falls sich eine schwimmende Gletscherzunge oder ein Schelfeis (die schwimmende Fortsetzung des Eisschildes auf dem Ozean) gebildet hat, entsprechen.

Die Massenbilanz eines Eisschildes kann mit verschiedenen Methoden bestimmt werden. Die glaziologische Methode vergleicht den Eismassenverlust durch Schmelzen an der Eisoberfläche, das Kalben von Eisbergen sowie subglaziales Schmelzen mit dem Netto-Massengewinn durch Schneezutrag im Einzugsgebiet (Akkumulation). Die Schmelzbeträge an der Oberfläche werden punktuell gemessen und müssen dann auf den gesamten Eisschild hochgerechnet werden. Ebenso wird mit der Akkumulation verfahren. Da in der Antarktis Schmelzen an der Oberfläche kaum die Massenbilanz beeinflusst, und Masse vorwiegend über die Schelfeise verloren geht, muss hier der Massenabfluss über die Aufsetzlinie bestimmt und dem Schneezutrag gegenüber gestellt werden.

Die geodätische Methode bestimmt die Höhenänderungen der Eisoberfläche in einem vorgegebenen Zeitraum. Daraus können Volumen- und Massenänderung des Eisschildes berechnet werden. Die Anwendung dieser Methode für die großen Eisschilde Grönlands und der Antarktis wurde erst in den letzten Jahrzehnten durch den Einsatz von Satellitenaltimetern möglich. Mit den Missionen von ERS1/2 konnten die Oberflächenhöhen im Innern der Antarktis bis 81,5° S und das Innere des Grönländischen Eisschildes vermessen werden, wo die Neigung der Schneeoberfläche gering ist. Mit dem Laseraltimeter von ICESat wird es möglich sein Daten von der Antarktis bis 86° S und von Grönland zu erhalten. Die vorläufig gescheiterte CryoSat Mission sollte ein Radaraltimeter mit einer besse-

ren Bodenauflösung als ERS1/2 tragen und hätte deshalb auch in steiler geneigtem Gelände in den sehr variablen Randbereichen der Eisschilde messen können. Nach dem missglückten Start am 8. Oktober 2005 wird über einen Nachbau des Satelliten diskutiert.

Die Satellitenmessungen bedürfen jedoch immer einer Kalibrierung durch Bodenmessungen, um Dichteschwankungen im Firnkörper, die zu Höhenänderungen der Oberfläche führen können, oder auch die isostatische Bewegung des Untergrundes durch Änderung der Eisauflast berücksichtigen zu können. Nach wie vor ist jedoch die kurze Zeitspanne für die vergleichende Satellitenmessungen vorliegen ein gewisses Problem.

Eine dritte Methode, bei der die Änderung der Eismasse direkt durch Gravimetermessungen bestimmt wird, rückt durch neuere Satellitenmissionen wie GRACE oder CHAMP in den Bereich des Möglichen.

Das antarktische Inlandeis

Das antarktische Inlandeis ruht auf einer kontinentalen Landmasse um den Südpol. Es bedeckt eine Fläche von 13,856 Mio. km² und repräsentiert ein Eisvolumen von 26,37 Mio. m³ (Abb. 2.6-1). Etwa 50 % des Randes der Antarktis sind mit Schelfeisen gesäumt, an deren Eisfront Tafeleisberge kalben und an deren Unterseite Eis schmilzt. Dies sind die beiden wesentliche ablativen Prozesse in der Antarktis, da Schmelzen an der Eisoberfläche nur im Bereich der Antarktischen Halbinsel stattfindet und ansonsten vernachlässigbar ist.

Für eine Betrachtung des Eismassenhaushaltes der Antarktis sollten drei räumliche Einheiten unterschieden werden: der Bereich der Antarktischen Halbinsel, der Westantarktische und der Ostantarktische Eisschild. Letztere trennt das Transantarktische Gebirge.

Die Antarktische Halbinsel reicht am weitesten nach Norden, bis etwa 62,5° S, und ist der klimatisch sensitivste

Bereich. Dort finden sich einzelne Gletscher und Eiskappen, sowie mehrere kleinere Schelfeise. Der ostantarktische Eisschild dagegen erreicht eine maximale Höhe von 4.030 m und eine maximale Eisdicke von 4.776 m. Die Oberflächentopographie im Innern ist relativ flach, weist aber dennoch einige lokale Dom-Strukturen auf. Mehrere lang gestreckte Rücken trennen einzelne Eisabflussgebiete voneinander ab. Zum Rand hin behindern Gebirgszüge den Eisfluss und führen zur Bildung von teils mehrere hundert Kilometer langen Eisströmen und Auslassgletschern, die Fließgeschwindigkeiten von über hundert Meter pro Jahr erreichen können.

Der Westantarktische Eisschild wird als mariner Eisschild bezeichnet, da der Felsuntergrund in weiten Teilen unter dem Meeresspiegel liegt. Die Oberflächentopographie des Eises weist drei Dom-Strukturen auf, und erreicht nie mehr als 2.400 m. Der Eisabfluss erfolgt vorwiegend über schnell fließende Eisströme, die in die beiden großen Schelfeise, das Filchner-Ronne-Schelfeis (Weddellmeer) und das Ross-Schelfeis (Rossmeer) münden.

Die Massenbilanz der Antarktis

Die glaziologische Massenhaushaltsmethode wird auf abgegrenzte Einzugsgebiete, die sich aus dem Oberflächenrelief des Eisschildes ableiten lassen, angewendet. Die Netto-Akkumulationsraten werden meist aus Firnbohrungen und Schneeschachtstudien bestimmt. Die einzelnen Werte müssen dann mit geeigneten Interpolationsverfahren auf die gesamte Fläche des Einzugsgebietes übertragen werden. Ein Nachteil dabei ist, dass das verfügbare Messnetz die Antarktis immer noch nicht gleichmäßig abdeckt und die Untersuchungen unterschiedliche Zeiträume umfassen. Eine erste Zusammenstellung der Netto-Akkumulationsraten stammt von 1985 (GIOVINETTO & BENTLEY 1985) und ist seither mit den inzwischen verfügbaren Messdaten, einem neuen Höhen-

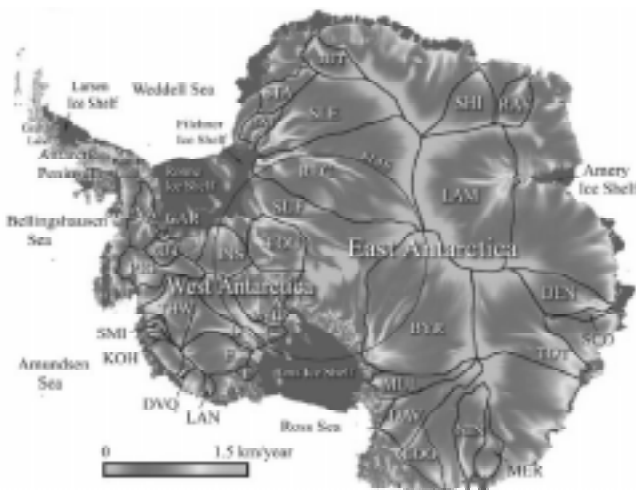


Abb. 2.6-1: Antarktis und die wichtigsten geographisch/glaziologischen Einheiten. Der Bildhintergrund zeigt die aus den Akkumulationsdaten berechnete Gleichgewichtsgeschwindigkeit. Massenbilanzen wurden für die einzelnen Einzugsgebiete (schwarz umrandet) berechnet (nach RIGNOT & THOMAS 2002). Bedeutung der Kürzel für die wichtigsten Einzugsgebiete:
WHI: Williams Eisstrom,
C: Eisstrom C,
BYR: Byrd Gletscher,
TOT: Tottengletscher,
LAM: Lambert-, Mellor-, Fishergletscher
SUF: Support Eisstrom
(für mehr Details siehe Originalaufsatz).

modell zur Bestimmung der Einzugsgebiete und der aus passiven Mikrowellendaten abgeleiteten räumlichen Verteilung der Akkumulationsraten verbessert worden (VAUGHAN et al. 1999). Obwohl dazu etwa 1800 Datensätze vorlagen, ist die Datendichte im Innern der Antarktis immer noch unzureichend. VAUGHAN und andere (1999) berechneten die integrierte Netto-Akkumulation für den gesamten, zusammenhängenden und aufliegenden Eisschild zu 1.811×10^{12} kg pro Jahr (entsprechend einer Akkumulationsrate von 149 kg m²/Jahr) und für den gesamten Kontinent, einschließlich der Schelfeise und eingeschlossener Ice Rises (Eishöcker) zu 2.288×10^{12} kg pro Jahr (entsprechend 166 kg m²/Jahr, Tab.2.6-1). Die Unsicherheit der berechneten Werte beträgt $\pm 5\%$.

RIGNOT & THOMAS (2002) haben den Versuch unternommen, die Massenbilanz für 33 ausgewählte Einzugsgebiete der Antarktis, die 58% der Fläche des Inlandeises abdecken, zu bestimmen. Die Ergebnisse geben Einblick in das unterschiedliche Verhalten von Ost- und Westantarktis. Die bedeutendsten Massenverluste mit 72 ± 12 km³/Jahr (entsprechend $64,8 \pm 10,8 \times 10^{12}$ kg/Jahr) treten bei den Eisströmen auf, die aus der Westantarktis in die Amundsensee fließen. Diese Verluste sind deutlich höher, als bisher angenommen. Den Massenzuwachs von 33 ± 6 km³/Jahr (entsprechend $29,7 \pm 5,4 \times 10^{12}$ kg/Jahr) im Bereich der ins Rossmeer mündenden Eisströme führen die Autoren darauf zurück, dass Eisstrom C (neu: Kamb-Eisstrom) vor 50 Jahren zum Stillstand kam und sich Eisstrom B (neu: Whillans-Eisstrom) weiter verlangsamte. Die Zuflüsse aus West- und Ostantarktis in das Filchner-Ronne-Schelfeis und damit ins Weddellmeer, scheinen im Gleichgewicht zu sein, wobei keine Angaben zum Support-Eisstrom vorliegen, da die Höhenmessungen aus Satellitendaten nur bis 81,5° S reichen und dessen Einzugsgebiet sich viel weiter nach Süden erstreckt. Auch für die beobachteten Einzugsgebiete zwischen 25° W und 165° O in der Ostantarktis kann ein Gleichgewichtszustand angenommen

werden. Nur für den Eisabfluss aus der Ostantarktis in das Ross-Schelfeis zeichnet sich, wie für die Eisströme aus der Westantarktis, eine positive Massenbilanz ab.

Im Bereich der Antarktischen Halbinsel ist in den letzten 50 Jahren eine deutliche Erhöhung der Lufttemperatur messbar. An der Station Faraday/Vernadsky wurde ein Anstieg von 0,55° C pro Jahrzehnt nachgewiesen. Diese Temperaturzunahme führte zu negativen Massenbilanzen der dortigen Gletscher. Erhöhte Schmelzwasserproduktion führte zu einer Destabilisierung und dem völligen Kollaps mehrerer Schelfeise.

Das Grönländische Inlandeis

Grönland ist zu etwa 81% mit Eis bedeckt. Das Inlandeis stellt mit einer Fläche von 1,74 Mio. km² und einem Volumen von etwa 3 Mio. km³ nach der Antarktis das zweitgrößte Eisvorkommen auf der Erde dar (Abb. 2.6-2). Obwohl das Eisvolumen nur etwa 10% des antarktischen Eises entspricht, spielt Grönland doch eine bedeutende Rolle hinsichtlich der gegenwärtigen Diskussion um die Auswirkungen des Klimawandels. Ein vollständiges Abschmelzen dieser Eisreserven entspräche einem mittleren Meeresspiegelanstieg von etwa 7 m. In den folgenden Abschnitten wird nur die Variabilität des Inlandeises betrachtet, da die lokalen Gletscher aufgrund ihrer Verteilung über die gesamte Ausdehnung der grönländischen Landmasse, vom klimatisch relativ milden Süden bei 60° N bis zum hocharktischen Norden bei 83° N, sehr große Sensitivitätsunterschiede aufweisen.

Im Vergleich zur Antarktis herrscht in Grönland ein etwas milderes Klima. In warmen Jahren wird auf mehr als der Hälfte der Oberfläche des Eisschildes Schmelzwasser produziert (THOMAS et al. 2001). Die Untersuchungen von GREGORY et al. (2004) basierend auf numerischen Modellrechnungen deuten darauf hin, dass bei einer weiteren Erwärmung der Jahresmitteltemperatur in Grönland um mehr als 3° C das gesamte Inlandeis abtauen könnte.

Tab. 2.6-1: Ergebnisse von Massenbilanzberechnungen verschiedener Autoren für den antarktischen Eisschild ($\times 10^{12}$ kg/Jahr) (modifiziert von CHURCH et al. 2001).

Quelle	Akkumulation über dem		Eisschmelze- der Schelfeise	Schmelz- wasser- abfluss	Eisberg- produktion	Eistransport über die Aufsetzlinie
	auffliegenden Eisschild	ges. Eisschild inkl. Schelfeise				
KOTLYAKOV et al. (1978)		2000	320	60	2400	
BUDD & SMITH (1985)	1800	2000			1800	1620
JACOBS et al. (1992)	1528	2144	544	53	2016	
GIOVINETTO & ZWALLY (1995)	1752	2279				
BUDD et al. (1995)		2190				
JACOBS et al. (1996)			756			
BROMWICH et al. (1998)		2190				
TURNER et al. (1999)		2106				
VAUGHAN et al. (1999)	1811	2288				
HUYBRECHTS et al. (2000)	1924	2344				
GIOVINETTO & ZWALLY (2000)	1883	2326				
Mittelwert:	1843±76	2246±86	540±218	10±10	2072±304	

Diese Sensitivität des Eisschildes auf Klimaveränderungen unter den derzeitigen Bedingungen, die beobachtete Erwärmung an vielen Stationen in Grönland während der letzten Jahrzehnte und die prognostizierte Temperaturentwicklung bis zum Jahre 2100 (CHURCH et al. 2001) machen deutlich, dass das grönländische Eis eine entscheidende Rolle in der Diskussion um Klimaveränderungen und deren Auswirkungen, speziell den Anstieg des Meeresspiegels, spielt.

Die Massenbilanz des Inlandeises

Neben vielen Feldstudien in Eisrandgebieten, die teilweise bis vor das Internationale Geophysikalische Jahr 1957/58 zurückgehen, hat sich vor allem das PARCA Projekt (*Program for Arctic Regional Climate Assessment*) mit den Massenumsätzen und den kurzfristigen Veränderungen der Oberfläche des grönländischen Eisschildes befasst (THOMAS et al. 2001). In den Jahren 1995–1999 wurden ausge dehnte Messungen am Boden und mit Flugzeug getragenen Sensoren durchgeführt. Deutliche Fortschritte wurden insbesondere in der Bilanzierung der Akkumulation und des Massentransports von den höher gelegenen Gebieten des Inlandeises in die Ablationszone erzielt. Nach wie vor ist jedoch die Quantifizierung der Ablation in der teilweise bis zu 50 km breiten »Slush-Zone«, eines Bereichs wasser gesättigten Firms in den höheren Regionen der Ablationszone, nicht befriedigend. Trotzdem konnten mit den Ergebnissen aus PARCA und neueren Modellstudien deutlich verbesserte Informationen über die Massenbilanz des Inlandeises gewonnen werden.

Ein Term der Gesamtablation, der nur schwierig zu bestimmen ist, ist das Kalben von Eisbergen. Die Masse die durch direkten Eisverlust in das Meer jährlich verloren geht liegt vermutlich in der Größenordnung von 239 ± 33 km³/Jahr (REEH et al. 1999, Tab. 2.6-2). Allerdings ist die Variabilität des Eistransports in die Auslassgletscher in vielen Regionen Grönlands sehr hoch. Das am besten untersuchte Beispiel ist der Jakobshavn Isbræ, der gegen Ende der achtziger Jahre des letzten Jahrhunderts merklich langsamer wurde, bevor er danach bis heute seine Fließgeschwindigkeit beinahe verdoppelte, wobei die Eisfront stark zurückging. Aber auch eine ganze Reihe anderer großer Gletscher in Grönland zeigt eine starke Ausdünnung, die nicht allein durch höhere Schmelzraten erklärt werden kann, sondern eine deutlich Zunahme der Eisgeschwindigkeit erfordert (ALLEY et al. 2005).

ZWALLY (2002) hat nachgewiesen, dass Oberflächenschmelzen die Eisgeschwindigkeit in den Ablationsgebieten deutlich beeinflusst. Zusätzlich zu den langfristigen dynamischen Änderungen des Inlandeises können damit auch kurzfristige Schwankungen des Eistransportes in den Auslassgletschern erklärt werden. Kalbungsraten und Schmelzen an der Eisoberfläche sind durch diesen Prozess

sehr viel direkter gekoppelt und die Zunahme der Eisbergproduktion mit steigenden Temperaturen könnte sehr viel rascher erfolgen als bisher angenommen.

Die Beträge von Akkumulation und Massenverlusten durch Schmelzen sind dagegen weitaus besser untersucht. Vor allem die Oberflächenschmelze, wurde an vielen Stellen entlang des Inlandeisrandes eingehend studiert (BRAITHWAITE et al. 1992) und durch Modellstudien auf das gesamte Inlandeis ausgedehnt (JANSSENS & HUYBRECHTS 2000; HANNA et al. 2005). Die Schmelzwasserproduktion ist derzeit für etwa $57 \pm 9\%$ des Massenverlustes verantwortlich (CHURCH et al. 2001, Tab. 2.6-2). Ein Anstieg der Lufttemperatur über dem Eis um 1°C führt zu einer Zunahme der Schmelzwasserproduktion um 20–50% (OHMURA et al. 1996). Subglaziale Schmelzraten an der Unterseite schwimmender Gletscherzungen und Schelfeise können einige Zehnermeter pro Jahr erreichen. Das Schmelzwasservolumen ist aber wegen der begrenzten Größe der schwimmenden Eisflächen in Grönland von untergeordneter Bedeutung. In der Gesamtmassenbilanz wird diese Form der Ablation außerdem in die Kalbungsraten einge-

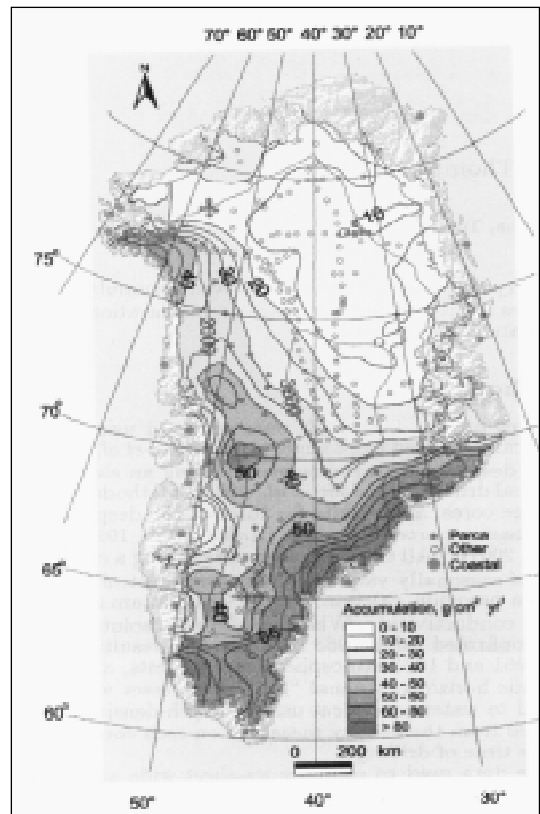


Abb. 2.6-2: Grönland und das grönländische Inlandeis. In Graustufen ist die jährliche Akkumulationsrate über dem Inlandeis angegeben (mm w. äq.). Ausserdem sind die 1.000er Höhenlinien dargestellt (BALES et al. 2001).

Tab. 2.6-2: Ergebnisse von Massenbilanzberechnungen verschiedener Autoren für das grönländische Inlandeis ($\times 10^2$ kg/Jahr) (modifiziert von CHURCH et al. 2001 und KRABILL et al. 2004).

Quelle	Akkumulation über dem Eisschild	Schmelzwasserabfluss	Netto-Akkumulation	Eisbergproduktion	Subglaziales Schmelzen	Massen-Bilanz
BENSON (1962)	500	272	228	215		+13
BAUER (1968)	500	330	170	280		110
WEIDICK (1984)	500	295	205	205		± 0
OHMURA & REEH (1991)	535					
HUYBRECHTS et al. (1991)	539	256	283			
ROBASKY & BROMWICH (1994)	545					
GIOVINETTO & ZWALLY (1995a)	461					
VAN DE WAL (1996)	539	316	223			
JUNG-ROTHENHÄUSLER (1998)	510					
REEH et al. (1999)	547	276	271	239	32	± 0
OHMURA et al. (1999)	516	347	169			
JANSSENS & HUYBRECHTS (2000)	542	281	261			
ZWALLY & GIOVINETTO (2000)			216			
KRABILL et al. (2004)		305			-70	
HANNAH et al. (2005)	571	295	276			10
Mittelwert:	520\pm26	298\pm32	225\pm41	235\pm33	32\pm3	-44 \pm 53

rechnet, da der Massentransport von den Auslassgletschern in die schwimmenden Bereiche bereits als Massenverlust des Inlandeises betrachtet wird.

Eine verlässliche Berechnung der Massenbilanz des grönländischen Eisschildes ist nach wie vor schwierig. Es wird allgemein angenommen, dass die Massenbilanz derzeit nahezu ausgeglichen ist (CHURCH et al. 2001), oder in den letzten Jahren allenfalls leicht negativ war (-70 ± 12 km³/Jahr; KRABILL et al. 2004, Tab. 2.6-2). Letzteres Ergebnis entspräche einem jährlichen Beitrag zum globalen Meeresspiegelanstieg von etwa 0,18 mm. Im Verhältnis zur Gesamtakkumulation beträgt damit das Ungleichgewicht etwa 13%. Inwieweit dieser leicht negative Zustand jedoch von Reaktionen des Eises auf vergangene Klimaeränderungen beeinflusst wird, ist nicht bekannt.

Neueste Auswertungen von Altimetriedaten der europaischen Fernerkundungssatelliten ERS1/2 haben gezeigt, dass ueber den Zeitraum der letzten elf Jahre die Oberflaeche im Inneren des groenlaendischen Inlandeises oberhalb von 1500 m N.N. etwa um 6 cm pro Jahr angewachsen ist (JOHANNESSEN et al. 2005). Allerdings kann dieser Massenzuwachs durch die hohen Schmelzraten in tiefer gelegenen Teilen des Inlandeises, welche nicht mit Altimetrie untersucht werden koennen, mehr als ausgeglichen werden. Ausserdem ist der Untersuchungszeitraum von elf Jahren noch nicht lang genug, um einen eindeutigen Trend zu identifizieren.

Trotz der fehlenden Genauigkeit in der Bestimmung des Kalbungsflusses kann zumindest die zeitliche Entwicklung der Massenflüsse an der Oberfläche während der letzten Jahrzehnte durch Modellsimulationen analysiert werden (HANNA et al. 2005). Beide Komponenten, Oberflächenschmelzen sowie auch Akkumulation haben innerhalb der letzten 45 Jahre zugenommen. Dabei wird die erhöhte

Akkumulation durch deutlich höhere Schmelzvolumina übertroffen. Die beobachtete Variation der Eisdynamik entlang der Eisrandzone in den letzten 30 Jahren und der damit veränderte Massenfluss, entspräche einem Beitrag zum Meeresspiegelanstieg von fast 0,3 mm/Jahr. Allerdings kann derzeit noch nicht entschieden werden, ob diese Beschleunigungen nur kurzfristige Fluktuationen darstellen oder Teil eines längerfristigen Trends sind (ALLEY et al. 2005).

Schlussfolgerung

In Anlehnung an ein Resumée von RIGNOT & THOMAS (2002) kann der derzeitige Wissensstand folgendermaßen zusammengefasst werden. Obwohl uns die beiden letzten Jahrzehnte durch die verstärkte Anwendung von Fernerkundungsmethoden große Fortschritte bei der Beschreibung weiter Flächen von Grönland und der Antarktis gebracht haben, ist es immer noch nicht möglich selbst das Vorzeichen der Massenbilanz für die Ostantarktis anzugeben, bevor nicht neue Messdaten erhoben worden sind. Die Westantarktis zeigt ein bimodales Verhalten, mit einer Zunahme der Eismächtigkeit im Westen und einem rapiden Ausdünnen im Norden, und verliert insgesamt so viel an Masse um den Meeresspiegel um fast 0,2 mm/Jahr steigen zu lassen. Der Massenverlust des Grönländischen Eisschildes reicht aus für einen Meeresspiegelanstieg von 0,13 – 0,18 mm/Jahr. Geeignete Messungen müssen weitergeführt werden, um zu erfahren, ob es sich dabei um einen langfristigen Trend handelt. Gegenüber den weit verbreiteten Gleichgewichtsbetrachtungen hat sich gezeigt, dass die Eisschilde gerade in den küstennahen Regionen sehr variabel sind und relativ rasch auf Änderungen der Umweltbedingungen reagieren können. Diese Änderungen sind weit aus tief greifender als es noch vor wenigen Jahren vorstellbar war ♦