

## 2. VEREISUNGEN IN DER ERDGESCHICHTE

Die Klimageschichte der Erde zeichnet sich durch starke Schwankungen zwischen warmen und kalten Phasen aus, bei denen die Erde mehrfach vereist bzw. eisfrei war (Kap. 2.1). So gab es vor 750-580 Mio. Jahren eine nahezu globale Vereisung, die unter dem Namen »Schneeball Erde« in die Forschung eingegangen ist, deren Ausmaß und Ursachen jedoch noch nicht endgültig geklärt sind (Kap. 2.2). Auch das gegenwärtige Eiszeitalter ist nicht in jeder Hinsicht verstanden. So werden für seinen Beginn vor etwa 2,7 Mio. Jahre neben einer deutlichen Abnahme des CO<sub>2</sub>-Gehalts in der Atmosphäre auch tektonische Ursachen diskutiert (Kap. 2.3). Für das Klima während der letzten Eiszeit spielten regional die Veränderungen von Meeresströmungen eine Rolle, die durch das Abbrechen und Abschmelzen von großen Eismassen verursacht wurden (Kap. 2.4). Die Voraussetzungen für den Beginn der nächsten Eiszeit lassen sich durch die Berechnungen der Erdbahn einigermaßen sicher vorhersagen. Möglicherweise aber wird es keine neue Eiszeit geben, weil der Mensch ein neues geologisches Zeitalter, das Anthropozän, eingeläutet hat (Kap. 2.5).

### 2.1 Vereiste und eisfreie Erde - Ein Überblick

MARTIN MESCHEDÉ

**Vereiste und eisfreie Erde - Ein Überblick:** Im Laufe der Erdgeschichte kam es wiederholt zu markanten Abkühlungen des globalen Klimas, in deren Folge sich ausgedehnte Eismassen bildeten, die, ausgehend von den Landmassen der höheren Breiten, zu einer direkten Vergletscherung größerer Teile des Erdkörpers führten. Für das Präkambrium deuten zahlreiche Hinweise sogar auf mehrere extreme Eiszeitalter, die wahrscheinlich zur Komplett-Vereisungen des Erdkörpers führten (sog. Schneeball-Erde-Hypothese). Als primäre Ursache wird eine deutliche Verringerung des atmosphärischen Kohlendioxidgehalts angesehen. Das erste nachweisbare Eiszeitalter ereignete sich im mittleren Archaikum vor ca. 2,9 Mrd. Jahren, die erste Vereisung globalen Maßstabs wird ins frühe Proterozoikum (2,4-2,2 Mrd. Jahre) datiert, zwei weitere folgten im späten Proterozoikum (Cryogenium). Während des Paläozoikums kam es im Ordovizium und an der Wende Karbon/Perm zu ausgedehnten Vergletscherungen der Polargebiete. Während des gesamten Mesozoikums war die Erde dagegen weitgehend eisfrei. Erst wieder ab dem mittleren Tertiär bildeten sich zunächst am Südpol (Antarktis) und später im Norden (Grönland und angrenzende Polarregionen) Eisschilde und -kappen aus, die mit Unterbrechungen zum Teil auch heute noch existieren (Känozoisches Eiszeitalter). Derzeit sind noch ca. 10% der Landoberfläche durch Gletscher bedeckt, und die Erde befindet sich nach wie vor im Zustand einer Eiszeit, wobei die gegenwärtige Epoche als eine interglaziale Warmphase (Holozän) gekennzeichnet ist.

**Iced and ice-free Earth - An Overview:** During its history the Earth experienced several phases of severe cooling with the development of extensive ice masses starting from landmasses at high latitudes and leading to a glaciation of large portions of the globe. Furthermore, multiproxy evidence from Precambrian formations indicates that several extreme ice ages occurred and probably led to at least one period of when the planet was entirely glaciated (Snowball-Earth-hypothesis). The marked reduction of the atmospheric carbon dioxide content is seen as the primary triggering mechanism. The earliest recognized major glaciation in the geological record occurred during the mid-Archean period, approximately 2.9 billion years ago, and a first global scale (Snowball-Earth-type) glaciation took place in the early Proterozoic (2.4 to 2.2 billion years ago), two more followed during the Cryogenium period of the late Proterozoic. Paleozoic glaciations are recorded for the late Ordovician and during a long interval bridging the Carboniferous to Permian transition. Throughout the Mesozoic era the Earth remained largely ice-free. The most recent phase of glaciation, the so-called Cenozoic Ice Age, began during the mid-Tertiary and is marked by the formation of the Antarctic ice sheet some 34 million years ago, followed by the growth of ice sheets and ice caps in Greenland and in adjacent regions, which partially still exist today (Cenozoic Ice Age). At present, approximately 10% of the Earth's land surface remains directly glaciated, defining the current phase as an interglacial warm phase (Holocene).

Gegenwärtig leben wir bezogen auf das globale Klima in einer Eiszeit. Zwar herrschen derzeit relativ warme klimatische Bedingungen mit milden Wintern und gemäßigten Sommern, doch gehört dies insgesamt zu einem Szenario, das wir als Warmphase innerhalb eines länger andauernden Eiszeitalters ansehen müssen. Während der meisten Zeit ihrer Existenz

war es auf der Erde deutlich wärmer als heute und es gab weder am Nordpol noch am Südpol eisbedeckte Gebiete. Die heutigen polaren Eispanzer haben sich erst in den letzten Millionen Jahren gebildet. Am Südpol begann die Vereisung vor ca. 34 Mio. Jahren, in den nördlichen Polargebieten erst sehr viel später mit den ersten Gletscherbildungen auf Grönland vor ca. 10 Mio. Jahren.

**Ursachen der wechselnden Eisbedeckung**

Die klimatischen Bedingungen auf der Erde hängen dabei nicht nur von den sich gegenseitig überlagernden orbitalen Faktoren wie der Neigung der Erdachse, der Elliptizität der Erdumlaufbahn um die Sonne oder der Kreiselbewegung der Erdachse (der Präzession) ab. Diese Faktoren sind mit ihren mehrere Zehntausend und Hunderttausend Jahre dauernden Zyklen vor allem für die Klimaschwankungen innerhalb eines Eiszeitalters verantwortlich (Wechsel von Warm- und Kaltzeiten). Die Auswirkungen der durch sie verursachten zyklischen Änderungen, die eine Folge veränderter Sonneneinstrahlungsintensität sind, lassen sich als kli-

maabhängige Signale nicht nur durch die während der Kaltzeiten stark zunehmende Vergletscherung, sondern auch in sedimentären Ablagerungen der Ozeane oder in Eisbohrkernen nachweisen. Die durch die orbitalen Faktoren verursachten Klimaschwankungen werden unter dem Begriff Milanković-Zyklen zusammengefasst und liefern wichtige Informationen zur Klimatologie und Paläoklimatologie (siehe Böse Kap. 2.3 in diesem Band). Dazu gehören z.B. klimaabhängige Veränderungen des Isotopenverhältnisses von schweren und leichten Sauerstoffisotopen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) oder der atmosphärische Gehalt an Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ). Basierend auf den Sauerstoffisotopenverhältnissen in marinen Fossilien werden die Phasen der letzten Vereisungen

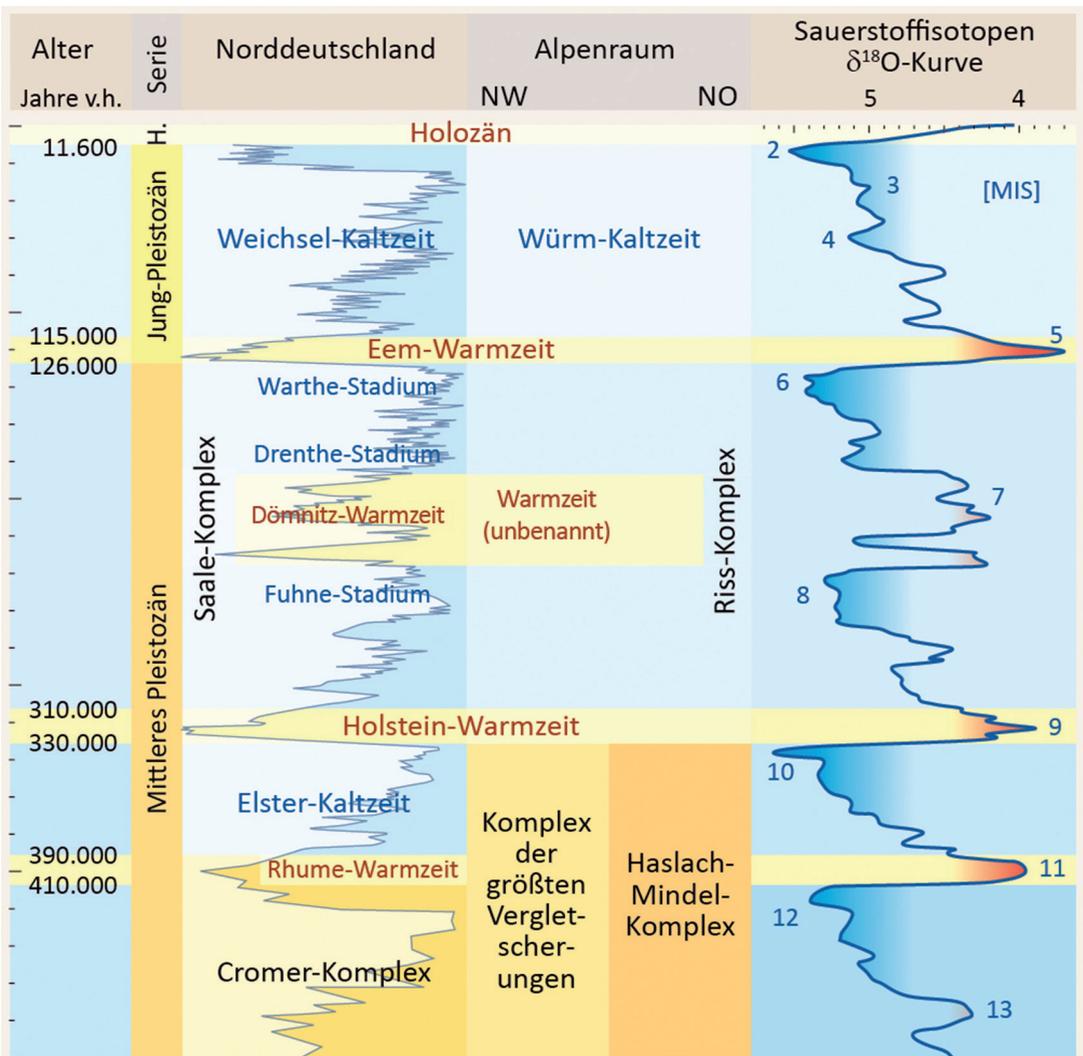


Abb. 2.1-1: Gliederung der Vereisungen der letzten 500.000 Jahre in Norddeutschland und im Alpenraum und deren Korrelation zu den »Marine Isotopic Stages« (MIS) (leicht verändert aus MESCHEDÉ 2015).

heute in Isotopenstufen der sogenannten »Marine Isotopic Stages« (MIS) eingeteilt (*Abb. 2.1-1*). Während der Vereisungsphasen wird viel Wasser, das über den Meeren verdunstete und in der Folge als Schneeniederschlag die Gletscher aufbaute, in festem Eis gebunden. Die leichten Sauerstoffisotope ( $^{16}\text{O}$ ) verdunsten jedoch sehr viel rascher, so dass die schweren Sauerstoffisotope ( $^{18}\text{O}$ ) im Meerwasser passiv angereichert werden. Ein hoher Anteil an  $^{18}\text{O}$  im Meerwasser repräsentiert somit eine kalte Phase. Die Sauerstoffisotopenverhältnisse werden in den Sedimenten z.B. durch kalkschalige Organismen, die Sauerstoff in Form von Calcit oder Aragonit ( $\text{CaCO}_3$ ) in ihre Schalen einbauen, gespeichert.

Neben den extraterrestrischen Einflüssen sind die Verteilung der großen Kontinentmassen, die Lage und Ausrichtung der Gebirge und die Strömungen im Welt-ozean ganz wesentliche Faktoren, die zur Gestaltung des Weltklimas beitragen. Ein einziger großer Kontinent, wie er mit dem Großkontinent »Pangäa« z.B. am Ende des Paläozoikums vor ca. 250 Mio. Jahren existierte, stellt gänzlich andere Rahmenbedingungen dar als die moderne Konstellation der Kontinente mit vielen kleineren Platten und Ozeanen. Die klimatischen Verhältnisse werden dabei maßgeblich von der Verwitterungsintensität auf der Erdoberfläche, der Bildung von neuen Kontinenten und damit verbundenen Gebirgsbildungen sowie der Intensität vulkanischer Entgasungen bestimmt. Hinzu kommen Rückwirkungen dieser Prozesse auf andere Systeme, die sich in Veränderungen bei der Wolkenbildung und davon bestimmten Niederschlagsmengen und -verteilungen sowie dem Verlauf von Ozeanströmungen dokumentiert.

Das Auseinanderbrechen von Großkontinenten und die damit einhergehende verstärkte chemische Verwitterung, die sich entscheidend auf den atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehalt auswirkt, wird heute als einer der wesentlichen Auslöser für die großflächigen Vergletscherungen der Eiszeitalter angesehen. In der Karbonzeit kam als verstärkender Faktor hinzu, dass erstmalig in der Erdgeschichte große Wälder entstanden, in denen riesige Mengen an Kohlenstoff langfristig eingelagert wurden. Darüber hinaus begann die Entwicklung planktonisch lebender Organismen, die Kalk einlagerten und damit ebenfalls Kohlenstoff in Form von Kohlendioxid der Atmosphäre entzogen. Ein sich selbst verstärkender Effekt, der sog. Albedo-Effekt, bei dem das Sonnenlicht durch große, weiße Eisflächen reflektiert wird und damit weniger Wärme von außen auf die Erde gelangt, trägt ebenfalls zu einer weltweiten Abkühlung des Klimas bei.

### Früheste Vereisungen

Im Verlauf der Erdgeschichte kam es mehrfach zu intensiven Vereisungsphasen (*Abb. 2.1-2*). Die älteste

bekannte Vergletscherung ist die Pongola-Vereisung, die ins mittlere Archaikum datiert wird. In der zur Mozaan-Gruppe gehörenden Delfkom-Formation in Swasiland und in Südafrika kommen Diamiktite vor (YOUNG et al. 1998), die als kaltzeitliche Ablagerungen von Gletschern angesehen werden (sogenante Tillite). Ihre zeitliche Einordnung ergibt sich einerseits durch das Alter magmatischer Gesteine, auf denen die Tillite auflagen und die von HEGNER et al. (1994) auf 2,985 Mrd. Jahre datiert wurden. Die Sedimentation erfolgte nach diesem magmatischen Ereignis. Andererseits wurde ein in die glazialen Ablagerungen eingedrungener vulkanischer Quarzporphyrgang von GUTZMER et al. (1999) auf 2,837 Mrd. Jahre datiert. Da die Sedimentation der Diamiktite vor dem vulkanischen Ereignis stattfand, wird die Vereisung auf ein Alter von ca. 2,9 Mrd. Jahren vor heute eingegrenzt.

Im älteren Proterozoikum kam es während des Huronischen Eiszeitalters vor ca. 2,4 bis 2,2 Mrd. Jahren zu einer der längsten Vereisungsphasen der Erdgeschichte. Während dieser Phase kam es möglicherweise, ähnlich wie während der spätproterozoischen Vereisung (s.u.) zu einer nahezu globalen Vergletscherung mit der Ausbildung einer »Schneeball-Erde« (s. ROTHER & MESCHEDÉ Kap. 2.2 in diesem Band). An der Typuslokalität am Huron-See in Kanada gibt es in der Huronischen Supergruppe drei Lagen mit glazialen und marin-glazialen Abfolgen, zwischen denen Sedimente abgelagert wurden, die auf wärmere Klimabedingungen hinweisen. Der Ramsey Lake-Diamiktit ist der älteste, darauf folgen der Bruce-Diamiktit und mehrere Lagen des Gowganda-Diamiktits, der von mehrere Kilometer mächtigen Sedimenten überlagert wird. Die Abfolge der frühproterozoischen Sedimente wird von einem 2,45 Mrd. Jahre alten Basalt-Rhyolith-Komplex unterlagert. Ein Minimalalter ergibt sich aus einer basaltischen Intrusion, die auf 2,22-2,21 Mrd. Jahre datiert wurde (YOUNG et al. 2001). Da dieser Basalt die gesamte sedimentäre Abfolge durchschlägt, muss der Diamiktit deutlich älter als 2,22 Mrd. Jahre sein (KOPP et al. 2005). In Südafrika wird im Transvaal und im früheren Griqualand-West (heute Nordkap-Provinz in Südafrika) die Makganyene-Vereisungsphase ebenfalls anhand von Diamiktitlagen beschrieben (*Abb. 2.1-2*). Sie liegen direkt unter den Vulkaniten der Ongeluk-Formation, die auf 2,22 Mrd. Jahre datiert wurden (TANKARD et al. 1982). Die Makganyene-Vereisungsphase wird daher etwas jünger eingestuft als die Gowganda-Vereisung der Huronischen Vereisungsphase.

Auf das frühproterozoische Eiszeitalter folgte eine lange Zeit der Ruhe mit warmen Klimabedingungen, die erst im Cryogenium des Spätproterozoikums vor ca. 780 bis 760 Mio. Jahren durch eine weitere Vereisung

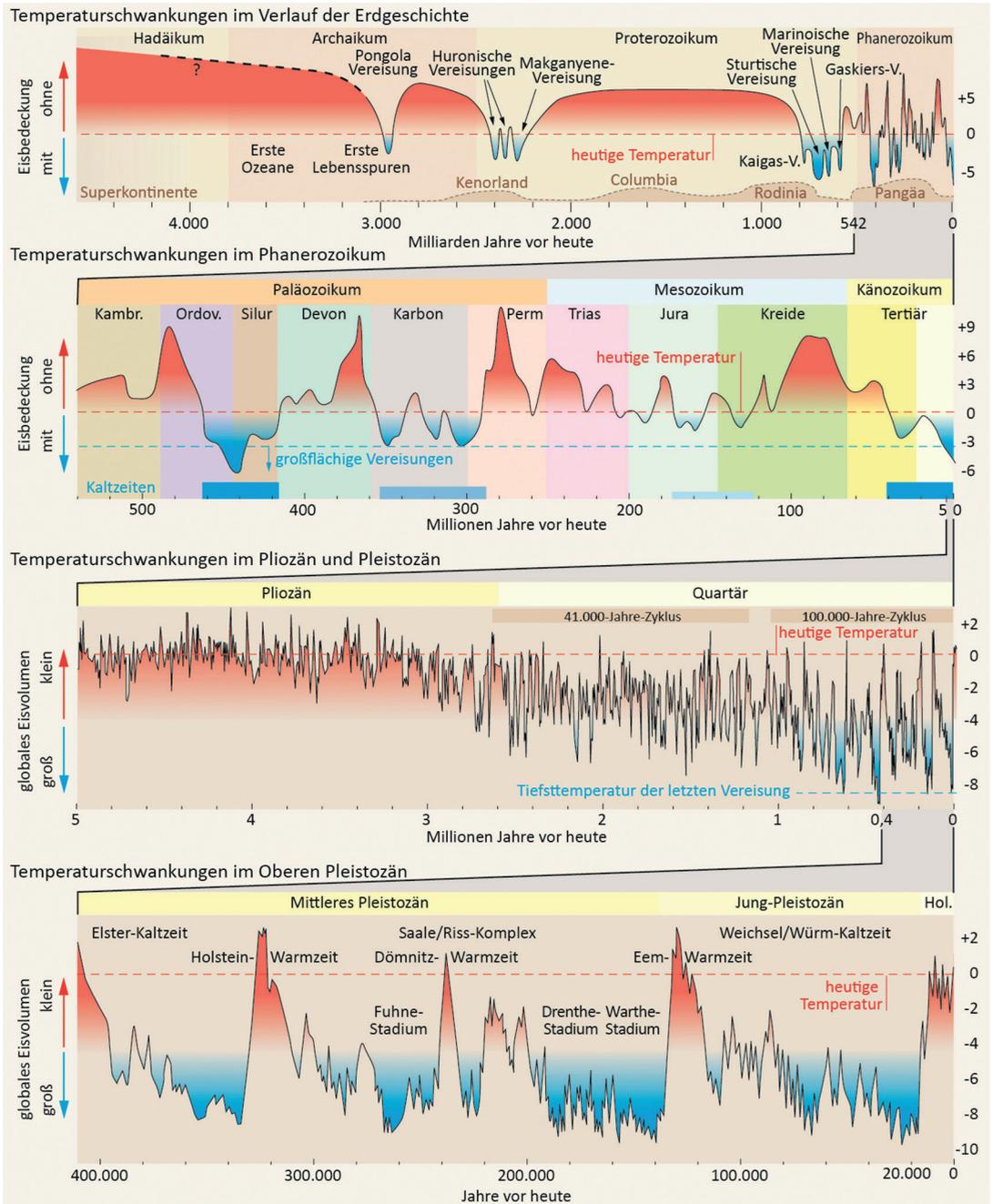


Abb. 2.2-2: Vereisungsphasen im Laufe der Erdgeschichte (nach verschiedenen Quellen).

abgelöst wurde (Abb. 2.1-2). Diese Periode ist gegliedert in die Kaigas-Vereisung, die in ihrer Ausdehnung und Zeitdauer bislang kaum erforscht ist und von einigen Wissenschaftlern in Gänze angezweifelt wird, die Sturtische Vereisung, welche als längste spätproterozoische Vereisung von ca. 720 bis 660 Mio. Jahren andauerte, und die Marinoische Vereisung am Ende des Cryogeniums (ca. 650 bis 635 Mio. Jahre; ARNAUD et al. 2011). Im Ediacarium, dem jüngsten Abschnitt des Spätproterozoikums, kam es vor 582 bis 580 Mio. Jahren zur letzten Vergletscherung des Präkambriums, der nur kurze Zeit andauernden Gaskiers-Vereisung.

Glazigene Ablagerungen der spätproterozoischen Vereisungen gibt es in nahezu allen kratonischen Gebieten mit alter kontinentaler Kruste. Ihre ursprüngliche Breitenlage zur Zeit der Ablagerung ist nicht in jedem Fall geklärt, doch gibt es an mehreren Lokalitäten eindeutige Hinweise auf glazigene Sedimente, die in sehr niedrigen Breiten in der Nähe des Äquators gebildet wurden (z.B. SOHL et al. 1999). Diese Ablagerungen (meist Tillite und gewarvte glazimarine Ton- und Siltsteine mit Dropstones) ähneln stark den Ablagerungen der quartären Vereisungen, die aus Nordeuropa, Nordasien und Nordamerika bekannt sind. An den meisten Lokalitäten lagern direkt über den spätproterozoischen Glazialsedimenten meist ohne größere Schichtlücken die sog. Kappendolomite (»cap dolostones«), die eine plötzliche Rückkehr zu wärmeren Klimabedingungen anzeigen (FAIRCHILD 1993, HOFFMAN et al. 1998).

### Schneeball-Erde-Vereisungen

Wenigstens zwei Vereisungsphasen im Spätproterozoikum werden als globale Vereisungen angesehen, bei der die gesamte Erde bis hin zum Äquator mit Eis bedeckt war. Diese globale Vereisung wird mit dem Begriff »Schneeball-Erde« beschrieben (s. ROTHER & MESCHÉDE Kap. 2.2 in diesem Band). Mit dem Schneeball-Erde-Modell, das von KIRSCHVINK (1992) für die spätproterozoischen Vereisungen entwickelt wurde, lassen sich sedimentäre Ablagerungen glazialen Ursprungs in tropischen Breiten erklären.

Im Paläozoikum kam es zu zwei Vereisungsphasen, eine ältere im Ordovizium und Silur und eine jüngere im Karbon und Perm. Das silurisch-ordovizische Eiszeitalter beschränkte sich auf Nordafrika und Südamerika und entwickelte sich im Zentrum des Südkontinents Gondwana, welcher sich zu dieser Zeit über dem Südpol befand. Es wird davon ausgegangen, dass sich zu dieser Zeit nur am Südpol eine signifikante Eiskappe ausbildete. Obwohl es sich bei der silurisch-ordovizischen Vereisung nicht um eine globale Vereisung im Sinne der Schneeball-Erde Hypothese handelte, ging diese Kälteperiode dennoch mit einem der großen Mas-

senaussterbeereignisse des Phanerozoikums einher, bei dem fast 50% aller Arten ausstarben (REITNER 2011). Es ist allerdings die einzige Vereisungsphase, die zeitgleich zu einem Massenaussterbeereignis stattfand. Sie wird mit dem Erscheinen von Landpflanzen in Verbindung gebracht, die dem Boden verschiedene für sie lebensnotwendige Elemente entzogen und ihn dadurch chemisch in einem bis dahin unbekanntem Maße verwitterten. Durch diese intensive Verwitterung wurde der Atmosphäre viel CO<sub>2</sub> entzogen, was vermutlich zu einer starken Abkühlung des Klimas führte und die Vereisungsphase auslöste.

Zeugnisse der darauf folgenden Vereisungsphase im Oberkarbon und Perm sind vor allem auf den südlichen Teilen des sich zu dieser Zeit vereinigenden Superkontinents Pangäa vertreten. Spuren finden sich in Australien, Indien, der Antarktis, Afrika und in Südamerika vor allem in Form von glazialen Sedimenten bzw. durch Gletscher angelegten Oberflächenströmungen (Kritzungen, Gletscherschrammen). Wie auch unter rezenten Bedingungen war der Nordpol mit Wasser bedeckt, so dass es schwierig ist, hier die permokarbonische Vereisungsphase zu dokumentieren. Wie auch in der jüngeren geologischen Vergangenheit gliederte sich die Vereisung in verschiedene Phasen, wobei die maximale Ausdehnung durch Erreichen des 30. Paläobreitengrades markiert wird. Die Phasenhaftigkeit der Vergletscherung ist auch für die in den oberkarbonischen Sedimenten auftretende Regelmäßigkeit sich wiederholender Sequenzen, den sogenannten Zyklotemen, verantwortlich. Dabei wechseln sich, hervorgerufen durch zahlreiche aufeinanderfolgende Transgressions- und Regressionszyklen, vor allem flachmarine und terrestrische Sedimente ab. Am Übergang von den marinen zu den terrestrischen Sedimenten enthalten sie häufig die für das Karbon typischen Kohleflöze als Reste ehemals ausgedehnter Sumpfbiete. Vor allem bedingt durch die großen Landmassen und deren Verwitterung aber auch verstärkt durch die Speicherung von organischem Kohlenstoff in den Kohlelagerstätten wurde während des Oberkarbons der Atmosphäre sehr viel CO<sub>2</sub> entzogen, was zur globalen Abkühlung und Vereisung an den Polkappen führte.

### Weitgehend eisfreie Zeiten

In den Ablagerungen des Mesozoikums fehlen eindeutige Nachweise für Vereisungen, wobei die Trias als das wärmste Zeitalter der Erdgeschichte gilt. Unklar ist, ob es während des Jura und der Kreide zu einer Vergletscherung der Polkappen kam. Nachweisen lässt sich eine Abkühlungsphase im oberen Jura, die bis in die untere Kreide anhielt. Mögliche Hinweise auf Vereisungen in dieser Zeit ergeben sich aus Ablagerungen

hoher Paläobreiten, die zum Teil Dropstones enthalten, sowie Vorkommen von Glendoniten (KEMPER & SCHMITZ 1981), wobei es sich um Pseudomorphosen von Calcit nach Ikaït handelt. Ikaït ist ein sehr seltenes, nur bis ca. 8 °C stabiles Mineral, das auf kalte ozeanische Bedingungen während der Bildung hinweist. Es bildet sich in einer glaziomarinen Umgebung in Sedimenten mit einem hohen organischen Anteil. Wahrscheinlich ist, dass es in hohen Gebirgsregionen zur Ausbildung kleinerer Gletscher kam. Großflächige Vereisungen, wie wir sie aus unserer Zeit kennen, fehlten hingegen während des gesamten Mesozoikums.

### **Moderne Vereisungen**

Die moderne Vereisungsphase begann im Oligozän vor ca. 33,5 Mio. Jahren mit der Bildung des Antarktischen Eisschildes. Das ist eine Folge der vor etwa 35 Mio. Jahren einsetzenden Öffnung des Seeweges zwischen Tasmanien und der Antarktis sowie der Drake-Passage zwischen der Südspitze Südamerikas und der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel (SCHER & MARTIN 2006). Rings um die Antarktis herum entstand in der Folge eine tiefe Meeresstraße, in der es zur Ausbildung des zirkumantarktischen Strömungssystems kam, der zu einer immer stärker werdenden klimatischen Isolierung des Antarktischen Kontinentes führte. Der zirkumpolare Ozeanstrom verhinderte, dass warme Wassermassen die Antarktis erreichten, sodass kein Wärmeaustausch zwischen der Antarktis und den anderen Kontinenten und Ozeanen mehr stattfinden konnte. Durch den Antarktischen Eisschild, der fast 90% der gegenwärtig global vorhandenen Eismasse ausmacht, sowie des Grönländischen Inlandeises ist viel Wasser auf kontinentaler Kruste aufliegend in Gletschern gebunden. Dieses Wasser fehlt in den Ozeanen, wodurch der Meeresspiegel zurzeit um ca. 70 m niedriger liegt als in Zeiten ohne vergletscherte Polargebiete. In den letzten Eiszeiten hatte auch die Nordhalbkugel eine deutlich mächtigere und weiter ausladende Eiskappe als heute, sodass die Absenkung des Meeresspiegels zur Zeit der maximalen Vereisungen z.T. erheblich stärker war (während des glazialen Maximums ca. 120 m niedriger als heute).

### **Vereisungen auf der Nordhalbkugel**

Die Vereisung auf der Nordhalbkugel startete später als in der Antarktis. Vor etwa 3 Mio. Jahren veränderten sich die Ozeanströmungen dramatisch, da es durch plattentektonische Prozesse zur Schließung der Panamastraße kam. Damit wurde eine wichtige Meeresstraße, die zum Austausch von kalten und warmen Wassermassen zwischen Atlantik und Pazifik beitrug, geschlossen. Die Veränderung der Ozeanströmungen bewirkte, dass sich im Nordpazifik eine Wasserschich-

tung einstellte, bei der sich eine ca. 200 m mächtige Lage aus leichtem Süßwasser über dem normalen salzhaltigen Meerwasser bildete (HAUG et al. 2005). In den obersten 50 m wurde das Wasser im Sommer und Herbst stark erwärmt, so dass es auf den kontinentalen Bereichen der Nordhalbkugel zu kräftigen Niederschlägen kam. Der Schneefall im Winter übertraf dabei das Abschmelzen im Sommer und schuf so die Grundlage für das Anwachsen einer ausgedehnten Vergletscherung der nordhemisphärischen Landmassen während der letzten 2,6 Mio. Jahre. Während der quartären Kaltzeiten bildeten sich kilometerdicke Eisschilde, die nicht nur, wie es heute der Fall ist, Grönland und das Nordpolarmeer, sondern auch weite Teile Nordamerikas, Nordasiens sowie große Teile Skandinaviens und Nordeuropas bedeckten. Die in Norddeutschland weit verbreiteten Findlinge bezeugen, dass diese Felsbrocken mit dem Eis aus Skandinavien in unseren Raum transportiert wurden. Die erste großflächige Vereisung auf der Nordhalbkugel setzte bereits vor 900.000 Jahren ein. In Norddeutschland sind vor allem die drei letzten Vereisungen, die sogenannte Elster-Kaltzeit, der Saale-Komplex (Fuhne-, Drenthe- und Warthe-Stadium) und die Weichsel-Kaltzeit maßgeblich durch Ablagerungen vertreten, in Süddeutschland und im Alpenraum sind diese Vergletscherungsphasen unter den Bezeichnungen Haslach-Mindel-Komplex, Riss-Komplex und Würm-Kaltzeit bekannt (*Abb. 2.1-1*). Die letzte Vereisung erreichte ihre maximale Ausdehnung vor 22.000 Jahren. Seitdem ist der Meeresspiegel durch die Abschmelzung großer Anteile der Landeismassen um 90 bis 120 m auf sein heutiges Niveau angestiegen. Ob es in der näheren Zukunft (im Zeitraum von wenigen 100 bis zu 10.000 Jahren) zu weiteren Vereisungen kommen wird, ist ungewiss, da der Mensch mit der Verbrennung von fossiler Sonnenenergie den CO<sub>2</sub>-Gehalt inzwischen drastisch verändert hat und damit die klimatische Entwicklung nachhaltig, jedoch unvorhersehbar beeinflusst.

### **Literatur**

- ARNAUD, E., HALVERSON, G. P. & G. SHIELDS-ZHOU (2011): Chapter 1: The geological record of Neoproterozoic ice ages. - *Geol. Soc. London Mem.*, 36: 1-16.
- FAIRCHILD, I. J. (1993): Balmy shores and ice wastes: the paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times. - *Sedimentology Review*, 1: 1-16.
- GUTZMER, J., NHLEKO, N., BEUKES, N.J., PICKARD, A.L. & M. BARLEY (1999): Geochemistry and ion microprobe (SHRIMP) age of a quartz porphyry sill in the Mozaan Group of the Pongola Supergroup: implications for the Pongola and Witwatersrand Supergroups. - *South African J. Geology*, 102: 139-146.
- HAUG, G. H., GANOPOLSKI, A., SIGMAN, D. M., ROSELL-MELE, A., SWANN, G. E. A., TIEDEMANN, R., JACCARD, S. L., BOLLMANN, J., MASLIN, M. A., LENG, M. J. & G. EGLINTON (2005): North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. - *Nature*, 433: 821-825.

- HEGNER, E., KRÖNER, A. & P. HUNT (1994): A precise U-Pb zircon age for the Archean Pongola Supergroup volcanics in Swaziland. - *J. African Earth Sci.*, 18: 339-341.
- HOFFMAN, P. F., KAUFMAN, A. J., HALVERSON, G. P. & D. P. SCHRAG (1998): A Neoproterozoic snowball Earth. - *Science*, 281: 1342-1346.
- KEMPER, E. & H. H. SCHMITZ (1981): Glendonite - Indikatoren des polarmarinen Ablagerungsmilieus. - *Geol. Rdsch.*, 70: 759-773.
- KIRSCHVINK, J. L. (1992): Late Proterozoic low-latitude glaciation: the snowball Earth. - In: Schopf, J.W. & Klein, C. (Hrsg): *The Proterozoic Biosphere*, Cambridge University Press, Cambridge: 51-52.
- KOPP, R. E., KIRSCHVINK, J. L., HILBURN, I. A. & C. Z. NASH (2005): The Paleoproterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. - *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 102: 11131-11136.
- MESCHEDER, M. (2015): *Geologie Deutschlands, ein prozessorientierter Ansatz*. - Springer-Spektrum, Berlin Heidelberg, 249 S.
- REITNER, J. (2011): Mass Extinctions, Phanerozoic. In: *Encyclopedia of Geobiology*. - *Encyclop. Earth Sci. Ser.*, 543-547.
- SCHER, H. D. & E. E. MARTIN (2006): Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. - *Science*, 312: 428-430.
- SOHL, L. E., CHRISTIE-BLICK, N. & D. V. KENT (1999): Paleomagnetic polarity reversals in Marinoan (ca 600 Ma) glacial deposits of Australia: implications for the duration of low-latitude glaciation in Neoproterozoic time. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 111: 1120-1139.
- TANKARD, A. J., JACKSON, M., ERIKSSON, K. A., HOB-DAY, D. K., HUNTER, D. R. & W. E. L. MINTER (1982): Crustal Evolution of Southern Africa: 3.8 Billion Years of Earth History. - Springer, New York, 523 S.
- YOUNG, G. M., VON BRUNN, V., GOLD, D. J. C. & W. E. L. MINTER (1998): Earth's oldest reported glaciation: Physical and chemical evidence from the Archean Mozaan Group (similar to 2.9 Ga) of South Africa. - *J. Geol.*, 106: 523-538.
- YOUNG, G. M., LONG, D. G. F., FEDO, C. M. & H. W. NESBITT (2001): Paleoproterozoic Huronian basin: product of a Wilson cycle punctuated by glaciations and a meteorite impact. - *Sedimentary Geology*, 141-142: 233-254.

**Kontakt:**

Prof. Dr. Martin Meschede  
 Universität Greifswald  
 Institut für Geographie und Geologie  
 meschede@uni-greifswald.de

Meschede, M. (2015): Vereiste und eisfreie Erde. Ein Überblick. In: Lozán, J. L., H. Grassl, D. Kasang, D. Notz & H. Escher-Vetter (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Das Eis der Erde*. pp 31-37. Online: [www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de](http://www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de) - doi:10.2312/warnsignal.klima.eis-der-erde.05

## 2.2 Schneeball-Erde – die größte Vereisung der Erdgeschichte

HENRIK ROTHER & MARTIN MESCHEDER

**Schneeball-Erde – die größte Vereisung der Erdgeschichte:** Die Schneeball-Erde-Hypothese beschreibt mehrere extreme glaziale Ereignisse des Präkambriums, in deren Folge die Erde vollständig oder nahezu vollständig vereiste. Während dieser Phasen erstreckten sich ausgedehnte Gletschermassen bis in die Äquatorregion und die Ozeane waren weitgehend durch Meeres- bzw. Gletscherschelfeis bedeckt. Das Konzept der ‚Schneeball-Erde‘ (Snowball-Earth) wurde 1992 von Joseph Kirschvink formuliert, nachdem an verschiedenen Punkten der Erde glazial gebildete Sedimente des späten Proterozoikums belegt werden konnten, die nach paläomagnetischen Rekonstruktionen in Äquatornähe entstanden. Als primärer Auslöser für die Schneeball-Erde Vereisungen wird eine drastische Verringerung der atmosphärischen Treibhausgaskonzentration angenommen, wobei die resultierende Vergletscherung durch zahlreiche Rückkopplungseffekte weiter verstärkt wurde. Zusätzlich führte die spätproterozoische Konzentration kontinentaler Landmassen in tropischen Breitengraden zu einer Intensivierung der chemischen Silikatverwitterung, wodurch der globalen Atmosphäre große Mengen des klimawirksamen Treibhausgases Kohlendioxid entzogen wurden. Hinzu kommt, dass diese Landmassen einen wesentlich größeren Teil der intensiven äquatorialen Solareinstrahlung reflektieren, als dies bei offenen Meeresflächen der Fall gewesen wäre (Albedoeffekt). Nachdem länger unklar war, wie der Zustand einer Schneeball-Erde aus energetischer Sicht beendet werden kann, wird heute davon ausgegangen, dass langanhaltende vulkanische Eruptionen am Ende des Cryogeniums (vor ca. 630 Mill. Jahren) den CO<sub>2</sub> Gehalt der Atmosphäre drastisch erhöhten und damit zur Termination der Vergletscherung führten.

**»Snowball-Earth« - the largest glaciation of the Earth's history:** The 'Snowball-Earth' concept describes several extreme glacial events within the Precambrian period during which our planet was entirely or nearly entirely glaciated. During these phases ice sheets extended far into the equatorial regions while most of the world's oceans were covered by thick shelf ice. The 'Snowball Earth' model was first proposed by Joseph Kirschvink in 1992 following the discovery of glacial sediments of the late Proterozoic age, which had formed at low latitudes and within equatorial areas as was concluded from and paleomagnetic reconstructions. As primary cause for a global glaciation of this magnitude a drastic reduction in atmospheric greenhouse gas content. An important contributing factor in this was the late Proterozoic concentration of large continental land masses in low latitude areas, leading to a strongly enhanced chemical silicate weathering regime and an associated removal of carbon dioxide from the global atmosphere. These continents also reflected a much larger proportion of the intense equatorial insolation than open oceans would have done (albedo effect). Based on an assessment of the global climate energy budget under a Snowball Earth scenario, the long debate on how a glaciation of this magnitude could terminate again, has arrived at today's interpretation that long lasting volcanic eruptions at the end of the Cryogenic period (630 million years ago) triggered a marked increase in atmospheric CO<sub>2</sub> and terminated the largest glaciation in Earth's history.