

Eiskerndatierung: 100 000 Jahre und mehr?

Die Eiskerndatierung wird als eine unabhängige Methode absoluter Datierung auf der Basis der Zählung von Jahresschichten dargestellt. Mit dieser Methode erfolgte auch die Datierung der in 2008 formal festgelegten Pleistozän/Holozän-Grenze in einem grönländischen Eisbohrkern in einer Tiefe von 1492 m mit abgezählten 11 703 Jahren vor heute. – Aber können „Jahresschichten“ mit Kalenderjahren gleichgesetzt werden?

Michael Kotulla

Die Tiefbohrungen in das grönländische Inlandeis dienen hauptsächlich dem Zweck, das Klima der Vergangenheit zu rekonstruieren. Ohne eine zeitliche Verankerung aber sind die gewonnenen Klimadaten, so glaubt man, nutzlos. Der Aufstellung von Eiskernchronologien* und deren absolut-zeitlichen (jahrgenaue) Eichung kommt deshalb eine essentielle Bedeutung zu. Die dabei angewendeten Datierungsmethoden sind überwiegend Eigenentwicklungen der Eiskern-Bearbeiter. HAMMER et al. (1986) definieren Eiskerndatierung methodisch ausschließlich bezogen auf eine Jahresschichtenzählung: „Eiskerndatierung ist eine unabhängige Methode absoluter Datierung auf der Basis der Zählung

von individuellen Jahresschichten in großen Eisschilden.“ Werden die Altersangaben zu den gewonnenen Eiskernen betrachtet – 100 000 Jahre und mehr –, stellt sich die Frage, wie diese Alter konkret ermittelt worden sind, was sie bedeuten und ob es sich in der Tat und ohne Einschränkung um eine unabhängige als auch absolute Datierungsmethode handelt.

Der grönländische Eisschild

Das grönländische Inlandeis bedeckt eine Fläche von 1,8 Millionen km² und umfasst ein Volumen von 2,9 Millionen km³; sowohl die Fläche als

Abb. 1 Bohrkopf mit Eiskern.
(Foto: Sepp KIPFSTUHL; NEEM
ice core drilling project,
<http://www.neem.ku.dk>)



	Camp Century	DYE-3 (tief)	GISP2	GRIP	NGRIP	NEEM
Bohrkampagne, Kalenderjahre	1963-66	1979-81	1989-93	1990-92	1996-2003	2008-12
Höhe über NN	1890 m	2490 m	3230 m	3238 m	2917 m	2450 m
Mittlere Oberflächentemperatur	-24 °C	-20 °C	-32 °C	-32 °C	-31,5 °C	-29 °C
Oberflächenakkumulation (1)	0,38 m	0,56 m	0,23 m	0,23 m	0,19 m	0,22 m
Tiefe der Bohrung	1390 m	2035 m	3027 m	3028,8 m	3085 m	2540 m
Bodennähe/Untergrunderbohrung	ja/nein	ja/nein	ja/ja	ja/nein	ja/nein	ja/nein
Stratigraphische Interpretation (2)	Eem	Eem	Eem	Holstein	Eem	Eem
[radiometrische] Jahre	~ 120 000	~ 90 000	> 110 000	~ 250 000	~ 123 000	> 128 500

Tab. 1 Fakten und Zahlen zu sechs Tiefbohrungen in die grönländische Eisdecke, Abkürzungen und Quellen: Camp Century (DANSGAARD et al. 1969); Dye 3 (DANSGAARD et al. 1982); GISP2: Greenland Ice Sheet Project 2 (MEESE et al. 1997); GRIP: Greenland Ice Core Project (GRIP MEMBERS 1993); NGRIP: North Greenland Ice Core Project (NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS 2004); NEEM: The North Greenland Eemian Ice Drilling (NEEM COMMUNITY MEMBERS 2013). (1) Eis-Äquivalent, (2) Gegenwart bis Eem- bzw. Holstein-Warmzeit.

auch die Masse nehmen gegenwärtig insgesamt ab (KARGEL et al. 2012). Der Eisschild baut sich auf aus atmosphärischen Niederschlägen von Schnee sowie, in geringem Umfang, Staub und vulkanischer Asche (Tephra). Unter dem Druck der Auflast (Luftentweichung, Dichtezunahme, Rekristallisation) erfolgt schrittweise eine Umwandlung der angesammelten (akkumulierten) Schneeniederschläge in Firn und sodann in Eis.

Geologisch lässt sich die bis zu über 3000 m mächtige Eisdecke nur durch Tiefbohrungen (Tab. 1, Abb. 2) erschließen. Die erbohrte Eissäule (Abb. 1) gibt zunächst Aufschluss über die physische und lithologische* Beschaffenheit; beispielhaft von oben nach unten am GISP2-Eiskern (Gow et al. 1997): Firn (bis etwa 75 m), Eis (75–650 m), sprödes Eis (650–1400 m), plastisches Eis (1400–3040 m), bodennahes „verschlammtes“ Eis (3040–3054 m). Maximale Dichte ($\geq 0,92 \text{ Mg/m}^3$) und größte Kristalle ($\geq 4 \text{ mm}$) werden in einer Tiefe zwischen etwa 1000 m und 2000 (1700) m erreicht (abgesehen von der alleruntersten Einheit). Die teilweise lagige Ausbildung („Schichtung“) wird im oberen Bereich (< 1300 m) des Eiskerns vorwiegend von einem Wechsel blasenreichen und blasenfreien Eises hervorgerufen, im unteren Bereich durch einen Wechsel staubreichen und staubarmen Eises.

Stratigraphie und Alterskalkulation – wegweisende Erstinterpretation

Die erste Vollbohrung durch die grönländische Eisdecke wurde 225 km östlich Thule, am US-amerikanischen Militärstützpunkt Camp Century niedergebracht (Tab. 1, Abb. 2). Entlang des 1390 m langen Eiskerns wurden zahlreiche chemische und physikalische Reihenmessungen vorgenommen.

Die stratigraphische* Verknüpfung (DANSGAARD et al. 1970) erfolgte durch Vergleich und Korrelation der Intervalle extremer Sauerstoffisotopen-Oszillationen (gedeutet als extreme Klimaschwankungen) der Eissäule mit denen

des terrestrischen* und marinen* Milieus. Dabei waren zwei Ankerpunkte maßgeblich: Das Ende der Jüngeren Dryas (entspricht dem Ende der Weichsel-Kaltzeit und der Pleistozän/Holozän-Grenze, vgl. Kasten) mit einem markanten Anstieg der Sauerstoffisotopenwerte ($\delta^{18}\text{O}^*$) und der Übergang Eem-Warmzeit/Weichsel-Kaltzeit mit einem markanten Abfall der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Tab. 2).

Für die Interpretation des Eisalters übernahmen DANSGAARD et al. für diese zwei Ankerpunkte die bereits bestehenden Alterswerte, nämlich etwa 10 000 [^{14}C]-Jahre v. h. (nach TAUBER 1970) in 1120 m Tiefe und 80 000–85 000 [radiometrische] Jahre v. h. (gemäß Emiliani-Kurve, EMILIANI 1966, sowie BROECKER et al. 1968) in 1358 m Tiefe (extremes Warmhoch am Ende der Eem-Warmzeit). Über ein adaptiertes physikalisches

Kompakt

Eiskerne des grönländischen Inlandeises erlauben über geochemische Indikatoren (Chemo-, Isotopenstratigraphie) und vulkanische Aschelagen (Tephrostratigraphie) eine Einbindung in die Quartärstratigraphie (oberstes Pleistozän, Holozän).

Die Datierung von Eiskernen erfolgt hierarchisch: 1. Klimatostratigraphische Korrelation und Verankerung in die Quartärstratigraphie; 2. Übernahme von zwei radiometrisch geeichten Altersfixpunkten der quartär-geologischen Zeitskala und Übertragung auf konkrete Ereignispunkte der Eissäule, Konstruktion (Approximation) einer meter- bzw. „jahr“genauen Alters-zu-Tiefen-Beziehung durch Kalkulation unter Anwendung physikalischer Eisflussmodelle; 3. „Jahresschichtenzählung“: Die Anzahl auszuweisender Einzel-„Jahre“ ist durch die radiometrische Eichung im Wesentlichen vorbestimmt. Durch Fixierung der notwendigen Skalen- bzw. „Jahres“einheiten über entsprechende Auflösungen stratigraphischer und/oder physikochemischer Signale wird eine „jahr-genaue“ Zeitskala konstruiert (Eiskernchronologie). Die Signale werden mit „Jahren“ und „Jahresschichten“ assoziiert bzw. als solche interpretiert.

Bei den Altersangaben zu den ältesten Abschnitten der gewonnenen Eiskerne, 100 000 bis über 250 000 Jahre, handelt es sich nicht um Kalenderjahre, sondern um radiometrische bzw. radiometrisch geeichte „Jahre“. Dasselbe gilt für das Datum der Pleistozän/Holozän-Grenze; die 11 700 [Eiskern]-Jahre sind ^{14}C -begründet. Es ist nicht bekannt, in welcher Beziehung ^{14}C -Alter und andere radiometrische Alter dieser Größenordnungen zum realen Alter stehen.

Davon zu unterscheiden sind die Sauerstoffisotopen-Feinoszillationen, die sich vom Top des Eisschildes je nach Lokalität bis wenige Hundert Meter Tiefe erhalten haben. Hier ist eine echte jahreszeitliche Prägung wahrscheinlich; eine unabhängige Bestätigung, z. B. durch Identifizierung von vulkanischen Aschelagen historisch bekannten Alters, steht für diesen obersten Abschnitt jedoch noch aus.

Die Eiskerndatierung in ihrer Gesamtheit ist folglich weder ein unabhängiges noch ein absolutes Datierungsverfahren.

Glossar

Akkumulation, akkumuliert: (An)samm- lung, (an)gesammelt.

Eiskernchronologie: Abfolge definierter Ereignisse im Eiskern, hier im engeren Sinne: „jahr“-genaue Chronologie durch Datierung der Ereignisse.

„Jahr“, „Jahresschicht“, „Jahresschichten- zählung“, „jahrgenau“: In Anführungszeichen, um deutlich zu machen, dass es sich nicht um echte Kalenderjahre handelt; häufig in [] ergänzend, welche Methode die „Jahre“ bedingen, z.B. [Eiskern-]Jahre für die Eiskernchronologie.

Lithologisch: Die Lithologie (Gesteins- kunde) betreffend; umfasst auch weitere Merkmale, z.B. Gefüge, Schichtung.

Marin: Das Meer betreffend; bezieht sich auf im (oder durch das) Meer (verursachte) ablaufende Prozesse und Bildungen.

Marine Isotopenstufen (MIS): Auch Sauerstoffisotopenstufen (OIS); Gliederung der abstrahierten Sauerstoffisotopen- Chronologie in Stufen (Oszillationen interpretiert als relativ wärmere bzw. relativ kältere Perioden) von der Gegenwart bis

über die Grenze des Pleistozän/Pliozän hinaus (Grenze: Stufe 103), aktueller Standard LRO4 (LISIECKI & RAYMO 2005).

Sauerstoffisotopenverhältnis: Verhältnis von schweren zu leichten Isotopen in Relation zu einem internationalen Standard, $\delta^{18}O = (((^{18}O/^{16}O)_{probe} / (^{18}O/^{16}O)_{standard}) - 1) \times 1000 \text{ ‰}$; in Eiskernen werden höhere $\delta^{18}O$ -Werte als im Verhältnis wärmer, niedrigere $\delta^{18}O$ -Werte als im Verhältnis kälter interpretiert.

SPECMAP: Spectral Mapping (Projekt), in den 1980er-Jahren entwickelte Standardchronologie/-zeitskala für den Sauerstoffisotopenbericht mariner Sedimente. Die Kompositkurve ist radiometrisch geeicht, geglättet, gefiltert und auf astronomische Zyklen getuned (eingephasst). Weiterentwicklung vgl. MIS.

Stratigraphisch: Die (relative) Altersfolge der (Schicht)gesteine betreffend; hier bezogen auf die Quartärgliederung (vgl. Tab. 2).

Terrestrisch: Das Land betreffend; bezieht sich auf Prozesse, Kräfte und Bildungen, die auf dem Festland auftreten.

Eisflussmodell kalkulierten sie sodann annäherungsweise jahrgenau die Alter über die gesamte Eissäule hinweg. Die „Eintausend Jahrhunderte der Klimaaufzeichnung von Camp Century“ (DANSGAARD et al. 1969) sind demnach nicht durch Zählung ausgebildeter und identifizierter Jahresschichten begründet, sondern durch eine Alterskalkulation auf Basis einer Vorgabe durch ¹⁴C- und weitere radiometrische Alter.

Tab. 2 Gliederung der jüngeren Abschnitte des Quartärs und Eis/Land/Meer-Korrelation.

Serie Epoche	Terrestrisch	Terrestrisch	Eiskern (Grönland)	Marin Isotopenstufen (MIS)
	Glazial- Gliederung NW-Europa	Kalt-/Warmschwankungen „Klimatostratigraphie“ NW-Europa	Ereignis- Stratigraphie	
Holozän	Postglazial (Warmzeit)	Subatlantikum Subboreal Atlantikum Boreal Präboreal		MIS 1 [w]
Pleistozän	Weichsel- Kaltzeit	Jüngere Dryas [k] Alleröd [w] Ältere Dryas [k] Bölling [w] (weitere)	G. Stadial 1 (GS-1) G. Interstadial 1 (GI-1) G. Stadial 2 (GS-2) G. Interstadial 2 (GI-2) (weitere)	MIS 2 - MIS 5d
	Eem- Warmzeit	Gliederung nicht ausgewiesen		MIS 5e [w]
	Saale- Kaltzeit		MIS 6 - MIS 7d	
	Holstein- Warmzeit		MIS 7e [w]	
(...)	(weitere)			

[w] = relativ wärmer; [k] = relativ kälter; G = Grönland

Das Alter der Eissäule wird über radiometrisch datierte Altersfixpunkte kalkuliert.

Über das Eisflussmodell wird eine durchgängige Alters- zu- Tiefen- Beziehung hergestellt; d.h. jedem Meter und Zentimeter der Eissäule wird ein rechnerisches Alter zugewiesen. Den Modellen (mehrere Varianten) liegt die (nicht nachgewiesene!) Basisannahme einer gleichbleibenden jährlichen durchschnittlichen Akkumulationsrate zu Grunde¹ (entspricht der aktuellen Oberflächenakkumulation, vgl. Tab. 1); spätere Verfeinerungen der Modelle variieren abschnittsweise die Akkumulationsrate in begrenztem Umfang. Die Modelle gehen des Weiteren von einer plastischen Deformierung und zunehmenden Ausdünnung mit der Tiefe aus.

Diese methodische Vorgehensweise war wegweisend für alle nachfolgenden Tiefbohrungen. Die zwei Altersverankerungen für den GRIP-Eiskern (DANSGAARD et al. 1993, 219) waren erneut das Ende der Jüngeren Dryas (nunmehr 11 500 [kalibrierte ¹⁴C-]Jahre v.h., 1624 m Tiefe) sowie die marine Isotopenstufe (MIS)* 5d (nunmehr 110 000 [radiometrische] Jahre v.h., nach dem Ende der Eem-Warmzeit, MIS 5e, 2788 m Tiefe) mit einem markanten Abfall der $\delta^{18}O$ -Werte (Abb. 3). So bezieht sich das „Zeugnis einer generellen Instabilität des Klimas der Vorzeit von einem 250 000 Jahre-Eiskernbericht“ (Titel von DANSGAARD et al. 1993) ebenfalls auf eine Alterskalkulation auf Basis einer Vorgabe durch ¹⁴C- und weitere radiometrische Alter.

Die klimatostratigraphische Deutung (Korrelation der $\delta^{18}O$ -Profile) ist erst drei Jahrzehnte später durch die Identifizierung von Tephralagen (NGRIP- und GRIP2-Eiskern) über eine nord- und mitteleuropäische Land/Meer/Eis-Korrelation in Teilen bestätigt worden. Es sind dies die Vedde- (ehemals Z1) und Saksunarvatn-Asche im Grenzbereich Pleistozän/Holozän sowie die Z2-Asche in der Weichsel-Kaltzeit (GRÖNVOLD et al. 1995, MORTENSEN et al. 2005; Vedde-Asche inzwischen nachgewiesen bis in die Julischen Alpen, Slowenien, LANE et al. 2011). Die Stratigraphie des grönländischen Eisschildes beruht demnach in der Hauptsache auf geochemischen Indikatoren (Chemostratigraphie) sowie vulkanischen Aschenlagen (Tephrostratigraphie).

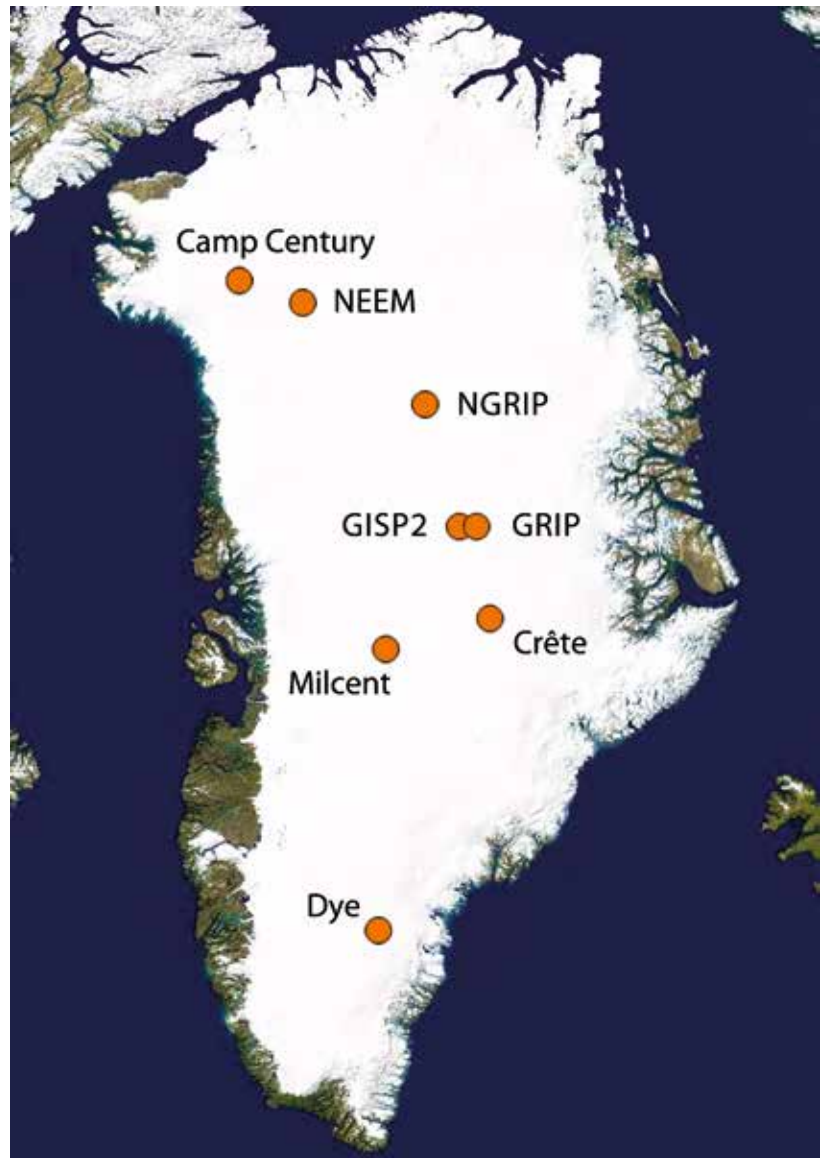
Ereignislagen und Jahresschichten

In einem Teil der Eiskern-Publikationen ist seit Anfang der 1990er-Jahre ein überproportional häufiges Auftreten von Jahr- Worten wie jährlich (annual), Jahresschicht (annual layer) und Jahresschichtenzählung (annual layer counting)

auffällig. So formulieren beispielsweise WALKER et al. (2009, 7): „Eisschilde bilden sich durch die jährlich inkrementelle Akkumulation von Schnee.“ Das Wort „jährlich“ ist hier irritierend. Denn Schnee fällt nicht einmal im Jahr bzw. wird nicht in Jahrespaketen dem Eisschild „zugefügt“. Wohl werden meteorologisch Niederschläge in monatlichen oder jährlichen Mengen angegeben; hier handelt es sich aber im geologischen Sinne um ein Sediment, welches, sofern keine „Erosion“ (Verdunstung, Abschmelzung, Ausblasung) erfolgt, sich an der Oberfläche des Eisschildes durch Schneefallereignisse oder Schneeverwehungsereignisse ansammelt. So gilt es, zwischen einem Ereignis (und der dazugehörigen Ereignislage) und der Abgrenzung und Identifizierung von Lagen eines Jahres zu unterscheiden.

Mit dem bloßen Auge können in Eisprofilen zahlreiche lagige Gefüge beobachtet werden. Sie sind Ausdruck von Veränderungen der Dichte oder der Korngröße oder von Einschlüssen wie Gasblasen oder Staubpartikel. Anhand von Beobachtungen an der Eisoberfläche und in Schneegruben (Abb. 4) werden diese Veränderungen den jeweiligen atmosphärischen Bedingungen zugeschrieben, z. B. der Bildung von Oberflächen- und Tiefenreif, partieller Schmelze, Schneeverwehungen, Sturmablagerungen. So beschrieb bereits BENSON (1962) für die vier untersuchten Jahre 1952–1955, dass die Sommerlagen geringfügig weicher waren als die Winterlagen. Die erkennbaren Schichten an der Lokalität „Site A“ (die obersten 2 m) wurden nach ALLEY & KOCI (1988) von Sturmtagen dominiert (15–16 pro Jahr). Diese dichten, feinkörnigen Lagen wechselten mit Lagen grobkörnigeren Materials (Oberflächenreifwachstum), mit Lagen aus Ruhe-Schneefall oder mit Bildungen der oberflächendiagenese (Verfestigung). Eine stärkere grobkörnige Lage (etwa 5 cm) interpretierten sie als Herbstfirn (die Gesamtmächtigkeit für das untersuchte Jahr 1983 betrug etwa 1 m). Mit diesen oberflächennahen Beobachtungen war das Ausweisen einer „Jahresschicht“ verknüpft, einer Akkumulation (Summe) zahlreicher Lagen und dem „Jahressignal Herbstfirn“. Es wurde weiter angenommen, dass diese Merkmale bei der Umwandlung in Firneis und Eis (Rekristallisation) sowie einer Ausdünnung erhalten bleiben.

ALLEY et al. (1997, 26378) behaupteten, für den GISP2-Eiskern eine visuelle Identifizierung („visuelle Stratigraphie“) von der Gegenwart (Oberfläche) bis 50 000 [Eiskern-]Jahre zurück anwenden zu können. Bis in etwa 1300–1400 m Tiefe schieden sie „Jahresschichten“ anhand gasblasenreicher und grobkörniger Lagen aus (die im Durchlicht hell erscheinen), u. a. anhand staubreicher Lagen. Diesen Einzellagen bzw. Lagenpaaren wurden *einfach* „Jahre“ zugewiesen. Die Methode ist allerdings selbst unter den



Eiskern-Bearbeitern sehr umstritten; HAMMER et al. (1978, 5) beispielsweise messen dieser Art der Datierung nur für die jüngsten 200 Jahre eine Gültigkeit bei.

In diesem Zusammenhang ist erwähnenswert, dass eine Eisbohrkampagne lange und intensiv vorbereitet wird. Dazu gehören auch die Vorausberechnungen der Alters-zu-Tiefen-Beziehung anhand des Eisflussmodells und daraus folgend die Dicken der „Jahresschichten“. Anhand dieser Modellrechnungen „weiß“ der Stratigraph, wie viele „Jahresschichten“ er in einem Bohrkernabschnitt aus einer bestimmten Tiefe zu erwarten hat. Mit zunehmender Tiefe (spätestens nach ca. 200 m, s. o.) ist eine Identifizierung bzw. eine Abgrenzung (Interpretation) eines Jahres ohne Zusatzinformation jedoch nicht mehr möglich. Diese Zusatzinformation liefert – abgesehen von den limitierten Feinoszillationen (s. u.) – das Modell. Scheinbar lassen sich aber visuell nicht genügend Lagen (Signale) finden, die in das Modell passen. ALLEY et al. (1997, 26371) drücken ihre Unsicherheit dabei so aus: „Die Indikationen für jährliche Schichtung sind häufig ziemlich

Abb. 2 Satellitenaufnahme von Grönland. Eingefügt sind die Orte ausgewählter Bohrungen in den Eisschild. (Foto: NASA)

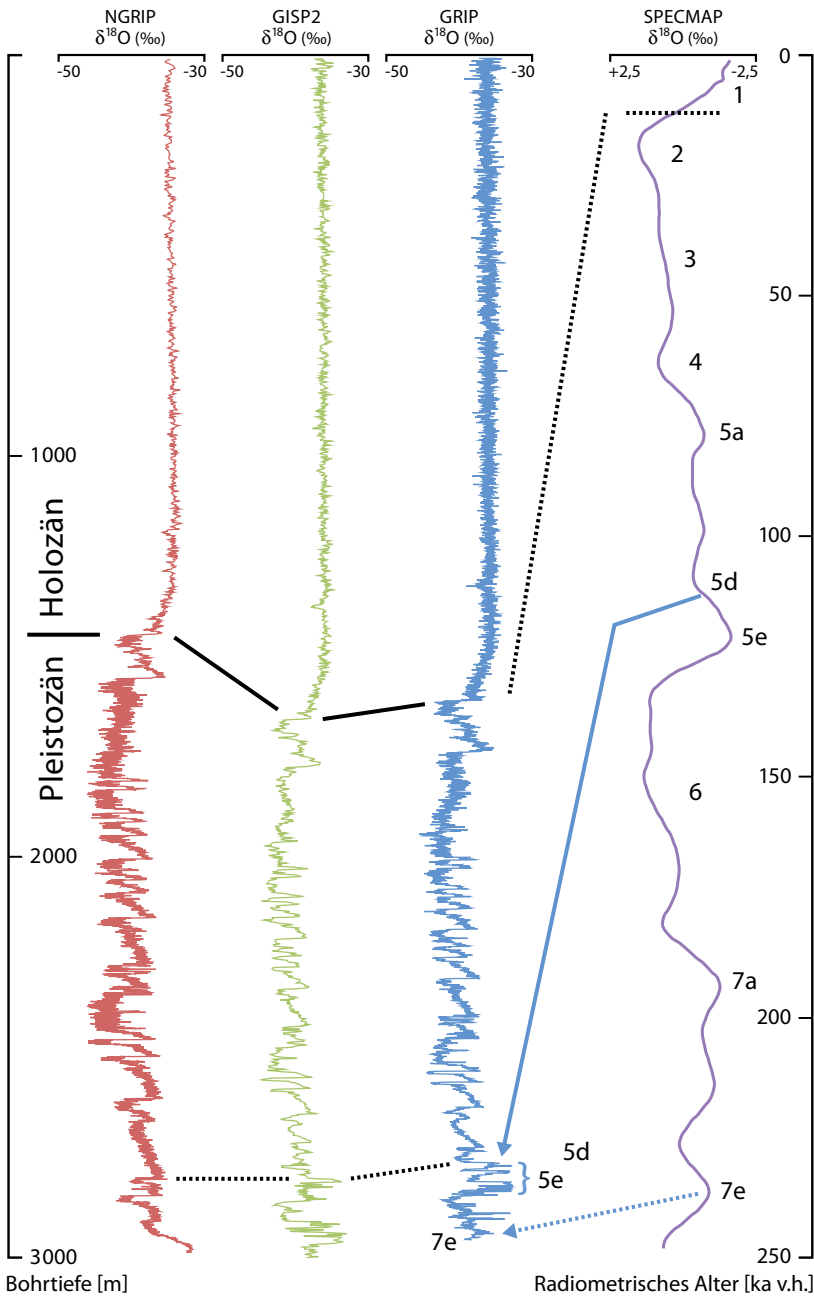


Abb. 3 Sauerstoffisotopenwerte ($\delta^{18}\text{O}$) des NGRIP-, GISP2- und GRIP-Eiskerns, abgetragen mit der Tiefe, und Ausweis der Pleistozän/Holozän-Grenze, formal definiert am NGRIP-Eiskern (vgl. Kasten). Das Holozän zeichnet sich durch eine stabile, im Wesentlichen enge $\delta^{18}\text{O}$ -Bandbreite aus; das liegende Pleistozän dagegen zeigt einen instabilen Verlauf stark schwankender $\delta^{18}\text{O}$ -Oszillationen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur ist in allen drei Eiskernen im Wesentlichen identisch, sodass bei der Korrelation markanter Abschnitte/Ausschläge von zeitgleichen Bildungen ausgegangen werden kann (z. B. graue durchgezogene und gepunktete Linie). Nach DANSGAARD et al. (1993) erfolgte die Verankerung des GRIP-Eiskerns mit der marinen SPECMAP-Kurve durch Übertragung des radiometrisch geeichten Alterswertes von 110 000 [radiometrischen] Jahren an der Wende der marinen Isotopenstufen (MIS) 5e (Eem-Warmzeit)/5d, Beginn des Weichsel-Glazials (blauer durchgezogener Pfeil); auch erfolgte eine jedoch „unsichere“ Übertragung von 7e, Holstein-Warmzeit (blauer gepunkteter Pfeil). Die mit der Verankerung verbundene Übertragung radiometrischer Altersdaten auf die Eissäule erfordert unter der von den Eiskern-Bearbeitern vorgenommenen Annahme einer (nicht nachgewiesenen!) gleichbleibenden Akkumulationsrate die Annahme einer zunehmenden bis extremen Ausdünnung des Eises zur Basis hin (dies wird in den Eisflussmodellen abgebildet). – Datennachweis, s. Textende.

schwach.“ Gemeint ist damit, dass es schwierig ist, überhaupt ein lagiges Gefüge zu erkennen und dementsprechend eine Zeitskala auf der Basis von „Jahresschichten“ zu konstruieren. Doch wichtiger ist die Feststellung, dass für die Ansprache dieser Lagen als Jahresschichten kein Nachweis erbracht worden ist.

Sauerstoffisotopenkonzentrationen und limitierte Feinoszillationen

Die massenspektrometrische Messung von ^{18}O - und ^{16}O -Konzentrationen an geschmolzenen Eisproben und die Ermittlung des $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisses dient in erster Linie der Rekonstruktion der Temperatur des Schnees zum Zeitpunkt des Niederschlages auf die Oberfläche der Eisdecke (JOHNSON et al. 1972). Es wird eine strenge $\delta^{18}\text{O}$ /Temperatur-Beziehung angenommen. Sie fußt auf aktuellen Beobachtungen der Isotopenfraktionierung des atmosphärischen Wasserkreislaufs (Meer \rightarrow Eisschild). Monatliche Messungen der letzten Jahrzehnte an grönländischen Wetterstationen belegen eine jährliche $\delta^{18}\text{O}$ -Periodizität (Feinoszillation) mit einem Maximum im Sommer und einem Minimum im Winter. Direkte Vergleiche von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in Abhängigkeit von der Temperatur weiter in die Vergangenheit sind aber nicht möglich (WHITE et al. 1997). Und erst kürzlich wurde festgestellt, dass keine Beziehung zwischen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und Akkumulationsraten besteht (BUCHARD et al. 2012).

Eine echte jahreszeitliche Prägung ist nur für den obersten Teil der Eissäule wahrscheinlich.

Kontinuierliche $\delta^{18}\text{O}$ -Profile (mit ≥ 8 Proben pro modellkalkuliertem „Jahr“) sind nur für die obersten hunderte Meter publiziert (z. B. Milcent-Eiskern, 398 m Tiefe, bis 1197 n. Chr., HAMMER et al. 1978; Lokalität Abb. 2). Für diesen Bereich scheint dem Werte- und Kurvenverlauf folgend eine jährliche Periodizität vorzuliegen; die Alter sind aber nicht durch unabhängige, zeitlich bekannte Ereignisse bestätigt (s.u.). Für anschließende, tiefere Bereiche, insbesondere bis zur Pleistozän/Holozän-Grenze, sind keine kontinuierlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Profile in entsprechender Auflösung veröffentlicht. Es überlagern sich zahlreiche Einflüsse, die eine Datengewinnung und Interpretation erschweren oder unmöglich machen: Aufbereitungstechnisch problematische Zone des spröden Eises; Diffusion, dadurch Nachlassen bis Ersterben der $\delta^{18}\text{O}$ -Feinoszillation (bzw. Fehlinterpretation der $\delta^{18}\text{O}$ -Oszillation, ggf. entsprechen die größeren Periodizitäten echten Jahren); nicht nachgewiesene Annahme einer gleichbleibenden jährlichen durchschnittlichen Akkumulationsrate (Eisflussmodelle); keine Kenntnisse über Oszillationen mit einer Dauer < 1 Jahr; keine Kenntnisse über die Isotopenfraktionierung in der Vergangenheit; Mindestakkumulationsrate von 0,25 m/Jahr. Für diese Tiefenbereiche ist von den Eiskern-Bearbeitern kein Nachweis dafür erbracht worden, dass die

$\delta^{18}\text{O}$ -Werte bzw. -Oszillationen kontinuierlich eine jahreszeitliche Periodizität nachzeichnen und damit Jahresschichten abgezählt werden können.

Physikochemische Signale – Eichung und zielgerichtete Interpretation

Sowohl der Aufwand als auch die Anzahl physikalischer und chemischer Reihenuntersuchungen entlang der Eiskerne hat mit jeder neuen Tiefbohrung zugenommen. Hauptzweck ist die Identifizierung und Ausgliederung von Jahresschichten. Die kombinierte Anwendung mehrerer Verfahren (und ihre Interpretation) wird Multiparameter-Jahresschichtenzählung genannt.

Die am häufigsten eingesetzten Messungen bzw. Verfahren sind:

- Messung der Sauerstoffisotopen- ($\delta^{18}\text{O}$, s.o.) und Deuteriumkonzentrationen (δD);
- Messung der elektrischen Leitfähigkeit (Electrical Conductivity Measurement, ECM) direkt am Eiskern und Bestimmung des Säuregehaltes (Azidität);
- Messungen von Spurenstoffen, u. a. NH_4^+ , Ca^{2+} , NO_3^- , Na^+ , und SO_4^{2-} sowie der elektrolitischen Leitfähigkeit des Schmelzwassers, mit CFA-Systemen (Continuous Flow Analysis);
- Messung der Lichtintensität zur Identifizierung von Fremdbestandteilen, insbesondere Staub: LASER-gestützte optoelektronische Visual-Stratigraphie (Visual Stratigraphy, VS);
- Messung von Staubkonzentrationen (Laser Light Scattering, LLS).

Für die Interpretation der erhobenen Daten bedarf es weiterer Informationen; die Daten können nicht für sich selbst sprechen. Das Aziditätsprofil (oder ECM-Profil) kann sich nicht selbst erklären; es muss zuvor jahrgenau geeicht werden (HAMMER et al. 1980). Für CFA (Abb. 5) bedarf es der Vorinformation der zu erwartenden Dicken der Jahreslage im entsprechenden Profilabschnitt (RASMUSSEN et al. 2005). Das VS-Profil des NGRIP-Kerns ist an einer bereits bestehenden Chronologie geeicht worden. Wäre dies nicht der Fall gewesen, hätten die Autoren nach eigener Einschätzung von einer (neuen) absoluten Datierungsmethode berichten können (SVENSSON et al. 2005): „Weil unsere Methode geeicht ist, beanspruchen wir nicht, dass unsere Resultate eine absolute Datierung des NGRIP-Eiskerns liefern.“

Für die LLS-Methode liegt ein besonders aussagekräftiges Beispiel einer zielgerichteten Anpassung von 25 000 „Jahresschichten“ bzw. „Jahren“ vor. Auf Basis ihrer „Jahresschichtenzählung“ datierten MEESE et al. (1994, 66) den GISP2-Eiskern bis in eine Tiefe von 2800 m auf 85 000 [Eiskern-]Jahre. SOWERS et al. (1993)

allerdings erhielten für das Alter des Eises in 2800 m Tiefe 110 000 Jahre (radiometrisch geeicht) durch Einphasung (Einpassung) der $\delta^{18}\text{O}$ -GISP2-Daten in die marine SPECMAP-Zeitskala* (vgl. Abb. 3). Die offensichtliche Diskrepanz führte durch MEESE und Gow zu einer Nachprüfung des Abschnittes zwischen 2300 m und 2800 m und einer Nachmessung mit einer höheren LLS-Auflösung (1 mm anstelle 8 mm); sie wiesen sodann zusätzliche 25 000 „Jahre“ aus (MEESE et al. 1997, 26419).

RAM & KÖNIG (1997, 26647) konnten sogar noch nachlegen: Für die tiefsten rund 200 GISP2-Eiskernmeter interpretieren sie die Staubpartikel-Signale je nach Auflösung der Apparatur (1 mm vs. 0,5 mm) als 66 000 „Jahresschichten“ oder über 120 000 „Jahresschichten“.

Es zeigt sich zweierlei: Die gewünschte Anzahl von Signalen (Ausschlägen) kann über die Auflösung (bzw. Kontrasteinstellung bzw. -verstärkung) der Apparatur eingestellt werden. Erst durch eine zeitliche Rahmenvorgabe, eine zeitliche (hier: radiometrisch begründete) Eichung, wird die Apparatur passgenau eingestellt; anschließend werden die Signale mit „Jahresschichten/Jahren“ assoziiert bzw. als solche interpretiert.

Eiskernchronologie nicht verifiziert

Die mit „Jahresschichtenzählung“ konstruierte Eiskernchronologie GICC05 (Greenland Ice Core Chronology 2005) bildete die Grundlage für die formale Festlegung der Pleistozän/Holozän-Grenze (vgl. Kasten und Abb. 6) am NGRIP-Eiskern in 1492 m Tiefe (WALKER et al. 2009). Für den holozänen Teil erstellten VINTHER et al. (2006) mit den DYE-3-, GRIP- und NGRIP-Eiskernen eine „synchronisierte strati-

Abb. 4 Firn im Durchlicht. Zwischen zwei Schnee gruben (double pit) wird eine schmale Wand stehen gelassen. Im Durchlicht (Sonne) werden die Schichten (Ereignislagen) in der abgedunkelten Schnee gruben sichtbar; NGRIP. (Foto: Department of Geophysics, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen; aktuell unter: http://www.gfycu.dk/~www-glac/ngrip/index_eng.htm)



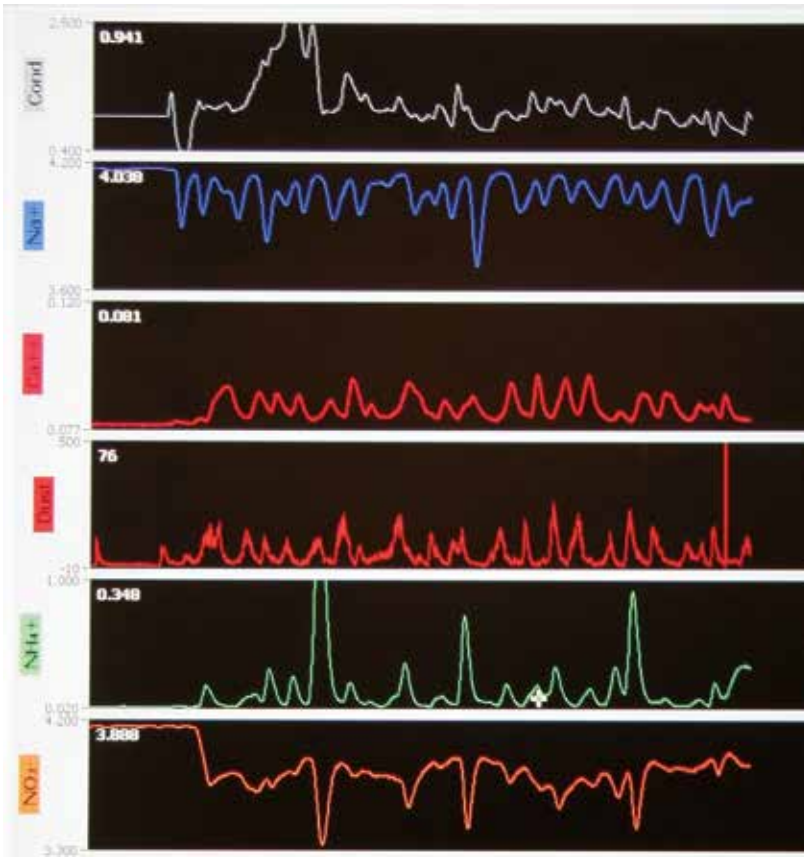


Abb. 5 Eiskernschmelzwasser-Reihenmessungen von Spurenstoffen, u. a. NH_4^+ , Ca^{2+} , NO_3^- , Na^+ , und Staub sowie der elektrolytischen Leitfähigkeit mit CFA-Systemen (Continuous Flow Analysis). (Foto: Marie Kjaergaard; NEEM ice core drilling project, <http://www.neem.ku.dk>)

graphische Zeitskala“, für den Grenzbereich (und das Ende des letzten Glazials) erfolgte dies durch RASMUSSEN et al. (2006) auf Basis der GRIP- und NGRIP-Eiskerne.

Bereits aus der Konstruktion lassen sich zahlreiche Unstimmigkeiten ableiten (vgl. KOTULLA 2013b). Insbesondere ist ein laxer Umgang mit dem Jahr als wirklichem Kalenderjahr festzustellen. So erfuhr beispielsweise die ehemals absolute, durch Jahresschichtenzählung erstellte holozäne Chronologie des DYE-3-Kernes mit 10 720 [Eiskern-]Jahren (8770 ± 150 [Eiskern-]Jahren B.C., HAMMER et al. 1986) eine Erweiterung um etwa 1000 „Jahresschichten“, um an die Marke von 11 700 [Eiskern-]Jahren v.h. anzuschließen.

Im Folgenden soll die Verifizierung der Chronologie kritisch reflektiert, d.h. es soll die Frage beantwortet werden, ob eine unabhängige Altersbestätigung der konstruierten Zeitskala vorliegt. Eine Verifizierung der Chronologie erachteten auch VINTHER et al. für entscheidend: „[Eine] direkte Abschätzung des Zählfehlers ist möglich für die vergangenen etwa 1900 Jahre, wo historisch datierte vulkanische Referenzhorizonte in den Eiskernen beobachtet werden.“ Als absolutzeitliche Ankerpunkte der Grönland-Eiskern-Chronologie wählten die Autoren die Eruption des Vesuv (79 n. Chr.) sowie des isländischen Öraefajökull (1362 n. Chr.). Die Ausbruchereignisse umschließen eine Zeitspanne von 1282 Kalenderjahren. Aus einer Kombination der (bereits vordatierten) DYE-3-Skala und der GRIP-Skala ermittelten sie 1283 [Eiskern-]Jahre

und folgerten daraus einen maximalen Zählfehler für diesen Skalenbereich von 0,25%.

Vermeintliche Nachweise der Öraefajökull- (1362 n. Chr.) und Vesuv-Eruption (79 n. Chr.) sind nicht überzeugend.

Zur Frage der Identifikation dieser „vulkanischen Referenzhorizonte“ erfolgte ein Verweis auf den Co-Autor CLAUSEN (et al. 1997). Dieser Arbeit zufolge wurden für die besagten DYE-3- und GRIP-Eiskerne anhand der $\delta^{18}\text{O}$ - und ECM-Profile für die vergangenen 4000 Jahre jahrgenaue Chronologien erstellt. Dabei wurden die ECM-Ausschläge (Aziditätsspitzen, vulkanische Säureniederschläge) benutzt, um an diesen historisch bekannte Vulkaneruptionen zu dokumentieren. Den prominenten Ausschlägen (Signalen) wurden 27 Eruptionereignisse entweder zugewiesen („assigned“) oder bereits genannte Vorschläge einer Korrelation durch andere Autoren übernommen („has been suggested that they correspond to“). Das jüngste Ereignis, 1912 A. D. („Event 1“), die Katmai-Eruption in Alaska, galt scheinbar als wirklich nachgewiesen („the eruption is found“). Ereignis 26, 1636 B. C., wurde der minoischen Thera-Eruption zugeordnet. In Tabelle 5 ihrer Arbeit wurden keine chemischen Signale für 1362 A. D. (Öraefajökull) und 79 A. D. (Vesuv) ausgewiesen.

Es ist allerdings festzustellen, dass für kein einziges der 27 Eruptionereignisse ein Nachweis darüber erbracht wurde, dass es sich tatsächlich um Säureniederschläge der zugewiesenen Vulkaneruptionen handelt. Die Aziditätsspitzen alleine sind keine eindeutigen Fingerabdrücke einer Vulkaneruption. Die Zuordnung erfolgte auf Basis eines „best guess“. Das bedeutet, dass die mit „Jahresschichten“ konstruierte „absolute“ Grönland-Eiskern-Chronologie nicht mit Zuweisungen vulkanischer Eruptionen verifiziert werden kann.

Um die offenbar bekannten Unsicherheiten zu entkräften, berichteten VINTHER et al. im Weiteren auch von Aschefunden: „Beide Eruptionen, die des Vesuv 79 n. Chr. und die des Öraefajökull 1362 n. Chr., sind unlängst in Tephra des GRIP-Eiskerns identifiziert worden (C. BARBANTE, persönliche Mitteilung, 2005; V. A. HALL und J. R. PILCHER, persönliche Mitteilung, 2006).“ Zu beiden Fällen liegen weitere Ergebnisse vor; in beiden Fällen konnte der Nachweis aber nicht erbracht werden, wie nachfolgend gezeigt wird.

Öraefajökull (1362 n. Chr.). Bereits 1991 hatten PALAIS et al. eine Partikelkonzentration vulkanischen Glases im GISP2-Eiskern in einer

Tiefe von 174,1 m untersucht, die sie aufgrund der geochemischen Analyse dem Öraefajökull-Ausbruch 1362 n. Chr. zuwies (,is believed to have originated from“). Die geochemischen Daten allerdings weichen signifikant von anderen sicheren Vorkommen ab. SELBEK & TRÖNNE (2007, 51) führten diese Diskrepanz auf analytische Fehler zurück. Eine andere Erklärung hierfür könnte ganz einfach sein, dass es sich bei den Partikeln nicht um Material des Öraefajökull-Ausbruchs von 1362 handelt. Somit bleibt eine Bestätigung offen und eine Publikation von HALL und PILCHER ist abzuwarten.

Vesuv (79 n. Chr.). BARBANTE et al. (2013) veröffentlichten (erst) kürzlich ihre Untersuchungsergebnisse zu den in 429,3 m Tiefe aufgefundenen Tephrapartikeln des GRIP-Eiskerns. Aufgrund der geochemischen Zusammensetzung folgern („strongly suggest“) die Autoren, dass die Partikel von der Vesuv-Eruption 79 n. Chr. stammen. Obwohl die (nur) sechs Partikel wie auch die Ausbruchprodukte des Vesuvs geochemisch der phonolithischen Klasse angehören, zeigen die Partikel eine relativ hohe Heterogenität und weichen in ihrer Zusammensetzung in Teilbereichen (Verhältnisse FeO und TiO₂ zu CaO) deutlich von den präsentierten Vergleichswerten ab (S. 1227). BARBANTE et al. sehen aber im Zeitraum zwischen 50 und 100 n. Chr. keine wirkliche Alternative zum Vesuv-Ereignis. Da für sie der zeitliche Rahmen durch die bestehende Eiskernchronologie festlag, haben sie darüber hinaus (in einem größeren zeitlichen Rahmen) keine weiteren alternativen Eruptionen untersucht. Aufgrund des unsicheren Befundes (geochemischer Vergleich) kann die Schlussfolgerung nicht nachvollzogen werden. Das Vesuv-Ereignis wurde nicht eindeutig nachgewiesen; eine Verifizierung der Chronologie mit dem Vesuv-Ereignis ist demnach nicht gegeben.

Für den Zeitraum > 3845 [Eiskern]-Jahre wurden von VINTHER et al. keine Verifizierungsmöglichkeiten angegeben. Das zugewiesene (nicht nachgewiesene, s. o.) Thera-Ereignis (etwa 1600-1650 v. Chr.) galt als zusätzliche Überbrückung. Im Weiteren implizierten die Autoren, dass ihre Chronologie für den gesamten Abschnitt bis 11 703 (Eiskern)-Jahre (Pleistozän/Holozän-Grenze) valide ist (mit Feinadjustierungen und Fehlerabschätzungen für selektierte, ältere Teilbereiche insgesamt ein Zählfehler von ± 99 ([Eiskern]-Jahren), und zwar deshalb weil die jüngsten 1900 Jahre durch eindeutig identifizierte Niederschläge historisch bekannter Vulkaneruptionen bestätigt wurden. Dies ist aber nicht zutreffend. Ebenso überzeugt formulierten auch RASMUSSEN et al. (2006): „Die letzten 1900 Jahre sind ohne kumulierte Unsicherheit datiert worden insofern, als der Referenzhorizont des Vesuv (79 n. Chr.) durch historische Aufzeichnungen

Pleistozän/Holozän-Grenze

Die formale Grenzziehung der Pleistozän/Holozän-Grenze im NGRIP-Eiskern in einer Tiefe von 1492,45 m erfolgte in dem Bereich, welcher das klarste Signal einer klimatischen Erwärmung ($\delta^{18}\text{O}$ -, δD -Anstieg) zeigt (WALKER et al. 2009). Darüber hinaus liegen zwei weitere signifikante Merkmale beim Übergang vom Glazial zum Postglazial vor: Ein unvermitteltes Sauerwerden des Eises sowie eine unvermittelte Beendigung staubreichen Eintrags (sehr helle Lagen, jeweils in den rechten Bildteilen). Die zugrunde liegende Zeitskala basiert nach Aussagen der Autoren auf einer Jahresschichtenzählung, die für die Basis des Holozäns ein Alter von 11 700 Kalenderjahren (vor 2000 n. Chr.) mit einem Maximalzählfehler von 99 Jahren liefert. Nach Ansicht des Verfassers handelt es sich allerdings nicht um echte Kalenderjahre, sondern um abgezählte Ereignisse

(Signale), deren jahreszeitliche Prägung weder über das gesamte Profil noch über große Teile davon nachgewiesen wurde, aber im Gesamtkontext der bereits vordatierten Zeitskala als „Jahre“ interpretiert wird (siehe Haupttext).

Alle Stufen- bzw. Epochen-Grenzen werden durch die Internationale Stratigraphische Kommission (ICC), einer Unterorganisation der International Union of Geological Sciences (IUGS), methodologisch und formal durch Referenzpunkte (GSSP) definiert. GSSP steht für Global Boundary Stratotype Section and Point (Stratotypus-sektion und -punkt einer globalen Grenze). Die Festlegung erfolgt normalerweise an einem zugänglichen Profil, an welchem der Grenzpunkt mit einem „goldenen Nagel“ markiert wird. Bei diesem GSSP liegt allerdings ein besonderer Fall vor. Der NGRIP-Eiskern lagert im Eisschrank der Universität von Kopenhagen.

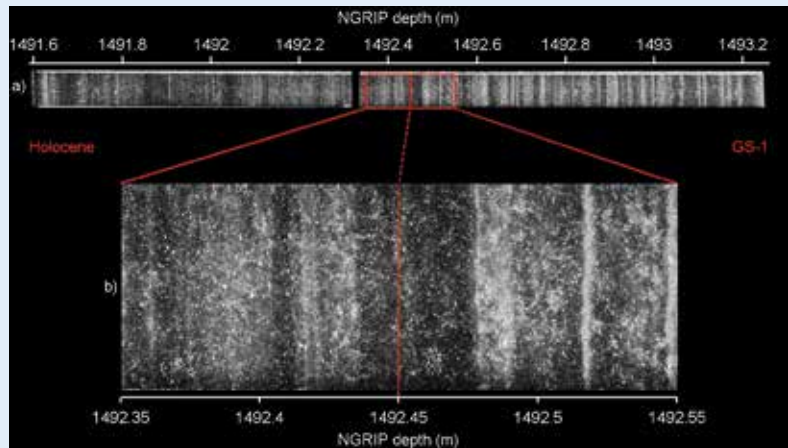


Abb. 6 Fotografie des polierten NGRIP-Eiskerns zwischen 1491,6 und 1493,25 m Tiefe. Die gestrichelte Linie markiert die formale Pleistozän/Holozän-Grenze in einer Tiefe von 1492,45 m. Durch Anwendung des Visual Scanning-Verfahrens zeigt sich klares Eis dunkel, wolkiges Eis hell (durch Einschlüsse, z. B. Staubpartikel). GS-1 = Grönland Stadial 1, oberster Abschnitt des Pleistozäns (Eiskern), letztes Kaltereignis der Weichsel-Kaltzeit, entspricht etwa der Jüngeren Dryas. (Foto/Grafik: Centre for Ice and Climate, University of Copenhagen; freundliche Überlassung)

exakt datiert ist.“ Hier liegt eine gravierende Fehleinschätzung vor.

Schlussfolgerung

Die von den Eiskern-Bearbeitern ausgewiesenen Alter zu den gewonnenen Eiskernen des grönländischen Eisschildes sind radiometrisch begründet. Bei den Altersangaben von 10 000, 100 000 oder mehr Jahren handelt es sich um radiometrische Jahre. Dies schließt auch die „Datierung“ durch „Jahresschichtenzählung“ ein. Denn die Anzahl auszuweisender Einzel-„Jahre“ ist durch die radiometrische Eichung im Wesentlichen vorbestimmt. Über eine entsprechende Auflösung stratigraphischer und/

oder physikochemischer Signale sowie der kalibrierten Alters-zu-Tiefen-Beziehung (Eisflussmodell) werden die notwendigen Skalen- bzw. „Jahres“einheiten durch die Eiskern-Bearbeiter fixiert und eine zugehörige Zeitskala konstruiert (Eiskernchronologie). Ohne den Nachweis erbracht zu haben, werden diese Signale mit „Jahren“ und „Jahresschichten“ assoziiert bzw. als solche interpretiert.

Da nicht bekannt ist, in welcher Beziehung ¹⁴C-Alter und weitere radiometrische Alter dieser Größenordnungen zum realen Alter stehen (KOTULLA 2013a), können radiometrische Alter nicht mit realem Alter gleichgesetzt werden. Die Altersangaben zu den Eiskernen ohne Ausweis der zugrundeliegenden (mittel- oder unmittelbaren) Datierungsmethode, also ohne entsprechende Kennzeichnung, sind irreführend.

Dank

Dr. Harald BINDER, Dr. Martin ERNST und Dr. Reinhard JUNKER danke ich für die Durchsicht des Manuskripts und wertvolle Hinweise, dem Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL) der U.S. Army Corps of Engineers für die Zurverfügungstellung des Reports 94-1 und dem Centre of Ice and Climate (Universität Kopenhagen) für die Abdruckerlaubnis des Fotos zur Pleistozän/Holozän-Grenze (Abb. 6).

Anmerkungen

- 1 „Tatsächlich ist λ_H eine Funktion von t und es ist unmöglich, eine Beziehung zwischen diesen beiden Parametern zu finden, (...)“ (DANSGAARD et al. 1969, 341); λ_H = Akkumulationsrate (von Schnee) umgerechnet in Eis-Äquivalent.
- 2 Für eine Tiefe von 1622 m: „Von der vorläufigen NGRIP-Modellzeitskala wird eine mittlere Jahresschichtendicke von etwa 2 cm erwartet“ (RASMUSSEN et al. 2005); vgl. auch <http://www.gisp2.sr.unh.edu/poster/2f.html> (Abfrage 10. 04. 2013).

Datennachweis

Zu Abb. 3, von links nach rechts: a) NGRIP (<http://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/data/>): 2010-11-19_GICC05modeltext_for_NGRIP.xls; b, c) GISP2, GRIP: The Greenland Summit Ice Core CD-ROM (<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/icecore/greenland/summit/>): GISPD180.DAT, GRIPD180.DAT; d) SPECMAP (<http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.441706?format=html>), IMBRIE JD & MCINTYRE A (2006) SPECMAP time scale developed by IMBRIE et al., 1984 based on normalized planktonic records (normalized O-18 vs time, specmap.017). doi:10.1594/PANGAEA.441706.

Literatur

- ALLEY RB & KOCI BR (1988) Ice-core analysis at site A, Greenland: Preliminary results. *Annals of Glaciology* 10, 1988.
- ALLEY RB, SHUMAN CA, MEESE DA, GOW AJ, TAYLOR KC, CUFFEY KM, FITZPATRICK JJ, GROOTES PM, ZIELINSKI GA, RAM M, SPINELLI G & ELDER B (1997) Visual-stratigraphic dating of the GISP2 ice core: Basis, reproducibility, and application. *J. Geophys. Res.* 102 (C12), 26367-26381.
- BARBANTE C, KEHRWALD NM, MARIANELL P, VINSTER BM, STEFFENSEN JP, COZZI G, HAMMER CU, CLAUSEN HB & SIGGARD-ANDERSEN M-L (2013) Greenland ice core evidence of the 79 AD Vesuvius eruption. *Clim. Past* 9, 1221-1232.
- BENSON CS (1962) Stratigraphic Studies in the Snow and Firn of the Greenland Ice Sheet. Reprint 1996.
- BROECKER WS, THURBER DL, GODDARD J, KUTTLER, MATTHEWS RK & MESOLETTA KJ (1968) Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science* 159, 404-406.
- BUCHARD SL, CLAUSEN HB, VINSTER BM & DAHL-JENSEN D (2012) Investigating the past and recent $\delta^{18}O$ -accumulation relationship seen in Greenland ice cores. *Clim. Past* 8, 2053-2059.
- CLAUSEN HB, HAMMER CU, HVIDBERG CS, DAHL-JENSEN D, STEFFENSEN JP, KIPFSTUHL J & LEGRAND M (1997) A comparison of the volcanic records over the past 4000 years from the Greenland Ice Core Project and Dye 3 Greenland ice cores. *J. Geophys. Res.* 102 (C12), 26707-26723.
- DANSGAARD W, JOHNSON SJ, MOLLER J & LANGWAY CC JR (1969) One thousand centuries of climate record from Camp Century on the Greenland ice sheet. *Science* 166, 377-381.
- DANSGAARD W, JOHNSON SJ, CLAUSEN HB & LANGWAY CC JR (1970) Ice cores and paleoclimatology In: OLSSON IU (ed) Radiocarbon variations and absolute chronology. Proceedings of the Twelfth Nobel Symposium held at the Institute of Physics at Uppsala University. New York, 337-351.
- DANSGAARD W, CLAUSEN HB, GUNDESTRUP N, HAMMER CU, JOHNSON SJ, KRISTINSDOTTIR PM & REEH N (1982) A new Greenland deep ice core. *Science* 218, 1273-1277.
- DANSGAARD W, JOHNSON SJ, CLAUSEN HB, DAHL-JENSEN D, GUNDESTRUP NS, HAMMER CU, HVIDBERG CS, STEFFENSEN JP, SVEINBJÖRNDOTTIR AE, JOUZEL J & BOND G (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.
- EMILIANI C (1966) Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 435,000 years. *J. Geol.* 74, 109-126.
- GOW AJ, MEESE DA, ALLEY RB, FITZPATRICK JJ, ANANDAKRISHNAN S, WOODS GA & ELDER BC (1997) Physical and structural properties of the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core: A review. *J. Geophys. Res.* 102, 26559-26575.
- GRIP MEMBERS (1993) Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature* 364, 203-207.
- GRÖNVOLD K, ÓSKARSSON N, JOHNSON SJ, CLAUSEN HB, HAMMER CU, BOND G & BARD E (1995) Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 135, 149-155.
- HAMMER CU (1980) Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radio-echoes. *J. Glaciol.* 25, 359-372.

- HAMMER CU, CLAUSEN HB, DANSGAARD W, GUNDESTRUP N, JOHNSEN SJ & REEH N (1978) Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris, and continental dust. *J. Glaciol.* 20, 3–26.
- HAMMER CU, CLAUSEN HB & TAUBER H (1986). Ice-core dating of the Pleistocene/Holocene boundary applied to a calibration of the 14C timescale. *Radiocarbon* 28, 284–291.
- JOHNSEN SJ, DANSGAARD W, CLAUSEN HB & LANGWAY CC JR (1972) Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nature* 235, 429–434.
- KARGEL JS, AHLSTRÖM AP, ALLEY RB, BAMBER JL, BENHAM TJ, BOX JE, CHEN C, CHRISTOFFERSEN P, CITTERIO M, COGLEY JG, JISKOOT H, LEONARD GJ, MORIN P, SCAMBOS T, SHELDON T & WILLIS I (2012) Greenland's shrinking ice cover: „fast times“ but not that fast. *The Cryosphere* 6, 533–537.
- KOTULLA M (2013a) Gültigkeit und Grenzen geologischer Zeitbestimmung. Online-Loseblattsammlung, Stand: 1. Lieferung 10/2013, www.wort-und-wissen.de.
- KOTULLA M (2013b) Grönländische Eiskerndaten und ihre Interpretation: Absolute Datierung durch Zählung von Jahresschichten? W+W Special Paper G-13-1, Baidersbronn.
- LANE CS, ANDRICH M, CULLEN VL & BLOCKLEY SPE (2011) The occurrence of distal Icelandic and Italian tephra in the Lateglacial of Lake Bled, Slovenia. *Quaternary Science Reviews* 30, 1013–1018.
- LISIECKI LE & RAYMO ME (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- MEESE DA, ALLEY RB, FIACCO RJ, GERMANI MS, GOW AJ, GROOTES PM, ILLING M, MAYEWSKI PA, MORRISON MC, RAM M, TAYLOR KC, YANG Q & ZIELINSKI GA (1994) Preliminary depth-age scale of the GISP2 ice core. Special CRREL Report 94-1, US.
- MEESE DA, GOW AJ, ALLEY RB, ZIELINSKI GA, GROOTES PM, RAM M, TAYLOR KC, MAYEWSKI PA & BOLZAN JF (1997) The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results. *J. Geophys. Res.* 102 (C12), 26411–26423.
- MORTENSEN AK, BIGLER M, GRÖNVOLD K, STEFFENSEN JP & JOHNSEN SJ (2005). Volcanic ash layers from the Last Glacial Termination in the NGRIP ice core. *J. Quaternary Sci.* 20, 209–219.
- NEEM COMMUNITY MEMBERS (2013) Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core, doi:10.1038/nature11789.
- NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS (2004) High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151.
- PALAIJS JM, TAYLOR K, MAYEWSKI PA & GROOTES P (1991) Volcanic Ash from the 1362 A.D. Oraefajökull Eruption (Iceland) in the Greenland Ice Sheet. *Geophysical Research Letters* 18, 1241–1244.
- RAM M & KOENIG G (1997) Continuous dust concentration profile of pre-Holocene ice from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core: Dust stadials, interstadials, and the Eemian. *J. Geophys. Res.* 102, (C12), 26641–26648.
- RASMUSSEN SO, ANDERSEN KK, JOHNSEN SJ, BIGLER M & McCORMACK T (2005). Deconvolution-based resolution enhancement of chemical ice core records obtained by Continuous Flow Analysis. *J. Geophys. Res.* 110, D17304, doi:10.1029/2004JD005717.
- RASMUSSEN SO, ANDERSEN KK, SVENSSON AM, STEFFENSEN JP, VINATHER BM, CLAUSEN HB, SIGGAARD-ANDERSEN M-L, JOHNSEN SJ, LARSEN LB, DAHL-JENSEN D, BIGLER M, RÖTHLISBERGER R, FISCHER H, GOTO-AZUMA K, HANSSON M-E & RUTH U (2006) A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res.* 111, D06102, doi:10.1029/2005JD006079.
- SELBEKK RS & Trønnnes RG (2007) The 1362 AD Öraefajökull eruption, Iceland: Petrology and geochemistry of large-volume homogeneous rhyolite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 160, 42–58.
- SOWERS T, BENDER M, LABEYRIE L, MARTINSON D, JOUZEL J, RAYNAUD D, PICHON JJ & KOROTKEVICH YS (1993) A 135,000-year Vostok-SPECMAP common temporal framework. *Paleoceanography* 8, 737–766.
- SVENSSON A, NIELSEN SW, KIPFSTUHL S, JOHNSEN SJ, STEFFENSEN JP, BIGLER M, RUTH U & RÖTHLISBERGER R (2005). Visual stratigraphy of the North Greenland Ice Core Project (NorthGRIP) ice core during the last glacial period. *J. Geophys. Res.* 110, D02108, doi:10.1029/2004JD005134.
- TAUBER H (1970) The Scandinavian varve chronology and C-14 dating. In: OLSSON IU (ed.) *Radiocarbon Variations and Absolute Chronology*. Proceedings of the Twelfth Nobel Symposium held at the Institute of Physics at Uppsala University. New York, 173–196.
- VINATHER BM, CLAUSEN HB, JOHNSEN SJ, RASMUSSEN SO, ANDERSEN KK, BUCHARDT SL, DAHL-JENSEN D, SEIERSTAD IK, SIGGAARD-ANDERSEN M-L, STEFFENSEN JP, SVENSSON A, OLSEN J & HEINEMEIER J (2006) A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2005JD006921.
- WALKER M, JOHNSEN S, RASMUSSEN SO, STEFFENSEN JP, POPP T, GIBBARD P, HOEK W, LOWE J, ANDREWS J, BJORCK S, Cwynar L, HUGHEN K, KERSHAW P, KROMER B, LITT T, LOWE DJ, NAKAGAWA T, NEWNHAM R & SCHWANDE J (2009). The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core. *Episodes* 31, 264–267.
- WHITE JWC, BARLOW LK, FISHER D, GROOTES P, JOUZEL J, JOHNSEN SJ, STUIVER M & CLAUSEN H (1997) The climate signal in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland: Results of comparisons with modern climate observations. *J. Geophys. Res.* 102 (C12), 26425–26439.

Dieser Artikel ist ein Auszug aus Kotulla (2013b), s.o.,
Download unter <http://www.wort-und-wissen.de/download.html>

Anschrift des Verfassers:

Michael Kotulla, SG Wort und Wissen, Rosenbergweg 29, 72270 Baidersbronn; email: m.kotulla@wort-und-wissen.de