Roland Baumhauer / Stefan Winkler

Glazialgeomorphologie

Formung der Landoberfläche durch Gletscher

Studienbücher der Geographie





Borntraeger

Studienbücher der Geographie

früher: Teubner Studienbücher der Geographie

www.borntraeger-cramer.de/publications/list/series/stbg

Kelletat, Dieter: Physische Geographie der Meere und Küsten. 2013. 3. neu bearb.erw. Aufl., 290 S., 234 Abb., 22 Tab.; ISBN 978-3-443-07150-9 € 29.90

Kanwischer, Detlef (Hrsg.): **Geographiedidaktik.** Ein Arbeitsbuch zur Gestaltung des Geographieunterrichts. 2013. 265 Seiten, 39 Abbildungen, 4 Tabellen; ISBN 978-3-443-07149-3 € 29.90

Weischet, Wolfgang; Endlicher, Wilfried: **Einführung in die allgemeine** Klimatologie. 2012. 8. Aufl., 342 S., 109 Abb., 13 Tab., 1 Taf.; ISBN 978-3-443-07148-6 € 29.00

Pfeffer, Karl-Heinz: **Karst**. Entstehung – Phänomene – Nutzung. 2010. VI, 338 S., 283 Abb. 54 Tab.; ISBN 978-3-443-07147-9 € 29.90

Bahrenberg, Gerhard; Giese, Ernst; Mevenkamp, Nils; Nipper, Josef: **Statistische Methoden in der Geographie 1**. Uni- und bivariate Statistik. 2010. 5. vollst. neu bearb. Aufl., 282 S., 81 Abb., 69 Tab., 1 Tab. Anhang; ISBN 978-3-443-07146-2 € 25.80

Brücher, Wolfgang: **Energiegeographie.** Wechselwirkung zwischen Ressourcen, Raum und Politik. 2009. 280 Seiten, 41 Abbildungen; ISBN 978-3-443-07145-5 € 29.80

Bahrenberg, Gerhard; Giese, Ernst; Mevenkamp, Nils; Nipper, Josef: Statistische Methoden in der Geographie 2. Multivariate Statistik. 2008. 3. neu bearb. Aufl., 386 S., 112 Abb., 24 Tab.; ISBN 978-3-443-07144-8 € 29.00

Gather, Matthias; Kagermeier, Andreas; Lanzendorf, Martin: **Geographische Mobilitäts- und Verkehrsforschung**. 2008. 304 S., 112 Abb., 24 Tab.; ISBN 987-3-443-07143-1 € 29.00

Löffler, Ernst; Honecker, Ulrich; Stabel, Edith: **Geographie und Fernerkundung**. Eine Einführung in die geographische Interpretation von Luftbildern und modernen Fernerkundungsdaten. 2005. 3. neubearb. und erweit. Aufl., 287 S., 105 Abb., 9 Tab., 16 Farbtafeln; ISBN 978-3-443-07140-0 € 29.00

Düwel, Jörn; Gutschow, Niels: **Städtebau in Deutschland im 20. Jahrhundert**. Ideen – Projekte – Akteure. 2005. 2. unveränd. Aufl., 331 S., 138 Abb.; ISBN 978-3-443-07141-7 \in 48.00

Fortsetzung auf der 3. Umschlagseite



Gebrüder Borntraeger · Stuttgart E-mail: mail@borntraeger-cramer.de http://www.borntraeger-cramer.de

Studienbücher der Geographie

früher: Teubner Studienbücher der Geographie

www.borntraeger-cramer.de/publications/list/series/stbg

Bendix, Jörg: **Geländeklimatologie**. 2004. 282 Seiten, 127 Abb., 15 Tab.; ISBN 978-3-443-07139-4 € 28.00

Scholz, F.: **Geographische Entwicklungsforschung**. Methoden und Theorien. 2004. 297 S., 66 Abb., 5 Tab.; ISBN 978-3-443-07138-7 € 29.00

Heinritz, G.; Klein, K. E.; Popp, M.: **Geographische Handelsforschung**. 2003. 257 S., 54 Abb., 16 Tab., 7 Photos; ISBN 978-3-443-07137-0 € 28.00

Kuls, Wolfgang; Kemper, Franz-Josef: **Bevölkerungsgeographie**. Eine Einführung. 2002. Unveränd. Nachdruck d. 3. neubearb. Aufl., 304 S., 130 Abb., 33 Tab.; ISBN 978-3-443-07112-7 € 24.00

Kraas, Frauke; Stadelbauer, Jörg: **Fit ins Geographie-Examen**. Hilfen für Abschlussarbeit, Klausur und mündliche Prüfung. 2000. 152 S.; ISBN 978-3-443-07127-1 € 12.00

Weischet, Wolfgang; Endlicher, Wilfried: **Regionale Klimatologie** Teil 2. Die Alte Welt: Europa – Afrika – Asien. 2000. 625 S., 118 Abb., 24 Tab. 9 Karten; ISBN 978-3-443-07119-6 € 66.00

Voppel, Götz: **Wirtschaftsgeographie**. Räumliche Ordnung der Weltwirtschaft unter marktwirtschaftlichen Bedingungen. 1999. 267 S., 48 Abb., 25 Tab.; ISBN 978-3-443-07129-5 € 26.00

Blümel, Wolf Dieter: **Physische Geographie der Polargebiete**. 1999. 239 S., 100 Abb.; ISBN 978-3-443-07128-8 € 25.00

Lichtenberger, Elisabeth: **Stadtgeographie**. 1: Begriffe, Konzepte, Modelle, Prozesse. 1998. 3. Aufl., 366 S., 132 Abb., 14 Tab.; ISBN 978-3-443-07113-4 € 26.00

Hagel, Jürgen: **Geographische Interpretation topographischer Karten**. 1998. 144 S., 33 Abb., 2 Beil.; ISBN 978-3-443-07130-1 €25.00

Schäfer, Alois: **Biogeographie der Binnengewässer**. Eine Einführung in die biogeographische Areal- und Raumanalyse in limnischen Ökosystemen. 1997. 258 S., 68 Abb.; ISBN 978-3-443-07132-5 € 19.80

Weischet, Wolfgang: **Regionale Klimatologie**. Teil 1. Die Neue Welt: Amerika – Neuseeland – Australien. 1996. 468 S., 45 Abb., 38 Tab., 7 Karten; ISBN 978-3-443-07107-3 € 39.80



Gebrüder Borntraeger · Stuttgart E-mail: mail@borntraeger-cramer.de http://www.borntraeger-cramer.de *Studienbücher der* Geographie

Baumhauer / Winkler Glazialgeomorphologie

capio lumen

Studienbücher der **Geographie**

(Früher: Teubner Studienbücher der Geographie)

Herausgegeben von

- Prof. Dr. Hans Gebhardt, Heidelberg
- Prof. Dr. Roland Baumhauer, Würzburg
- Prof. Dr. Jörg Bendix, Marburg
- Prof. Dr. Paul Reuber, Münster

Die Studienbücher der Geographie behandeln wichtige Teilgebiete, Probleme und Methoden des Faches, insbesondere der Allgemeinen Geographie. Über Teildisziplinen hinweggreifende Fragestellungen sollen die vielseitigen Verknüpfungen der Problemkreise sichtbar machen. Je nach der Thematik oder dem Forschungsstand werden einige Sachgebiete in theoretischer Analyse oder in weltweiten Übersichten, andere hingegen stärker aus regionaler Sicht behandelt. Den Herausgebern liegt besonders daran, Problemstellungen und Denkansatze deutlich werden zu lassen. Großer Wert wird deshalb auf didaktische Verarbeitung sowie klare und verständliche Darstellung gelegt. Die Reihe dient den Studierenden zum erganzenden Eigenstudium, den Lehrern des Faches zur Fortbildung und den an Einzelthemen interessierten Angehörigen anderer Fächer zur Einführung in Teilgebiete der Geographie.

Glazialgeomorphologie

Formung der Landoberfläche durch Gletscher

von

Dr. Roland Baumhauer Professor an der Universität Würzburg

Dr. Stefan Winkler Senior Lecturer an der University of Canterbury, Privatdozent an der Universität Würzburg

Mit 153 teilweise farbigen Abbildungen und 4 Tabellen



Borntraeger Stuttgart 2014

Baumhauer / Winkler: Glazialgeomorphologie

Professor Dr. Roland Baumhauer Lehrstuhl für Geographie I Physische Geographie Am Hubland 97074 Würzburg

Dr. Stefan Winkler Geological Sciences University of Canterbury Private Bag 4800, Christchurch, 8140 New Zealand

Prof. Dr. rer. nat. Roland Baumhauer

1956 geboren in Ulm; 1974-1980 Studium der Geographie, Geologie und Mineralogie in Würzburg und Mainz; Promotion 1986; 1981 – 1986 Wiss. Mitarbeiter am Institut für Geographie der Universität Würzburg; anschließend bis 1991 Akad. Rat a.Z.; 1991 Habilitation; 1991 – 2002 Professor für Angewandte Physische Geographie an der Universität Trier; seit 2002 Lehrstuhl für Geographie I – Physische Geographie an der Universität Würzburg.

Privatdozent. Dr. rer. nat. Stefan Winkler

Geboren 1966 in Düsseldorf, 1987 bis 1992 Studium der Geographie, Geologie, Mineralogie und Geobotanik in Würzburg, Diplom-Geograph, Promotion 1995 in Würzburg, Wissenschaftlicher Assistent, 1998 bis 2000 Gastwissenschaftler in Bergen/Norwegen und Trier, Habilitation 2001 für Geographie in Trier. Seit 2005 Privatdozent für Geographie am Institut für Geographie und Geologie der Universität Würzburg und seit 2010 Senior Lecturer für Quartärgeologie und Paläoklimatologie an der University of Canterbury in Christchurch, Neuseeland.

Gerne nehme wir Hinweise zum Inhalt und Bemerkungen zu diesem Buch entgegen: editors@schweizerbart.de

Titelbild: Glaziale Formen des zentralen Hochgebirgsreliefs und des Vorlands, Southern Alps, Neuseeland (Photo: S. Winkler 12/2010).

ISNB ebook (pdf) 978-3-443-01142-0 ISBN 978-3-443-07151-6 ISSN 1618-9175 (Studienbücher der Geographie)

Information on this title: www.borntraeger-cramer.de/9783443071516

© 2014 Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Germany Gedruckt auf alterungsbestandigem Papier nach ISO 9706-1994

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung außerhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung des Verlages unzulässig und strafbar. Das gilt besonders für Vervielfältigungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

Verlag: Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Johannesstr. 3A, 70176 Stuttgart, Germany mail@borntraeger-cramer.de www.borntraeger-cramer.de

Satz: Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Stuttgart Printed in Germany by: Gottlob Hartmann GmbH, Stuttgart

Vorwort

Aktuell sind rund 10 Prozent der festländischen Erdoberfläche von Gletschern bedeckt. Während der Glazialzeiten des Pleistozäns waren es sogar bis zu 25 Prozent. Dadurch unterlagen ausgedehnte Teile der Landoberfläche Europas, Asiens und Nordamerikas der Formung durch die Tätigkeit von Gletschern und deren Schmelzwässern, in Mitteleuropa beispielsweise das Norddeutsche Tiefland ebenso wie die Alpen und das Alpenvorland. Als Teilgebiet der Geomorphologie beschäftigt sich die Glazial(geo)morphologie mit diesen glazialen und glazifluvialen Formungsprozessen und den daraus resultierenden Landformen. Zusammenfassende Darstellungen dazu, insbesondere solche, die auch eine breitere Leserschaft ansprechen könnten, fehlen im deutschen Sprachraum seit mehr als fünf Jahrzehnten. Zudem wird in den meisten deutschsprachigen Lehrbüchern zur Allgemeinen Geomorphologie oder zur Physischen Geographie noch immer eine Terminologie verwendet, die nicht mehr dem aktuellen internationalen, prozessorientierten Verständnis entspricht. Die Verfasser versuchen daher mit dem vorliegenden Band eine Lücke in der deutschsprachigen Fachliteratur zu schließen. Sie liefern darüber hinaus eine "modernisierte/aktuelle" Fachterminologie, die es dem Leser auch erlauben soll, darauf aufbauend die weiterführende internationale Literatur ohne größere Begriffsverwirrung zu nutzen.

Im Mittelpunkt des vorliegenden Bandes stehen sowohl die glazialen und glazifluvialen Formungsprozesse als auch die glazialen Landformen als Ergebnis dieser unterschiedlichen Prozesse. Die Trennung von Prozess und Form soll eine deutlichere Differenzierung der häufig sehr komplexen Bildungsprozesse ermöglichen. Ein Beispiel hierfür sind Endmoränen, üblicherweise als glaziale "Akkumulationsformen" bezeichnet, obwohl bei einer Reihe von genetischen Endmoränentypen die Beteiligung glazialer Akkumulationsprozesse nur eine untergeordnete Rolle spielt. Auch die pleistozänen Eisschilde haben aufgrund ihrer riesigen Dimensionen andere glazialgeomorphologische Zeugnisse hinterlassen als wir sie heute im Bereich der aktuellen großen Eisschilde Grønlands und der Antarktis oder gar in den Vorfeldern aktueller Hochgebirgsgletscher antreffen. Durch die Konzentration vor allem auf die Formungsprozesse in ihrer Abhängigkeit von den Eigenschaften der Gletscher lassen sich gleichwohl Parallelen, aber auch Unterschiede leichter ableiten.

Allen, die am Gelingen dieses Band unmittelbar und mittelbar mitgewirkt haben, sei hier gedankt. Die Autoren danken auch den Herausgebern der Studienbücher der Geographie und dem Verlag für die Möglichkeit der Umsetzung dieses Bands in der vorliegenden Form.

Würzburg und Christchurch, im September 2014

Roland Baumhauer und Stefan Winkler

Inhaltsverzeichnis

V	prwort	5
1	Die Kryosphäre in Raum und Zeit	9
	 1.1 Landeis und Meereis 1.2 Die Kryosphäre im Klimasystem 1.3 Änderungen der Kryosphäre 1.3.1 Die Kryosphäre in der früheren Erdgeschichte 1.3.2 Die Kryosphäre im Pleistozän 1.3.3 Die Kryosphäre im Holozän und historischer Zeit 1.3.4 Die Kryosphäre in Gegenwart und Zukunft 	
2	Glaziologische Grundlagen der Glazialgeomorphologie	37
	 2.1 Bildung und physikalische Eigenschaften von Gletschereis	37 40 43 58 63 67 69
3	Glaziale Prozesse und Sedimente	73
	 3.1 Prozesse der glazialen Erosion	75 75 77 80 82 83 84 85 85 86
	 3.2.3 <i>Melt-out</i> 3.2.4 Deformation, Glazitektonik und Sublimation 3.2.5 <i>Dumping</i> und Resedimentation 3.2.6 Glazifluviale Akkumulation 3.3 Glaziale Sedimente. 3.3.1 Terminologie und Klassifikation glazialer Sedimente 3.3.2 Allgemeine Charakteristika glazialer Sedimente 3.3.3 Lodgement till 3.4 Subglazialer Melt-out till 3.5 Supraglazialer Melt-out till 	
	3.3.6 Flow till	105

Inhaltsverzeichnis

		3.3.7 Andere Typen von Moränenmaterial	. 106		
		3.3.8 Glazifluviale Sedimente	. 108		
		3.3.9 Glazimarine und glazilimnische Sedimente.	. 111		
4	Gla	ziale Oberflächenformen und Formengesellschaften	113		
	4.1	Glazialerosive Mikro- und Mesoformen	. 113		
		4.1.1 Gletscherschrammen	. 113		
		4.1.2 Friktionsbrüche und verwandte Formen	. 116		
		4.1.3 Rundhöcker	. 119		
		4.1.4 Felsdrumlins.	. 121		
		4.1.5 Whalebacks und andere Mesoformen	. 123		
		4.1.6 Glazifluviale Erosionsformen	. 124		
	4.2	Glazialerosive Makroformen	. 129		
		4.2.1 Kare und Karlinge	. 130		
		4.2.2 Glaziale Talformen	. 135		
		4.2.3 Glazifluviale Talformen	. 145		
		4.2.4 Glaziale Erosionslandschaften	. 148		
	4.3	Moränen	. 152		
		4.3.1 Supraglaziale Moränen	. 152		
		4.3.2 Randmoränen: Einführung	. 158		
		4.3.3 <i>Push moraines</i>	. 160		
		4.3.4 <i>Thrust moraines</i>	. 166		
		4.3.5 Lateralmoränen	. 169		
		4.3.6 Sonderformen	. 177		
	4.4	Subglaziale Akkumulationsformen	. 181		
		4.4.1 Drumlins und verwandte Formen	. 181		
		4.4.2 Fluted moraines	. 185		
		4.4.3 Grundmoräne	. 187		
		4.4.4 Glazitektonische Formen	. 188		
	4.5	Glazifluviale und glazimarine Akkumulationsformen	. 190		
		4.5.1 Oser	. 190		
		4.5.2 Kames und Kameterrassen.	. 194		
		4.5.3 Sander	. 198		
		4.5.4 Eiskontaktdeltas und De-Geer Moränen	. 203		
	4.6	Typische glaziale Formengesellschaften	. 209		
		4.6.1 Die "glaziale Serie" und verwandte Konzepte	. 209		
		4.6.2 Eiszerfalls- und Niedertaulandschaften	. 212		
		4.6.3 Holozäne Gletschervorfelder und das paraglaziale			
		Prozess-System	. 216		
Li	Literaturverzeichnis 2				
St	Stichwortverzeichnis				

1 Die Kryosphäre in Raum und Zeit

Zur Kryosphäre (von "kryos" altgriechisch für Kälte, Frost) gehören alle Bereiche der Erde, in denen Wasser als Schnee oder Eis vorkommt. Damit umfasst die Kryosphäre neben den Räumen, die im Jahresgang zeitweise durch Schnee und Frost beeinflusst werden, alle durch die polaren und extrapolaren Gletscher geprägten Regionen der Erde und die durch das Vorkommen von Permafrost gekennzeichneten periglazialen Gebiete ebenso wie die durch das Auftreten von Meereis betroffenen Teile der Ozeanosphäre. Da Wasser nur unter spezifischen physikalischen Bedingungen in fester Form vorkommen kann, ist die räumliche Ausdehnung der Kryosphäre in hohem Maße an die jeweils herrschenden klimatischen Verhältnisse gebunden, die sich im Verlauf der Erdgeschichte immer wieder, teilweise sehr stark und auf unterschiedlichen Zeitskalen verändert haben.

1.1 Landeis und Meereis

Landeis bildet sich entweder direkt durch Gefrier- und Depositionsprozesse oder aus Schnee, der im Laufe vieler Jahre unter dem Druck des ständig neu abgelagerten Schnees zu Firn umgewandelt wird. Durch diese Metamorphose werden die Porenräume des Schnees verdichtet und gleichzeitig ändert sich die kristalline Struktur. Durch weitere Kompaktion, die zur Zunahme der Dichte und zur Verringerung der Porenräume führt, bildet sich aus Firn schließlich Eis, das als sedimentäres Eis bezeichnet wird. Gletschereis, das vorwiegend aus sedimentärem Eis besteht, kann aufgrund seiner kristallinen Struktur und den daraus resultierenden physikalischen Eigenschaften noch weiter untergliedert werden (Kap. 2.1.1). Im Gegensatz zum sedimentären Eis enthält der für die periglazialen Räume der Erde typische Permafrost überwiegend so genanntes magmatisches Eis, das durch Gefrier- und Depositionsprozesse z.B. im Untergrund entsteht. Permafrost ist die Bezeichnung für Kryosphärenmaterial, das während der Dauer von mindestens zwei Jahren Temperaturen unter 0°C aufweist. Im Gegensatz zum eisreichen Permafrost ist beim trockenen Permafrost weder Eis noch freies Wasser vorhanden. Aufgrund seiner Genese tritt Eis beim Permafrost einerseits als Injektionseis auf, das durch das Eindringen von nicht gefrorenem Wasser in einen gefrorenen Untergrund gebildet wird. Andererseits kommt es durch die hygroskopische Wirkung von Eis bei geeigneten Bedingungen zur Bildung von Segregationseis, z.B. durch die Wanderung von Wasserdampf infolge eines Dampfdruckgefälles in Richtung zur Gefrierfront. Zu diesem Eistypus, der meist in Form von oberflächenparallelen Eislinsen in feinkörnigem Material vorliegt, werden auch Poreneis und Intrusiveis gerechnet. Eis dagegen, das aus lateral transportiertem Wasser gebildet wird, stellt eine Sonderform des Segregationseises dar und wird als Aggradationseis bezeichnet. Wenn das Eis die Porenräume nicht ausfüllt, spricht man auch von untersättigtem Permafrost. Beim gesättigten Permafrost dagegen befinden sich Eis und Poren im Gleichgewicht, während beim übersättigten Permafrost der Eisgehalt das Porenvolumen übersteigt. Auf geomorphologischer Grundlage und durch Kombination der genannten Prozesse der Eisbildung werden in den periglazialen Räumen der Erde weitere Eistypen, bzw. Eisformen unterschieden, erwähnt seien hier Kammeis, Nadeleis, Eislinsen oder auch Eiskeile.

Permafrost bedeckt rund 25 % der Festlandsfläche der Erde (Abb. 1.1). Am weitesten verbreitet ist Permafrost auf der Nordhalbkugel. In Sibirien reicht er bis ca. 50° nördlicher Breite nach Süden und erreicht im hochkontinentalen Teil Sibiriens eine Mächtigkeit von bis zu 1.500 m. Es werden kontinuierliche, diskontinuierliche (fleckenhafte), sporadische (inselhafte) und isolierte Vorkommen unterschieden. Permafrost bildet sich aufgrund der klimatischen Bedingungen im polaren und subpolaren Raum und als alpiner Permafrost bei Erreichen der periglazialen/subnivalen Höhenstufe in Hochgebirgen. Alpiner Permafrost ist in allen Hochgebirgen der Erde anzutreffen. Als Überreste der pleistozänen Kaltzeiten sind weiträumige reliktische Permafrostgebiete bekannt, so in Mitteleuropa die ehemals eisfreien Gebiete zwischen der alpinen und nordeuropäischen Vereisung (Kap. 2.3.2). Die Permafrostvorkommen der südlichen Hemisphäre sind aufgrund der fehlenden Festlandsflächen südlich 50° südlicher Breite auf die wenigen eisfreien Küstenabschnitte der Antarktis, auf Teile Feuerlands und auf einige zirkumantarktische Inseln beschränkt. Im Gegensatz dazu befindet sich die größte zusammenhängende, aus Schnee, Firn und Gletschereis bestehende Landeismasse der Erde auf der Südhalbkugel. Die Fläche



Abb. 1.1: Aktuelle Verteilung von Landeis und Meereis (verändert nach Williams et al. 1998).

der drei zusammenhängenden polaren Eisschilde der Antarktis entspricht rund 9 % der gesamten Festlandsfläche der Erde. Sie erreichen eine Mächtigkeit von rund 4.000 m. Bis zu 3.000 m mächtig ist das grønländische Inlandeis, das mit ca. 1% der irdischen Festlandsfläche (das entspricht etwa der Fläche von Frankreich, Großbritannien und Deutschland), die größte zusammenhängende Gletschereisfläche der Nordhemisphäre darstellt (Tab. 1.1). Auch außerhalb der Polarkalotten treten regional verbreitet in den Hochgebirgen Gletscher unterschiedlicher Größe auf (Kap. 3.1.7, Abb. 1.1, Tab. 1.1).

Tab. 1.1: Vergleich der abgeschätzten Gletscherausdehnung während des Höhepunkts der spätpleistozänen Vereisungen mit aktuellen Werten (Daten aus Anderson et al. 2007, IPCC 2007, IGS 2008). (1) – Spannbreite unterschiedlicher Schätzungen.

	Fläche (Glazial)	Fläche (aktuell)		
Polare Eisschilde:				
Antarktis Grønland	14.500.000 km² 2.350.000 km²	12.300.000 km² 1.700.000 km²		
Eisschelfe (insgesamt)	-	1.500.000 km²		
Pleistozäne Eisschilde:				
Laurentisches Eisschild (N'Amerika) Cordilleran Eisschild (N'Amerika) Skandinavisches Eisschild Britisches Eisschild	13.400.000 km ² 2.600.000 km ² 6.600.000 km ² 340.000 km ²	:		
Gletscher und Eiskappen (insgesamt)	-	510.000/546.000 km ^{2 (1)}		
darunter (ausgewählte Regionen):				
Europäische Alpen Island Svalbard Skandinavien	40.000 km² - - -	3.060 km² 11.200 km² 33.666 km² 3.058 km²		
USA (inklusive Alaska) Kanada	-	75.283 km² 200.806 km²		
Anden (insgesamt) Patagonisches Eisfeld/Feuerland Sonstiges Chile/Argentinien Sonstiges trop./subtrop. Südamerika	880.000 km² - - -	- 21.200 km² 2.142 km² 2.301 km²		
Asien (insgesamt) Russland/GUS Pakistan/Indien/Nepal/Buthan China	3.900.000 km² - - -	- 82.128 km² 47.500 km² 59.425 km²		
Australasien (insgesamt) Neuseeland	70.000 km² -	- 1.158 km²		

Meereis bedeckt im Jahresmittel rund 6 Prozent der Weltmeere. Im Gegensatz zum Landeis, das viele hunderttausend Jahre alt sein kann und große Mächtigkeit erreicht, ist das Meereis selten älter als ein bis sechs Jahre. Es schmilzt größtenteils im Sommer (Antarktis) oder treibt innerhalb weniger Jahre in wärmere Gebiete (Arktis). Meereis bildet große Eisschollen und obwohl es selten dicker als drei bis sechs Meter wird, spielt es eine wichtige Rolle im Klimasystem der Erde (Kap. 1.2). Meereis bildet sich immer dann, wenn die Temperatur des Meerwassers unter den Gefrierpunkt fällt. Bei diesem Vorgang sammeln sich zunächst Eiskristalle an der Meeresoberfläche und verdichten sich mit der Zeit zum sogenannten Eisschlamm, bzw. Eisbrei. Setzt sich der Gefrierprozess fort, bildet sich eine, als Nilas bezeichnete und bis zu 10 cm dicke, elastische Eisfläche. Bei ruhigen Witterungs- und Seebedingungen gefriert an der Unterseite der Nilas weiteres Eis, so genanntes junges Eis, das eine Mächtigkeit bis zu 30 cm erreicht. Hält der Zuwachs über einen Zeitraum von einem Jahr an, wird das Meereis als einjähriges Eis bezeichnet, dessen Dicke bis zu zwei Meter erreicht. Überdauert das Eis mehrere Jahre wird es als altes Eis bzw. mehrjähriges Eis angesprochen (Leppäranta 2005).

Durch Seegang deformiertes Meereis wird aufgrund seiner morphographischen Kennzeichen typisiert. Zum Beispiel zeigt das so genannte Pfannkucheneis einen starken Einfluss des Wellengangs. Die Scheiben dieses Eises bestehen aus jungem Eis. Sie sind rund bis oval und besitzen bei einem Durchmesser von 0,3 bis 3 m aufgebogene Ränder. Im Zuge von Wellenbewegung und Meeresströmungen kommt es häufig zu Überschiebungen und Kompaktion. Diese verdichteten Schollen des jungen, bzw. alten Eises werden als Treibeis oder Packeis bezeichnet, das sich durch die Meereisdrift in andauernder Bewegung befindet. Im Gegensatz dazu ist Festeis an der Küstenlinie, bzw. am Schelf verankert (Leppäranta 2005).

1.2 Die Kryosphäre im Klimasystem

Gegenwärtig sind im Jahresdurchschnitt etwa 10 % der Landoberfläche und wie bereits erwähnt rund 6 % der Ozeane permanent mit Eis bedeckt. Schnee liegt im späten Winter auf bis zu 50 % der Landflächen der Nordhalbkugel. Die Bestandteile der Kryosphäre verändern sich in Ausdehnung und Masse auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen: Schnee und Meereis unterliegen ausgeprägten saisonalen Schwankungen. Hochgebirgsgletscher zeigen substanzielle Veränderungen ihrer Masse und Position in Zeitskalen von einigen Jahren bis hin zu mehreren Dekaden, größere Gletscher und Eiskappen in Zeiträumen von Jahrhunderten und Jahrtausenden. Eisschilde haben sich dagegen nur mit dem Wechsel von Eis- und Warmzeiten im Pleistozän deutlich verändert (Kap. 1.3).

In Schnee und Eis sind rund 30 Millionen km³ Wasser bzw. knapp 69 % des globalen Süßwassers gebunden. Gegenüber den etwa 1.338 Millionen km³ Wasser der Weltmeere ist das zwar recht wenig, jedoch verändert eine Erhöhung bzw. Verminderung der globalen Schnee- und Eismasse die Lage des Meeresspiegels und damit auch die Grenze zwischen Land und Meer. So lag der Meeresspiegel z.B. während des Maximums der letzten Eiszeit um rund 120 m tiefer als heute und Schelfmeere wie die Nordsee waren zu einem großen Teil entweder trocken gefallen oder mit Eis bedeckt. Ein komplettes Abschmelzen der aktuellen antarktischen Eisschilde und des grønländischen Inlandeises würde den Meeresspiegel um fast 70 m erhöhen.

Eine bedeutende Rolle spielt die Kryosphäre für den globalen Strahlungshaushalt. Schnee und Eis stehen in wichtigen Wechselwirkungen mit der Ozeanosphäre und der Atmosphäre. Von besonderer Bedeutung für die Umwandlung der einfallenden Solarstrahlung in Wärmeenergie ist das deutlich höhere Reflexionsvermögen, die Albedo, von Eis und Schnee gegenüber Boden und Wasser. Während Wasser- und Ackerflächen bis zu 80-90 % der einfallenden Sonnenstrahlen absorbieren und in Wärme umwandeln und damit eine Albedo von nur 10–20 % haben, liegt das Reflexionsvermögen von Eis und Schnee bei 50-90 %. Bei einer zunehmenden Eis- und Schneedecke wird sich daher die globale Albedo erhöhen und damit auch der Energieverlust in den Weltraum. Die dadurch bedingte Abkühlung verstärkt die Schneeund Eisbildung weiter, wodurch sich wiederum die Albedo erhöht u.s.w. Man spricht hier von einem positiven Rückkopplungseffekt, der auch in umgekehrter Richtung ablaufen kann: abschmelzende Eis- und Schneeflächen vermindern die Reflexion und verstärken damit die Erwärmung der Luft, des Wassers und des Bodens, wodurch der Abschmelzvorgang weiter beschleunigt wird. Derartige Rückkopplungseffekte haben offensichtlich in der Klimageschichte der Erde eine wichtige Rolle gespielt, z.B. bei dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten im Pleistozän oder in der von einigen Wissenschaftlern angenommenen "Schneeball-Erde"-Periode im Proterozoikum (Kirschvink 1992, vgl. a. Kap. 1.3.1).

Die weite Verbreitung von Schnee und Eis in den höheren Breiten beeinflusst außerdem die atmosphärische Zirkulation. Aufgrund der geringen Einstrahlung an den Polkappen und der hohen Albedo bilden sich sehr kalte atmosphärische Hochdruckzellen. Die tiefen Temperaturen an den Polen und die hohen Temperaturen in den Tropen führen zu einem Ausgleichstransport von Energie im Meer und in der Atmosphäre von den niederen in die höheren Breiten. Die starken Temperaturgegensätze an den Rändern der polaren Kältehochs erzeugen Winde und Wirbel und beeinflussen die Bahnen der Tiefdruckzellen der mittleren und höheren Breiten. Ein Zusammenhang besteht auch zwischen der thermohalinen Zirkulation der Ozeane und der Bildung von Meereis. Die niedrigen Temperaturen am Rande der Meereisflächen führen z.B. im Nordatlantik zur Abkühlung der Wassermassen der thermohalinen Zirkulation und regen damit Tiefenwasserbildung und Meereisbildung, die Süßwasser bindet sowie den Salzgehalt des Oberflächenwassers und dessen Dichte erhöht. Dadurch wird das Absinken von Wassermassen z.B. im Nordatlantik, das die thermohaline Zirkulation wesentlich antreibt, verstärkt. Im Gegensatz dazu ist bei einer Erwärmung der Arktis von einer Abschwächung der thermohalinen Zirkulation auszugehen. Die aus niederen Breiten stammenden Wassermassen werden in geringerem Maß abgekühlt und der Salzgehalt weniger stark erhöht oder durch den verstärkten Süßwassereintrag infolge von Eisschmelze, von höheren Niederschlägen und Abflüssen sogar vermindert. Auf einen derartigen Prozess ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auch der letzte starke Kälteeinbruch in den Regionen um den Nordatlantik, der vor rund 12,500 Jahren stattfand, zurückzuführen. In dieser so genannten Jüngeren Dryaszeit führte der Ausbruch eines sich durch die zunehmende Erwärmung nach dem Maximum der letzten Eiszeit gebildeten Eisstausee im Gebiet südwestlich der heutigen Hudson Bay große Mengen Süßwasser dem Atlantik zu, dass es zumindest zu einer starken Abschwächung, vermutlich sogar zu einem Zusammenbruch der nordatlantischen thermohalinen Zirkulation kam. In der Folge wurde auch der Nordatlantische Strom schwächer, was zu einem markanten, etwas mehr als 1.000 Jahre dauernden Temperatureinbruch in weiten Teilen des nordhemisphärischen Raums führte (Kap. 1.3.2 und 1.3.3).

1.3 Änderungen der Kryosphäre

Unter den derzeitigen klimatischen Bedingungen der Erde findet sich ganzjähriges Eis in größerer Ausdehnung und Masse ausschließlich im Bereich der Polarkalotten. In den außerpolaren Gebieten ist Gletschereis nur in den Hochgebirgen anzutreffen, in den Tropen ab 5.000 m Meereshöhe, z.B. in den südamerikanischen Anden. Das war im Verlauf der Erdgeschichte nicht immer so.

1.3.1 Die Kryosphäre in der früheren Erdgeschichte

Die aus Proxydaten rekonstruierten klimatischen Verhältnisse der früheren Erdgeschichte zeigen, dass akryotische (eisfreie) Bedingungen in Raum und Zeit vorherrschten. So gab es vor 100 Millionen Jahren in der Kreidezeit fast kein Eis auf dem gesamten Globus. Die globalen Durchschnittstemperaturen lagen damals rund 8 °C über den heutigen. Andererseits sind auch Zeiten in der Erdgeschichte nachweisbar, in denen große Landgebiete von Inlandeis bedeckt waren, so während der permokarbonischen Vereisungsphase im Paläozoikum vor 300 Millionen Jahren. Auf eine weitere Kältephase deuten Sedimente an der Wende von Ordovizium zum Silur vor rund 450 Millionen Jahren. Die älteste Vereisung auf der Erde, die Huronische Eiszeit, konnte im mittleren Präkambrium vor etwa 2,3 Milliarden nachgewiesen werden.

Die bisher extremste Ausprägung der Kryosphäre im Verlauf der Erdgeschichte erfolgte im ausgehenden Neoproterozoikum. Mindestens vier Vereisungsphasen vor 750 bis 580 Millionen Jahren lassen sich in fast allen Regionen der Erde nachweisen (Walter 2003). Für zwei dieser Kältephasen, die Sturtische Eiszeit (vor 715 bis 680 Millionen Jahren) und die Marinoische Eiszeit (vor 660 bis 635 Millionen Jahren) wird sogar eine Gesamtvereisung der Erde vermutet (MacGabhann 2005). Diese neoproterozoische oder eokambrische Eiszeit ist in die Wissenschaftsgeschichte unter dem Begriff "Schneeball Erde" (engl. "*Snowball Earth*") eingegangen (vgl. Kirschvink 1992, Hoffman et al. 1998, Hoffman & Schrag 2002). Nach dieser Hypothese reichten während der globaler Vereisungen Gletscher von den Polen bis in Äquatornähe und die Ozeane waren weitgehend zugefroren. Die Ursachen der frühen Vereisungen der Erdgeschichte rapide abnehmenden CO_2 -Gehalt und in starken tektonischen Veränderungen vermutet. Allerdings ist diese, nur aus wenigen Belegen abgeleitete Hypothese bis heute stark umstritten (vgl. Eyles & Januszcac 2004, Benn 2006).

1.3.2 Die Kryosphäre im Pleistozän

An der Wende vom Tertiär bzw. dessen jüngster Abteilung Pliozän zum Quartär resp. dessen älterer Abteilung Pleistozän (2012 nach stratigraphischen Kriterien per Konvention von der International Commission of Stratigraphy auf 2,588 Millionen Jahre v.h. festgesetzt, Abb. 1.2) sind insbesondere in den Regionen um den Nordatlantik erste deutliche Hinweise auf markante Klimaänderungen und die Bildung großer Eisschilde vorhanden. In der Antarktis bildeten sich erste Gletscher jedoch bereits erheblich früher (s.u.).

Nachdem sich die Vorstellung vom "Eiszeitalter" (Pleistozän) Mitte des 19. Jahrhunderts in der Wissenschaft durchgesetzt hatte (ausführliche Darstellungen der Geschichte der Eiszeitforschung finden sich z.B. bei Liedtke 1981, Ehlers 1994, 2011, Andersen & Borns 1994, Lowe & Walker 1997, Anderson et al. 2007, Klostermann 2009), erkannte A. Geikie Ende der 1870er Jahre als Erster, dass es mehrere Vereisungsphasen gegeben haben muss. Penck & Brückner (1909) schlossen aus glazialmorphologischen und sedimentologischen Studien auf vier separate Eiszeiten im Alpenraum und begründeten damit das "klassische" Konzept der vier alpinen Vereisungsperioden (Günz-, Mindel-, Riss- und Würm-Eiszeit oder Glazial; Kap. 4.6.1). In der Anfangsphase der Eiszeitforschung blieben wissenschaftliche Untersuchungen auf bestimmte Regionen beschränkt. Als Folge wurde lange Zeit ein überregionaler Vergleich von Ablauf und Muster der pleistozänen Vereisungsgeschichte durch die häufig unüberschaubare Anzahl von regionalen und lokalen stratigraphischen Begriffen für die einzelnen Zeitabschnitte des Pleistozäns beträchtlich erschwert. Über globale Korrelationen konnte sehr lange Zeit nur gemutmaßt werden. Darüber hinaus gab es in den Anfangszeiten der Eiszeitforschung keine exakten Datierungsmethoden, die absolute bzw. numerische Altersangaben liefern konnten. Absolutdatierungen kamen erst nach 1950 schrittweise zur Anwendung (vgl. Geyh 2005, Walker 2005), also zu einer Zeit, in der wichtige Zeitabschnitte nomenklatorisch bereits mit den Namen regionaler Typuslokalitäten festgelegt waren (vgl. Ehlers 1984, 2011, Rose & Schlüchter 1985). Wenn später dann nachgewiesen werden konnte, dass bestimmte chronologische Einheiten auf überregionaler oder gar globaler Ebene korrelieren, behielt man zur Vermeidung weiterer Missverständnisse die ursprüngliche Bezeichnung bei. Seit zwei Jahrzehnten ist es zur Vereinfachung dann üblich geworden, diesen lokalen stratigraphischen Begriffen die entsprechenden Zeitabschnitte der globalen Sauerstoffisotopenstufen-Chronologie zuzuordnen (OIS = "Oxvgen Isotope Stage" bzw. synonym MIS = "Marine Isotope Stage"; vgl. Bradley 1999, Oeschger & Langway 1999, Nesje & Dahl 2000, Abb. 1.2). In dieser globalen MIS-Stratigraphie umfasst das Pleistozän 106 MIS, wobei ein MIS nicht zwingend einer Vereisungsphase (einem Glazial) entspricht. Vielmehr deckt ein Glazial häufig mehrere Stufen oder Teilstufen ab. Als Termination (termination) wird in diesem System die Grenze zwischen Episoden mit ausgeprägten Isotopen-Maxima und -Minima definiert. Termination 1 ist beispielsweise die Grenze zwischen MIS 2 und MIS 1 (zwischen Weichsel-Glazial und Holozän), Termination 2 zwischen MIS 6 und MIS 5 (zwischen Eem-Interglazial und Weichsel-Glazial) u.s.w.



Abb. 1.2: Quartäre Zeittafel mit 1 MIS und regionalen Stufen, 2 Nordwesteuropa, 3 Britische Inseln, 4 Nordamerika, verändert nach International Commission of Stratigraphy (2012).

Die ältesten Befunde über eine größere Vereisung in der Ostantarktis stammen bereits aus dem Oligozän (vor rund 37 Millionen Jahren). Sie ist das Ergebnis einer markanten Klimaänderung im Südozean nach dem Ende des warmen Eozän (Ingólfsson 2004, Anderson et al. 2007). Voraussetzung für diese Entwicklung waren insbesondere die Öffnung der Ozeanpassage zwischen Antarktis und Australien im Zuge des Zerfalls des alten Südkontinents Gondwana und die sukzessive Drift des antarktischen Kontinents in seine heutige südpolare Position. Nicht endgültig belegt sind Befunde einer räumlich begrenzten glazialen Aktivität bereits im Eozän (z.B. Stickley et al. 2009). In der Antarktis beginnt damit die jüngste und bis heute andauernde Vereisungsgeschichte erheblich früher als auf der Nordhemisphäre. Große Eisschilde haben sich in der Antarktis vermutlich bereits im mittleren Miozän vor 15 Millionen Jahren etabliert, und vor rund 5-6 Millionen Jahren. Ende Miozän oder an der Wende Miozän/Pliozän, erfolgte mehrfach eine deutliche Ausdehnung des antarktischen Eisschilds, der in dieser Zeit vermutlich größer war als im nachfolgenden Quartär. Obwohl es im Miozän schon kleinere Gebirgsvereisungen auf der Nordhalbkugel (Grønland, Alaska, Island) gab, begannen sich die großen Eisschilde dort erst erheblich später zu bilden (Ehlers et al. 2011b). Während also in der Antarktis und auch im südlichen Südamerika bereits seit dem mittleren Tertiär bis heute eine kontinuierliche glaziale Aktivität nachgewiesen werden kann (Ehlers & Gibbard 2008), ist das Quartär durch die großräumige Ausdehnung der nordhemisphärischen Eisschilde charakterisiert. Das mittlere und jüngere Tertiär zeigt, dass die "asymmetrische" Vereisung nur eines Pols und die auf eine Hemisphäre beschränkte Ausdehnung von Eiskappen ein durchaus realistisches Szenario in der Paläoklimatologie darstellt. Eine wichtige Rolle für den vor knapp 4 Millionen Jahren beginnenden Aufbau des grønländischen Eisschildes, die weiträumigen pleistozänen nordhemisphärische Vereisungen ganz allgemein und die langfristige globale Klimaentwicklung spielte der "Panama-Effekt", also die endgültige Schließung der mittelamerikanischen Landbrücke vor rund 4,5 Millionen Jahren (Maslin et al. 2001). Dadurch wurde ein im späten Tertiär zunehmender Erwärmungstrend im Nordatlantik gestoppt und es bildete sich das noch heute vorhandene Grundmuster der Ozeanzirkulation aus, begleitet von einer gesteigerten Produktion von Tiefenwasser im Nordatlantik. Die Abkühlung verstärkte sich zunehmend und wurde darüber hinaus zyklischer, d.h. im Bereich der Nordhemisphäre nahmen die Temperaturschwankungen ebenso wie die klimatische Variabilität insgesamt zu. Die erste Vereisungsphase, die gleichzeitig Nord- und Südhalbkugel betraf, begann an der Wende von Pliozän zum Pleistozän. Sie stimmt damit zeitlich (ungefähr) mit der stratigraphischen Tertiär/Quartärgrenze überein. Aus dieser Zeit stammen auch die ersten Hinweise auf die Existenz eines größeren Eisschilds in Skandinavien (Jansen & Sjøholm 1991, Donner 1995, Mangerud et al. 2011).

Während des Pleistozäns traten ausgeprägte Eiszeit-/Glazial-Zyklen auf. Diese umfassten jeweils eine Eiszeit (Glazial) und eine Warmzeit/Zwischeneiszeit (Interglazial, Zeitabschnitt in dem das Klima mindestens so warm gewesen ist, wie im noch heute andauernden Holozän, vgl. a. Kap. 1.3.3). Glaziale und Interglaziale unterschieden sich erheblich in ihrer durchschnittlichen Zeitdauer. Während des jüngeren Pleistozäns betrug die durchschnittliche Länge eines glazialen Zyklus rund 100.000 Jahre, wobei die meisten Interglaziale innerhalb eines glazialen Zyklus jeweils nur etwa 10.000 Jahre andauerten. Im gesamten Quartär gab es vermutlich rund 50 solcher glazialer Zyklen, die im älteren Pleistozän nur knapp 40.000 Jahre andauerten und ganz offensichtlich in hohem Maß vom 41.000 Jahres-Zyklus der Veränderung der Schiefe der Ekliptik bzw. Obliquitäts-Zyklus (der zyklischen Veränderung des Neigungswinkels der Erdachse im Vergleich zur Erdumlaufbahn; *"obliquity"*) beeinflusst waren (Maslin et al. 2001, Ehlers 2011). Nur einige der kurzen altpleistozänen glazialen Zyklen führten auch zu einer substantiellen globalen Vereisung, nach Ehlers et al. (2011b) nur 14 der 41 Kalt- bzw. Eiszeiten, darunter diejenigen an der Wende von Pliozän und Pleistozän (Ehlers et al. 2011a). Allerdings sind diese Eiszeiten aus Befunden mariner Sedimentbohrkerne abgeleitet, terrestrische Hinweise fehlen. Daher sind auch keine genaueren Angaben zu Dauer und Ausdehnung möglich.

Vor rund 1,2 Millionen Jahren setzte eine Veränderung der glazialen Zyklen ein, die spätestens vor 800.000 Jahren abgeschlossen war (Ehlers et al. 2011b; nach Maslin et al. 2001 vor 900.000 Jahren). Nach dieser "*Mid-Pleistocene Revolution/Transition"* begannen die 100.000-jährigen glazialen Zyklen, in deren Verlauf bedeutende globale Vereisungen (Glaziale) mit der Ausbildung ausgedehnter und mächtiger Eisschilde stattfanden. Die 100.000-jährigen Zyklen, folgten jetzt nicht mehr ausschließlich den erwähnten Obliquitäts-Zyklen, sondern den ca. 100.000-jährigen Exzentrizitäts-Zyklen, d.h. den zyklischen Veränderungen der Form der Erdumlaufbahn um die Sonne (Ehlers 2011). Gibbard & Cohen (2008) weisen insgesamt 20 ausgeprägte Vereisungsperioden unter den glazialen Zyklen während des Pleistozäns nach. Die global am intensivsten ausgeprägten Glazialzeiten traten dabei während der letzten 900.000 Jahre auf.

Untersuchungen zeigen, dass auch innerhalb der "Eiszeiten" (Glaziale) erhebliche Klimaschwankungen aufgetreten sind und verhältnismäßig warme Phasen von relativ kalten Phasen abgelöst wurden. Diese Zeitabschnitte innerhalb eines Glazials bezeichnet man als Stadiale (kalt) bzw. Interstadiale (warm), oder spricht ohne weitere Differenzierung nur von "Chronozonen". Nach den ersten Befunden über Interstadiale, die überwiegend aus Pollenprofilen gewonnen wurden, haben vor allem Eisbohrkerne aus Grønland und der Antarktis die Vorstellungen über den Verlauf von Glazialen und Interglazialen und insbesondere über deren Übergangsphasen grundlegend geändert. Ging man vor 1970 noch davon aus, dass sich Temperaturänderungen von mehreren Grad Celsius nur über Zeitspannen von Jahrhunderten ereignen können, weiß man heute, dass Änderungen der Lufttemperatur von über 5 °C innerhalb weniger Jahrzehnte möglich sind und daher das Klima während der pleistozänen Vereisungsperioden erheblich dynamischer gewesen sein muss, als man bis dahin vermutete. Die nordhemisphärischen (grønländischen) Dansgaard-Oeschger-Zyklen ("DO-Events") zählen zu solchen dynamischen Klimaereignissen mit abrupten Temperaturänderungen, die sich in einem Zeitraum von wenigen Jahrtausenden abspielten (s.u.). Sehr dramatisch waren auch die Übergangsphasen zwischen Glazialen und Interglazialen. Die Lufttemperatur stieg am Ende der letzten Eiszeit (nach Ende der Jüngeren Dryas-Zeit/-Chronozone, s.u., vgl. a. Kap. 1.3.1) in weniger als 20 Jahren um 5 °C an (Berner & Streif 2004), während die CO₂-Konzentration erst mit einer gewissen zeitlichen Verzögerung und relativ konstant während des ganzen Holozän anstieg. Ebenfalls mit einer zeitlichen Verzögerung folgte der Anstieg der Methan-Konzentration am Ende der Jüngeren Dryas-Zeit, so dass die Mechanismen, die zur Klimaänderung am Ende der letzten Eiszeit führten, nur bedingt als Modell für den aktuellen Klimawandel (vgl. IPCC 2007) herangezogen werden können.

Die Dansgaard-Oeschger-Zyklen wurden nach zwei Pionieren der Eiskernstudien (Willi Dansgaard und Hans Oeschger) benannt, die diese abrupten Klimaänderungen als erste in den 1980er Jahren auf der Grundlage von Befunden aus grønländischen Eisbohrkernen beschrieben (Bradley 1999), die eine abrupte Erwärmung zeigen, auf die dann eine schrittweise Abkühlung folgt. Aufgrund des regelhaften Ablaufs spricht man auch von DO-Zyklen. Während der Glazialzeiten traten diese Ereignisse/Zyklen in Intervallen zwischen 1.500 und 7.000 Jahren auf, in Interglazialen konnten sie nicht nachgewiesen werden. Sie werden auf die interne Variabilität des Klimasystems, vor allem den Veränderungen der Meeresströmungen und der thermohalinen Zirkulation, zurückgeführt (Elliot et al. 2002). Für diese Vorstellung sprechen sowohl zeitlich parallele Signale aus Archiven der Oberflächentemperatur der Ozeane, als auch das alternierende ("anti-phase") Auftreten zu entsprechenden antarktischen Klimaereignissen, den sogenannten "Antarctic Isotope Minima" (AIM, benannt nach Phasen geringer organischer Aktivität durch niedrige Temperaturen des Ozeanwassers im Südpolarmeer; s.u.). DO-Zyklen korrelieren darüber hinaus mit der Methan-Konzentration und anderen guasi-periodischen Klimasignalen und deuten damit auf eine komplexe Interaktion der auslösenden Faktoren hin.

Während des Weichsel-Glazials gab es auf Grønland nicht weniger als 25 DO-Zyklen, deren Temperaturamplitude jeweils zwischen 8 °C und 16 °C betragen hat (Stocker 2000). Es ist auch belegt, dass DO-Zyklen und Antarctic Isotope Minima (AIM) in einem charakteristischen Muster miteinander korrespondieren und der Typus dieser mittelfristigen, in grønländischen und antarktischen Eisbohrkernen dokumentierten Zyklen, abrupten Klimaschwankungen vergleichbar ist (Stocker 2005, Jouzel et al. 2007, Parrenin et al. 2007, Barbante et al. 2010). Der Beginn einer Erwärmung im antarktischen Ozean, d.h. eines AIM, fiel stets in eine kalte Phase auf der Nordhemisphäre. Im Gegensatz dazu lag der Start eines DO-Zyklus in Grønland immer in der Phase absinkender antarktischer Temperatur nach dem Höhepunkt eines AIM. Dieses alternierende Verhalten ist auffällig und bestärkt die Vorstellung, dass die Meeresströmungen bzw. die Dynamik der thermohalinen Zirkulation entscheidend für das Klima der Eiszeiten war (Blunier et al. 1998). Das Muster der AIM konnte kürzlich aufgrund weiter in die Vergangenheit zurückreichender antarktischer Eisbohrkerne auch für ältere Vereisungsperioden vor dem Weichsel-Glazial nachgewiesen werden (Jouzel et al. 2007). Ebenfalls bestätigt wurde dabei, dass dieser Typ abrupter Klimaschwankungen in Interglazialen oder im Holozän nicht auftrat.

Der Schlüssel für die Erklärung der oben geschilderten alternierenden mittelfristigen Klimaschwankungen zwischen Nord- und Südhemisphäre ist die sogenannte AMOC

("Atlantic Meridional Overturning Circulation"; vgl. Maslin et al. 2001). In Phasen einer starken thermohalinen Zirkulation wird verstärkt nordatlantisches Tiefenwasser (NADW - "North Atlantic Deep Water") gebildet. Durch den erhöhten Transport von Wärmeenergie durch die intensivierte warme Meeresströmung (Nordatlantikdrift/Golfstrom) nach Norden steigt die Oberflächentemperatur des Meerwassers in der Arktis an. Die in den grønländischen Eisbohrkernen archivierten Lufttemperaturen sind in solchen Phasen vergleichsweise mild. Global betrachtet wird in diesen Phasen im Atlantik durch Meeresströmungen Netto-Wärmeenergie von der Südhemisphäre über den Äquator auf die Nordhemisphäre transportiert. Gleichzeitig schwächt sich die Bildung antarktischen Tiefenwassers (AABW - "Antarctic Bottom Water") ab und führt zu verhältnismäßig niedrigeren Temperaturen in der Antarktis. Im Fall eines starken Schmelzwassereintrages in den Nordatlantik breitet sich dieses auf der Meeresoberfläche aus und es kommt zu einer Verringerung der Tiefenwasserproduktion (NADW), die bis zum Kollaps der thermohalinen Zirkulation führen kann. Die Oberflächentemperaturen des Nordatlantiks sinken ab, die in den grønländischen Eisbohrkernen dokumentierten Temperaturen ebenfalls. Als Kompensation für die verminderte Bildung von nordatlantischem Tiefenwasser wird nun die Bildung von antarktischem Tiefenwasser intensiviert, mit der Folge, dass Netto-Wärmeenergie von der Nord- auf die Südhemisphäre transportiert wird. Dieser Mechanismus einer alternierenden Intensivierung der Tiefenwasserproduktion mit den daran gekoppelten globalen Wärmeenergieflüssen bzw. Veränderungen der Meeresoberflächen- und Lufttemperaturen liefert eine gute Erklärung für das alternierende Auftreten von Stadialen und Interstadialen auf Nord- und Südhemisphäre (vgl.a. Ehlers et al. 2011a). Für die betreffende Zeitskala von wenigen Jahrtausenden sollte man daher bei den pleistozänen Glazialen nicht von einem synchronen Auftreten von Stadialen und Interstadialen ausgehen (Maslin et al. 2001). Noch nicht abschließend untersucht ist der Einfluss saisonaler Effekte im Verlauf dieser abrupten Klimaveränderungen. Sie könnten möglicherweise die rekonstruierten Schwankungen der (Luft-)Temperaturen in grønländischen Eiskernen erklären, die nicht mit Befunden aus anderen Klimaarchiven der Nordhemisphäre übereinstimmen (Denton et al. 2005).

Wichtige klimarelevante Ereignisse innerhalb des jüngsten Glazials sind die nach ihrem Entdecker benannten Heinrich-Ereignisse oder "*H-Events*" (Heinrich 1988; vgl. auch Bond et al. 1992, Andrews 1998, Anderson et al. 2007). Als H-Events werden Perioden mit starker Eisberg-Verdriftung in den Nordatlantik bezeichnet. Sie sind durch entsprechende Ablagerungen von IRD (*"Ice-rafted Debris"*) in marinen Sedimentkernen nachgewiesen (Kap. 3.3.9). Ursprungsregion der Eisberge ist im Wesentlichen (jedoch nicht ausschließlich) der Laurentische Eisschild Nordamerikas. Der verstärkte Eisbergeintrag wird auf großräumige schnelle Gletschervorstöße (*"glacier surges"*, Kap. 2.1.3) zurückgeführt, die durch den dadurch verursachten massiven Schmelzwassereintrag zum Kollaps der thermohalinen Zirkulation im nördlichen Atlantik führten. Die H-Ereignisse korrespondieren aber nur mit den kältesten DO-Zyklen des jüngsten Glazials und ihre nachgewiesene Anzahl von sechs ist deutlich geringer als diejenige der DO-Zyklen. Damit scheiden sie als Auslöser

21

der DO-Zyklen aus, wie im Umkehrschluss DO-Zyklen allein vermutlich keine H-Ereignisse auslösen konnten. Alley et al. (2006) führen die H-Ereignisse auf interne Prozesse bzw. Instabilitäten im Bereich des Laurentischen Eisschilds zurück. Andererseits ist ein Einfluss überregionaler Ursachen durch die teilweise Beteiligung des Skandinavischen Eisschilds an der Eisbergdrift nicht per se auszuschließen, oder H-Ereignisse sind Ausdruck der verstärkten Abkühlungsphase eines DO-Zyklus (Maslin et al. 2001). Seit den 1990er Jahren werden die DO-Zyklen zwischen den einzelnen H-Ereignissen zu sogenannten Bond-Zyklen zusammengefasst (Bond et al. 1992, 1993, 1997). Innerhalb dieser Zyklen von drei bis fünf *DO-Events* ist die Tendenz einer zunehmenden Abkühlung innerhalb der einzelnen *DO-Events* erkennbar.

Der Kenntnisstand zur Größe der pleistozänen Eisschilde und insbesondere zu deren Chronologie hat sich in den letzten zwei Jahrzehnten vor allem dank neuer Datierungs- und Kartierungstechniken beträchtlich erhöht und zahlreiche ältere Vorstellungen mussten revidiert oder modifiziert werden. Es ist hier nicht möglich und auch nicht das Ziel des vorliegenden Buches, dieses Thema detailliert zu behandeln. Dazu wird beispielsweise auf die aktuelle und gut lesbare Einführung von Ehlers (2011) bzw. das umfassende Übersichtswerk von Ehlers et al. (2011a) verwiesen. Auch ältere Übersichtsdarstellungen wie z.B. Denton & Hughes (1981), Liedtke (1981), Ehlers (1983), Šibrava et al. (1986), Ehlers et al. (1991, 1995), Dawson (1992), Hantke (1992), Clapperton (1993), Andersen & Born (1994) oder Benda (1995) sind wertvolle Informationsquellen, deren Datierungen jedoch aufgrund der jüngsten Fortschritte in der Datierungstechnik nicht stets dem aktuellen Wissensstand entsprechen.

Für den mitteleuropäischen Raum gilt es als gesichert, dass der skandinavische Eisschild nur während der drei jüngsten Glaziale (Elster-, Saale- und Weichsel-Glazial) bis nach Norddeutschland vordrang, während der Norden von Dänemark bereits zuvor mindestens einmal, während des älteren Menap-Glazials, durch das skandinavische Eis überfahren wurde. Im Elster Glazial konnten zwei getrennte Vorstoßphasen nachgewiesen werden, im Saale Glazial drei (von alt nach jung: Drenthe-, Warte I- und Warthe II-Vorstoß; vgl. Liedtke 1981, Benda 1995, Ehlers 2011, Ehlers et al. 2011c). Die beiden jüngsten Interglaziale. Holstein- und Eem-Interglazial, waren durch klimatische Bedingungen gekennzeichnet, die denjenigen des Holozäns ähnelten, jedoch mit zeitweise etwas höheren Temperaturen und der Meeresspiegel lag in Norddeutschland wenige Meter höher. Das jüngste Weichsel-Glazial blieb in seiner Ausdehnung nach Süden hinter den beiden älteren Vereisungen zurück (Abb. 1.3). Ob dabei das Elster- oder das Saale-Glazial in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten den weitesten Eisvorstoß im Pleistozän darstellt, hängt von der regionalen Betrachtung ab. Im Nordwesten und abschnittsweise auch im Osten Mitteleuropas drang das Saale-Eis weiter nach Süden vor, im zentralen Abschnitt Mitteleuropas erreichte dagegen das Elster-Glazial die südlichste pleistozäne Eisrandlage. Für diese differenzierte Ausdehnung im Raum und in der Zeit sind Unterschiede in der Dynamik und der Geometrie des Eisschilds sowie des Ausgangsreliefs verantwortlich. Auch im Verlauf der beiden Glaziale kam es zu erheblichen Änderungen der Eis22



Abb. 1.3: Die Kryosphäre während des letzten glazialen Maximums (LGM) MIS 2, 28–20 ka (verändert nach Williams et al. 1998).

bewegungsrichtungen. So erfolgte z.B. im Bereich Niedersachsens der älteste Saale-Vorstoß aus Nordwesten (Nordsee-Eis), dann veränderte sich die Eisflussrichtung zunehmend nach Nordosten (Meridional-Eis) und der letzte Vorstoß erfolgte aus östlicher Richtung (Baltisches Eis; Ehlers 1990). Auch im Verlauf des Weichsel-Glazial konnte eine Veränderung der Eisbewegung in Norddeutschland und Dänemark von anfänglich nördlicher zu später mehr nordöstlicher bzw. östlicher Richtung nachgewiesen werden. Ursächlich für diese Entwicklung war die allmähliche Verlagerung der Haupt-Eisscheide bzw. der Eiskulminationen des Skandinavischen Eisschilds nach Osten. Sie wurde durch die effektive Dränage an dessen westlicher Begrenzung und einer natürlichen, durch den Kontinentalschelf orographisch vorgegebenen Ausdehnungsgrenze ausgelöst.

Während die beiden jüngsten, Norddeutschland beeinflussenden skandinavischen Vereisungen mit denjenigen in den europäischen Alpen sehr gut korrelieren, trifft dieses für die älteren Vereisungs- bzw. Kaltzeiten nicht grundsätzlich zu (Ehlers et al. 2011b). Während Weichsel/Würm-Glazial (Maximum in MIS 2) und Saale/Riß-Glazial (MIS 6) gleichzeitig stattgefunden haben dürften, weist der Unterschied der Verwitterungsintensität und der Zementierung der glazialen und glazifluvialen Sedimente jener Glaziale im Vergleich zu älteren Ablagerungen im Alpenvorland darauf hin, dass das Mindel-Glazial nicht dem skandinavischen Elster-Glazial entspricht, sondern älter ist (Van Husen 2011: Mindel-Glazial = MIS 12; Günz-Glazial = MIS 16). Bereits Penck & Brückner (1909) wiesen in ihrem Konzept der Vereisungsgeschichte zwischen Mindel- und Riß-Glazial auf ein "Großes Interglazial" hin;

möglicherweise eine zwischengeschaltete Vereisung von geringerer Dimension. Ihr Modell der vier "klassischen" alpinen Eiszeiten konnte durch weiterführende Untersuchungen bereits im Verlauf des 20. Jahrhunderts um mehrere Glaziale ergänzt werden, deren Ausdehnung sich jedoch nicht exakt rekonstruieren lässt. Es handelt sich dabei um das Haslach-Glazial (eingeordnet zwischen Günz- und Mindel-Glazial) und die noch älteren Donau- und Biber-Glaziale (Benda 1995). Die genaue Anzahl der pleistozänen alpinen Vereisungsphasen ist unbekannt. Da sich insbesondere in den altpleistozänen Kaltphasen die Vereisung auf den Kernraum der Alpen beschränkte sind heute keine entsprechenden Sedimente mehr erhalten. Bei den alpinen Vereisungen ist grundsätzlich zu berücksichtigen, dass viele nur mit Hilfe von glazifluvialen Ablagerungen im Alpenvorland nachgewiesen werden können (Kap. 4.5.3 und Kap. 4.6.1; vgl. auch Benda 1995, Ehlers 2011, Fiebig et al. 2011). Einige dieser Glaziale waren mehrphasig. Die größte Eisausdehnung im nördlichen Alpenvorland wurde während des zweitjüngsten Glazials, dem Riß-Glazial, erreicht. In Nordamerika sind das Wisconsinan (Wisconsin-Glazial) als jüngste Vereisung und das nächstältere Illinoian in Datierung, Masse und Ausdehnung gut mit dem Weichsel- bzw. dem Saale-Glazial zu vergleichen. Eine hohe Anzahl an älteren Glazialen ist zwar erkannt worden (Lowe & Walker 1997), jedoch ist deren Ausdehnung und überregionale Korrelation, wie erwähnt, unsicher. Im Fall Nordamerikas ist darüber hinaus zu berücksichtigen, dass der größte pleistozäne Eisschild, der Laurentische Eisschild, aus zwei dominanten Eiskulminationen (Eisdomen) bestand: dem Keewatin Sektor westlich der Hudson Bay und dem Labrador Sektor östlich davon (und daneben noch einem dritten Eiszentrum im Fox Basin/Baffin Island). Unabhängig davon entwickelte sich der Kordilleren Eisschild in den westlichen Hochgebirgen und zwischengeschalteten Becken Nordamerikas, der trotz phasenweisen Kontaktes mit dem Laurentischen Eisschild eine eigenständige Dynamik besaß. In Großbritannien erreichte das jüngste Glazial (Devesian) ebenfalls nicht die Eisausdehnung der älteren Glaziale und bedeckte nur noch das heutige Wales, Schottland, Nordengland und Teile Irlands.

Neuere Untersuchungen zeigen, dass die bisherige Vorstellung des synchronen Auftretens der maximalen Eisausdehnung innerhalb der Glaziale und der global vergleichbaren Magnitude einzelner Glaziale nicht mehr haltbar ist (vgl. Ehlers et al. 2011b). Zwar scheint die Ausdehnung der jüngsten Vereisung (Weichsel-/Würm-Glazial) weltweit fast überall geringer als die älteren Vereisungen gewesen zu sein, doch weisen diese älteren Vereisungen in unterschiedlichen Regionen bedeutende Unterschiede im Hinblick auf Masse und Ausdehnung des Eises auf. Damit ließen sich auch die lokal und regional häufig fehlenden Befunde für ältere Vereisungen erklären. Bei der jüngsten Vereisung deutet vieles darauf hin, dass sich deren Maximum (LGM = *"Last Glacial Maximum"*) weltweit nicht synchron ereignet hat. Vor dem Hintergrund der heutigen Erkenntnisse zur regionalen Differenzierung der klimatischen Steuerung aktueller Gletscherveränderungen (Kap. 2.1.6) erscheint diese Folgerung durchaus plausibel und ließe sich darüber hinaus auch angesichts alternierender Muster von mittelfristigen Klimaschwankungen als Ergebnis interner Variabilität des Klimasystems besser erklären als ein globaler Synchronismus 24



Abb. 1.4: Vereinfachte Darstellung der Entwicklung des Skandinavischen Eisschilds während der letzten Vereisungsphase (Weichsel-Glazial). Das Schema links oben zeigt die zeitliche Stellung der Vorstöße des Eises im Bereich der westnorwegischen Küste. Zur Vereinfachung wurde auf die lokalen Namen der Stadiale und Interstadiale zugunsten der globalen MIS-Stratigraphie (vgl. Text) verzichtet (verändert nach Mangerud et al. 2011).

(auf dieser Zeitskala!). Im Gegensatz zum Skandinavischen und Laurentischem Eisschild wurde in den hochpolaren und hochkontinentalen Vereisungsgebieten die maximale Eisausdehnung bereits im frühen Weichsel-Glazial erreicht, als die globalen Durchschnittstemperaturen noch nicht extrem niedrig waren und daher noch ausreichend Feuchtigkeit zur Bildung von größeren Eismassen vorhanden war. Im Gegensatz dazu führte die Aridität während des LGM, ausgelöst durch die starke Temperaturabnahme, zur Stagnation oder gar Verminderung der Eisausdehnung in jenen Gebieten.

Obwohl der Verlauf des Weichsel-Glazials in Skandinavien und seinen angrenzenden Regionen sehr gut untersucht und dokumentiert ist, sind in neuerer Zeit Befunde veröffentlich worden, die eine Revision der etablierten Vorstellungen notwendig gemacht haben. Nach Vorren & Mangerud (2008) und Mangerud et al. (2011) bildete sich im frühen Weichsel-Glazial im Verlauf von zwei Stadialen (MIS 5d - Herning Stadial bzw. Gulstein/Gudøya Stadial, MIS 5b - Rederstall bzw. Bønes Stadial) jeweils ein mächtiger, auf den Westsektor begrenzter Eisschild in Norwegen bzw. den angrenzenden mittel- und nordschwedischen Gebirgsregionen aus (Abb. 1.4). Er erreichte zwar die Küste, das Baltische Becken und Finnland blieben jedoch weitgehend eisfrei. Auf diese beiden Stadiale folgten jeweils Interstadiale mit eisfreier Norwegensee und funktionierendem Golfstrom. Das heißt, die klimatischen Verhältnisse waren insbesondere im älteren Interstadial (MIS 5c - Brørup bzw. Fana Interstadial) und während des etwas kühleren jüngeren frühweichselzeitlichen Interstadial (MIS 5a - Odderade bzw. Torvastad Interstadial) nicht wesentlich kälter als im Holozän und die Eisbedeckung blieb auf eine Gebirgsvereisung beschränkt. Während des MIS 4 bzw. am Beginn des MIS 3 vor ungefähr 60/55.000 Jahren erfolgte dann ein starker Gletschervorstoß, von dem man bisher vermutete, dass er auf den Westen Norwegens beschränkt blieb (Karmøy Stadial - MIS 4; Mangerud 1991, Donner 1995). Aktuelle Untersuchungen zeigen jedoch, dass sich zu dieser Zeit ein großer, ganz Nordeuropa bedeckender Eisschild entwickelt hat, der im Süden nach Dänemark, Norddeutschland und Nordpolen bis in die Nähe seiner späteren Maximalausdehnung vorstieß (Houmark-Nielsen 2011, Mangerud et al. 2011).

Während des darauf folgenden MIS 3 (Ålesund Interstadial) erfolgte ein starker Eisrückzug durch den das Baltische Becken wieder eisfrei wurde und die Gletscher auf die Kernbereiche des skandinavischen Gebirges beschränkt blieben. Das spätweichselzeitliche Maximum (LGM) wird auf den Zeitraum zwischen 28.000 und 20.000 Jahre vor heute datiert (Mangerud 1991, Donner 1995, Vorren & Mangerud 2008). Die maximale Ausdehnung erreichte das Eis in Norddeutschland vermutlich vor 22.000 Jahren (Ehlers 2011). Zu dieser Zeit (und möglicherweise auch während des MIS 4; s.o.) flossen das skandinavische und das britische Eis zusammen (Graham et al. 2011). Diese neuen Befunde einer offensichtlich erheblich stärkeren als bisher vermuteten Dynamik des Skandinavischen Eisschilds in Eisaufbau/-abbau, zu dessen Mächtigkeit und geometrischem Profil haben in den letzten Jahren eine neue Diskussion entfacht (vgl. Brook et al. 1996, Nesje et al. 2007, Mangerud et al. 2011). Ganz offensichtlich ist die Geometrie des Skandinavischen Eisschildes erheblich komplexer gewesen, als dieses noch in den 1980er Jahren vermutet wurde (Boulton