

Das Eiszeitalter

Bearbeitet von
Jürgen Ehlers

1. Auflage 2011. Buch. IX, 367 S. Hardcover
ISBN 978 3 8274 2326 9
Format (B x L): 21 x 27,9 cm

[Weitere Fachgebiete > Geologie, Geographie, Klima, Umwelt > Geologie > Historische Geologie, Geochronologie](#)

Zu [Inhaltsverzeichnis](#)

schnell und portofrei erhältlich bei


DIE FACHBUCHHANDLUNG

Die Online-Fachbuchhandlung beck-shop.de ist spezialisiert auf Fachbücher, insbesondere Recht, Steuern und Wirtschaft. Im Sortiment finden Sie alle Medien (Bücher, Zeitschriften, CDs, eBooks, etc.) aller Verlage. Ergänzt wird das Programm durch Services wie Neuerscheinungsdienst oder Zusammenstellungen von Büchern zu Sonderpreisen. Der Shop führt mehr als 8 Millionen Produkte.

2

Der Ablauf des Eiszeitalters

Mitte der 1970er Jahre wurden in Fjøsanger bei Bergen organische Ablagerungen gefunden, bei denen es sich ganz offensichtlich um warmzeitliche Schichten handelte. Das war eine kleine Sensation, denn bis dahin hatte man angenommen, dass alle derartigen Ablagerungen von den Gletschern der letzten Eiszeit beseitigt worden wären. Die Quartärgeologen der Universität Bergen entschlossen sich, die Schichten genauer zu untersuchen. In den Jahren 1975/76 wurde eine 15 m tiefe Grube bis auf den anstehenden Felsuntergrund ausgehoben, bis 1 m unter dem heutigen Meeresspiegel. Der Fels wies Gletscherschrammen auf; er wurde überlagert von Till, der aus der Saalezeit stammen dürfte. Darüber folgten sandige Schichten mit Molluskenschalen. Die Muscheln gehörten zu einer Kaltwasserfauna. Diese Schichten wurden wiederum von anderen Meeresablagerungen überdeckt, deren Fauna nach oben hin immer wärmer wurde, bis schließlich eine Schicht erreicht war, bei deren Ablagerung das Meer mindestens so warm gewesen war wie heute. Da diese Schicht von zwei weiteren Tills überlagert war, konnte es sich nur um Ablagerungen der Eem-Warmzeit handeln. Dieser Befund, über den Jan Mangerud und seine Kollegen auf der INQUA-Tagung 1977 in Birmingham berichteten, wurde später durch eingehende Untersuchungen bestätigt (Mangerud et al. 1981). Selbst in einer so offensichtlich durch Erosion geprägten Landschaft wie der norwegischen Fjordküste haben ältere Ablagerungen in geschützter Position die Überführung durch das Eis der Weichsel-Eiszeit überstanden.

2.1 Wann begann das Quartär?

Der Beginn des Eiszeitalters stellt keinen abrupten Umschwung der klimatischen Verhältnisse dar, sondern einen allmählichen Übergang. Die Tabelle von

Ehlers und Gibbard (2008) zeigt, dass in Teilen der Erde schon im Paläogen Gletscher existierten, während in anderen Gegenden die Vereisungen sehr viel später eingesetzt haben. Infolgedessen muss die Festlegung der Grenze Tertiär/Quartär mehr oder weniger willkürlich erfolgen, wobei für die Abgrenzung unterschiedliche Kriterien denkbar sind.

Etwa 2,6 Millionen Jahre vor heute zeichnet sich in den Sedimenten des Niederrheingebietes eine erhebliche Veränderung ab. Zu dieser Zeit hatte sich das Einzugsgebiet des Rheins im Süden bis in das Alpenvorland ausgedehnt, was in einer drastischen Änderung der Schwermineralführung zum Ausdruck kam (Boenigk 1982). Außerdem wurde zu dieser Zeit die wärmeliebende Vegetation des Pliozäns durch kältetolerantere Pflanzengesellschaften des Quartärs ersetzt. Die Schotterführung des Rheins änderte sich, und auch die Molluskenassoziationen passten sich an das kühlere und wechselhaftere Klima an. Wenn diese Veränderungen auch nicht alle genau gleichzeitig erfolgt sind, so ist in diesem Zeitraum doch ein deutlicher Floren- und Faunenwandel festzustellen, begleitet von einer Umstellung der Sedimentzusammensetzung. Im Niederrheingebiet ist daher schon früh die Grenze Tertiär/Quartär auf die Grenze Reuver/Prätegelen gelegt worden.

Auf Beschluss des Internationalen Geologenkongresses 1948 wurde als Grenze Tertiär/Quartär jedoch die Basis des Calabrian (Italien) festgelegt. In den Sedimenten des Calabrian sind im Mittelmeerraum zum ersten Mal Kaltwasser-Indikatoren festzustellen (unter anderem die Foraminifere *Hyalinea baltica*). Die internationale Tertiär/Quartär-Grenze lag damit an der Obergrenze des Olduvai-Events, einer Phase normaler Magnetisierung innerhalb der revers magnetisierten Matuyama-Epoche. Die Grenze war auf diese Weise weltweit und auch in fossilfreien Ablagerungen identifizierbar. Die Position dieser Grenze war auf dem INQUA-Kongress in Moskau (1982) noch einmal bestätigt worden. Viele Quartärforscher waren damit jedoch unzufrieden. Diese Grenzziehung bedeutete, dass es zum Beispiel in Nord- und

Südamerika auch im Pliozän ausgedehnte Vergleichen gegeben hatte. Man bemühte sich weiterhin um eine Korrektur der Grenze.

2.2 Was ist was in der Stratigraphie?

Bei sich überlagernden Gesteinsschichten ist es so, dass die ältesten Schichten unten liegen und von den jüngeren Schichten überlagert werden. Diese Regel, die als „stratigraphische Prinzip“ bezeichnet wird, hat im europäischen Raum erstmals der dänische Wissenschaftler Nicolas Steno (Niels Stensen) im Jahre 1669 formuliert. International verbindliche Richtlinien über die Anwendung dieser Regel gibt es erst seit gut dreißig Jahren (Hedberg 1976). Die meisten stratigraphischen Begriffe sind älter und zum Teil unscharf definiert. Sie müssen neu festgelegt bzw. durch bessere Begriffe ersetzt werden.

Die Stratigraphie gibt die altersmäßige Zuordnung der Gesteinsschichten an. Dies kann über den gesteinsbildenden Inhalt (Lithostratigraphie) oder den Fossilinhalt (Biostratigraphie), über klimagesteuerte Faktoren (Klimastratigraphie) oder morphologische Kennzeichen (Morphostratigraphie), aber auch über eine exakte Altersermittlung (Chronostratigraphie) erfolgen. Die heute am häufigsten gebräuchliche Einteilung erfolgt über die Lithostratigraphie.

In der Lithostratigraphie werden die Gesteine auf der Grundlage der beobachtbaren lithologischen Eigenschaften der Schichten und ihrer relativen stratigraphischen Positionen eingestuft. Beobachtbare lithologische Eigenschaften und nachvollziehbare stratigraphische Position sind die einzigen Kriterien, die bei der Festlegung lithostratigraphischer Einheiten verwendet werden können. Kartierbarkeit ist ein wichtiger Gesichtspunkt für die Brauchbarkeit einer lithostratigraphischen Einheit. Unter Berücksichtigung dieser Erwägungen hat der *Geological Survey of the Netherlands* die alte „lithostratigraphische“ Gliederung des Quartärs in den Niederlanden überarbeitet. Die Revision wurde notwendig, weil (1) die alte Regelung aus der Zeit um 1970 stark auf einer Mischung von bio- und chronostratigraphischen Annahmen beruhte, die zum Teil nicht gesichert waren, und (2) weil sich der Akzent bei der Kartierung von der reinen zweidimensionalen Aufnahme geologischer Karten in Richtung auf die Anwendung geowissenschaftlicher 2,5- bis 3D-Modelle des Unter-

grundes verschoben hat. Das Ergebnis war eine umfassende Umgestaltung der stratigraphischen Tabelle (Weerts et al. 2005, Westerhoff 2009).

Die Grundeinheit der Lithostratigraphie ist die Formation. Diese kann in Untereinheiten (Members) und Schichten oder Bänke (Beds) untergliedert werden. Grube (1981) hat als einer der Ersten versucht, diese international üblichen Gliederungsprinzipien auch in der deutschen Quartärstratigraphie anzuwenden. Doch erst in jüngerer Zeit beginnt sich diese Vorgehensweise in der Praxis durchzusetzen (Mening & Hendrich 2005, Litt et al. 2007).

Selbst ohne diese notwendige Revision ist im Laufe der Zeit eine Vielzahl von stratigraphischen Begriffen entstanden, deren genaue Bedeutung nur dem jeweiligen Spezialisten bekannt ist. Aus diesem Grunde hat die Deutsche Stratigraphische Kommission damit begonnen, eine Datenbank „LithoLex“ einzurichten, in der die in Deutschland verwendeten lithostratigraphischen Einheiten erfasst werden. Die Pflege der Datensätze erfolgt über die für die jeweiligen Erdzeitalter zuständigen stratigraphischen Subkommissionen.

Beim Start der Datenbank im Internet am 07.08.2006 lagen nur etwa 80 Datensätze aus dem Tertiär und der Kreide vor. Mittlerweile ist der Bestand auf ca. 400 Datensätze aus Quartär, Tertiär, Kreide, Jura, Trias-Perm, Devon und Silur-Proterozoikum angewachsen. Es wird jedoch noch Jahre dauern, bis die Sammlung vollständig ist.

Wie ist eine lithostratigraphische Formation definiert? Bei den kaltzeitlichen Ablagerungen umfasst sie die Schichtenfolge eines Eisvorstoßes. Als Beispiel sei hier die lithologische Beschreibung der Kuden-Formation angeführt:

„Oberflächennahe periglaziäre Destruktionszone über Grundmoräne über Vorschüttsanden, relativ selten örtlich überlagert von Niedertausedimenten oder Nachschüttsanden. Die Grundmoräne ist bindig (um 50 % Ton und Schluff, 50 % Sand und Kies) und in unverwittertem Zustand oft auffallend kreidereich. Sonst ähnelt das Feinkiespektrum der Fraktion 4–6,3 mm den Spektren verschiedener saalezeitlicher Geschiebemergel in der weiteren Region (Kabel 1982, Stephan 1993, 1998). Leitgeschiebeanalysen von Lüttig (unpubl.) erbrachten „drenthetypische“ Geschiebeassoziationen. Schlüter (u. a. 1980) fand in der weiteren Region sowohl „drenthe“- als auch „warthetypische“ Assoziationen. Die liegenden Schmelzwassersande sind überwiegend kiesarm. Der Kiesgehalt nimmt jedoch aufwärts zu, und zuoberst kann Kies vorherrschen und Geschiebe in Steingröße führen.“ (Stephan 2009)

Tränen im Auge

*Es rauscht in den Schachtelhalmen,
verdächtig leuchtet das Meer,
da schwimmt mit Tränen im Auge
ein Ichtyosaurus daher.*

*Ihn jammert der Zeiten Verderbnis,
denn ein sehr bedenklicher Ton
war neuerlich eingerissen
in der Liasformation.*

So dichtete Joseph Victor von Scheffel 1866 über die ausgestorbene Fischechse. Wahrscheinlich würde den Ichtyosaurus heute „der Zeiten Verderbnis“ noch viel mehr jammern, denn der Lias ist inzwischen keine Formation mehr, und überhaupt entspricht er nicht den Anforderungen der modernen Zeit (vgl. Menning & Hendrich 2005). Auch das Quartär, das Eiszeitalter, hätte um ein Haar seinen Status als System in der stratigraphischen Tabelle verloren.

Der Begriff Quartär ist zu einer Zeit entstanden, als noch niemand wusste, dass es auf der Erde eine Eiszeit gegeben hatte. Er wurde genau wie der Begriff *Tertiär* 1760 von Giovanni Arduino eingeführt. Er unterschied aufgrund seiner Beobachtungen geologischer Schichten in Oberitalien eine primäre (Basalte, Granite, Schiefer), sekundäre (fossile Kalkablagerungen), tertiäre (jüngere Sedimentablagerungen) und quartäre (jüngste alluviale Ablagerungen) Epoche. 1829 griff Jules Desnoyers den Begriff bei seiner Untergliederung der Sedimentfolge im Pariser Becken wieder auf. Die quartären Schichten waren deutlich jünger als die tertiären Ablagerungen. Diese jungen Schichten waren zwar in Teilen des Beckens sehr mächtig, aber geologisch nur von geringem Alter. Dadurch ergab sich eine sehr ungleichgewichtige Unterteilung der Erdneuzeit (Känozoikum). Wie ungleichgewicht die Untergliederung war, wurde erst deutlich, als in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts radiometrische Datierungsmethoden zur Verfügung standen. Dem 63,7 Millionen Jahre dauernden Tertiär stand das nur 1,6 Millionen Jahre dauernde Quartär gegenüber.

Die Terminologie Arduinos wurde schon lange als nicht mehr zeitgemäß angesehen. Nachdem die Begriffe *Primär* und *Sekundär* bereits im 19. Jahrhundert aus der stratigraphischen Tabelle verschwanden, wurde schließlich auch das Tertiär im Jahr 2000 aus der international gültigen Geologischen Zeitskala gestrichen. Stattdessen wurde das Känozoikum (die Erdneuzeit) in das Paläogen (früher: Alttertiär) und das Neogen (früher: Jungtertiär) untergliedert.

Und das Quartär? War das nicht überflüssig? Die klima-stratigraphische Definition und Untergliederung dieses jüngsten Abschnittes der Erdgeschichte passte ohnehin nur schlecht zu den übrigen, biostratigraphisch definierten Einheiten. Und der Versuch, zumindest den Beginn des Quartärs biostratigraphisch auf 1,805 Millionen Jahre festzulegen, passte nicht zu den klima-stratigraphischen Befunden.

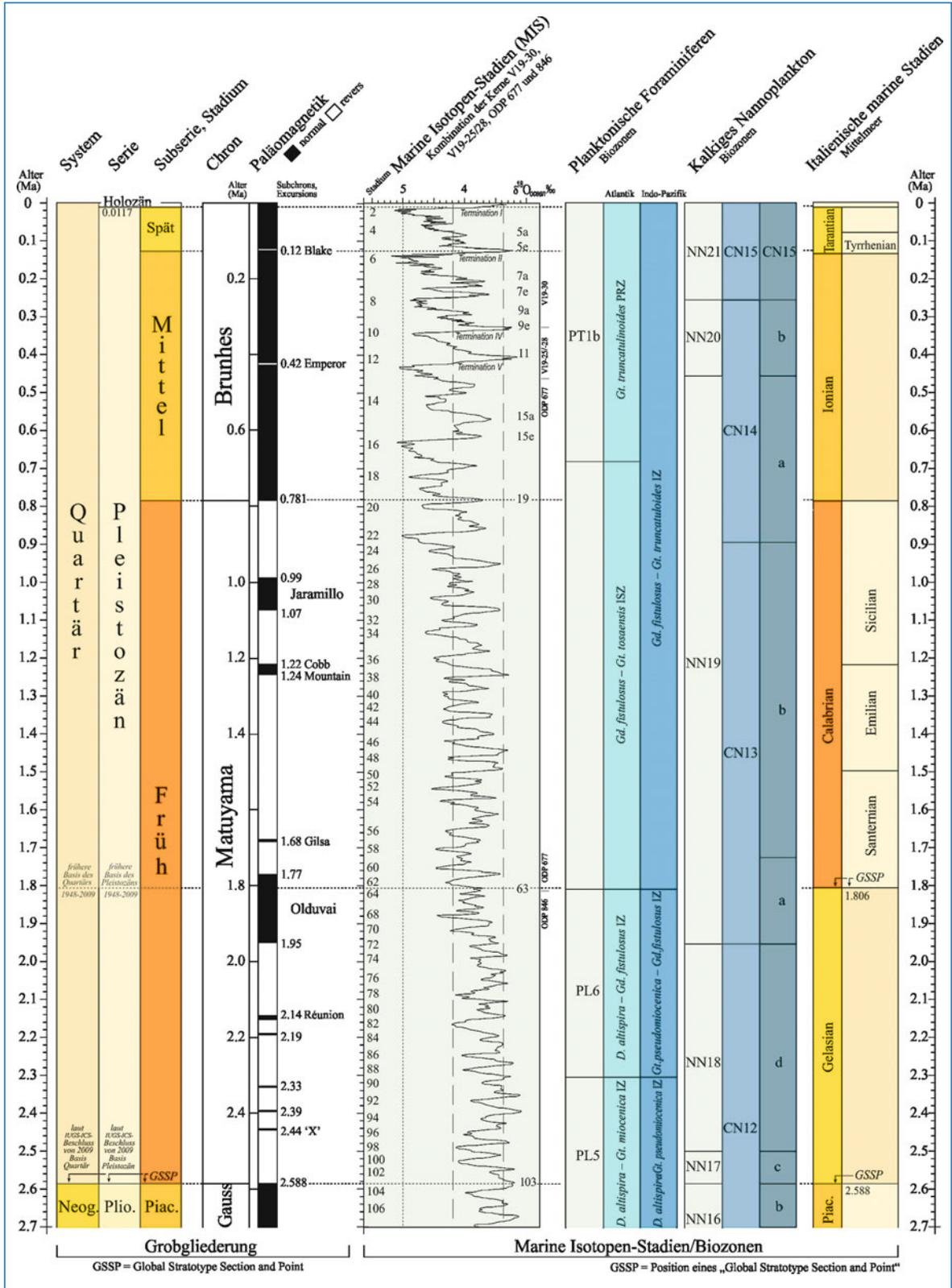
Als Folge davon verschwand das Quartär im Jahre 2004 aus der Internationalen Stratigraphischen Tabelle – zumindest in dem Buch *Geological Time Scale*, einer offiziellen Publikation der für stratigraphische Fragen zuständigen International Commission on Stratigraphy (ICS) (Gradstein et al. 2005).

Gegen diesen Handstreich haben sowohl die INQUA als auch die nationalen Quartärvereinigungen scharf protestiert. Eine offizielle Publikation? Der Präsident der IUGS, Professor Zhang Hongren, widersprach: Die neue „Geologische Zeitskala“ war nicht vom Vorstand der IUGS ratifiziert worden. Sie war somit nicht bindend. Die dargestellte geologische Zeitskala entspräche lediglich den persönlichen Vorstellungen einiger Mitglieder der ICS. Der Vorstand der IUGS konstatierte weiterhin, dass die ICS gegen die Interessen und Vorgaben der IUGS gehandelt und damit dem Ansehen der ICS und der IUGS geschadet habe (vgl. Internet-Seite der DEUQUA). Das Ergebnis war, dass sich die International Commission on Stratigraphy (ICS) am 21. Mai 2009 nicht nur entschlossen hat, das Quartär zu erhalten, sondern obendrein die Basis des Quartärs auf 2,6 Millionen Jahre vor heute festzulegen. Dieser Beschluss ist am 29. Juni 2009 von der IUGS bestätigt worden.

Also bleibt alles beim Alten? Nein. Die stratigraphische Nomenklatur hat sich gewandelt und wird sich weiter wandeln. Stratigraphische Begriffe werden neu und besser definiert, und das Ziel ist es, die Korrelation über Ländergrenzen hinweg zu verbessern. Eine stratigraphische Einheit, die formal anerkannt werden soll, muss deshalb klar definiert sein. Ober- und Untergrenze müssen festgelegt sein, und es muss eine Typlokalität geben, an der die stratigraphische Position der Formation nachvollziehbar ist. Die Subkommission Quartär der Deutschen Stratigraphischen Kommission findet man im Internet unter www.stratigraphie.de/quartaer.



Abb. 2.1 Saurier „zum Anfassen“ in Hagenbecks Tierpark in Hamburg. Die Echschen sind am Ende der Kreidezeit ausgestorben.



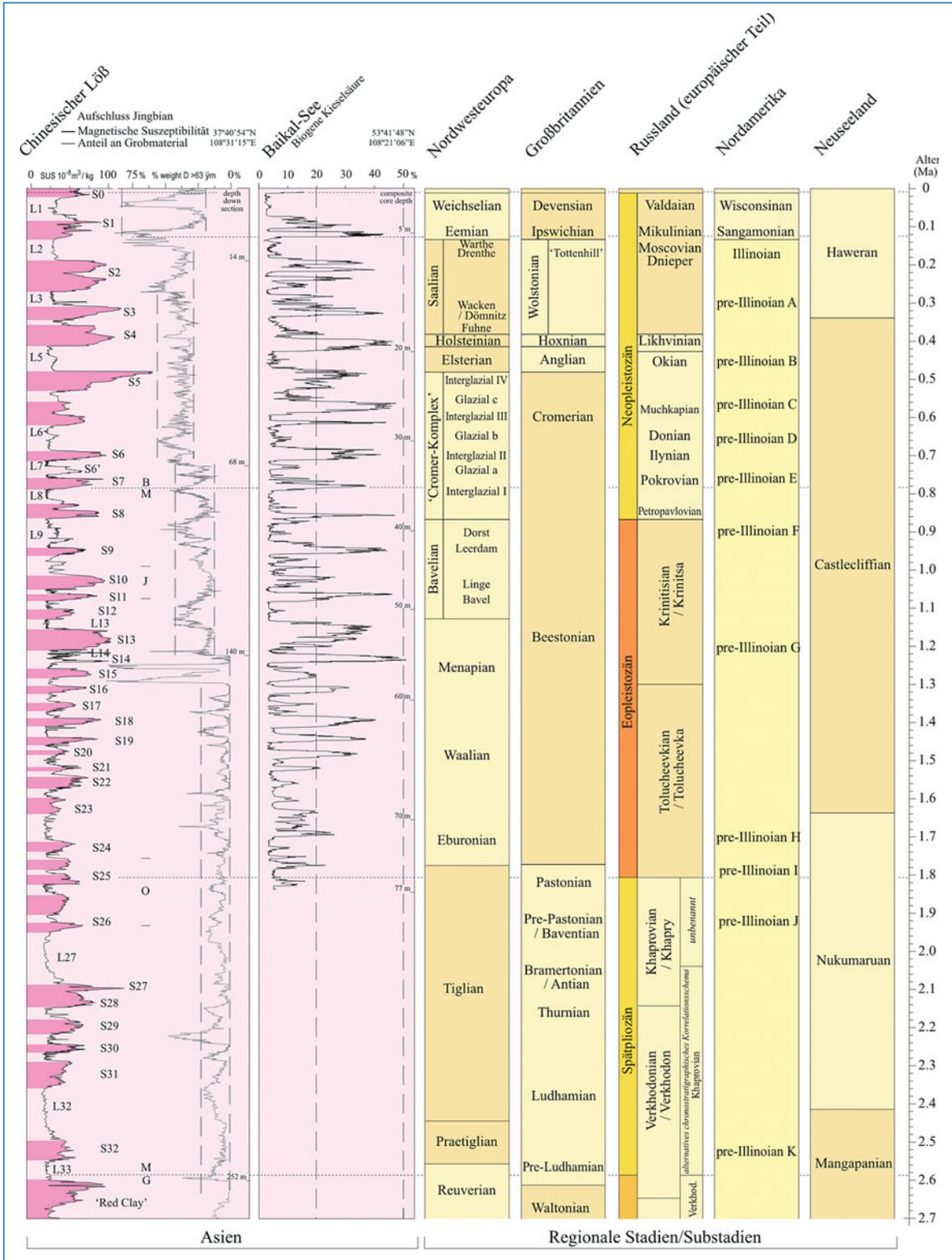


Abb. 2.2 Chronostratigraphische Korrelationstabelle für die letzten 2,7 Millionen Jahre (Gibbard et al. 2009: <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/correlation/chart.html>; Stand: 2009).

Paläomagnetik

Eine wichtige Methode, um das Alter von Gesteinen zu bestimmen, ist die Paläomagnetik. Das Magnetfeld der Erde entspricht einem Dipol, der etwa 10° gegen die Erdachse geneigt ist. Die horizontale Komponente (Deklination) ist die Abweichung von der Nord-Süd-Richtung. Die vertikale Komponente (Inklination) ist der Winkel, mit dem das örtliche Magnetfeld einfällt. Richtung und Stärke (Intensität) des Magnetfeldes sind abhängig von der geographischen Breite. In Polnähe geht die horizontale Komponente des Magnetfeldes gegen Null, während die vertikale Komponente ihre höchsten Werte erreicht (nach Hambach et al. 2008).

Prozesse im Bereich des äußeren, flüssigen Erdkerns kontrollieren das Magnetfeld der Erde. Dabei kommt es in Zeiträumen von Tagen bis zu mehreren zehn Millionen Jahren zu Verlagerungen des Magnetfeldes. Die dramatischsten Veränderungen sind Umkehrungen der magnetischen Pole. Der Nordpol wird zum Südpol und umgekehrt. Derartige „plötzliche“ Umkehrungen vollziehen sich in einem Zeitraum von tausenden bis zu zehntausenden von Jahren. Der normale oder reverse Zustand kann dann Hunderttausende oder Millionen von Jahren anhalten.

Wie kann man diese Veränderungen messen? Magnetische Minerale neigen dazu, sich entsprechend dem aktuellen Magnetfeld der Erde auszurichten. Bei magmatischen Gesteinen bleibt diese Ausrichtung dauerhaft erhalten, wenn das Gestein erstarrt. Bei schnell fließender Lava geschieht dies innerhalb weniger Stunden bis Jahre.

Auch in Sedimenten ordnen sich magnetische Minerale bei ihrer Ablagerung entsprechend der Ausrichtung des Erdmagnetfeldes aus. Diese Art der Ausrichtung ist jedoch schwächer und weniger stabil als in den Erstarrungsgesteinen. Sie kann durch Umlagerung, zum Beispiel durch die Einwirkung von Lebewesen (Bioturbation), aber auch durch geochemische Prozesse und Mineralneubildung verändert werden. Auch dauert es deutlich länger, bis die Mineralkör-

ner eine stabile Lage erreicht haben. Selbst in rasch abgelagerten Seesedimenten stellt sich diese erst nach etwa 150 Jahren ein (Stockhausen 1998)

Die paläomagnetische Zeitskala beruht auf Untersuchungen des Meeresbodens. An den mittelozeanischen Rücken wird ständig neuer Basalt gebildet. Der Boden der Ozeane dehnt sich auf diese Weise langsam aus (*sea floor spreading*). Da die Erde aber nicht größer wird, muss der Meeresboden schließlich irgendwo wieder verschwinden. Dies geschieht in Subduktionszonen im Bereich der Tiefseegräben.

Man kann die Geschichte des Erdmagnetfeldes nicht nur aus den Basalten am Boden der Ozeane ablesen, sondern obendrein durch das Alter der überlagernden Sedimente kontrollieren. Die Basalte lassen sich mit der K-Ar-Methode datieren. So ist es nicht nur möglich, die Geschwindigkeit des *sea floor spreading* zu ermitteln, sondern obendrein eine paläomagnetische Zeitskala aufzustellen, die bis in die frühe Jurazeit zurückreicht (Nicolas 1995).

Die geomagnetische Zeitskala des Quartärs setzt sich aus zwei großen Blöcken zusammen: der heutigen Epoche mit „normaler“ Polarität (Brunhes-Chron) und der vorangegangenen Epoche mit umgekehrter (reverser) Polarität (Matuyama-Chron). Der Umschwung erfolgte vor etwa 780 000 Jahren. Das Matuyama-Chron enthält im Gegensatz zum Brunhes-Chron zwei größere Abschnitte mit abweichender, d. h. in diesem Fall „normaler“, Polarität: das Jaramillo-Subchron und das Olduvai-Subchron.

Paläomagnetische Untersuchungen sind unter anderem im Bereich der asiatischen Lössprofile eingesetzt worden. Dort konnte nachgewiesen werden, dass die Löss-Ablagerungen bis ins ausgehende Pliozän zurückreichen. Verbesserte Datierungsmethoden werden in der Zukunft wahrscheinlich auch die Nutzung der kurzfristigen Exkursionen des Magnetfeldes für Datierungsfragen ermöglichen.

Tab. 2.1 Änderungen des Erdmagnetfeldes (nach Hambach et al. 2008)

Ereignis	Auswirkungen	Dauer
Umkehrung	Nordpol wird zum Südpol (und umgekehrt)	Tausende bis Zehntausende von Jahren
Säkulare Schwankung	Änderung der Richtung des Erdmagnetfeldes um $10\text{--}30^\circ$, Stärke weicht um bis zu 50% vom heutigen Wert ab	einige tausend Jahre
Exkursion	kurzfristige Richtungsänderung des Erdmagnetfeldes um mehr als 30° , Stärke kann bis auf 10% des heutigen Wertes zurückgehen	weniger als tausend Jahre

Die Grundmoräne dieses Eisvorstoßes ist die Kuden-Till-Bank (qsMG-Till). Es wird die Typusregion angegeben sowie ein Typusprofil (Heiligenhafener Ufer). Auf die Verbreitung wird detailliert eingegangen. Unter dem Thema „Zeitgleiche Einheiten“ folgt der Vergleich mit den Nachbargebieten: „Hamburg: Ablagerungen des Niendorfer Vorstoßes (u. a. Grube 1981, Ehlers et al. 1984). Nordwestliches Niedersachsen: Ablagerungen der jüngeren Drenthe-Phase (qD2) (u. a. Meyer 1976, Höfle 1980). Östliche Bundesländer: Eine ungefähre Altersgleichheit der als saalezeitlich eingestuften „Kreidemoränen“ in Berlin (Böse 1983) und Brandenburg, die nach Lippstreu (1995), in das „jüngere Stadium der Saale-Kaltzeit“ zu stellen sind, ist denkbar. Dafür wäre aber eindeutig nachzuweisen, dass diese Moränen unter eemzeitlichen Sedimenten liegen und nicht möglicherweise dem weichselzeitlichen Warnow-Stage (Müller 2004c) zugeordnet werden könnten.“

Das Lithostratigraphische Lexikon wird in den nächsten Jahren vervollständigt werden und als zuverlässige Quelle für die Definition der verschiedenen Einheiten genutzt werden können.

2.3 Spuren in der Tiefsee

Die klassische Gliederung des Eiszeitalters stammt aus dem Vereisungsgebiet der Alpen. Hier wurde von Penck (1882) nicht nur die Mehrgliedrigkeit der eiszeitlichen Ablagerungen nachgewiesen, sondern auch das System der vier alpinen Vereisungen (Günz, Mindel, Riß und Würm) aufgestellt (Penck 1899, Penck & Brückner 1901/1909), das zunächst weltweit als Grundgliederung des Eiszeitalters benutzt wurde. Wie unvollständig diese Gliederung ist, hat sich erst in den 1970er Jahren herausgestellt. Heute beruht die Grundgliederung des Quartärs auf der Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie der Tiefsee-Bohrkerne, an der sich alle anderen Stratigraphien orientieren.

Der Boden der Weltmeere lässt sich grob in drei große Einheiten untergliedern: Flache Schelfmeere, steil abfallende Kontinentalhänge und Tiefseeböden. Die Tiefseeböden zählen zu den tiefsten Bereichen der Erdoberfläche; ihre Tiefe wird nur von der der Tiefseegräben übertroffen. Die Böden der Tiefsee stellen daher Räume fast kontinuierlicher Sedimentation dar, aus deren Schichtenfolge sich die Klimageschichte der Erde rekonstruieren lässt.

Im Idealfall bilden die Sedimente der Tiefseeböden das Ergebnis langsamer, vertikaler Ablagerung

auf eine fast ebene Oberfläche. Der Meeresboden weist jedoch ein zum Teil kräftiges Relief auf. An steileren Hängen kommt es zu Rutschungen, durch Bodenströmungen wird Sediment umgelagert, und durch gewaltige Trübestrome (*turbidity currents*) werden große Sedimentmengen flächenhaft aufgeschüttet. Daher ist die Schichtenfolge der Tiefseesedimente nicht einheitlich; mit Diskontinuitäten muss gerechnet werden. Will man mit einer Bohrung eine relativ vollständige Schichtenfolge erfassen, so geht man deshalb bevorzugt in den Bereich von Plateaus oder allenfalls an sanft geneigte Hänge, wo die Gefahr der Umlagerung vergleichsweise gering ist. Die Bohrungen V28-238 und V28-239 des Forschungsschiffes *Vema*, auf denen das Grundgerüst der Tiefsee-Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie aufbaut, stammen aus Wassertiefen von 3120 m bzw. 3490 m aus dem Bereich des Salomonen-Plateaus (Shackleton & Opdyke 1973). Schichtlücken lassen sich im Sedimentbohrkern nur schwer entdecken. Man korreliert deshalb die angetroffene Schichtenfolge mit anderen Bohrkerne, wobei radiometrische Datierungen und vor allem paläomagnetische Untersuchungen ein Grundgerüst an Festpunkten liefern, in das sich die Schichtenfolge einhängen lässt.

Die Sedimente der Tiefsee stellen eine Mischung aus Feinsedimenten, die vom Land her antransportiert worden sind, und aus den Schalen von marinen Mikroorganismen dar. Die festländische (terrigen) Komponente besteht im Wesentlichen aus Ton, zum Teil auch aus Schluff und Feinsand, der vom Wind ins Meer verfrachtet worden ist. Derartige Ablagerungen spielen z. B. vor der westafrikanischen Küste eine größere Rolle (Staub aus der Sahara), aber auch in der Biskaya, wo sie eine wichtige Verbindung zur nordwesteuropäischen Eiszeitstratigraphie des festen Landes liefern. Gelegentlich finden sich in den Schichten der Tiefsee eingeschaltete feinkörnige Lagen vulkanischen Materials (Tephra). In einigen Gebieten, z. B. im Nordatlantik, gibt es gröbere klastische Einschaltungen, die auf Treibeistransport während der Kaltzeiten zurückgehen. Die organischen marinen Bestandteile bestehen in erster Linie aus den Gehäusen und Hartteilen einzelliger Tiere (vor allem Foraminiferen und Radiolarien) oder Pflanzen (vor allem Diatomeen und Kokkolithophoriden). Im mittleren Atlantik bestehen die pleistozänen Sedimente weitgehend aus Globigerinenschlamm (Dietrich 1992).

Wenn im folgenden von Korngrößen die Rede ist, so richten sich diese nach der Europäischen Norm EN ISO 14688, die seit August 2002 die deutsche DIN 4022 ersetzt. Die Grenzen der Korngrößenklassen haben sich nicht verändert. Bei Vergleichen mit der

Tab. 2.2 Korngrößen nach Europäischer Norm (Quelle: EN ISO 14688)

Kornfraktion	Durchmesser
Kies	2–63 mm
Sand	0,06–2 mm
Schluff	0,002–0,06 mm
Ton	unter 0,002 mm

internationalen Literatur ist jedoch zu beachten, dass zum Beispiel in den USA und in Russland abweichende Klassifikationen verwendet werden.

Der Anteil der verschiedenen Komponenten an den Ablagerungen der Meeresböden schwankt sehr stark, vor allem in Abhängigkeit vom Eintrag festländischer (terrigen) Bestandteile. Da zwei Drittel der kontinentalen Entwässerung der Erde in den Atlantik erfolgt, ist die Sedimentation terrigener Bestandteile im Atlantik wesentlich höher als im Pazifik. Daher kann bei gleicher Bohrkernlänge im Pazifik in der Regel ein längerer Zeitabschnitt des Quartärs erfasst werden als im Atlantik. Die Sedimentationsraten reichen von unter 1 cm pro Jahrtausend in einigen Gebieten bis zu über 50 cm pro Jahrtausend in kleineren Tiefseebecken. Die Sedimentation terrestrischer Bestandteile war in den Kaltzeiten drei- bis viermal so hoch wie unter warmzeitlichen Bedingungen. Ursachen für diese verstärkte physikalische Ver-

witterung sind Gletschererosion, verstärkter Abfluss durch Schmelzwasserflüsse sowie das Freiliegen weiter Schelfgebiete, da das in den Gletschern gebundene Wasser zu einer Absenkung des Meeresspiegels und damit erhöhter Deflation führt. Die Schichtung der Tiefseesedimente ist daher ein Abbild der globalen Klimaschwankungen und kann benutzt werden, um den Ablauf der Klimaentwicklung des Quartärs zu rekonstruieren. Das Sauerstoff-Isotopen-Verhältnis hat sich dabei als die am besten geeignete Methode erwiesen, da sie weltweit reproduzierbare Ergebnisse erbringt.

Im Meerwasser kommt Sauerstoff in den zwei Isotopen-Varianten ^{16}O und ^{18}O vor. Von der Verdunstung wird bevorzugt das leichtere Isotop ^{16}O betroffen. Unter gleichbleibenden Klimabedingungen ist diese Tatsache bedeutungslos, da das ^{16}O über Niederschlag und Abfluss wieder ins Meer zurückgeführt wird. Während der Kaltzeiten gelangt jedoch ein erheblicher Teil des Niederschlages nicht zurück ins Meer, sondern wird in den Gletschern und Eisschilden des Festlandes gebunden. Die Folge ist, dass der ^{16}O -Anteil des Meerwassers herabgesetzt wird. Marine kalkschalige Organismen bauen in ihre Gehäuse die beiden Sauerstoff-Isotope in dem Verhältnis ein, das sie im Meerwasser vorfinden. Auf diese Weise ist es möglich, aus den entsprechenden Ablagerungen die Zusammensetzung des Meerwassers und damit annäherungsweise das Klima zu rekonstruieren.

Das Sauerstoff-Isotopen-Verhältnis ist nicht nur abhängig vom Eisvolumen, sondern auch von der

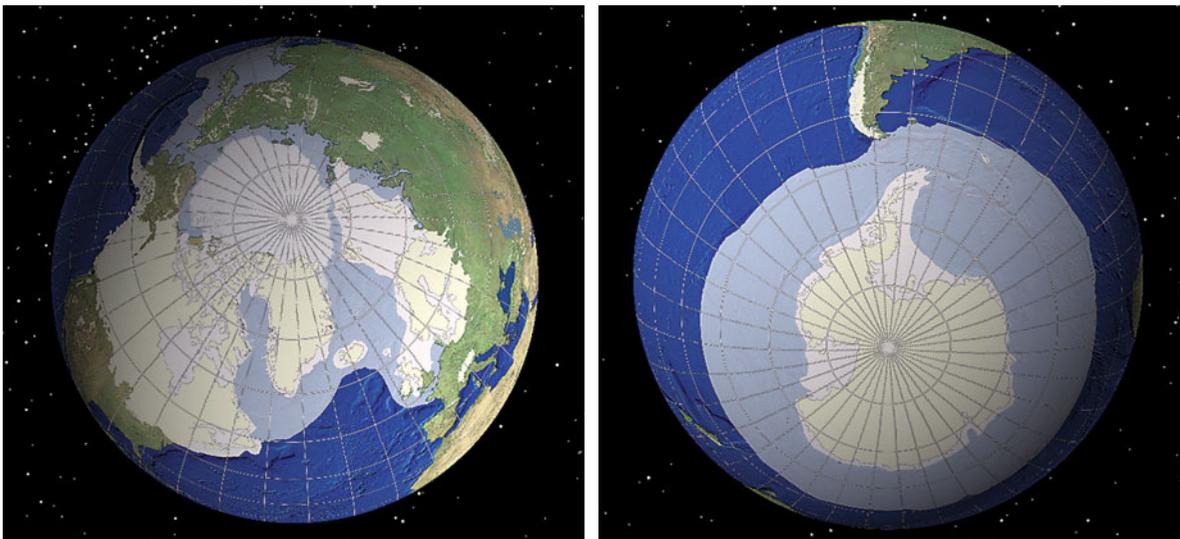


Abb. 2.3 Vergletscherung und Ausdehnung des Meereises während des Höchststandes der Weichsel-Vereisung auf der Nordhalbkugel (links) und Südhalbkugel (rechts).

Glazimarine Sedimente und IRD

Vereinzelt finden sich innerhalb der Tiefseeablagerungen auch grobkörnige Lagen bis hin zu eingestreuten Kiesen. Dabei handelt es sich meist um Material, das durch Eisberge antransportiert worden ist. Daneben findet ein geringfügiger Eintrag durch marine Algen, durch Treibholz (vor allem in Wurzelballen von Baumstämmen) und durch Säugetiere statt. Menschliche Aktivitäten bilden die Ursache für die Einbringung rezenter Grobseimente im Nordatlantik (vor allem Schlacke und Asche aus der Zeit der Dampfschiffe). Während sich die anthropogenen Verunreinigungen ohne große Mühe identifizieren lassen, ist die sichere Bestimmung von durch Treibeis transportiertem Material (*ice-rafted detritus*, *IRD*) wesentlich schwieriger. Dessen Identifizierung spielt eine erhebliche Rolle, wenn es um die Rekonstruktion früherer Treibeisgrenzen geht. Die Zone des Algentransportes umfasst zwar in erster Linie warme Gewässer, aber sie überlappt sich mit der Zone des subpolaren Treibeistransportes.

Transport durch Treibeis macht sich nicht nur innerhalb der Packeisgrenze bemerkbar. Mit den Meeresströmungen treibende Eisberge konnten während der Kaltzeiten weit nach Süden bzw. Norden verfrachtet werden. Im Nordatlantik lässt sich kaltzeitlicher Treibeistransport bis auf die Höhe von Marokko nachweisen, im Südatlantik aus den antarktischen Gewässern bis über Kapstadt hinaus.

Glazimarine Sedimente entstehen durch das Ausschmelzen und Herunterregnen aus Treibeis (IRD), durch das Absinken feinkörniger Sedimente, die sich in Suspendierung befunden haben, und durch Trübestrome. Zusätzlich können die Sedimente durch das Pflügen von Eisbergen oder durch Bioturbation aufgearbeitet werden. Diese Ablagerungen haben ein größeres Erhaltungspotenzial als terrestrische Gletschersedimente, da die Ablagerungsräume der tieferen Meeresbecken jenseits der Vereisungsgrenzen liegen, so dass sie vor der Erosion und Aufarbeitung während nachfolgender Vereisungen geschützt sind. Auf diese Weise ist am Meeresboden ein Sedimentarchiv entstanden, in dem die vergangenen Klimaveränderungen in Form der vorstoßenden und abschmelzenden kontinentalen Eismassen und der damit zusammenhängenden Veränderungen im Ozean erhalten geblieben sind. Quartäre glazimarine Sedimente finden sich als ein Ergebnis glazioisostatischer Hebung oft auch in Gebieten, die heute zum Festland gehören.

Subaquatische Schwemmfächer (*subaqueous outwash fans*) sind dort aufgeschüttet worden, wo der Gletscher Bodenkontakt gehabt hat. Die Geschwindigkeit des Schmelzwassers, das an dieser Stelle aus Tunneln unter dem Eis ins Meer geströmt ist, hat sich schlagartig verringert, so dass das Sediment unmittelbar vor dem Gletscherrand abgelagert worden ist.

Wenn der Eisrand über längere Zeit in einer Position verharrt hat, ist es zur Aufschüttung regelrechter Moränenbänke gekommen. Das Ausmaß dieser Aufschüttung hängt



Abb. 2.4 Nicht nur Treibeis, sondern auch Algen sind in der Lage, größere Steine vom Strandbereich ins offene Meer zu transportieren.

außer von der Zeit auch vom Sedimentnachschieb ab. In der kanadischen Arktis sind im glazimarinem Bereich Lagen von Moränenmaterial festgestellt worden, die weniger als 1 m dick waren, während andere aus über 10 m mächtigen Aufschüttungen aus Ton, Schluff, Sand und gemischtkörnigen Ablagerungen bestehen.

Wo die Sedimentationsgeschwindigkeit hoch ist, können die Schwemmfächer und Moränenbänke bis zum Meeresniveau anwachsen und so genannte Eiskontakt-Deltas formen. Solche Deltas bestehen oft aus isoliert liegenden, an die Felshänge angelehnten Sedimentkörpern mit flacher Oberfläche (Marginalterrassen). Sie sind durch einen steileren proximalen Eiskontakthang und eine Oberfläche gekennzeichnet, die durch Toteislöcher untergliedert ist. Im Inneren dieser Ablagerungen können Topsets, Foresets und Bottomsets unterschieden werden. Die Topsets sind die Ablagerungen eines verwilderten Flusssystemes; sie bestehen dementsprechend aus subhorizontal geschichteten massiven Kiesen. Die Foresets werden durch sandige Ablagerungen geprägt, die unter dem Einfluss der Schwerkraft vorgeschüttet worden sind. Sie gehen hangabwärts in die Bottomsets aus massivem oder gradiertem Sand und Schluff über. Vor dem eigentlichen Delta sind die distalen Bottomsets aus feinerem Schluff und Ton zusammengesetzt, der oft eine marine Makrofauna enthält. Auf der Seite, wo der Gletscher gelegen hat, können die Schichten durch Eisdruck und das Ausschmelzen von begrabenem Eis oder durch Hangrutsch im Zusammenhang mit dem Gletscherrückzug gestört sein. Derartige Eiskontakt-Deltas sind zum Beispiel in Norwegen weit verbreitet.

Temperatur. In den Kalkschalen der Foraminiferen wird bei niedrigeren Temperaturen ein höherer Anteil von ^{18}O eingebaut als bei höheren Temperaturen. Die Weltmeere weisen eine deutliche Temperaturschichtung auf. Während das oberflächennahe Meerwasser (bis in ca. 300 m Tiefe) die Wärmeschwankungen der Atmosphäre mit gewissen Verzögerungen mitmacht, hat sich die Temperatur des ozeanischen Tiefenwassers (in über 1000 m Tiefe) wahrscheinlich während des gesamten Pleistozäns nur wenig verändert. Sie wird durch die Temperatur des antarktischen Tiefenwassers kontrolliert. Die Kalkschalen von Foraminiferen, die am Meeresboden leben (benthonische Formen), zeigen daher eine Verteilung der Sauerstoff-Isotope, die unabhängig von Temperaturschwankungen ist, und die allein eine Reaktion auf das veränderte Eisvolumen darstellt. Die darauf basierenden Sauerstoff-Isotopenkurven sind weltweit mit einem hohen Grad an Übereinstimmung reproduzierbar.

Das Sauerstoff-Isotopen-Verhältnis wird gewöhnlich als Abweichung des Anteils des schwereren Isotops ^{18}O vom $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis eines Standards angegeben, der an einem Belemniten der Peedee-Formation in South Carolina, USA, ermittelt worden ist. Dieser Wert $\delta^{18}\text{O}$ wird errechnet über die Formel

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 \cdot \left[\frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ der Probe} - \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ des Standards}}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ des Standards}} \right]$$

Die Datierung der ersten Referenzkurve des Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisses wurde mit Hilfe von fünf Kontrollpunkten durchgeführt. Vier davon waren mit Hilfe der ^{14}C -Methode datiert worden; diese Punkte lagen innerhalb der letzten 35.000 Jahre. Einen fünften Kontrollpunkt bildete die mit Hilfe der K/Ar-Methode datierte Matuyama/Brunhes-Grenze (780.000 vor heute; Imbrie et al. 1984). Die Sauerstoff-Isotopenchronologie und die paläomagnetische Zeitskala sind in Abb. 2.1 abgebildet.

Es ist bemerkenswert, dass für die Betrachtung quartärer Ablagerungen die Kompaktion der Tiefseesedimente nur eine äußerst geringe Rolle spielt. Untersuchungen an einer Reihe von Bohrungen haben gezeigt, dass sich die Zunahme der Dichte mit wachsender Tiefe von etwa $1,5 \text{ g/cm}^3$ auf $1,8 \text{ g/cm}^3$ über mehrere hundert Meter erstreckt. Diese Veränderung erfolgt nicht kontinuierlich, sondern es treten wiederholte, kleinräumige Wechsel der Dichte auf. Die Veränderungen sind weniger ein Ergebnis der

Setzung als vielmehr diagenetischer Prozesse. Sie sind insgesamt so gering, dass sie bei der Bearbeitung der relativ kurzen quartären Bohrkerne für die Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen vernachlässigt werden können.

Shackleton & Opdyke (1973) gingen daher von einer linearen Interpolation zwischen der Gegenwart und der Brunhes/Matuyama-Grenze aus. Im Bohrkern V 28-238 umfasst diese Zeitspanne eine Kernlänge von 12 m, im Bohrkern V 28-239 etwa 7,25 m. Für Stadium 5e ergibt sich dabei ein Alter von 123 000 v. h. – ein Wert, der sich mit den z. B. durch U/Th-Datierungen im festländischen Bereich gewonnenen Ergebnissen deckt.

Tiefer reichende Bohrkerne ermöglichen inzwischen die altersmäßige Einordnung der gesamten quartären Schichtenfolge. Die Daten für die magnetischen Umkehrungen stammen jeweils aus dem festländischen Bereich. Neben diesen Festdaten ist über eine verbesserte Auswertung wiederholt eine Anpassung der Tiefsee-Isotopenkurve an die Schwankungen der Erdbahnelemente (*Global Forcing*) erfolgt, so dass Ablauf und zeitliche Fixierung der Ereignisse als relativ sicher angesehen werden müssen (z. B. Shackleton et al. 1990). Der zeitliche Rahmen des jüngsten Eiszeitalters ist damit festgelegt.

2.4 Systematik des Eiszeitalters

Es gab mehrere Eiszeitalter. Als Eiszeitalter bezeichnet man einen Abschnitt der Erdgeschichte, in dem mindestens einer der Pole vergletschert gewesen ist. Die Eiszeitalter sind relativ kurze Ereignisse, die nur etwa ein Fünftel der Erdgeschichte ausmachen. Charakteristisch für ein Eiszeitalter sind die Klimaschwankungen, die wesentlich stärker sind als in anderen Abschnitten der Erdgeschichte. Man unterscheidet zwischen Kaltzeiten und Warmzeiten.

Wenn man die Betrachtung auf Mitteleuropa konzentriert, so haben wir den Sonderfall der Kaltzeiten, in denen Gletscher von Norden bis nach Norddeutschland und von den Alpen bis in das Vorland vorgestoßen sind. Diese Kaltzeiten werden als Eiszeiten (Glaziale), die Warmzeiten zwischen den Eiszeiten dagegen als Interglaziale bezeichnet. Diese Sichtweise lässt sich nicht auf andere Regionen übertragen. In der Sahara hat es in der jüngeren Erdgeschichte keine Eiszeit gegeben, am Südpol herrscht dagegen seit dem Oligozän ununterbrochen Eiszeit.