

Pacific. – In: Quaternary International 57/58, S. 81–91.
 Tyson, P. D./Sturman, A. P./Fitzharris, B. B./Manson, S. A./Owens, I. E. (1997): Circulation changes and teleconnections between glacial advances on the west coast of New Zealand and extended spells of drought years in South Africa. – In: International Journal of Climatology 17, S. 1499–1512.
 Winkler, S. (1996): Frührezente und rezente Gletscherstandsschwankungen in Ostalpen und West-/Zentralnorwegen. – Trier. (Trierer Geographische Studien 15)
 Winkler, S. (2000): The 'Little Ice Age' in the Southern Alps, New Zealand – preliminary results at Mueller Glacier. – In: The Holocene 10, S. 643–647.
 Winkler, S. (2001): Untersuchungen zur Klima- und Morphodynamik in skandinavischen Gebirgsregionen während des Holozän – ein Vergleich ihrer Wechselwirkungen und Prozesssysteme im überregionalen Kontext kaltgemäßigter maritimer Gebirgsregionen. – Unveröffentlichte Habilitationsschrift, Universität Trier.
 Winkler, S. (2002.1): Von der „Kleinen Eiszeit“ zum „globalen Gletscherrückzug“ – eignen sich Gletscher als Klimazeugen? – Mainz. (Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften und der Literatur Mainz Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse 2002 Nr. 3)

Winkler, S. (2002.2): Kleine Einführung in die Gletscherkunde. – 3. Auflage, Fjærland. (Publikasjonar frå Norsk Bremuseum 1)
 Winkler, S. (2003.1): A new interpretation of the date of the 'Little Ice Age' maximum at Svartisen and Okstindan, northern Norway. – In: The Holocene 13, S. 83–95.
 Winkler, S. (2003.2): Zufall oder Zusammenhang? Parallelen zwischen der aktuellen Gletscher- und Klimadynamik in Norwegen und Neuseeland. – In: NORDEN 15, S. 103–120.
 Winkler, S. (2004): Gletscher als klimagesteuerte Systeme – ein Beitrag zur komplexen Beziehung zwischen Hochgebirgsgletschern und klimatischen Einflussfaktoren als Beispiel einer systemischen Raumsachverhaltsbetrachtung im Geographieunterricht. – In: Geographie und ihre Didaktik (im Druck).
 Winkler, S./Haakensen, N. (1999): Kritische Überprüfung der Möglichkeit zur Prognose des Gletscherverhaltens auf Grundlage von Modellierungen – dargestellt anhand von regionalen Beispielen aus Norwegen. – In: Petermanns Geographische Mitteilungen 143, S. 291–304.
 Winkler, S./Nesje, A. (2000): Gletscher und Klima in Norwegen während der letzten 10.000 Jahre. – In: Oldenburger Geoökologische Studien 4, S. 189–228.
 Winkler, S./Shakesby, R. A. (1995): Anwendung von Lichenometrie und Schmidt-Hammer zur

relativen Altersdatierung prä-frührezenter Moränen, am Beispiel der Vorfelder von Guslar-, Mitterkar-, Rosenkar- und Vernagterferner, Ötztaler Alpen, Österreich. – In: Petermanns Geographische Mitteilungen 139, S. 283–304.
 Winkler, S./Haakensen, N./Nesje, A./Rye, N. (1997): Glaziale Dynamik in Westnorwegen – Ablauf und Ursachen des aktuellen Gletschervorstoßes am Jostedalbreen. – In: Petermanns Geographische Mitteilungen 141, S. 43–63.
 Winkler, S./Matthews, J. A./Shakesby, R. A./Dresser, P. Q. (2003): Glacier variations in Breheimen, southern Norway: dating Little Ice Age moraine sequences at seven low-altitude glaciers. – In: Journal of Quaternary Science 18, S. 395–413.
 Zumbühl, H. J. (1980): Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. und 19. Jahrhunderts. – Basel.

Anschrift des Verfassers:

PD Dr. Stefan Winkler, Physische Geographie, Universität Trier, 54286 Trier

Dynamik der antarktischen Eismassen

und ihre absehbaren Folgen

Von Hans Oerter

Seit dem Hochstand der letzten Eiszeit, dem Letzten Glazialen Maximum, vor 18.000 bis 20.000 Jahren nehmen die Eismassen auf der Erde ab. Ist dieser Prozess inzwischen abgeschlossen und haben die Eisschilde bereits einen stationären Zustand erreicht? Oder wirken die trägen dynamischen Prozesse in den beiden verbliebenen großen Eisschilden, dem Grönländischen Inlandeis und dem Antarktischen Eisschild, auch heute noch nach und müssen bei der Diskussion des Einflusses der gegenwärtigen Klimaänderung und ihrer Auswirkung auf die polaren Eismassen berücksichtigt werden? Dies sind Fragen, für die in den letzten Jahren intensiv nach fundierten wissenschaftlichen Antworten gesucht wird. Die Ergebnisse dieser Forschungsarbeiten haben Eingang gefunden in „Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change“ (Church u. a. 2001). Im folgenden Artikel soll der heutige Kenntnisstand zur Massenbilanz polarer Eisschilde, mit einer Fokussierung auf die Antarktis, zusammengefasst werden.

1. Gegenläufige Entwicklungen

Die Massenbilanz verhält sich nicht einheitlich über die gesamte Fläche der beiden großen Eisschilde Grönlands und der Antarktis (vgl. Tab. 1). Es gibt vielmehr Gebiete, in denen der Eisschild wächst, während er in anderen gleichzeitig abnimmt. Deshalb muss man vorsichtig sein mit der Generalisierung von lokalen Ergebnissen Grönland oder die Antarktis betreffend. Dies gilt auch für Aussagen über Temperaturänderungen. Wenn Doran u. a. (2002) eine Abkühlung über dem Antarktischen Kontinent in den Jahren 1966 bis 2000 beschreiben und Vaughan u. a. (2001) auf die beobachtete Erwärmung im Bereich der Antarktischen Halbinsel in den letzten 50 Jahren hinweisen, so sind dies keine Widersprüche; ihre Aussagen beziehen sich vielmehr auf verschiedene Bereiche der Antarktis und sind als solche nicht auf die Gesamtantarktis zu übertragen.

2. Das System Eisschild

Ein Eisschild versucht immer, einen stabilen Zustand zu erreichen, der entscheidend von der Geometrie des Untergrundes, dem geothermischen Wärmefluss, den temperaturabhängigen physikalischen Eigenschaften des Eises, wie seiner Viskosität, und den herrschenden Akkumulations- und Ablationsverhältnissen abhängt und dem daraus resultierend eine typische Oberflächentopographie entspricht. Der Eisabfluss erfolgt den gravitativen Kräften gemäß zum Rand hin (Abb. 1). Im stationären Zustand entspricht die Menge des Schneezutrag im Akkumulationsgebiet dem Massenverlust im Ablationsgebiet beziehungsweise dem Abfluss über die so genannte Aufsetzlinie (Grounding Line)¹. In Grönland finden wir die akkumulativen

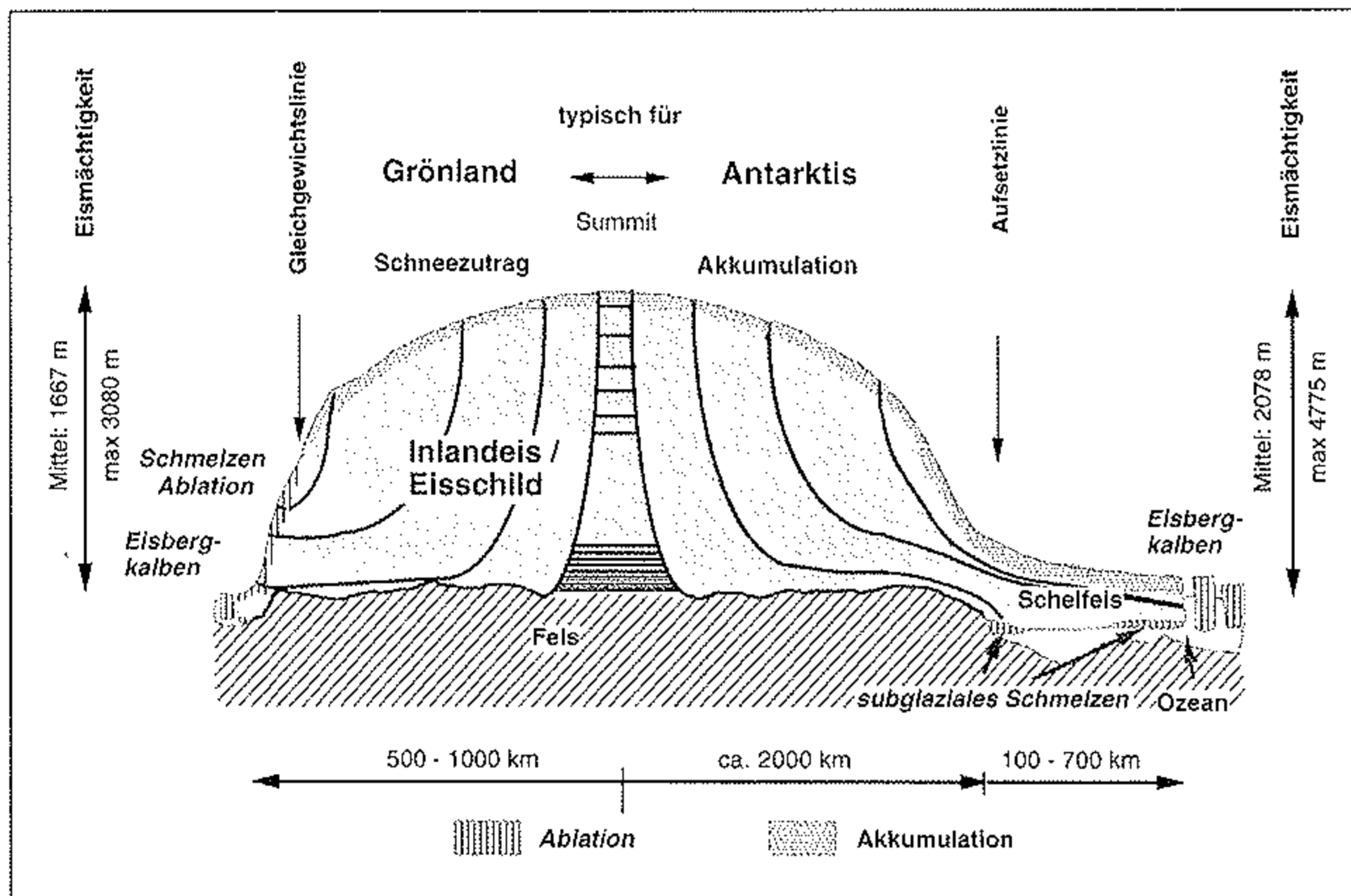
▼Tab. 1: Physikalische Kenngrößen des Antarktischen und des Grönländischen Eisschildes nach Church u. a. (2001). Die Ozeanfläche wurde mit $3,62 \cdot 10^8 \text{ km}^2$ angenommen.
 * gegründetetes Eis; ** Das Äquivalent der Meeresspiegeländerung wurde unter Berücksichtigung der isostatischen Hebung und des Ersatzes des gegründeten Eises durch Meerwasser berechnet.

	Antarktis*	Grönland*
Fläche (10^6 km^2)	12,37	1,71
Volumen (10^6 km^3)	25,71	2,85
Mittl. Mächtigkeit (m)	2078	1667
Äquivalent der Meeresspiegeländerung (m)**	61,1	7,2
Akkumulation (10^{12} kg/a)	1843 ± 76	520 ± 60
Abfluss (10^{12} kg/a)	10 ± 10	297 ± 32
Eisbergproduktion (10^{12} kg/a)	2072 ± 304	235 ± 33

Prozesse im zentralen Bereich des Inlandeises in Form des jährlichen Schneezutrages (Akkumulation in Tab. 1). Die ablativen Prozesse sind etwa je zur Hälfte das Kalben von Eisbergen (Eisbergproduktion in Tab. 1) und das Schmelzen an der Eisoberfläche in den Randgebieten des

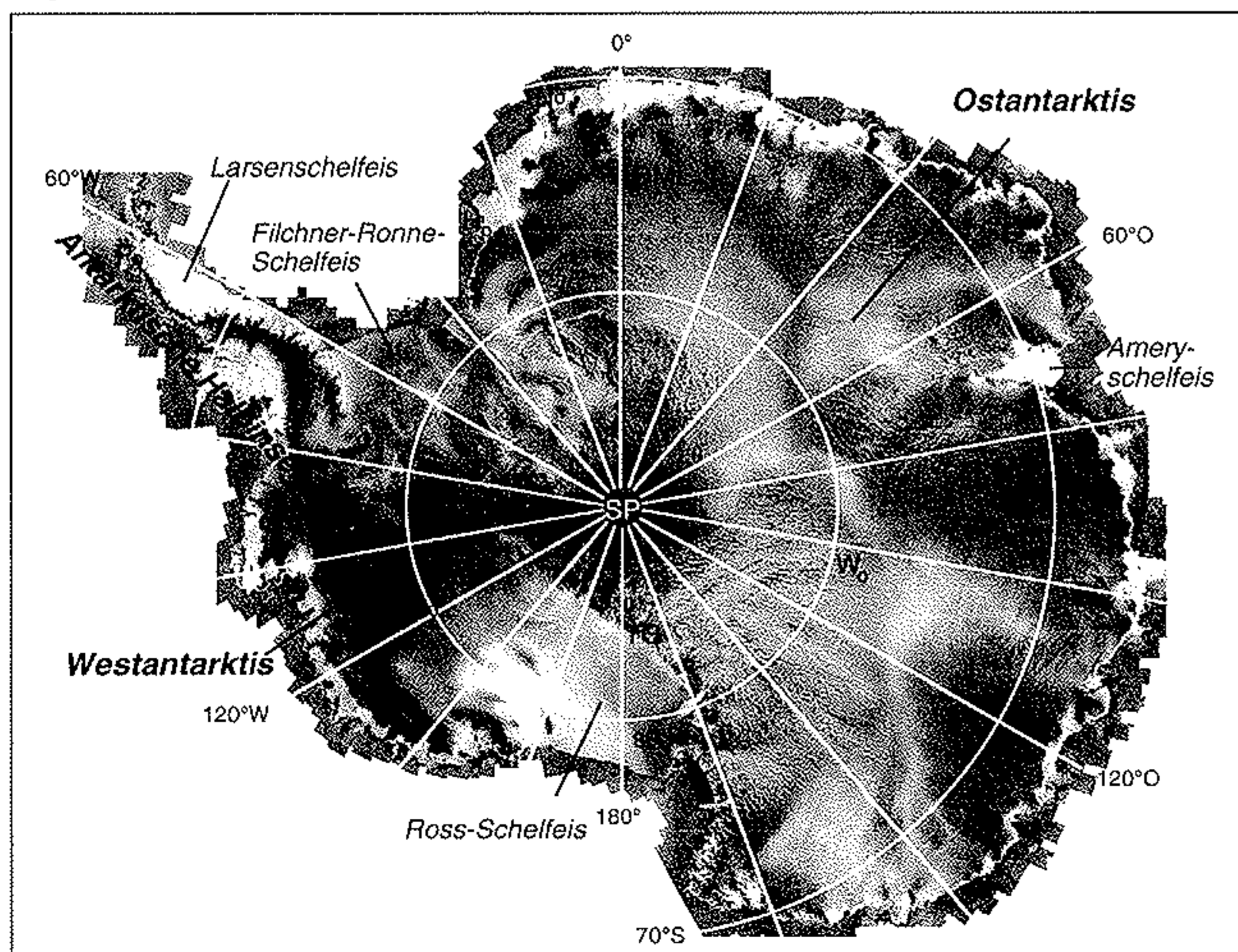
Inlandeises (Abfluss in Tab. 1). In jüngerer Zeit stellten *Reeh* u. a. (1997) jedoch fest, dass in Nordost- und Nordgrönland auch das subglaziale Schmelzen aufschwimmender Gletscherzungen, vergleichbar den Schelfeisen der Antarktis, beträchtliche Beiträge zur Ablation liefert, die bisher

▼Abb. 1: Schematischer Querschnitt durch einen Eisschild, der in der linken Hälfte die für Grönland typischen Verhältnisse beschreibt und in der rechten die für die Antarktis. Die dunklen Linien charakterisieren die Fließlinien, auf denen sich einzelne Eispartikel durch den Eisschild zum Rand hin bewegen. Das Ausdünnen der Eisschichten durch Verdichtung und Verformung mit der Tiefe ist durch horizontale Linien mit enger werdendem Abstand angedeutet. Die Darstellung ist stark überhöht gezeichnet. (Siehe auch www.awi-bremerhaven.de; unter „Glaziologie für Anfänger: Gletscher und Eisschilde“ ist eine pdf-Version der Abbildung verfügbar.)



▼Abb. 2: SAR-Mosaik der Antarktis, zusammengestellt aus Einzelbildern, die während der Antarctic Mapping Mission (26. Sept–14. Okt. 1997) von der NASA and der Canadian Space Agency mit dem RADARSAT-Satelliten aufgenommen wurden. (Jezek, K. and RAMP Product Team. 2002. RAMP AMM-1 SAR image mosaic of Antarctica. Fairbanks, AK: Alaska SAR Facility, in association with the National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. Digital media). Siehe auch <http://nsidc.org/data/ramp/>.

In das Bild ist die Lage folgender Stationen eingetragen: Faraday/Vernadsky (F), Halley (H), Neumayer (N), Wostok (W), Scott-Amundsen am Südpol (SP), Byrd (B). TG: Tansantarktisches Gebirge, DML: Dronning-Maud-Land. SAR: Synthetic Aperture Radar.

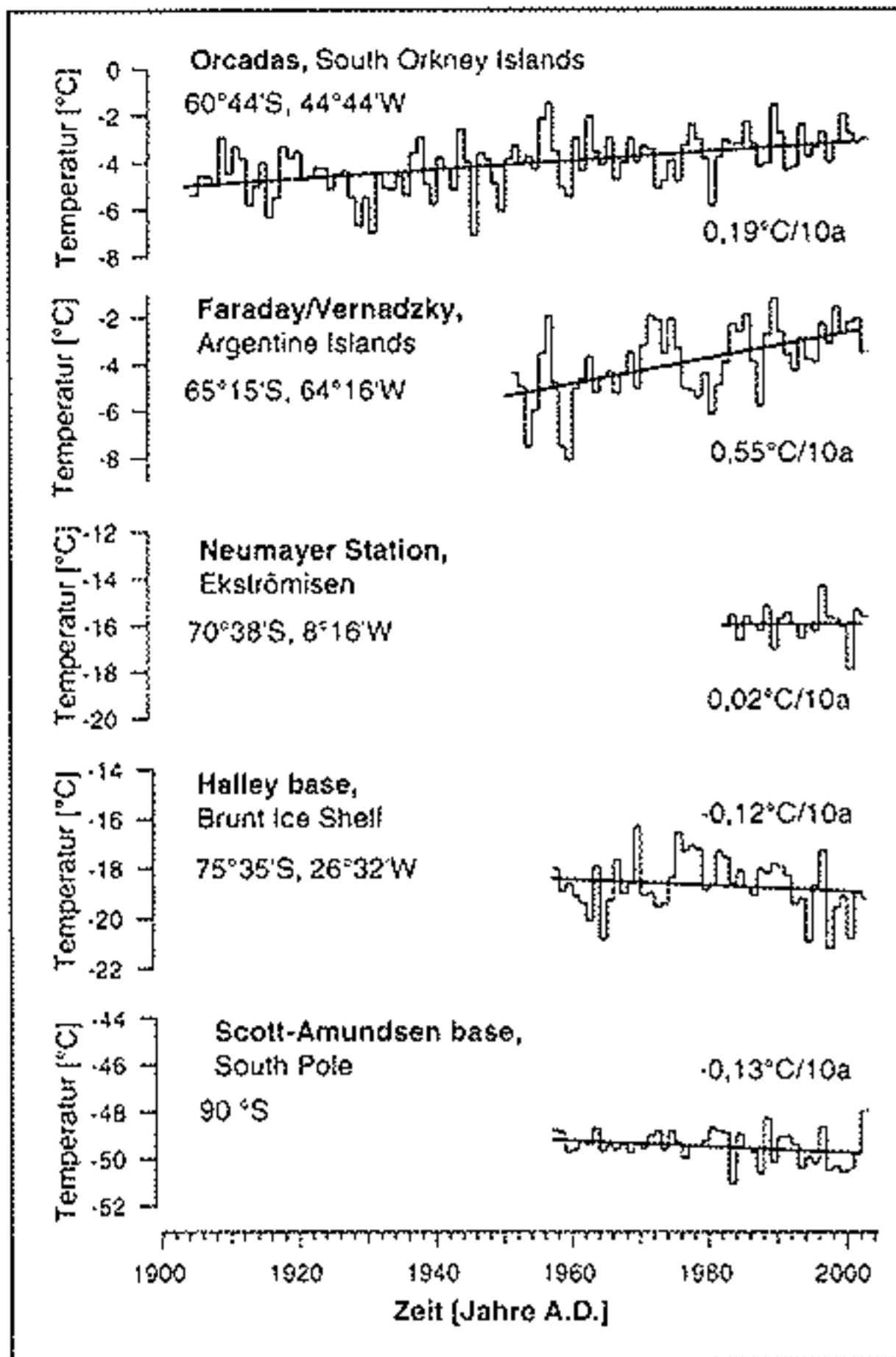


bei der Betrachtung der Massenbilanz nicht beachtet wurden. Sie berechneten dafür einen Betrag von $32 \cdot 10^{12}$ kg pro Jahr. Für Grönland lässt sich, wie für die alpinen Gletscher, eine Gleichgewichtslinie definieren, die unter heutigen Verhältnissen nach *Janssens* und *Huybrechts* (2000) zwischen 700 Meter Meereshöhe in Nordostgrönland und 1600 Meter Meereshöhe in Südwestgrönland liegt. In der Antarktis dagegen erstrecken sich die akkumulativen Prozesse bis zum Rand des Eisschildes. Der Betrag der jährlichen Akkumulationsraten ist allerdings mit einem Mittel von nur $150 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ wesentlich geringer als in Grönland. Für die West- und Ostantarktis ist oberflächiges Schmelzen wegen der ganzjährig tiefen Temperaturen zu vernachlässigen. An einzelnen Sommertagen (Dezember–Januar) tritt zwar im küstennahen Bereich und auf den Schelfeisen oberflächiges Schmelzen auf (*Zwally* und *Fiegles* 1994), das Schmelzwasser versickert aber im Allgemeinen in der Schneedecke, wo es wieder gefriert, und kommt nicht zum Abfluss. Oberflächige Ablation durch Winderosion und Sublimation tritt in ausgewählten Gebieten, vor allem in den Randzonen der wenigen eisfreien Gebirge, in den so genannten Blaeisfeldern, auf, wird mengenmäßig aber bei der Bilanzierung der Massenbilanz bisher nicht berücksichtigt. Der Eisabfluss vom Inlandeis erfolgt vorwiegend über die Schelfeise, wo die Eismasse durch subglaziales Abschmelzen unter dem Schelfeis und Kalben von Tafelbergbergen abgebaut wird. Nur im Bereich der Antarktischen Halbinsel mit kleinräumig lokaler Vergletscherung liegen die Verhältnisse ähnlich wie in Grönland. Abhängig von der Größe der Eismasse liegen die Zeiten, in denen Eismassen dynamisch auf klimatische Veränderungen und damit Änderungen in der Massenbilanz reagieren, im Bereich von Jahren (alpine Gletscher) bis Jahrtausenden (Antarktischer Eisschild).

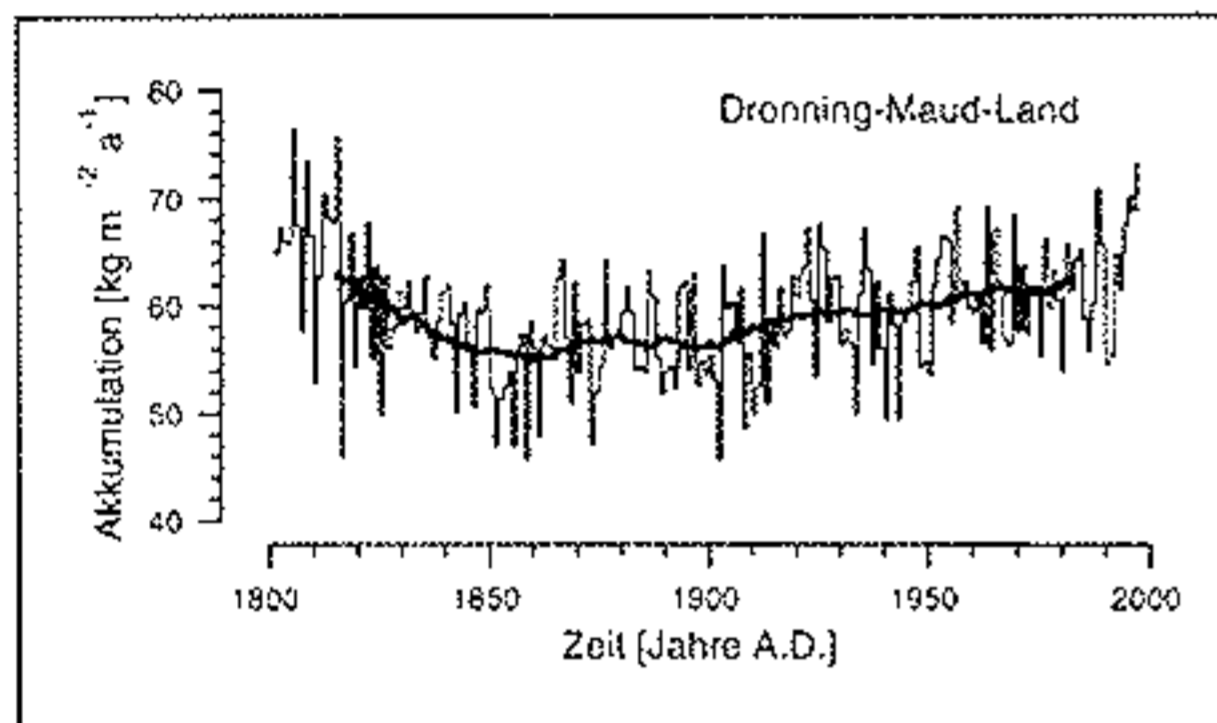
3. Räumliche Gliederung der Antarktis

Für eine Betrachtung der Eis-Massenbilanz der Antarktis sollte man eine dreiteilige räumliche Gliederung der Antarktis vornehmen: Antarktische Halbinsel, Westantarktischer und Ostantarktischer Eisschild. Die Grenze zwischen West- und Ostantarktis bilden das Transantarktische Gebirge und die weiterführenden Gebirgszüge.

Die Antarktische Halbinsel (Flächenanteil 7%) erstreckt sich am weitesten nach Norden² und ist der klimatisch sensitivste Bereich. Die längsten Messreihen meteorologischer Daten in der Antarktis stammen von dort. So wurde z. B. an der ehemals britischen Station Faraday (Lage s. Abb. 2), die 1996 von der Ukraine übernommen wurde und seither den Namen Vernadsky trägt, seit 1946 eine Zunahme des Jahresmittels der Lufttemperatur um $0,55 \text{ °C}$ pro Dekade, also in den letzten 50

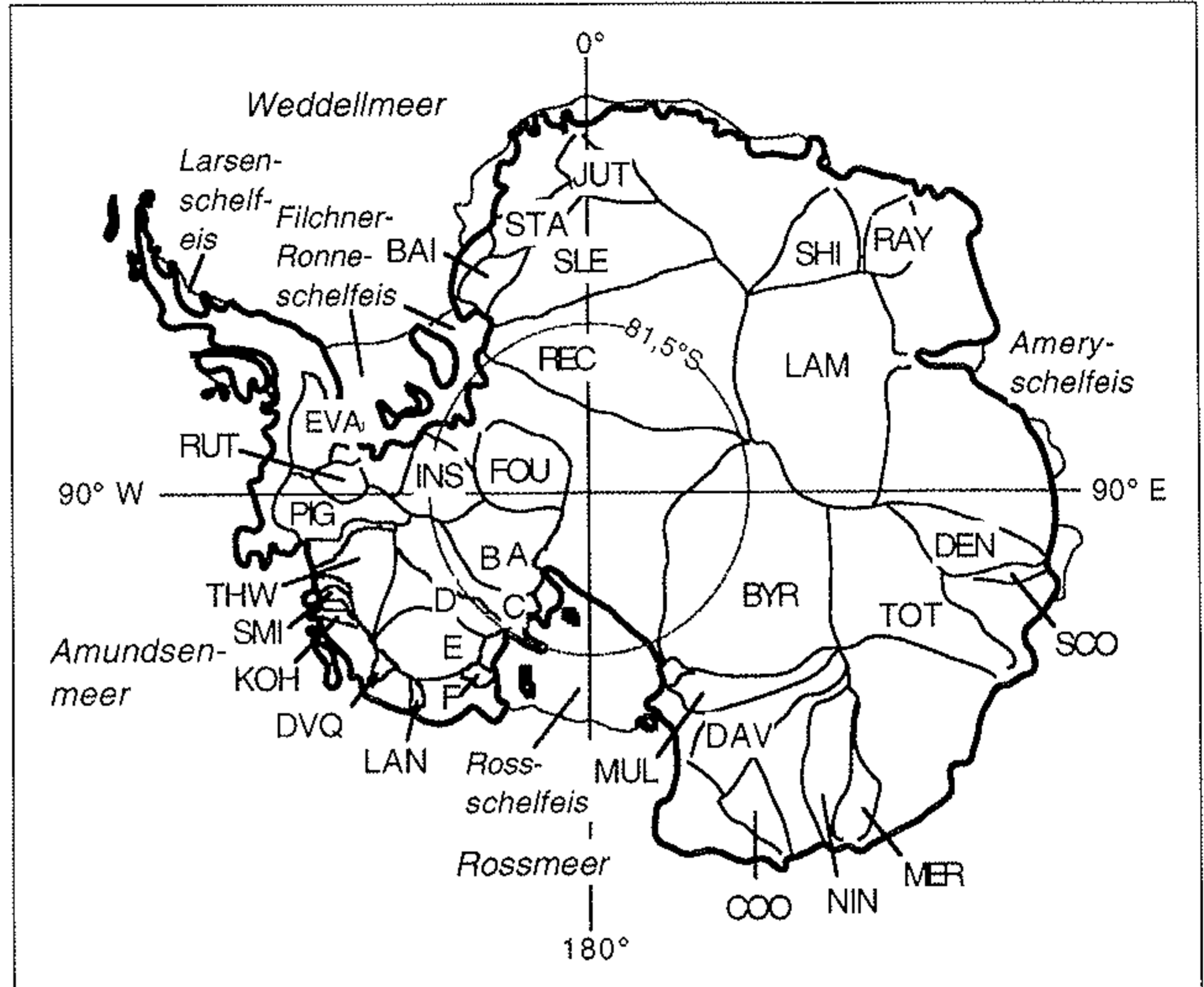


▲Abb. 3: Zeitreihen (Jahresmittelwerte) der Lufttemperatur an antarktischen Stationen. Der Trend der Lufttemperatur pro Dekade ist für jede Station angegeben.



▲Abb. 4: Variation der Akkumulationsrate (Jahresmittelwerte) auf dem Plateau des Inlandeises in Dronning-Maud-Land, Ostantarktis, während der letzten 200 Jahre. Dargestellt sind gestapelte Werte, die aus der Untersuchung von 16 Firnböhrkernen berechnet wurden (Graf u. a. 2002). Die Firnkern wurden zwischen 6,5° W und 6,5° E sowie 74,5 und 75,5° S gebohrt. Die dick gezeichnete Kurve sind gleitende Mittelwerte über jeweils 30 Jahre.

Jahren um 2,75 °C gemessen³ (Abb. 3). Diese Temperaturzunahme hat sich auf die Eis-Massenbilanz im Bereich der Antarktischen Halbinsel ausgewirkt und vor allem durch die erhöhte Schmelzwasserbildung zur Destabilisierung und dem völligen Kollaps mehrerer Schelfeise geführt (Scambos u. a. 2000). Der Rückzug und Aufbruch des Larsenschelfeises A und B in den Jahren von 1995 bis 2003 wurde eindrucksvoll mit Satellitenbildern dokumentiert (Skvarca u. a. 1999, Rott u. a. 2002, Shepherd u. a. 2003). Dieser Temperaturtrend kann aber nicht für die gesamte Antarktis verallgemeinert werden, wie eine Betrachtung der Temperaturreihen der küstennahen Stationen Halley und Neumayer oder der Scott-Amundsen Base am Südpol (Lage der Stationen s. Abb. 2) belegen, wo sich eine leichte Abkühlung abzeichnet (Abb. 3). Eine Abkühlung, speziell im Gebiet der Dry Valleys, haben auch Doran u. a. (2002) nachgewiesen. Obwohl die gesamte Eismasse im Bereich der Antarktischen Halbinsel nur einen relativ



▲Abb. 5: 33 Eisströme und Gletscher mit ihren Einzugsgebieten in der Antarktis nach Rignot und Thomas (2002). Dargestellt sind: Pine-Island-Gletscher (PIG), Thwaitesgletscher (THW), Smithgletscher (SMI), Kohlgletscher (KOH), DeVicq-Gletscher (DVQ), Eisstrom A (A), Eisstrom B bzw. Whillansseisstrom (B), Eisströme C-F (C-F), Byrdgletscher (BYR), Mulockgletscher (MUL), Davidgletscher (DAV), Zufluss zum östlichen Cookschelfeis (COO), Ninnigletscher (NIN), Mertzgletscher (MER), Tottengletscher (TOT), Denmangletscher (DEN), Scottgletscher (SCO), Lambert/Mellor/Fisher-Gletscher (LAM), Raynergletscher (RAY), Shirasegletscher (SHI), Jutulstraumen (JUT), Stancomb-Wills-Eisstrom (STA), Baileyeisstrom (BAI), Slessoreisstrom (SLE), Recoveryeisstrom (REC), Support-Force-Eisstrom (SUF), Instituteeisstrom (INS), Rutfordeisstrom (RUT), Carlsongletscher (CAR) und Evanseisstrom (EVA).

kleinen Teil der gesamten Antarktischen Eismasse darstellt und von daher keinen wesentlichen Einfluss auf den Gesamt-massenhaushalt der Antarktis hat, würde das Abschmelzen der dort liegenden Eismasse das Meeresspiegeläquivalent um einen Drittel Meter erhöhen (Rignot und Thomas 2002).

Der Westantarktische Eisschild ist dadurch charakterisiert, dass das aufliegende Eis zu einem großen Teil unter dem Meeresspiegel gegründet ist und die Eismassen hauptsächlich über schnelle Eisströme abfließen. Diese münden in die beiden größten Schelfeisssysteme der Antarktis, das Filchner-Ronne-Schelfeis und das Ross-Schelfeis. Außerdem führen der Pine-Island- und der Thwaites-Gletscher gewaltige Eismengen direkt ins Meer ab (vgl. Abb. 5). Die Möglichkeit eines raschen, vollständigen Zusammenbruchs des Westantarktischen Eisschildes wurde häufig diskutiert, scheint sich aber nicht abzuzeichnen (Alley und Bindshadler 2001); auch numerische Modellrechnungen Huybrechts (2002) und geologische Befunde (Conway u. a. 1999, Hillenbrand u. a. 2002) geben keinen Hinweis auf ein solches Ereignis in der Vergangenheit.

Die großen Schelfeisgebiete sind die Quellgebiete der spektakulären Eisbergabbrüche, von denen in den letzten Jahren vom Filchner-Ronne-Schelfeis und Ross-Schelfeis berichtet wurde⁴. Diese Ereignisse sind nicht

klimatisch bedingt, sondern stellen den natürlichen Prozess dar, der die Eismasse der Antarktis im Gleichgewicht hält.

Der Ostantarktische Eisschild ist eine zusammenhängende Eismasse, die auf einer Kontinentalplatte aufliegt. Er gilt gemeinhin als sehr stabil. Der Eismassenabfluss erfolgt ebenfalls über Eisströme, die vorwiegend in die kleineren Schelfeisgebiete, die die Antarktis säumen, einmünden. Das größte Schelfeis im Bereich der Ostantarktis ist das Amery Ice Shelf, das vom Lambert Gletscher gespeist wird. Einiges Eis fließt auch über die Eisströme durch das Transantarktische Gebirge oder den Recovery- und Slessor-Eisstrom in den Westantarktischen Eisschild ab (vgl. Abb. 5).

4. Methoden und Ergebnisse der Massenbilanzbestimmung

Für die Bestimmung der Massenbilanz eines Eisschildes stehen drei Methoden zur Verfügung:

- Die Massenhaushaltsmethode, die den Eismassenverlust (Ablation) durch Schmelzen und Eisabfluss durch einen definierten Querschnitt, meist die so genannte Aufsetzlinie (Grounding Line), mit dem Netto-Massengewinn durch Schneezutrag im Einzugsgebiet (Akkumulation) vergleicht und daraus die Massenbilanz berechnet.⁵

- Die geodätische Methode, die aus gemessenen Höhenänderungen an der Oberfläche des Eisschildes eine Eisvolumenänderung berechnet.
- Eine dritte Methode, bei der die Änderung der Eismasse direkt durch Gravimetermessungen bestimmt wird, scheint durch neuere Satellitenmissionen wie GRACE⁶ oder CHAMP⁷ in den Bereich des Möglichen zu rücken. Da hierzu jedoch noch keine Ergebnisse für größere Einzugsgebiete der Antarktis vorliegen, wird im Weiteren darauf nicht näher eingegangen.

Vom Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) werden seit Jahren große Anstrengungen unternommen, solche Messungen zu koordinieren, wofür die Arbeitsgruppe ISMASS⁸ ins Leben gerufen wurde. Ziel ist es innerhalb einer überschaubaren Zeit, von vielleicht einem Jahrzehnt, das Messnetz zu verdichten und für die gesamte Antarktis gleichartige Messungen zur Verfügung zu haben.

4.1 Die Massenhaushaltsmethode

Die Massenhaushaltsmethode wird auf abgegrenzte Einzugsgebiete, die sich aus dem Oberflächenrelief des Eisschildes ableiten lassen, angewendet. Sie erfordert zuerst die Bestimmung der Netto-Akkumulationsraten, wozu meist die Auswertung von Firnbohrungen und Schneeschachtstudien herangezogen wird. Nachteilig wirkt sich dabei aus, dass das verfügbare Messnetz die Antarktis immer noch nicht gleichmäßig abdeckt und die Untersuchungen unterschiedliche Zeiträume umfassen. Im Verlauf des Vorerkundungsprogramms zur Auswahl eines für eine Eiskerntiefbohrung geeigneten Bohransatzpunktes in Dronning-Maud-Land (vgl. Abb. 2) im Rahmen des European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA)⁹ wurden von *Oerter* u. a. (2000) sowie *Sommer* u. a. (2000) umfangreiche Akkumulationsstudien an Firn- und Eisbohrkernen durchgeführt. Dabei war es an drei Kernen möglich, einzelne Jahres-schichten sogar bis zum Jahr 1000 A. D. abzuzählen und so die Akkumulationsraten zu berechnen. Abb. 4 zeigt als Beispiel die Auswertung von 16 Kernen für die letzten 200 Jahre. Obwohl für die Darstellung eine gestapelte Kurve gewählt wurde, um die Messwerte an den 16 Punkten zu glätten, wird immer noch deutlich, wie stark die Akkumulationsbeträge von Jahr zu Jahr schwanken können. Die Studie hat gezeigt, dass in Dronning-Maud-Land der Schneezutrag im 19. Jahrhundert abgenommen hat und im 20. Jahrhundert wieder angestiegen ist. Gleichzeitig kann man daraus ersehen, dass das Innere der Antarktis ein ausgesprochenes Trockengebiet ist.

Die für einzelne Messpunkte ermittelten Werte müssen dann mit geeigneten Interpolationsverfahren auf die gesamte Fläche des Einzugsgebietes eines Gletschers oder Eisstroms übertragen werden. Eine erste Zusammenstellung der Netto-Akkumulationsraten für die gesamte Antarktis stammt von *Giovinetto* und *Bentley* (1985). *Vaug-*

han u. a. (1999) haben später mit den inzwischen verfügbaren Messdaten, einem verbesserten Höhenmodell zur Bestimmung der Einzugsgebietsgrenzen und unter zu Hilfenahme der von *Zwally* und *Giovinetto* (1995) beschriebenen räumlichen Verteilung der Akkumulationsraten (aus passiven Mikrowellendaten abgeleitet) einen neuen Datensatz zusammengestellt. Obwohl ihnen etwa 1800 veröffentlichte und unveröffentlichte Datensätze vorlagen, ist die Datendichte im Innern der Antarktis immer noch unzureichend. *Vaughan* u. a. (1999) berechneten die integrierte Netto-Akkumulation für den gesamten, zusammenhängenden gegründeten Eisschild zu $1811 \cdot 10^{12}$ kg pro Jahr (entsprechend einer Akkumulationsrate von $149 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) und für den gesamten Kontinent, also einschließlich der Schelfeise und eingeschlossener Ice Rises (Eishöcker), zu $2288 \cdot 10^{12}$ kg pro Jahr (entsprechend $166 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$). Die Werte liegen um 18 % bzw. 7 % höher als die bis dahin verwendeten Werte. Die Unsicherheit der berechneten Werte geben *Vaughan* u. a. (1999) mit $\pm 5 \%$ an.

Die zweite Komponente bei der Massenhaushaltsmethode ist der Eisabfluss durch ein definiertes Querschnittsprofil, der sich aus der Eismächtigkeit unter Berücksichtigung der vertikalen Profile von Dichte und Fließgeschwindigkeit berechnen lässt. Zur Bestimmung der Eismächtigkeiten stehen elektromagnetische Reflexionsverfahren (EMR) zur Verfügung, die vorzugsweise an Bord von Flugzeugen betrieben werden. Die Eismächtigkeit lässt sich so auf einige Zehnermeter genau bestimmen. *Nixdorf* u. a. (1999) beschreiben zum Beispiel die vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung betriebene Anlage, mit der Eismächtigkeiten in Grönland und in der Antarktis gemessen werden¹⁰. Wo derartige Messungen nicht verfügbar sind, kann die Eismächtigkeit nahe der Aufsetzlinie auch aus der Freibordhöhe des schwimmenden Schelfeises mit einer Genauigkeit von etwa 100 Meter bestimmt werden. Das Dichteprofil liegt nur in seltenen Fällen direkt gemessen vor, kann jedoch aus der örtlichen Akkumulationsrate und der Temperatur (*Herron* und *Langway* 1980) für diese Anwendung ohne große Fehler abgeleitet werden. Die Fließgeschwindigkeit des Eises wird aus Punktmessungen mit Hilfe des Global Positioning System (GPS) oder aus geeigneten Satellitenbildpaaren mit Hilfe der Interferometrie bestimmt. Letzteres Verfahren hat den Vorteil, dass es eine räumliche Information bietet. *Lambrecht* u. a. (1999) geben ein Beispiel, wie aus mit EMR bestimmten Eisdicken und aus GPS-Messungen abgeleiteten Eisfließgeschwindigkeiten der Massenzufluss aus dem Foundation Ice Stream in das Filchner-Ronne-Schelfeis abgeschätzt wurde.

4.2 Die geodätische Methode

Bei Anwendung der geodätischen Methode wird aus gemessenen Höhenänderungen

der Oberfläche des Eisschildes eine Eisvolumenänderung und daraus eine Massenänderung berechnet. Die Anwendung dieser Methode für die großen Eisschilde Grönlands und der Antarktis wurde erst in den letzten Jahren (seit 1978) durch den Einsatz von Satelliten möglich, die mit Sensoren für Radaraltimetermessungen, wie die europäischen Satelliten ERS-1/2¹¹ und der in Planung befindliche CryoSat¹², oder für Laseraltimetermessungen, wie der amerikanische Satellit ICESat¹³ ausgerüstet sind. Ein Vorteil der Fernerkundungsmethoden ist es, dass zu einem Zeitpunkt große Flächen gleichzeitig beobachtet werden können. Mit den Missionen von ERS1/2 konnten vorwiegend die Oberflächenhöhen im Innern der Antarktis, wo die Neigung der Schneeoberfläche gering ist, jedoch begrenzt bis 81.5°S , vermessen werden. *Wingham* u. a. (1998) haben mit dieser Methode im Innern der Antarktis eine Höhenänderung von $0,9 \pm 0,5 \text{ cm pro Jahr}$ in den Jahren 1992 bis 1996 nachweisen können. Mit dem Laseraltimeter von ICESat wird es möglich sein, Daten vom Rand der Antarktis bis 86°S zu erhalten. Der CryoSat trägt ein Radaraltimeter mit einem kleineren Footprint als ERS1/2 und kann deshalb auch in steiler geneigtem Gelände in den Randbereichen der Antarktis, wo sich auch die größten Änderungen der Eismächtigkeit finden, messen. Während spezieller Antarktismissionen wird er so gedreht werden, dass er das Innere der Antarktis bis 88°S abdeckt. Die Satellitenmessungen bedürfen jedoch immer einer Kalibrierung durch Bodenmessungen, wobei eine wichtige Größe die Bestimmung von Dichteschwankungen im Firnkörper ist, die zu Höhenänderungen an der Oberfläche führen können. Nachteilig bleibt jedoch trotz der zu erwartenden hohen Messgenauigkeit weiterhin die kurze Zeitspanne, für die vergleichbare Satellitenmessungen vorliegen.

4.3 Ergebnisse zur heutigen Massenbilanz der Antarktis

Rignot und *Thomas* (2002) haben den Versuch unternommen, die Massenbilanz für 33 ausgewählte Einzugsgebiete der Antarktis zu berechnen (Abb. 5). In Tab. 2 sind ihre Ergebnisse, zusammengefasst zu sechs Einzugsgebietseinheiten, unterschieden nach West- (Amundsenmeer, Rossmeer, Weddellmeer) und Ostantarktis (Weddellmeer, 25°W - 165°O , Rossmeer), wiedergegeben. Die Zusammenstellung schließt zwar nur etwa 58 % der mit Inlandeis bedeckten Fläche der Antarktis ein, gibt aber doch einen Einblick in das unterschiedliche Verhalten der Ost- und Westantarktis. Die bedeutendsten Massenverluste mit $-72 \pm 12 \text{ km}^3 \text{ pro Jahr}$ (entsprechend $64,8 \pm 10,8 \cdot 10^{12} \text{ kg/a}$) treten bei den Eisströmen (Pine-Island-, Thwaites-, Smith-, Kohler-, DeVicq- und Landgletscher) auf, die aus der Westantarktis in das Amundsenmeer fließen. Die Verluste sind deutlich höher als bislang angenommen. Den Massenzuwachs

▼Tab. 2: Massenhaushaltskomponenten für sechs ausgewählte Einzugsgebietseinheiten der West- und Ostantarktis nach *Rignot und Thomas (2002)*. Es wurden 75 % der Fläche der Westantarktis und 55 % der Fläche der Ostantarktis erfasst. Zur Abkürzung der in Klammern genannten Gletschernamen vgl. Abb. 5.

Einzugsgebiet	Fläche (km ²)	Akkumulation (km ³ /a)	Ausfluss (km ³ /a)	Nettobilanz	
				(km ³ /a)	10 ¹² kg/a
Amundsenmeer (PIG, THW, SMI, KOH, DVQ, LAN)	382.600	150	222 ± 9	-72 ± 12	-64,8 ± 10,8
Ross-Schelfeis (A-F)	720.900	111	78 ± 1	+33 ± 6	+29,7 ± 5,4
Ronneschelfeis (EVA, CAR, RUT, INS, FOU)	558.600	120	128 ± 5	-9 ± 8	-8,1 ± 7,2
Summe Westantarktis	1.662.100	381	429 ± 10	-48 ± 14	-43,2 ± 12,6
Filchnerschelfeis (BAI, SLE, REC)	1.530.200	84	79 ± 4	+5 ± 6	+4,5 ± 14,4
25°W bis 165°E (STA, JUT, SHI, RAY, LAM, SCO, DEN, TOT, MER, NIN, COO, DAV)	2.806.100	295	301 ± 7	-6 ± 16	-5,3 ± 14,4
Ross-Schelfeis (MUL, BYR)	1.185.400	53	30 ± 2	+23 ± 4	+20,7 ± 3,6
Summe Ostantarktis	5.521.700	433	411 ± 8	+22 ± 23	+19,8 ± 20,7

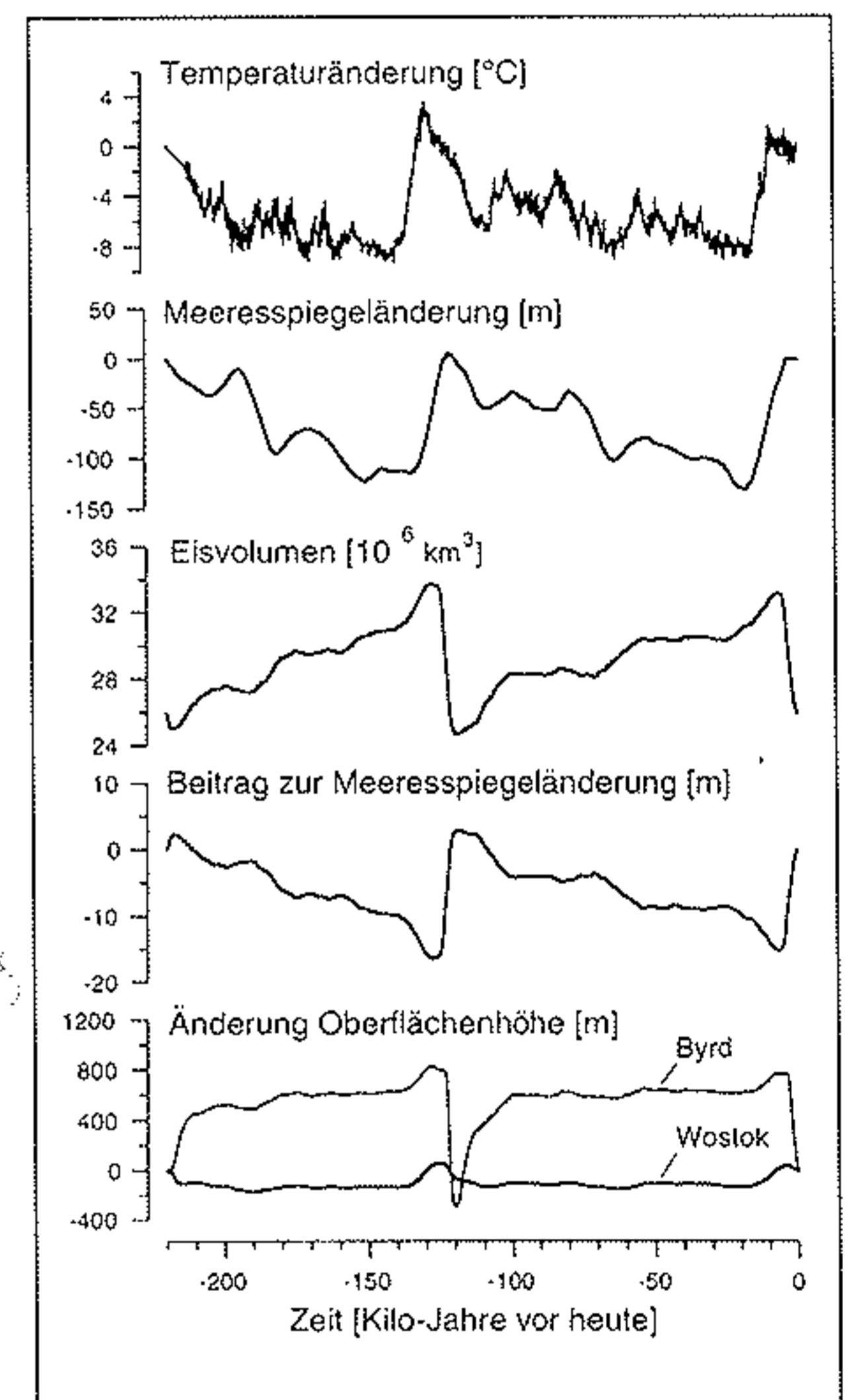
von $+33 \pm 6$ km³ pro Jahr (entsprechend $29,7 \pm 5,4$ 10¹² kg/a) im Bereich der ins Rossmeer mündenden Eisströme (Eisströme A-F) führen *Rignot und Thomas (2002)* darauf zurück, dass Eisstrom C vor 150 Jahren zum Stillstand kam und sich Eisstrom B, jetzt in Whillans-Eisstrom umbenannt, weiter verlangsamt (*Joughin und Tulaczyk 2002*). Die Zuflüsse aus West- und Ostantarktis in das Filchner-Ronneschelfeis 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 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. Das Resümee ihrer Arbeit fassen *Rignot und Thomas (2002)* wie folgt zusammen: 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.

5. Die numerische Modellierung und die absehbaren Folgen

Die Größe der Antarktis stellt sich, wie oben dargestellt, dem Versuch, eine geschlossene Massenbilanz aus einheitlich gemessenen Größen zu bestimmen, entgegen. Hier können nur numerische Modelle, die die jeweils neuesten Feldmessungen berücksichtigen, eine glaubwürdige Abschätzung liefern. Eine umfassende Übersicht über den Stand der numerischen Modellierung des antarktischen Eisschildes gibt *Huybrechts (2003)*. Die numerischen Modelle bieten die Möglichkeit, unterschiedliche

Prozesse und deren Einfluss auf die Eisdynamik zu studieren, die einer direkten Beobachtung oft unzugänglich sind und über lange Zeiträume ablaufen. Mit einem dreidimensionalen Modell hat *Huybrechts (2002)* das Verhalten des antarktischen Eisschildes über die letzten beiden glazialen Zyklen nachgerechnet. Die zeitliche Veränderung der Akkumulationsraten, die als Inputparameter in das Modell eingehen, hat er aus dem Temperaturverlauf in der Vergangenheit, der sich aus den Messreihen des stabilen Wasserstoffisotops Deuterium am Wostok-Eiskern (*Petit u. a. 1999*) ableiten lässt, berechnet. Großen Einfluss auf die Dynamik des Eisschildes hat auch die Lage der Aufsetzlinie, speziell in der Westantarktis, die wiederum vom sich ändernden Meeresspiegel abhängig ist. Eine Kalibrierung des Modells erfolgt durch Vergleich der für heute berechneten Eisschildgeometrie mit den tatsächlich gemessenen Höhen der Oberflächen des Inlandeises und der aktuellen, vom Inlandeis bedeckten Fläche. Abb. 6 zeigt, wie sich das Eisvolumen im Verlauf zweier Glazialzyklen verändert hat. *Huybrechts (2003)* folgert daraus, dass aus Sicht der Ergebnisse der numerischen Modelle sich der Antarktische Eisschild in einem späten Stadium eines Zyklus von Wachsen und Abnehmen befindet und immer noch auf das Ende der letzten Eiszeit reagiert. Der größte Teil des beobachtbaren Volumenschwundes konzentriert sich auf den Westantarktischen Eisschild (als Beispiel sind in der Abb. 6 die Höhenänderung an der Station Byrd, bei 80°S, 119,4°W, dargestellt), als eine verzögerte Antwort auf einen postglazialen Meeresspiegelanstieg, während der Ostantarktische Eisschild (als Beispiel die Höhenänderung an der Station Wostok, bei 78,5°S und 106,8°O, dargestellt) nahe dem Gleichgewichtszustand ist oder infolge zunehmender Akkumulationsraten leicht wächst. Nur mit einem Modell können solche Trends veranschaulicht werden, da unsere verfügbaren direkten Messungen zu kurze Zeiträume umfassen, um diesen schwachen Trend von den aktuellen klimatisch bedingten Schwankungen zu trennen. Dieser Trend aus der Vergangenheit kann ohne weiteres auch im 21. Jahrhundert noch dominieren und entspricht einem Meeres-

▼Abb. 6: Veränderung des Antarktischen Eisschildes (Gesamtvolumen und Höhe an den Stationen Byrd und Wostok) und der daraus resultierende Beitrag zur Meeresspiegelschwankung während der beiden letzten Glazialzyklen, berechnet mit dem numerischen Eisschildmodell von *Huybrechts (1992)*. Für den Antrieb des Modells wurden der aus dem Wostok-Eiskern rekonstruierte Temperaturverlauf und die SPEC-MAP-Kurve für die Meeresspiegelschwankung verwendet (nach *Huybrechts 2003*).



spiegelanstieg von einigen Zentimetern pro Jahrhundert (*Church u. a. 2001*). Eine weitere Erwärmung im dritten Jahrtausend wird wahrscheinlich zu höheren Niederschlägen führen, die sich unmittelbar auf das Eisvolumen in der Antarktis auswirken. Höhere Niederschläge werden auch die Massenzunahme auf dem Eisschild wachsen lassen; bis es aber zu einem verstärkten Eisabfluss kommt, der diesen Gewinn wieder ausgleicht, werden Jahrhunderte bis Jahrtausende vergehen. Deshalb wird auf kurze Sicht der Eisschild im Vergleich zu seinem jetzigen Stand leicht wachsen. So lange die Erwärmung gegenüber heute einen Wert von 5 °C nicht über-

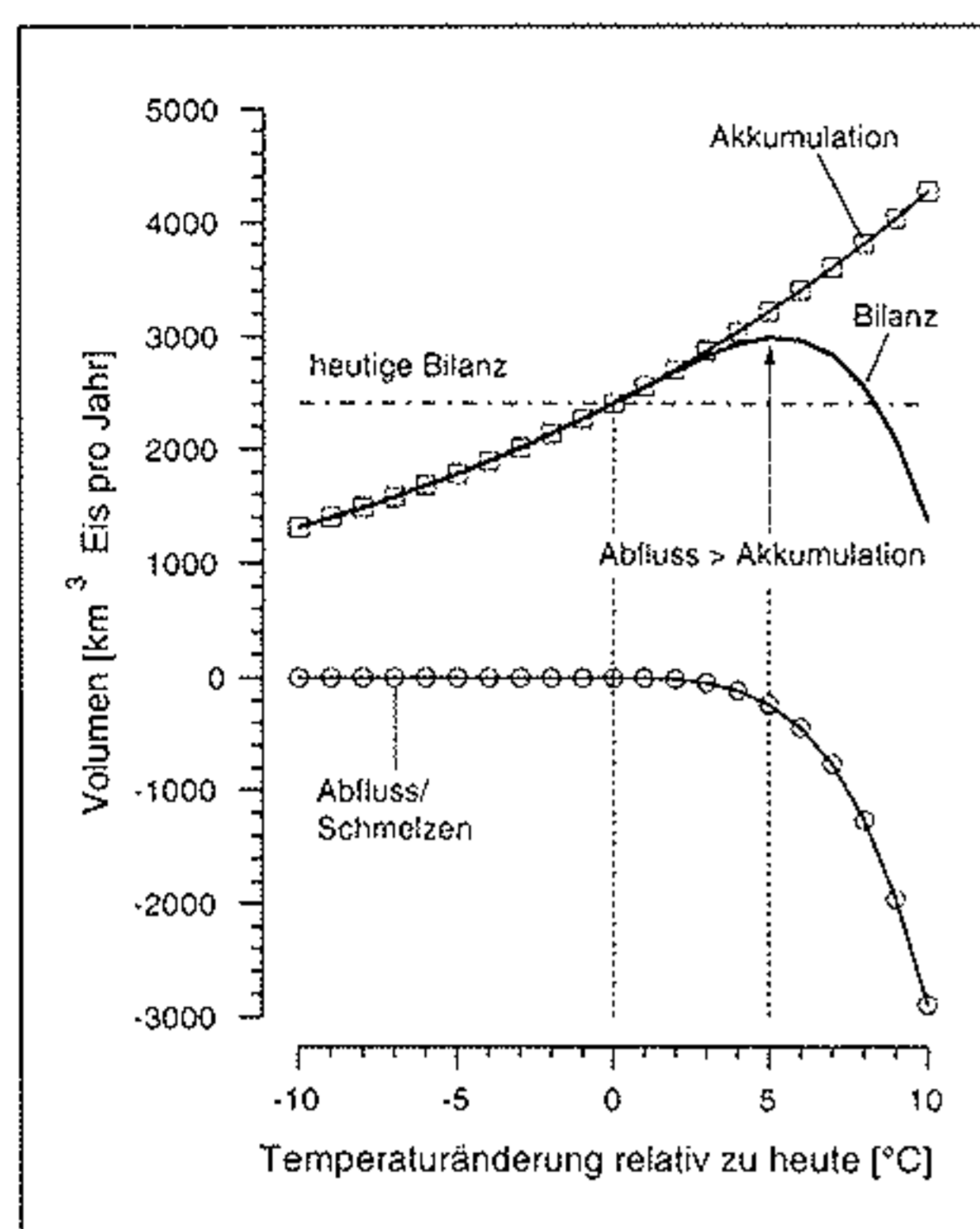


Abb. 7: Abhängigkeit von Akkumulation und Schmelzwasserabfluss auf dem gesamten Antarktischen Eisschild von Temperaturänderungen und die daraus resultierende Massenbilanz (Akkumulation - Abfluss) an der Eisoberfläche (durchgezogene Linie) nach Huybrechts (2003).

schreitet, kann man davon ausgehen, dass oberflächiges Schmelzen keinen signifikanten Einfluss auf die gesamte Massenbilanz der Antarktis hat und die Zunahme der Akkumulation auf jeden Fall das Schmelzen überwiegt. Aus Abb. 7 lässt sich ablesen, dass oberflächiges Schmelzen und Schmelzwasserabfluss erst bei größeren Temperaturdifferenzen einen bedeutenden Einfluss gewinnen werden, vor allem am Rand der Antarktis und natürlich im Bereich der Antarktischen Halbinsel. Zusammenfassend stellt Huybrechts (2003) fest, dass es sehr unwahrscheinlich ist, dass die Antarktis in den nächsten paar Jahrhunderten, ja vielleicht sogar im ganzen dritten Jahrtausend, einen drastischen Verlust an Eismasse erfahren wird. Aber dennoch muss weiter an der Verbesserung der Modelle und an der Gewinnung neuer Messdaten gearbeitet werden, um die bislang gewonnenen Erkenntnisse weiter zu festigen.

Anmerkungen:

¹ Zur Definition der Massenbilanzgrößen eines Gletschers siehe Wilhelm 1974, S. 197ff oder Paterson 1994, S. 26ff.
² Die nördlichste antarktische Inselgruppe sind die Süd-Orkney Inseln. Besondere Bedeutung hat dort die Station Orcadas (60,7°S, 44,7°W), deren meteorologische Aufzeichnungen bis ins Jahr 1903 zurückreichen.
³ Diese u. a. meteorologische Daten wurden im Rahmen des SCAR-READER-Projekts einheitlich zusammengestellt und sind im Internet abrufbar unter www.antarctica.ac.uk/met/READER/.
⁴ Informationen über die großen Kalbungsereignisse und den Weg der Eisberge werden vom National Ice Center, USA, unter www.natice.noaa.gov/icebergs.htm zur Verfügung gestellt.
⁵ Sie entspricht der klassischen glaziologischen Methode, wie sie bei alpinen Gletschern Anwendung findet (s. z. B. Reinwarth und Oerter, 1988).
⁶ GRACE: Gravity Recovery and Climate Experiment der NASA, der Satellit wurde im März 2002 gestartet (www.csr.utexas.edu/grace/).

⁷ CHAMP: Geowissenschaftlicher Satellit des GeoForschungsZentrums (GFZ) Potsdam, Start 15. Juli 2000 (http://op.gfz-potsdam.de/champ/index_CHAMP.html).
⁸ ISMASS: Ice Sheet Mass Balance and Sea Level. ISMASS ist eine Group of Experts innerhalb der Standing Scientific Group of Physical Sciences von SCAR (www.scar.org).
⁹ Mehr Information zu EPICA findet man im Internet unter www.awi-bremerhaven.de/GPH/EPICA/index.html.
¹⁰ Siehe auch www.awi-bremerhaven.de unter „Glaziologie für Anfänger: Fernerkundung“.
¹¹ ERS1/2: European Remote Sensing Satelliten der ESA.
¹² CryoSat: Radar-Altimeter-Mission der European Space Agency (ESA) zur Vermessung der Kryosphäre, insbesondere der Eismassen in Arktis und Antarktis., Start 2004 (www.cryosat.de).
¹³ IceSat: Ice, Cloud and Land Elevation Satellite der NASA, Start 2003 (<http://icesat.gsfc.nasa.gov/>).

Literatur:

Alley R. B., Bindshadler R. A. (Hrsg., 2001): The West Antarctic Ice Sheet, Behaviour and Environment. Antarctic Research Series Vol. 77, American Geophysical Union, Washington D. C.
 Church, J. A., Gregory, J. M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M. T., Qin, D., Woodworth, P. L. (2001): Changes in Sea Level. In: Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguier, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C. A. (Hrsg.) Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. 639-693, Cambridge University Press, Cambridge and New York.
 Conway, H., Hall, B. L., Denton, G. H., Gades, A. M., Waddington, E. D. (1999): Past and Future Grounding-Line Retreat of the West Antarctic Ice Sheet. Science 286, 280-283.
 Doran, P. T. u. a. (2002): Antarctic climate cooling and terrestrial ecosystem response. In: Nature 415, 517-520.
 Giovinetto, M. B., Bentley, C. R. (1985): Surface mass balance in ice drainage systems of Antarctica. In: Antarctic Journal of the U.S., 20, 6-13.
 Graf, W., Oerter, H., Reinwarth, O., Stichler, W., Wilhelms, F., Miller, H., Mulvaney, R. (2002): Stable-Isotope records from Dronning Maud Land, Antarctica. Ann. Glaciology 35, 195-201.
 Herron, M. M., Langway, C. C. jr. (1980): Firn densification: an empirical model. In: J. Glaciology 25, 373-385.
 Hillenbrand, C.-D., Fütterer, D. K., Grobe, H., Frederichs, T. (2002): No evidence for a Pleistocene collapse of the West Antarctic Ice Sheet from continental margin sediments recovered in the Amundsen Sea. In: Geo-Marine Letters 22, 51-59.
 Huybrechts, P. (1992): The Antarctic Ice Sheet and Environmental Change: A Three-Dimensional Modeling Study. Berichte zur Polarforschung 99, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven.
 Huybrechts, P. (2002): Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. In: Quaternary Science Review 21, 203-231.
 Huybrechts, P. (2003): Antarctica: modelling. In: J. L. Bamber, A. J. Payne (Hrsg.) Mass Balance of the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes, Cambridge University Press, Cambridge, S. 491-523.
 Janssens, I., Huybrechts, P. (2000): The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet. In: Ann. Glaciology 31 (2000)
 Joughin, I., Tulaczyk, S. (2002): Positive Mass Balance of the Ross Ice Streams, West Antarctica. In: Science, 295, 476-480.
 Lambrecht, A., Mayer, C., Oerter, H., Nixdorf, U. (1999): Investigations of the mass balance of the southeastern Ronne Ice Shelf, Antarctica. In: Ann. Glaciology 29, 250-254.
 Oerter, H., Wilhelms, F., Jung-Rothenhäusler, F., Göktas, F., Miller, H., Graf, W., Sommer, S.

(2000): Accumulation rates in Dronning Maud Land, Antarctica, as revealed by dielectric-profiling measurements of shallow firn cores. In: Ann. Glaciology 30, 27-34.
 Nixdorf, U., Steinhage, D., Meyer, U., Hempel, L., Jenett, M., Wachs, P., Miller, H. (1999): The newly developed airborne RES-System of the AWI as a glaciological tool. In: Ann. Glaciology 29, 231-238.
 Paterson, W. S. B. (1994): The Physics of Glaciers. Third edition. Butterworth - Heinemann, Oxford.
 Petit, J. R. u. a. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. In: Nature 399, 429-436.
 Reeh, N., Mayer, C., Miller, H., Thomsen, H. H., Weidick, A. (1997): Present and past climate control on fjord glaciations in Greenland: Implications for IRD-deposition in the sea. In: Geophys. Res. Lett. 26, 1039-1042.
 Reinwarth, O., Oerter, H. (1988): Glaziologische und hydrologische Forschungen am Vernagtferner in den Ötztaler Alpen. In: Geogr. Rundschau 40, H. 3, 32-39.
 Rignot, E., Thomas, R. H. (2002): Mass Balance of Polar Ice Sheets. In: Science 297, 1502-1506.
 Rott, H., Rack, W., Skvarca, P., De Angelis, H. (2002): Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica: further retreat after collapse. In: Ann. Glaciology 34, 277-282.
 Scambos, T. A., Hulbe, C., Fahnestock, M., Bohland, J. (2002): The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. In: J. Glaciology 46, 516-530.
 Shepherd, A., Wingham, D., Payne, T. (2003): Larsen Ice Shelf Has Progressively Thinned. In: Science, 302, 856-859.
 Skvarca, P., Rack, W., Rott, H. (1999): 34 year satellite time series to monitor characteristics, extent and dynamics of Larsen B Ice Shelf, Antarctic Peninsula. In: Ann. Glaciology 29, 255-260.
 Sommer, S., Appenzeller, C., Röthlisberger, R., Hutterli, M. A., Stauffer, B., Wagenbach, D., Oerter, H., Wilhelms, F., Miller, H., Mulvaney, R. (2000): Glacio-chemical study spanning the past 2 kyr on three ice cores from Dronning Maud Land, Antarctica. 1. Annually resolved accumulation rates. In: J. Geophys. Res. 105, 29411-29421.
 Vaughan, D. G., Marshall, G. J., Connolley, W. M., King, J. C., Mulvaney, R. (2001): Devil in the Detail. In: Science 293, 1777-1779.
 Vaughan, D., Doake, C. S. M. (1996): Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. In: Nature 379, 328-331.
 Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Giovinetto, M., Russell, J., Cooper, A. P. R. (1999): Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica. In: J. Climate 12, 933-946.
 Wingham D. J., Ridout, A. J., Scharroo, R., Arthern, R. J., Shum, C. K. (1998): Antarctic elevation Change from 1992 to 1996. In: Science 282, 456-458.
 Wilhelm, F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde. - Berlin, New York. (Lehrbuch der Allgemeinen Geographie (E. Obst und J. Schmithülsen, Hrsg.) Bd. 3, Teil 3).
 Zwally, H. J., Fiegles, S. (1994): Extent and duration of Antarctic surface melting. In: J. Glaciology 40, 463-476.
 Zwally, H. J., Giovinetto, M. B. (1995): Accumulation in Antarctica and Greenland derived from passive-microwave data: a comparison with contoured compilations. In: Ann. Glaciology 21, 123-130.

Anschrift des Verfassers:

Dr.-Ing. Hans Oerter, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in der Helmholtz-Gemeinschaft (AWI), Postfach 120161, 27515 Bremerhaven