

DER KLIMAWANDEL UND DAS EIS DER ERDE: Ein Überblick

JOSÉ L. LOZAN, HEIDI ESCHER-VETTER, HARTMUT GRASSL, DIETER KASANG & DIRK NOTZ

Wasser ist vor allem im festen Zustand (Eis) die häufigste vorkommende molekulare Verbindung im Sonnensystem und möglicherweise im Universum. Auf der Erde hat das Wasser einen dominierenden Charakter; berücksichtigen wir alle Flächen, dann kommen wir auf eine wasserbedeckte Fläche von 78% (Weltmeere, Seen, Flüsse, Eisschilde, Gebirgsgletscher, Schnee, Sumpfgebiete u.a.). In seinen verschiedenen Zustandsformen (Eis, Flüssigkeit, Dampf) spielt das Wasser eine zentrale Rolle im Klimasystem der Erde. Ohne Wasser wäre auf unserem Planeten kein Leben entstanden. Nahezu alle physiologischen Lebensprozesse und ihre chemischen Reaktionen finden in wässriger Lösung statt. Im Mittelpunkt dieses Buches steht das Eis (die Kryosphäre). Bestandteile der Kryosphäre sind die Eisschilde auf Grönland und in der Antarktis, die Gebirgsgletscher und der Permafrost. Ferner gehören dazu das Meereis, der Schnee sowie das See- und Flusseis, die im Jahresverlauf starke Schwankungen zeigen. Mit rund 29 Mio. km³ machen die Eisschilde weit über 95% des Eises der Erde aus. Man schätzt das Gesamteis der Erde auf über 30 Mio. km³. Als Folge der Erderwärmung, deren Hauptursache die erhöhte Konzentration von Treibhausgasen, vor allem CO₂, ist, schmilzt das Eis der Erde mit zunehmender Geschwindigkeit.

Bedeutung der Kryosphäre für Klima, Pflanzen und Tiere

Die Atmosphäre, die Ozeane, die Biosphäre und die Kryosphäre sind die wichtigsten Komponenten des Klimasystem der Erde. Besonders für den Energiehaushalt der Erde ist das Reflexionsvermögen des Eises und Schnees für kurzweilige Solarstrahlung von herausragender Bedeutung. Dieser Effekt wird als Albedo bezeichnet und kann beim frischen Schnee bis zu 90% betragen. Im Gegensatz dazu können schneefreie

Oberflächen wie Boden oder Vegetation nur maximal 10-20% der einfallenden kurzweiligen Strahlung wieder direkt reflektieren. Im globalen Mittel beträgt die Albedo vom Planeten Erde ca. 30%. Ohne Kryosphäre würde die Erde weit mehr Sonnenenergie absorbieren und damit viel wärmer sein. Bei der Erderwärmung ist die positive Eis-Albedo-Rückkopplung zu erwähnen. Durch den Rückgang der Schneeflächen und der Meereisbedeckung erhöht sich die Absorption solarer Strahlung durch die Erdoberfläche, was wiederum das weitere Abschmelzen des Schnees und des Meereises begünstigt und damit den Prozess verstärkt (positive Rückkopplung). Das ist der Grund, warum in den polaren und subpolaren sowie in den Gebirgsregionen die Erwärmung überdurchschnittlich hoch ist.

Auch für den globalen Wasserhaushalt sind die in der Kryosphäre gebundenen Wassermengen von erheblicher Bedeutung. Neben dem Grundwasser befindet sich der größte Süßwasservorrat der Erde in der Kryosphäre. Er besteht zu 85% aus der Masse der Eisschilde der Antarktis und Grönlands, aller Gebirgsgletscher und der ständig liegenden Schneedecke.

Für aquatische Pflanzen und Tiere ist das Eis auch von großer Wichtigkeit (Abb. 1). Im Winter verhindert das schwimmende Eis das Weiterfrieren der Seen und Flüsse. Dadurch können diese Organismen bei strenger Kälte überleben. Das Meereis ist Ort einer vielfältigen Lebensgemeinschaft. Auf, unter und im Eis leben Tiere und Pflanzen; sie sind ein wichtiger Bestandteil der lokalen Nahrungskette.

Das Eis in der Erdgeschichte

Die Eis-Menge ist eine sehr variable Größe und stark vom Klima abhängig. Im Pleistozän wechselten sich Glazial- und Interglazialzeiten ab. Zurzeit leben wir in einem Interglazial. Vermutlich gab es während der Kreidezeit (145-66 Mio. Jahren vor heute) aufgrund



Abb. 1: Links, Kaiserpinguin (Foto: Hans Oerter). Rechts, Sattelrobbe (Foto: Mario Aquarone). Viele Tiere sind auf das Eis angewiesen. Beispielsweise verbringen vier Robbenarten (Sattelrobbe, Klappmütze, Larga-Robbe und Bandrobbe) den größten Teil ihres Lebens im Bereich des Meereises; sie bauen dort Höhle zum Schlafen, für die Aufzucht ihres Nachwuchses und zum Schutz gegen Feinde. In den Bänden **WARNSIGNAL KLIMA: Die Meere - Änderungen & Risiken** und **WARNSIGNAL KLIMA: Die Polarregionen** sind Artikel enthalten, die auf die ökologische Bedeutung des Eises eingehen.

der hohen Temperatur zumindest phasenweise kein Eis. Wissenschaftler um André Bornemann (Leipzig) und Peter Hoffmann (Köln) vertreten die Theorie (laut Science 319, 189-192, 2008), dass während der Turoonium-Phase innerhalb der Kreidezeit große Mengen Eis entstanden sein müssen. Der Meeresspiegel sank um rund 40 m innerhalb relativ kurzer Zeit, was nicht durch Plattentektonik erklärbar ist. Der wahrscheinlichste Ort war ihrer Meinung nach die Antarktis. Es gab auch mehrfach Perioden (vor ca. 2 Mrd. Jahren) von lang andauernden und intensiven Vereisungsphasen. Dabei entwickelten sich ausgedehnte Eisschilde. In den 1960er Jahren wurde erstmals die Vermutung geäußert, dass eine oder mehrere dieser Vergletscherungen die gesamte Erde betrafen (z.B. HARLAND 1964). Für diese Theorie verwendete KIRSCHVINK (1992) erstmalig den Begriff »Schneeball-Erde« (Snowball Earth) (siehe Kap. 2.4 in diesem Band). Im Pleistozän (vor 2,58 Mio. bis vor 11.700 Jahre) war unser Klima durch einen Wechsel zwischen Eiszeit und Warmzeit gekennzeichnet. Nach Beendigung der letzten Eiszeit (Weichsel/Würm) befinden uns im Holozän. Die eigentliche Ursache für die regelmäßigen Schwankungen zwischen Eis- und Warmzeiten im Quartär wird in der Variabilität der Erdumlaufbahn um die Sonne (Milankovitch-Theorie) gesehen (s. Kap. 2.3 in diese Band).

Schnee

Insgesamt erreicht die Schneedecke im Winter eine maximale Flächenausdehnung von mehr als 9% der gesamten Erdoberfläche. Im Sommer beträgt sie nur 1/6 dieser Fläche. Eine kontinuierliche Schneedecke ist nur in hohen Berggebieten in den Arktischen und Subarktischen Regionen und auf den Eisschilden vorhanden. Die Schnee- sowie die Meereisbedeckung unterliegt einer starken saisonalen Schwankung. Sie ist für die großen Unterschiede in der Albedo zwischen Sommer und Winter verantwortlich. Neben seinem Rückstrahlvermögen stellt eine vorhandene Schneedecke eine signifikante Wärmesenke während der Schmelzperiode aufgrund der hohen latenten Schmelzwärme dar. Die Bedeutung des Schnees für das globale und lokale Klima ist daher erheblich. Sobald Schneekristalle zu Wasser schmelzen, werden große Beträge der ankommenden solaren Energie in Wärme überführt, was zur Erhöhung der Oberflächentemperatur führt.

Die Schneebedeckung reagiert sehr empfindlich auf den anthropogenen Klimawandel. Von 1967-2012 lassen sich aus Satellitendaten weltweit Abnahmen mit statistischer Signifikanz feststellen. Nach IPCC 2013 gibt es eine deutliche Abnahme der flächenhaften Schneeausdehnung (snow cover extent - SCE) in der Nordhemisphäre vor allem im Frühjahr. Die stärksten Abnahmen mit höchster Signifikanz sind im Juni zu beobachten. Eine statistisch abgesicherte Zunahme ist für keinen Monat feststellbar. Zusätzlich ist noch er-

kennbar, dass prozentuale Abnahmeraten mit der geographischen Breite ansteigen. Betrachtet man die Dauer der Schneebedeckung (snow cover duration – SCD), dann hat sich im Vergleich zum Winter 1972/73 eine durchschnittliche Wintersaison um 5,3 Tage pro Dekade verringert. Man erkennt eine enge Beziehung zwischen den Temperaturen im Frühjahr und der SCE. Dies ist die Folge der positiven Eis-Albedo-Rückkopplung über schneefreien Gebieten. Diese negative Entwicklung hat eine große Wirkung auf den Energiehaushalt der Erde, da der Schnee eine hohe Albedo hat. So besitzt frisch gefallener Pulverschnee eine Albedo bis zu 90%, so dass nur 10% der Sonnenenergie absorbiert werden.

Mit der rückläufigen Schneedeckendauer nimmt auch die schützende Schneedecke für die Gletscher ab, die folglich stärker abschmelzen. Außerdem verringert sich das Schmelzwasser des geringer werdenden Schnees. Dadurch wird die Bedeutung des Schnees für die Wasserverfügbarkeit künftig deutlich kleiner sein. Die Schneeschmelze ist von sehr entscheidender Bedeutung für die Wasserversorgung von über 1 Mrd. Menschen. Vor allem in Nordamerika und Asien sind viele dicht bevölkerte Regionen in Klimazonen lokalisiert, die stark vom Wasser aus den beschneiten Bergregionen abhängig sind (s. Kap.3.1 und 3.2 in diesem Band).

Permafrost

Als Permafrost wird Bodenmaterial (inkl. organisches Material, Locker- und Festgestein) bezeichnet, das über mindestens zwei aufeinander folgende Jahre durchgehend Temperaturen unter 0 °C aufweist. Permafrost ist im Wesentlichen ein Klimaphänomen. Es resultiert aus langfristig einwirkenden, extrem niedrigen Wintertemperaturen. Der Boden ist so stark und tief gefroren, dass während des Sommers die gefrorene Zone nicht wieder auftauen kann. Es bildet sich nur eine Auftauzone an der Oberfläche. Terrestrischer Permafrost ist vor allem in den hohen Breiten der Nordhalbkugel um den Arktischen Ozean verbreitet. Besonders über weite Teile Ostsibiriens haben sich im Laufe der geologischen Geschichte ausgedehnte Permafrostgebiete gebildet, die bis zu 1.000 m mächtig sein können. Die Ursache ist das dort regelmäßig im Winter herrschende stabile Hochdruckgebiet mit extremer Kälte und wenig Niederschlägen. Dadurch fehlt der wärmedämmende Schutz des Schnees. Auch während der Eiszeiten konnten sich aus diesen Gründen keine Gletscher bilden. Deshalb drang die Kälte über längere Zeiten in die Böden ein. Man schätzt das Volumen des Grundeises der Permafrostgebiete der Nordhalbkugel auf $10,8 \text{ bis } 35,5 \times 10^3 \text{ km}^3$, was einem Meeresspiegel-Äquivalent von 3-9 cm entspricht (s. Kap.3.3 in diesem Band). Außerhalb der o.g. Regionen kommt Permafrost in vergleichsweise kleiner Flächenausdehnung in den gletscherfreien Gebieten der Antarktis sowie in großer Höhe in den Gebirgen der Anden und im Hochland von Tibet vor.

Submarinen Permafrost findet man ausschließlich am Grund der kontinentalen Schelfmeere des Arktischen Ozeans; er wird generell als reliktscher terrestrischer Permafrost betrachtet, der nach Ende der letzten Eiszeit überflutet wurde. Zumindest der Permafrost der sibirischen Schelfe hat die letzten 400.000 Jahren überdauert. Der marine Permafrost kann sich bis zur 100m-Wassertiefenlinie erstrecken. Diese Distanz kann auf den flachen Gebieten mehrere hundert Kilometer betragen. Submarine Permafrostvorkommen wurden durch Bohrkampagnen und durch erhöhten elektrischen Widerstand nachgewiesen. Eine Degradation durch Meerwassereinfluss wird beobachtet; sie beträgt 1 bis 20 cm/Jahr und hängt von der (steigenden) Temperatur des meeresbodennahen Meerwassers ab. DMITRENKO et al. (2011) ermittelten anhand einer 76 Jahre langen Zeitreihe für die Laptevsee eine Erwärmung des bodennahen Meerwassers seit 1985 von bis zu 2,1 °C für Wassertiefen von weniger als 10 m. Als Ursache wird hauptsächlich die verringerte Meereisbedeckung genannt. Hohe Methankonzentrationen in der Wassersäule und der oberflächennahen Atmosphäre lassen vermuten, dass Gas durch aufgetaute Bereiche im submarinen Permafrost freigesetzt wird. Man konnte auch nachweisen, dass zumindest ein Teil des freigesetzten Methans bereits im Sediment oxidiert wird, wobei Sulfat reduziert wird.

Von Permafrost beeinflusste Böden sind große Speicher organischer Substanz vor allem von Kohlenstoffen. Diese organische Substanz wurde über viele Jahrtausende angereichert und gespeichert. Nach jüngsten Schätzungen befinden sich im terrestrischen Permafrost der Nordhalbkugel ca. 1.100-1.500 Gt Kohlenstoff, also deutlich mehr Kohlenstoff als in der gesamten Vegetation der Erde. Hinzu kommt der submarine Permafrost als erheblicher Speicher für methanhaltige Gaseinschlüsse und feste Gashydrate; ferner werden diese gefrorenen Böden als undurchlässige Grenzschicht für Gase betrachtet. Man schätzt die in Gaseinschlüssen und Hydraten enthaltene Methanmenge in und unter den Permafrostschichten aufgrund der Unsicherheiten auf 6 bis 195 Gt. Da sich das Klima der Arktis schneller erwärmt als im globalen Mittel, werden stärkere Auswirkungen in den Permafrostgebieten erwartet. Dieser Effekt wird durch Änderung der Schnee- und Meereisbedeckung verstärkt. Anhand von Modellen wird bis 2035 eine signifikante Degradation der Erdoberfläche (2-3 m tief) und eine Vertiefung der Auftauschicht im Sommer berechnet und bis Ende des 21. Jh. eine Verringerung der Fläche des Permafrosts prognostiziert. Das wird zur Freisetzung des organischen Kohlenstoffs führen, der in großen Mengen im Permafrost gebunden ist. Das organische Material in der Auftauzone wird mikrobiell zu CO₂ und CH₄ abgebaut. Auch ist mit einer Erhöhung der Bodentemperatur und Auftautiefe der Tundraböden und damit mit einer verstärkten Methanfreisetzung zu rechnen. CH₄

hat ein 25fach höheres Erwärmungspotenzial als CO₂. Insgesamt wird deshalb eine signifikante Verstärkung des Treibhauseffekts der Erde befürchtet. Es ist ferner die Gefahr von Erosion und Hangrutschungen (Solifluktion) als Folgen der Auftauprozesse und Degradation des Permafrosts zu erwähnen. Diese Auswirkungen werden schon jetzt vor allem in den arktischen Küstengebieten beobachtet. Dadurch sind zahlreiche Infrastrukturanlagen wie u.a. Häfen, Straßen, Gebäude und Erdöl- sowie Gas-Pipelines betroffen.

Gebirgsgletscher

Weltweit gibt es mehrere hunderttausend Gebirgsgletscher. Nach Schätzungen mit Hilfe von einem Computer-Modell ergeben diese gegenwärtig ein Eisvolumen von rund 170.000 km³. Nach HUSS & FARINOTTI (2012) entspricht dieses Eisvolumen einem Meeresspiegelsanstieg von ca. 43 cm. Bedeutende Anteile befinden sich in Alaska, Zentralasien und Südamerika. Island mit einem subarktischen Klima ist noch zu 11% seiner Fläche vergletschert. Gletscher sind nicht nur Bestandteile unserer Gebirgslandschaften, sondern aktive Gestalter derselben. Durch ihr Gewicht und ihre Fließbewegung können sie Gestein abschleifen, zerbrechen, transportieren und an anderer Stelle wieder ablagern. Von wesentlicher Bedeutung ist ihre Rolle zur Wasserversorgung während der niederschlagsarmen Monate - insbesondere in ariden- und semiariden Regionen.

Die durchschnittliche Massenbilanz der Gletscher mit verfügbaren langfristigen Beobachtungsreihen aus der ganzen Welt ist sehr negativ. Allein für das hydrologische Jahr 2013 gibt der World Glacier Monitoring Service (WGMS) aufgrund seiner weltweiten Beobachtung von Gletschern einen mittleren Massenverlust von etwa 0,89 Meter Wasseräquivalent (m w.e.) und seit 1980 von 17,5 m w.e. an. Die Alpengletscher verloren schon zwischen 1850 und 1975 fast die Hälfte ihres Volumens. Seit 2000 betragen die jährlichen Verluste 2-3% des verbliebenen Eisvolumens. Die Alpengletscher dürften innerhalb weniger Jahrzehnte bis auf Reste hauptsächlich an den Viertausendern verschwunden sein.

Die Region zwischen Pamir im Westen und den östlichen Ausläufern des Himalayas weist die größte Gebirgsvergletscherung außerhalb der Polargebiete auf. Dort befinden sich 10 der 14 Berge der Erde, deren Gipfel über 8.000 m hoch sind. In der Hindukusch-Himalaya Region (HKH) befindet sich einer der größten Gebirgsgletscher der Welt, mit über 70 km Länge und bis zu fast 1.000 km² Fläche. Die kleinen Gletscher (unter 1 km²) bilden jedoch die mit Abstand größte Gruppe. Allein in der HKH-Region befinden sich etwa 38.000 Gletscher mit einer Gesamtfläche von über 44.000 km². Die regelmäßigen Satellitenaufnahmen zeigen ein sehr heterogenes Bild mit einem deutlichen Eisverlust im Himalaya und weitgehend stabilen Verhältnissen im Karakorum und Teilen des Pamir. In Südamerika un-

terscheidet man zwei Gletschergebiete: Die tropischen Gletscher in Peru, Bolivien, Ekuador, Kolumbien und Venezuela und diejenigen in Patagonien und auf Feuerland (Südhile und -argentinien). Diese Gletschergebiete unterliegen sehr unterschiedlichen klimatischen Bedingungen. Die Fläche der südamerikanischen Gletscher wurde Mitte der 1970er Jahre auf ca. 25.000 km² geschätzt. Etwa 10% (2.750 km²) davon liegen im tropischen Gebiet. Infolge der Gletscherschmelze der letzten Jahrzehnte ist diese Fläche deutlich kleiner geworden. Die heutige Fläche für die tropischen Gletscher wird auf zwischen 1.600 und 1.920 km² geschätzt.

In Ostafrika sind gegenwärtig nur noch drei Hochgebirge, Ruwenzori (höchster Punkt 5.111 m), Mount Kenia (5.199 m) und Kilimandscharo (5.895 m), vergletschert. Alle drei Gletscher haben sich in den letzten Jahrzehnten konstant und stark verkleinert. Durch ganzjährig hohe Temperaturen können Gletscher in dieser Klimazone nur in sehr großer Höhe bestehen. Die heutigen Gletscher am Kilimandscharo beginnen erst über 5.000 m. Die Lage in Neuseeland mit den bekannten Franz Josef und Fox Gletschern an der Westküste sieht etwas anders aus. Vor 2000 und zu Beginn des 21. Jh. wurde regional noch Gletschermassenwachstum beobachtet, was weltweit ein seltenes Ereignis war. Heute wird auf Neuseeland ein teils starker Massenverlust der vergleichsweise sensitiv reagierenden, maritim geprägten Gletscher registriert. Man beobachtet teilweise ein Kollabieren der unteren Gletscherzungen.

Meereis

Als Meereis wird zu Eis gefrorenes Meerwasser bezeichnet. Dieses Eis bedeckt ganzjährig Teile des Ozeans in den Polargebieten, tritt saisonal aber auch in gemäßigten Breiten auf, wie z.B. in der Ostsee oder der Nordsee. Im Gegensatz zum Eis der Gebirgsgletscher und Eisschilde besteht Meereis nicht aus reinem Süßwasser, sondern enthält immer auch einen gewissen Anteil an flüssiger Salzsole, die viele Eigenschaften des Meereises entscheidend beeinflusst.

Meereis reflektiert große Teile der solaren Einstrahlung und verringert aufgrund seines hohen Isolationsvermögens den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre sehr effektiv. Das Vorhandensein von Meereis beeinflusst damit entscheidend das Wärmebudget der Atmosphäre. Hierdurch beeinflusst es die atmosphärische Zirkulation in hohen Breiten und möglicherweise auch weit darüber hinaus.

Auch die globale Umwälzbewegung der Ozeane wird durch Meereis beeinflusst, insbesondere dadurch, dass Meereis große Teile seines ursprünglich vorhandenen Salzgehalts durch Herausfließen der Salzsole an das darunterliegende Meerwasser abgibt. Hierdurch nimmt im Laufe der Zeit der Salzgehalt des Meereises von seiner Anfangskonzentration in Höhe von 30-35 g Salz pro Kilogramm Meerwasser auf Werte unterhalb

von 10 g pro Kilogramm Meereis ab. Beim Schmelzen von Eis wird daher vergleichsweise salzarmes Wasser gebildet, sodass Meereis insgesamt zu einer erhöhten Dichteschichtung des Ozeans beiträgt. Dies beeinflusst entsprechend die globale Bewegung der Wassermassen.

Auf den Meeresspiegel hat hingegen das Wachsen und Schmelzen von Meereis kaum einen Einfluss, da sich das Eis die ganze Zeit im Ozean befindet und jeweils die gleiche Menge Wasser verdrängt wie sie dem Volumen des geschmolzenen Meereises entspricht.

Wie die Schneedecke und die Eisbedeckung der Flüsse und Seen schwankt die Fläche des Meereises zwischen Sommer und Winter stark. In der Arktis beträgt zurzeit die Meereisfläche im Sommer zwischen 4-5 Mio. km² und im Winter zwischen 14-15 Mio. km². In der Antarktis sind die saisonalen Schwankungen aufgrund des effektiven Abtransports von Eis in Richtung gemäßigter Breiten deutlich höher. Im Sommer bedeckt das Antarktische Meereis eine Fläche von etwa 3 Mio. km², im Winter hingegen bis zu 20 Mio. km².

Das Meereis in der Antarktis ist in den letzten Jahren relativ stabil geblieben und hat sich regional sogar etwas ausgedehnt. Diese Ausdehnung hängt augenscheinlich mit einer Verstärkung der lokalen Windsysteme zusammen, die das Eis über eine größere Fläche verteilen. Die Ursache für diese Windänderungen sind noch nicht vollständig verstanden.

Das Meereis in der Arktis hingegen ist in den letzten Jahren deutlich zurückgegangen. Satellitenmessungen ergeben dabei, dass die Ausdehnung des sommerlichen Meereises in der Arktis seit 1979 um fast 1 Mio. km² pro Jahrzehnt abgenommen hat. Die geringste Meereisbedeckung von 3,4 Mio. km² wurde im September 2012 gemessen. Gegenüber der Fläche von 7-8 Mio. km² in den 1980 Jahren entspricht dies etwa einer Halbierung der Meereisausdehnung (s. Tafel 3-4 im Klappentext). Simulationen der Meereisentwicklung und sporadische Messungen deuten darauf hin, dass sich im gleichen Zeitraum auch die mittlere Dicke des Eises deutlich reduziert hat. Als wichtigste Ursache für diesen Eisrückgang gilt die menschengemachte Klimaerwärmung.

Eisschilde

Der Grönländische (3,1 Mio. km³) und Antarktische (26,4 Mio. km³) Eisschild machen mit ca. 29 Mio. km³ über 95% des Eisvorkommens der Erde aus. Sie stellen aufgrund ihrer abgelegenen Lage keine unmittelbare Gefahr für den Menschen dar; sie haben jedoch global großen Einfluss z.B. auf die atmosphärische und ozeanische Zirkulation. Bedeutend ist ihre Beeinflussung des globalen Meeresspiegels. Das grönländische Eisvolumen entspricht einer Meeresspiegelerhöhung von ca. 7,4 m und das antarktische ca. 60 m (davon Westantarktis ca. 4,3 m). Das heißt schon geringe Schwankungen ihrer Eismasse würden zu einer erheblichen Änderung des globalen Meeresspiegels führen. Das Zeitfenster,

mit denen die Eisschilde auf klimatische Veränderungen reagieren, liegt aufgrund ihrer großen Massen in der Größenordnung von hundert bis zehntausend Jahren. Die Fachleute sind sich daher einig, dass die heutigen Änderung der Eisschilde teilweise noch Folgen der letzten Eiszeit sind, die vor 11.700 zu Ende ging. Zur Zeit wird der Meeresspiegel daher neben der thermischen Ausdehnung hauptsächlich durch Schrumpfung der Gebirgsgletscher und zunehmend auch durch Schmelzprozesse der Eisschilde beeinflusst.

Das Antarktische Inlandeis liegt um den Südpol mit einer Fläche von 12,1 Mio. km² unter extrem kalten Bedingungen. Über 74% der Antarktischen Küstenlinie besteht aus Schelfeisen oder schwimmenden Gletscherzungen, die gegenüber der Erwärmung des Meerwassers und der Luft sehr anfällig sind. In der Antarktis unterscheidet man drei Unterregionen:

a) die Antarktische Halbinsel (*Abb. 2, oben*). Sie ist die sensitivste Unterregion, sie erstreckt sich bis 62,5°S weit über den südlichen Polarkreis nach Norden. Dort sind einzelne Gletscher, Eiskappen und mehrere Schelfeise wie das Larsen-Schelfeis A, B und C zu finden.

b) der Westantarktische Eisschild. Er wird als mariner Eisschild bezeichnet, da der größte Teil (75%) des Felsgrunds unter dem Meeresspiegel liegt (*Abb. 2, unten*), daher wird er als ein potenziell instabiler mariner Eisschild betrachtet. Ferner fällt das Gletscherbett zum Inland hin ab. Dieser Abfall im Felsbett begünstigt nach anfänglichem Rückzug des Eises an den Rändern einen in der Folge beschleunigten Rückzug, da immer größere Stirnflächen an den Rändern erodierendem Wasser ausgesetzt sind. In der Topographie des Eises erkennt man drei Dom-Strukturen, die maximal 2.400 m hoch sind. Die schnell fließenden Eisströme münden in die größten Schelfeise des Antarktischen Eisschildes: Filchner-Ronne-Schelfeis (449.000 km²) (Weddellmeer) und Ross-Schelfeis (487.000 km²) (Rossmeer); bezüglich der Fläche sind beide erheblich größer als Deutschland.

c) der Ostantarktische Eisschild. Er hat eine maximale Höhe von 4.030 m und eine maximale Eisdicke von 4.776 m. Auch ein Teil seiner Sohle (ca. 35%) liegt unter dem Meeresspiegel (s. *Abb. 2, unten*). Seine Oberflächentopographie ist relativ flach; man erkennt einige lokale Dome-Strukturen wie Dome-A oder Dome-C. Langgestreckte Gebirgszüge („Oregon“) lenken die Eisbewegung. Dabei bilden sich teilweise mehrere hundert Kilometer lange Eisströme und Auslassgletscher mit Fließgeschwindigkeiten von bis über 100 m/Jahr. Sie münden in Schelfeise. Nur an durch Bergformationen geschützten Stellen bewegt sich das Eis nicht; ideale Stellen für Eisbohrkerne sind die Dom-Strukturen (z.B. EPICA-Bohrung EDC auf Dome C). Das größte Schelfeis in der Ost-Antarktis ist das Amery-Schelfeis, das mit einer Fläche von 62.600 km² (Stand 2007) nach dem Ross- und Filchner-Ronne-Schelfeis das drittgrößte Schelfeis ist. [b) und c) werden durch das Transantarktische Gebirge getrennt].

Zur Quantifizierung der Veränderung werden Massenbilanzen (Akkumulation - Eisverluste=Ablation) nach mehreren Methoden aufgestellt; sie werden in Kap. 6 in diesem Band beschrieben. Normalerweise erfolgt die Akkumulation durch Schnee, der sich verfestigt und zu Eis wird. Wissenschaftler aus dem Earth Observatory der Columbia University u.a. vertreten aufgrund ihrer Studien am Dome-A über dem subglazialen Gamburtsev-Gebirge (Ost-Antarktis) die Hypothese, dass bis zu 1/4 der dortigen Eismasse von unten her / subglazial entstanden sein könnte. Die große Eismasse der Eisschilde übt an der Basis einen enormen Druck aus; dies führt zu Veränderungen der physikalischen Eigenschaften des Eises. Wenn sich das Eis über den Untergrund bewegt, entsteht zusätzlich zur geothermischen Wärme noch Reibungswärme, die das Eis tauen lässt (Druckschmelzpunkt). Das Wasser gefriert entweder wieder oder wirkt als Wasser-Eis-Gemisch wie ein Schmiermittel bei der Bewegung des Eises. Um diese sehr komplizierten Prozesse sichtbar zu machen, wurden vom Flugzeug aus Laser- und Schwerkraftmessungen durchgeführt. Mit diesen Informationen und Magnetfelddaten wurden 3D-Bilder konstruiert, die die Hypothese unterstützen.

Aufgrund der riesigen Fläche der Eisschilde sind Satellitenbeobachtungen extrem wichtig. Die seit etwa 40 Jahren vorliegenden Satellitendaten fügen sich allmählich zu einem immer besser stimmigen Gesamtbild zusammen. Durch subglaziale Schmelzprozesse in den Aufsetzzonen und unter den frei schwimmenden Schelfeisen verliert der Westantarktische Eisschild zunehmend an Masse (s. *Abb. 2, oben*) und trägt damit in beschleunigtem Maße zum Meeresspiegelanstieg bei. Diese negative Massenbilanz wird durch vermehrte Schneeeakkumulation und die positive Massenbilanz des Ostantarktischen Eisschildes nicht kompensiert (s. *Tab. 1*). Die Antarktische Halbinsel erfährt seit etwa 1950 eine Erwärmung, die deutlich über dem globalen Mittel liegt. Im Norden der Halbinsel war die Lufttemperatur in einigen Jahren während der Sommermonate über 0 °C. Die Folgen waren 1995 die Auflösung des Schelfeises Larsen-A und 2002 der Kollaps von Larsen-B sowie das teilweise Zerbrechen des Wilken-Schelfeises. Das größte Schelfeis an der Halbinsel ist noch immer das Larsen-C, das südlich an das Larsen-B angrenzt. Ist mit vermehrtem Schmelzen an der Oberfläche sowie einem verstärkten subglazialen Schmelzen zu rechnen, dann auch mit einem Rückzug des Larsen-C-Schelfeises in nicht allzuferner Zukunft.

Das Grönländische Inlandeis ist nach der Antarktis das zweitgrößte Eisvorkommen der Erde. Der Eisschild hat eine Fläche von 1,74 Mio. km² und eine maximale Eisdicke von 3.366 m; er bedeckt ca. 81% der Fläche von Grönland. Obwohl das Eisvolumen nur 10% des Eisvolumens in der Antarktis entspricht, wird die Entwicklung auf Grönland sehr aufmerksam verfolgt, da die Auswirkung der Erderwärmung dort deutlicher zu sehen ist. Das liegt daran, dass die mittlere Temperatur auf

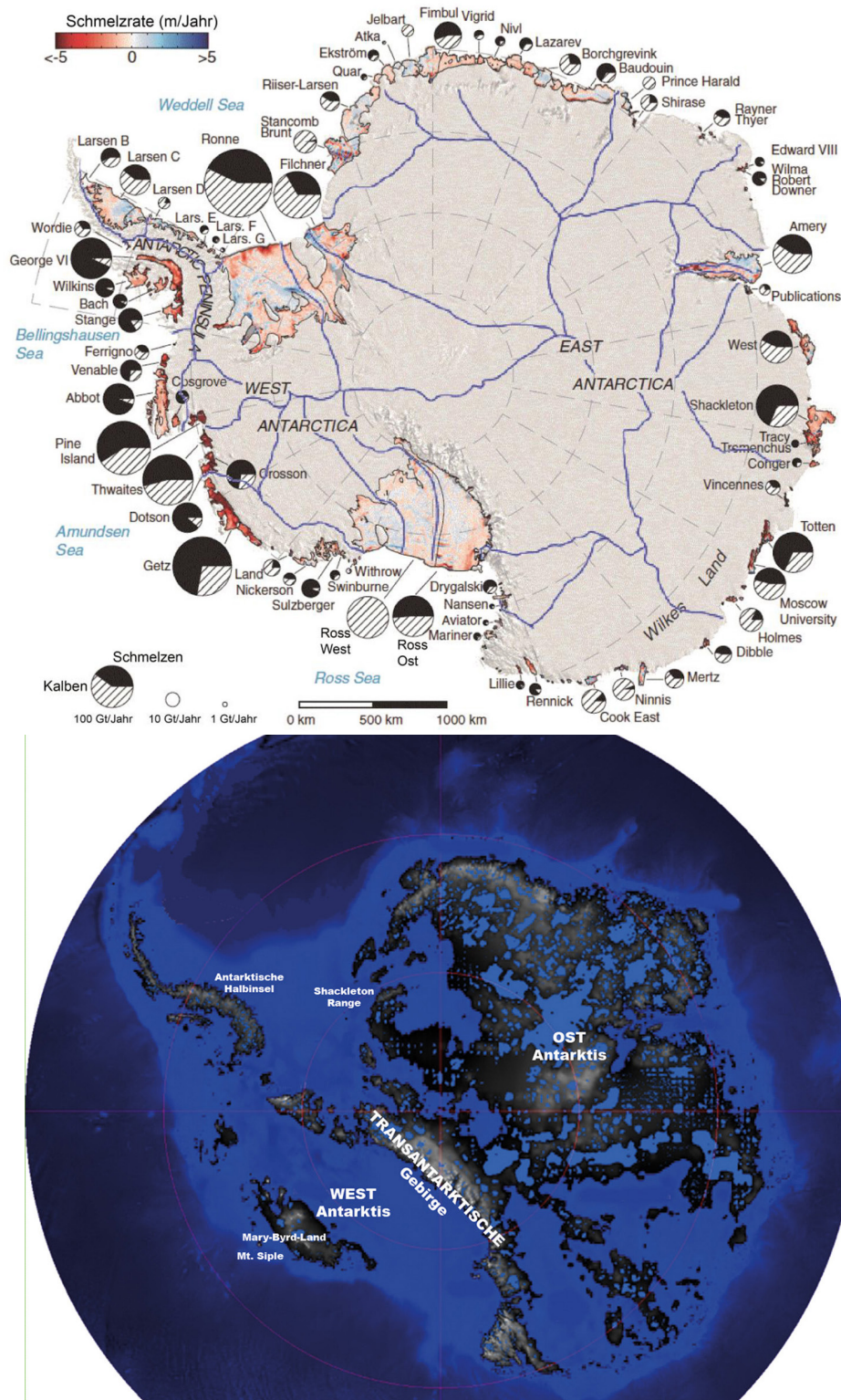


Abb.2: Oben: Antarktischer Eisschild - Darstellung des Massenverlusts des Antarktischen Schelfeises durch Kalben und basales Schmelzen in Gt/Jahr für ausgewählte Schelfeisgebiete (für mehr Details s. Kap. 6.4 in diesem Band). Unten: Antarktis ohne Eisschild. Unberücksichtigt bleiben hierbei ein vom Abschmelzen verursachter Meeresspiegelanstieg und die ohne die Eislast stattfindende isostatische Bodenhebung, welche die kontinentale Kruste um mehrere Hundert Meter aufsteigen ließe. Quelle: Own model based on data provided by BEDMAP Consortium, available at http://www.antarctica.ac.uk/bas_research/data/access/bedmap/download/

Grönland 10-15 °C höher ist als in der Antarktis. Dieses mildere Klima hängt mit seiner geographischen Lage zwischen 60° N und 83° N zusammen. Dadurch wird auf einem großen Teil seiner Fläche in den letzten Jahren während der Sommermonate zunehmend Schmelzwasser beobachtet. Im Jahr 2012 war kurzzeitig sogar fast die gesamte Fläche betroffen (s. Abb. 3). Schmelzvorgänge bedeuten nicht nur einen hohen Beitrag zum Meeresspiegelanstieg, sondern auch eine Abnahme der Albedo, da Schmelzwasser das Reflexionsvermögen senkt. Wie *Tafel 1* und -2 im Klappentext zeigen, betrug die mittlere Albedo auf Grönland im Jahr 2000 ca. 75% und im Jahr 2014 ca. 70%. Der geringste Wert wurde 2012 mit 68% beobachtet. Im Gegensatz dazu werden in der West- und Ost-Antarktis keine derartigen Ereignisse beobachtet; eine Ausnahme stellt nur die Antarktische Halbinsel dar, wo mit Hilfe von Satellitensensoren regelmäßig im Sommer Schmelzwasser an der Oberfläche detektiert wird. Das ist ein Hinweis darauf, dass die Ursachen für die gegenwärtigen Eisverluste in der West- und Ost-Antarktis primär durch Kalben und Schmelzprozesse an der Kontaktseite des schwimmenden Schelfeises mit dem Meerwasser bedingt sind (*Abb. 2, oben*).

Wie in *Tab. 1* gezeigt wird, betrug der Eisverlust auf Grönland im Zeitraum 2011-2014 375 km³/Jahr. Dieser Eisverlust entspricht einem Meeresspiegelanstieg von 0,95 mm/Jahr. Für beide Eisschilde betrug der Eisverlust im selben Zeitraum 503 km³/Jahr. Dies entspricht einem Meeresspiegelanstieg von 1,27 mm/Jahr. Gegenüber 0,60 mm/Jahr für den Zeitraum 1993-2010 bedeutet dies eine Verdopplung des Beitrags durch die Eisschilde zum Meeresspiegelanstieg.

Ökonomische Aspekte, Gefahren & Massnahmen

Das Schmelzen von Eis und Schnee hat nicht nur Auswirkungen auf die Natur, sondern auch auf die menschliche Gesellschaft. In Hochgebirgen etwa ist die Stabilität von steilen Hängen vielfach nur durch Permafrost im Boden gewährleistet. Ein Auftauen des alpinen Permafrosts aber kann katastrophale Hangrutschungen zur Folge haben, durch die große Massen an Geröll und Schutt talabwärts befördert werden. Dabei können Straßen und Dörfer verschüttet und Menschenleben gefährdet sein. So war etwa der warme Sommer 2003 in den Alpen mit einer erhöhten Felssturzaktivität verbunden. Ein besonderes Problem stellen vergletscherte Vulkane dar, deren Ausbrüche zum Schmelzen von Gletsche-

reis führen und vulkanische Schlammlawinen (Lahars) verursachen, die nicht selten zur Evakuierung großer Bevölkerungsteile oder gar zu Todesopfern führen. Ein Beispiel aus der jüngsten Geschichte ist der Ausbruch des vergletscherten kolumbianischen Vulkans „Nevado del Ruiz“ 1985 mit ca. 30.000 Toten. Ausbrüche von vergletscherten Vulkanen können auch durch Klimaänderungen begünstigt werden, indem das Abschmelzen vulkanischer Eismassen Spannungsänderungen der Gesteinsstruktur im Erdinneren verursacht, Eruptionswege freilegt und so vulkanische Ausbrüche erleichtert.

Permafrostböden sind auch für große Bereiche der hohen nördlichen Breiten kennzeichnend, insbesondere für Sibirien. Trotz der unwirtlichen Bedingungen leben in den sibirischen Permafrostgebieten mehrere Millionen Menschen, sowohl in traditioneller Lebensweise wie in Großstädten, welche zusammen mit umfangreichen Infrastrukturanlagen, die u.a. der Rohstoffförderung und dem Rohstofftransport dienen, auf dauerhaft gefrorenem Boden errichtet sind. Die jüngste Klimaerwärmung ist in dieser Region besonders stark und hat – im Zusammenspiel mit Aktivitäten der Bewohner – zum großflächigen Auftauen des gefrorenen Untergrunds geführt. Als natürliche Folgen zeigen sich das Auftauen der oberen Bodenschicht, Absenkungen der Oberfläche, die Bildung von Seen und anderer Auflösungserscheinungen des gefrorenen Bodens, die weitreichende Konsequenzen für die vom Menschen errichteten Anlagen haben. So weisen in verschiedenen russischen Städten bis zu 80% der Gebäude Schäden durch das Auftauen von Permafrost auf. Nicht weniger betroffen ist das mehr als 71.000 km umfassende Netz von Öl- und Gas-Rohrleitungen, bei denen Risse und Brüche durch Störungen im Untergrund nicht selten zum Austreten der Rohstoffe führen. Auch Straßen, Eisenbahnlinien und Flughäfen sind durch Deformationen des Permafrostbodens bedroht.

In Zentralasien und in den tropischen Anden stellen Hochgebirgsgletscher ein wichtiges Wassereservoir für die talabwärts lebende Bevölkerung dar. Besonders ihre Fähigkeit, den in der feuchten Jahreszeit gefallenen Niederschlag zu speichern und in der trockenen Jahreszeit wieder abzugeben, ermöglicht in vielen Fällen eine ausreichende Trinkwasserversorgung, die landwirtschaftliche Bewässerung und die Stromerzeugung durch Wasserkraft über das gesamte Jahr. Im Tien Shan in Mittelasien erreicht der prozentuale Anteil der Gletscherschmelze am gesamten Jah-

Tab.1: Die heutige Eismassenbilanz des Antarktischen Eisschildes sowie der drei Unterregionen, gemessen mit unterschiedlichen Satellitenmethoden, neben Vergleichswerten für den Grönländischen Eisschild (Zahlen in Gigatonnen/Jahr, ausser 2011–2014 in km³/Jahr) (1 Gt = 1,1 km³ Eis) (für mehr Details siehe Rack Kap. 6.3 in diesem Band).

Zeitraum	Antarktis Ost	Antarktis West	Antarkt. Halbinsel	Antarktis Gesamt	Grönland	Methode
1993-2003	-9 ± 50	-49 ± 31	-12 ± 17	-71 ± 61	-83 ± 63	Höhen-Änderung/Massenbilanz
2003-2012	+26 ± 13	-116 ± 13	-24 ± 4	-114 ± 23	-240 ± 18 ⁹	Gravimetermessungen.
2011-2014	+59 ± 63	-152 ± 11	-35 ± 9	-128 ± 83	-375 ± 24	Höhen-Änderungen

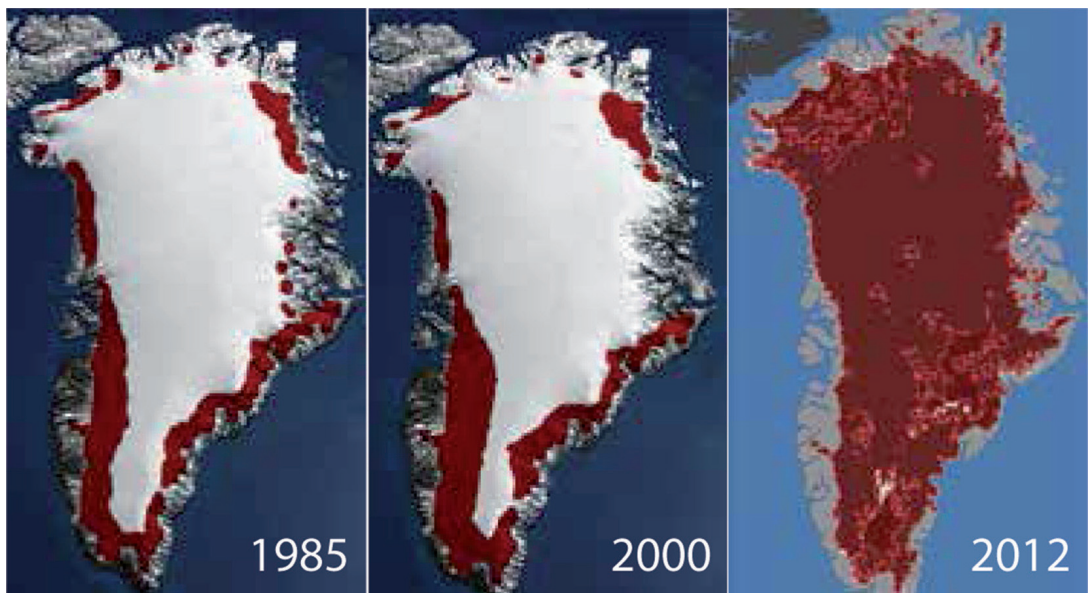


Abb. 3: Satellitenmessungen des Oberflächenschmelzens in Grönland zwischen 1985 und 2012. Die rot gefärbte Fläche stellt Gebiete dar, in denen zumindest an drei Tagen in der Zeit zwischen dem 1. Mai und dem 30. September Schmelzen zu beobachten war (NASA 2013, Greenland: Annual accumulated days of melt).

resabfluss in einigen Gebieten bis zu 50%. Aber auch die Schneeschmelze spielt hier eine wichtige Rolle. In Peru stammt das Wasser des Rio Santa, das einige hunderttausend Menschen versorgt, bis zu 25% und in der Trockenzeit sogar bis zu 50% aus Gletscherwasser. Und die Trinkwasserversorgung der Bolivianischen Hauptstadt La Paz ist im Jahresmittel auf 15% und in der trockenen Jahreszeit auf 27 % Gletscherwasser angewiesen. Die Klimaerwärmung hat jedoch in diesen Regionen zu einer zunehmenden Gletscherschmelze geführt. So wurde für den Tien Shan für den Zeitraum 2003-2010 eine Abnahme der Gletschermasse um 7,1 Gigatonnen pro Jahr berechnet. In Ecuador haben die Vulkangletscher in den letzten 20 Jahren rund um die Hauptstadt Quito ein Drittel ihrer Masse verloren. Im Einzugsgebiet des Rio-Santa-Tals ist die Ausdehnung einzelner Gletscher um 20-30% geschrumpft. Und die Gletscher in der Cordillera Real in Bolivien haben von 1963 bis 2006 etwa 40% ihrer Masse verloren. Bis Mitte des Jahrhunderts wird bei fortschreitendem Klimawandel das gänzliche Verschwinden zahlreicher Gletscher sowohl im Tien Shan wie in den tropischen Anden erwartet. Die Folgen werden zunächst in einer erhöhten Wasserlieferung während der Schmelzzeit liegen. Mit abnehmender Gletschermasse wird sich der Abfluss jedoch verringern und der Gletscherbeitrag an der Wasserversorgung der Bevölkerung immer kleiner werden.

Ökonomische Bedeutung besitzen Gletscher in einigen Gebieten, besonders in den europäischen Alpen, auch für den Skitourismus. Gletscher ermöglichen das

Skifahren auch außerhalb der Schneesaison und machen dessen Verlängerung bis in den Sommer hinein möglich. Der sommerliche Gletscherskilauf befindet sich jedoch bereits seit den 1980er Jahren auf dem Rückzug. Grund ist die zunehmende Gletscherschmelze, die zur Aufgabe von immer mehr sommerlichen Gletscherskiangeboten geführt hat. Im Jahr 2000 umfasste die Gletscherfläche in den europäischen Alpen nur noch die Hälfte der Fläche von 1850. Die Versuche, die Gletscher durch Abdeckung oder künstliches Beschneien für den Skitourismus zu retten, waren nicht nur teuer, sondern auch wenig erfolgreich. Auf längere Sicht wird das Gletscherskifahren an vielen Orten in den Alpen vor dem Aus stehen.

Literatur

- HARLAND, W. B. (1964): Critical evidence for a great intra-Cambrian glaciation. – *Int. J. Earth Sci.*, 54: 45-61.
 KIRSCHVINK, J. L. (1992): Late Proterozoic low-latitude glaciation: the snowball Earth. – In: Schopf, J. W. & Klein, C. (Hrsg.): *The Proterozoic Biosphere*, Cambridge University Press, Cambridge; 51-52.
 DMITRENKO, I. A., S. A. KIRILLOV, B. TREMBLAY, H. KASSENS, O. A. ANISIMOV, S. A. LAVROV, S. O. RAZUMOV & M. N. GRIGORIEV (2011): Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability. *Journal of Geophysical Research – Oceans*, 116, C10.
 HUSS, M. & D. FARINOTTI (2012): Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research*, 117(F4), F04010.

Kontakt:

Dr. José L. Lozán.
 Universität Hamburg - Wissenschaftliche Auswertungen
 Lozan@uni-hamburg.de

Lozán, J. L., H. Escher-Vetter, H. Grassl, D. Kasang & D. Notz (2015): Der Klimawandel und das Eis der Erde: Ein Überblick. In: Lozán, J. L., H. Grassl, D. Kasang, D. Notz & H. Escher-Vetter (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Das Eis der Erde*. pp. 10-18. Online: www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de. doi:10.2312/warnsignal.klima.eis-der-erde.02