

3.2 Beginn der großen Vereisungen im Quartär und zur Rolle von Ozean und CO₂

MICHAEL SARNTHEIN

Onset of Quaternary glaciations and the role of the oceans and CO₂: The final closure of the Central American Seaways near Panama (CAS), which stopped the inflow of Pacific low-salinity water into the Caribbean was probably the crucial event for the onset of Quaternary cold climates. As many models and studies show the increased salinity in the Caribbean Sea induced a profound rise in heat and salt transport into the North Atlantic, thereby enhancing the meridional overturning circulation and reducing, in turn, the atmospheric CO₂ level. Also, the closing caused a slight rise in the poleward atmospheric moisture transport to northwest Eurasia. Models and data also show that the final closure of the CAS led to a major decrease in sea-sea surface salinity and a stronger stratification and steric height of the subarctic North Pacific. Consequently, CO₂ outgassing was barred and the low-saline Arctic Throughflow from the Bering Strait to the East Greenland Current (EGC) at least doubled. This led to an increased sea-ice cover in the Arctic Ocean, thus enhancing surface albedo, a crucial positive feedback, which allowed the build-up of continental ice sheets.

Die potenziellen Einflussfaktoren für den Beginn der bedeutenden bzw. größten Vereisungen in der Nordhemisphäre – besonders für die Bildung des großen grönländischen Eisschildes und die damit verbundene Erdabkühlung – sind nicht nur von akademischer Bedeutung. Vielmehr handelt es sich um eine sehr aktuelle Frage. Das Szenario der warmen Periode im Spätpliozän (jüngste Stufe des Neogens, Jungtertiär), die vor der vollen Vereisung Grönlands herrschte, kann als Beispiel für das zukünftige Klima der Erde in Anbetracht der aktuellen Erwärmung bezüglich Albedo, Meeresspiegelanstieg und regionale Trockenheit bzw. Feuchte angesehen werden (HAYWOOD 2009, DOWSETT et al. 2010). Viele Autoren wie SARNTHEIN et al. (2009) und SEKI et al. (2010) versuchten zu klären, was den Anstoß zur Vereisung der Nordhemisphäre gegeben hat. WILLENBRING & VON BLANCKENBURG (2010) stellten in Frage, dass eine globale Zunahme von Verwitterung und Erosion im Spätneogen (Jungtertiär) zur Senkung des atmosphärischen CO₂ und zur allmählichen Abkühlung geführt habe.

In der vorliegenden Arbeit sollen weitere Hypothesen unter Einbeziehung von paläo-klimatischen Daten diskutiert werden. In diesem Zusammenhang wird der Begriff »bedeutend« betont, da kleine und regionale Vereisungen seit dem Späteozen (zweitälteste Stufe des Paläogens, Alttertiär) in der Nordhemisphäre und vor allem auf Grönland bereits vorkamen (ELDRETT et al. 2007). Das war besonders seit dem Spätmiozän (zweitjüngste Stufe des Neogens, Jungtertiär) der Fall, wie es in *Paleoceanography* Volume 23/3 (2008) und durch DE CONTO et al. (2008) zusammengefasst wurde. Einen erheblichen Eintrag von Schutt aus abschmelzenden Eisbergen (Ice-rafted Debris (IRD)), der den Beginn der vollen Vereisung im Quartär andeutet, gab es am Meeresboden allerdings erst ab etwa 3,0–2,7 Mio. Jahre, wie schon durch SHACKLETON et al. (1984) beschrieben.

Die Rolle der orbitalen Faktoren

Änderungen in der Bahn der Erde um die Sonne oder verkürzt, der Erdbahnparameter können generell eine Klimaänderung auslösen und dementsprechend stellen sie einen potenziellen Mechanismus dar, der eine bedeutende Vereisung in Gang setzen kann. Das wurde zuerst von MASLIN et al. (1996) dargelegt; sie wurden später von mehreren anderen Autoren unterstützt. In der Tat zeigt die Amplitude der Zyklen der Erdschiefe (Neigung der Rotationsachse der Erde zur Bahnebene um die Sonne) eine signifikante Zunahme in der Zeit von ~3,0 bis 2,5 Mio. Jahre vor heute (v.h.). Dieser Trend verläuft parallel zu einer bedeutenden Zunahme des Eisvolumens, wie die Änderungen des Sauerstoffisotopen-Verhältnisses in den Kalkschalen aus marinen Sedimenten ($\delta^{18}\text{O}$) zeigen. Allerdings nahm die Amplitude der Erdschiefe in der Zeit vor 2,25 bis 1,8 Mio. Jahren wieder ab (LASKAR et al. 2004), und es gab dann kein Anzeichen für bedeutende Vereisungen in der Nordhemisphäre. HUYBERS & MOLNAR (2007) setzten ein verbessertes Modell ein, um den Einfluss der Erdbahnparameter zu quantifizieren. Sie berechneten die Zahl der Tage mit positiven Temperaturgraden (PDD) im Verhältnis zum Äquator für Nordamerika nördlich von 50°N. Vor rund 4,2 Mio. Jahren begann die PDD-Zahl nach und nach bis auf ein niedriges Niveau abzunehmen, das ab 1,8 Mio. Jahre v.h. bis heute anhält. Dieser Trend geht dem Beginn einer langfristigen Abkühlung der Meeresoberfläche (SST) im äquatorialen Ostpazifik um ~0,5 Mio. Jahre voran, dem Start der großen Vereisungen in der Nordhemisphäre sogar um mehr als eine Mio. Jahre. Diese Zeitspanne hätte ein unwahrscheinlich langes Gedächtnis im Klimasystem erfordert.

Die Rolle der Schließung des Indonesischen Durchflusses und die Panama-Hypothese

Zwei Hypothesen über den möglichen Anstoß für den Beginn des Quartär-Klimas berufen sich entweder auf eine signifikante Verengung oder gar Schließung von zwei Ozeanpassagen, dem Indonesischen Durchstrom (Indonesian Throughflow (ITF)) vom Pazifik in den Indik und dem (ehemaligen) zentralamerikanischen Durchfluss bei Panama vom Pazifik in den Atlantik, die eine wesentliche Rolle für den Wärme- und Salzaustausch zwischen den großen drei tropischen Ozeanen spielen.

CANE & MOLNAR (2001) bewerteten als Erste die graduelle Schließung des Indonesischen Durchflusses vor ca. 4 Mio. Jahren als einen wichtigen Einflussfaktor für den Beginn des Quartär-Klimas. Sie waren der Meinung, dass die nordwärts gerichtete Verschiebung der tektonischen Platte um die (zuerst wenig bekannte) kleine und gestreckte Halmahera-Insel, nordwestlich von Neuguinea, den West Pacific Warm Pool (WPWP) von dem Indonesischen Durchstrom trennte. Anschließend strömten dann kältere Zwischenwassermassen aus dem subtropischen Nordpazifik vom Pazifik in den Indik. Andererseits wurde das oberflächennahe warme Wasser vom WPWP dann in Richtung Nordwestpazifik abgelenkt.

KARAS et al. (2009) betrachteten die unterschiedliche Abkühlung und Aussüßung der Zwischenwassermassen im Ost-Indischen Ozean. Insbesondere die fortlaufende Schwächung des ITF vor ca. 3,3 Mio. Jahren musste eine Abkühlung der westindisch-äquatorialen Oberfläche und des Wassers im Auftriebsgebiet und eine Reduktion der Verdunstung bewirkt haben. Gleichzeitig sollte daraus ein Rückgang der Feuchtigkeit in Afrika und eine Schwächung des Indischen Monsuns folgen. Die Daten aus ostafrikanischen Seen spiegeln allerdings einen anderen Trend wieder: Seen zeigen maximale Wasserstände bis vor etwa 3,1 Mio. Jahren an (TRAUTH et al. 2005). Dementsprechend sind die Folgen der Einschränkung des Indonesischen Durchstroms noch nicht geklärt.

Eine Reihe verschiedener neuer Fakten geben Hinweise auf eine Verbindung zwischen der endgültigen Schließung des zentralamerikanischen Durchflusses bei Panama (CAS) und mehreren klimarelevanten Prozessen im Nordatlantik, im nördlichen Nordpazifik und im Arktischen Meer (SARNTHEIN et al. 2009 u.a.). WEYL (1968) und KEIGWIN (1982) sahen als Erste dieses Ereignis als bedeutend für den Beginn des Quartär-Klimas an. Auf der Basis von in Bohrkernen überlieferten Resten (Nanofossilien) der damaligen Algenwelt konnten KAMEO & SATO (2000) zum ersten Mal feststellen, dass die endgültige Schließung des CAS vor ca. 2,73 Mio. Jahren

stattfand. Dieser Zeitpunkt ist sehr nahe zum Beginn der großen Vereisungen in der Nordhemisphäre, wie schon von SHACKLETON et al. (1984) ermittelt wurde. Die Schließung soll polwärts einen Anstieg des Wärme- und Feuchtigkeitstransports infolge einer Verstärkung der atlantischen Umwälzzirkulation (AMOC) ausgelöst haben. Außerdem wird die Senkung des atmosphärischen CO₂-Gehaltes infolge des südwardigen Wassertransports im tiefen Atlantik als Teil der AMOC für die Vereisung Grönlands und andere intensive Quartär-Vereisungen auf dem nordamerikanischen Kontinent und dem nördlichen Eurasien als verantwortlich betrachtet. DRISCOLL & HAUG (1998) versuchten die klimarelevante Wirkung der beiden o. g. Effekte zu analysieren, die auf den ersten Blick entgegengesetzt wirken. Sie postulierten, dass eine starke Erwärmung im nördlichen Nordatlantik erstens zu einer verstärkten Verdunstung führte und damit mehr Feuchtigkeit durch Westwinde nach Nordwest-Eurasien transportiert wurde (wie auch durch das Modell von LUNT et al. (2007) gezeigt wird). Zweitens sollte dies gleichzeitig den Wassertransport der sibirischen Flüsse in das Arktische Meer verstärkt haben, wodurch drittens im Arktischen Ozean die Meereisbildung anwuchs und dort viertens die Albedo erheblich zunahm. Durch diese Rückkopplungsprozesse entstanden schließlich fünftens günstige Bedingungen zum Aufbau und/oder der Vergrößerung des Eisschildes auf Grönland.

Die endgültige Schließung des Durchflusses bei Panama und der Beginn des Quartär-Klimas

MAIER-REIMER et al. (1990) wandten zum ersten Mal ein Ozeanzirkulationsmodell an, um die Auswirkung der Schließung der Meerenge bei Panama auf die Meereszirkulation und das Weltklima zu simulieren.

Die Schließung führte zu einem höheren Wärme- und Salztransport polwärts durch eine Intensivierung des Golfstroms im Atlantik. Dieser Befund wurde später durch verfeinerte Ozean-Modelle (z.B. MURDOCK et al. 1997) bestätigt. SCHNEIDER & SCHMITTNER (2006) untersuchten die Rolle einer allmählichen CAS-Schließung und betrachteten die Temperatur- (SST) und Salinitätsentwicklung (SSS) in den benachbarten Seegebieten für vier verschiedenen Schwellentiefen ab 2000 m. Sie fanden, dass in Wassertiefen von 50–125 m eine SSS-Abweichung zwischen Pazifik und Atlantik erst ab Durchflusstiefen von weniger als 500 m zu beobachten ist. Bei einer Durchflusstiefe von 2000 bis 700–500 m verhinderte der Transport von Tiefenwasser die Bildung dieses Salinitätsunterschiedes. Bei einer Durchflusstiefe von 300–250 m betrug er etwa ein Drittel und ab 130 m zwei Drittel des endgültigen (heutigen) Salinitätsunterschiedes am Ende der Schließung von ca. 1,2 psu.

Dementsprechend war der entscheidende Zeitpunkt für die MOC-Intensivierung das Erreichen einer Schwellentiefe von 250–130 m und weniger (s. Abb. 3.2-1).

KLOCKER et al. (2005) und LUNT et al. (2007) bestätigten mit ihren Modellergebnissen, dass die CAS-Schließung zur Erwärmung des Zentral- und Nordatlantiks, zur Intensivierung der thermohalinen Zirkulation und zur Verstärkung der Niederschläge über Grönland und der Nordhemisphäre beigetragen haben müsse. Allerdings kommen sie zu dem Schluss, dass diese Änderungen nicht hinreichten, um die bedeutenden Vereisungen in der Nordhemisphäre ab Beginn des Quartärs auszulösen. Aus diesen Gründen wurde eine Brücke zur vermutlichen Abnahme des atmosphärischen CO₂-Gehalts gesucht.

Die Rolle des Rückgangs des CO₂-Gehaltes in der Atmosphäre

Mit einem gekoppelten Atmosphäre/Ozean-Modell haben LUNT et al. (2008) festgestellt, dass der Rück-

gang des atmosphärischen CO₂-Gehaltes von 400 auf 280 ppmv im Spätpliozän wahrscheinlich die Ursache für die Bildung der großen Vereisungen in der Nordhemisphäre am Anfang des Quartärs bilden könnte. Die Schließung der CAS hätte zwar die Verteilung der Niederschläge nur über Süd-Grönland und die sonstigen Umweltbedingungen in der Meeresregion nicht hinreichend beeinflusst, während der CO₂-Rückgang aber einen streckenweise signifikanten Rückgang der Oberflächentemperatur von 2–3°C auf Grönland ausgelöst, was ein Wachstum des Eises eindeutig förderte. Insgesamt fehlen aber noch mehr Fakten, um die CO₂-Hypothese selbst und die Ursachen für jenen Rückgang des Treibhauseffektes genauer begründen zu können. Die veröffentlichten Daten aus marinen und terrestrischen Sedimenten liefern nur wenig zufrieden stellende Argumente für das postulierte Sinken des atmosphärischen CO₂ im Spätpliozän. Es gelang nun erstmals SEKI et al. (2010), aus einem tropischen Tiefseebohrkern zwei streng parallele CO₂-Kurven mit hoher Auflösung auf der Basis von zwei unabhängigen Sätzen von Mess-

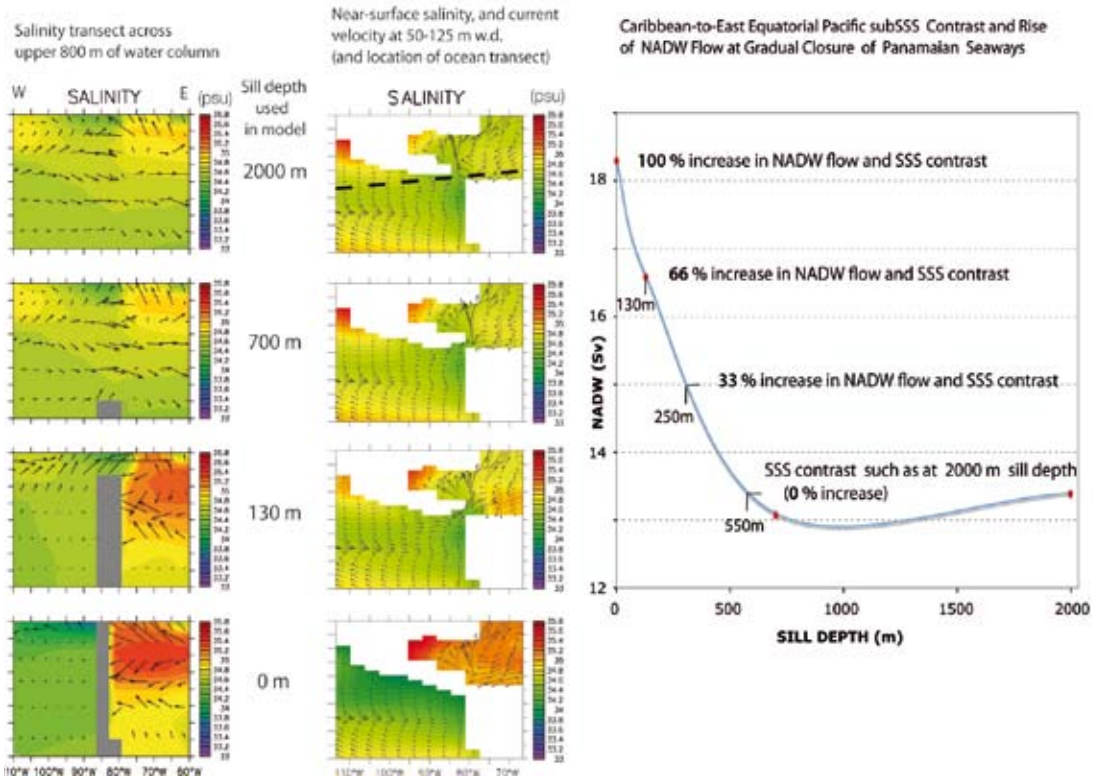


Abb. 3.2-1: Auswirkungen der Einengung des Panama-Durchflusses auf die Salinität in der Karibischen See und im äquatorialen Ostpazifik (Ergebnisse eines Experiments mit dem Uvic-ESCM-Modell nach Schneider & Schmitter 2006 und Sarnthein et al. 2009). **Links:** Modelldaten für verschiedene Schwellentiefen dargestellt in vertikalen Transekt. **Rechts:** Zunahme des Salinitätsgradienten zwischen ostäquatoralem Pazifik und der Karibik und Intensivierung der Umwälzzirkulation im Atlantik (MOC) bzw. Zunahme der Bildung des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW).

daten zu rekonstruieren. Beide Datensätze geben einen CO_2 -Gehalt von 300–370 ppmv in der Zeit vor etwa 4,9–3,1 Mio. Jahren (Pliozän) wieder, der somit nur leicht über dem vorindustriellen Niveau von 285 ppmv lag.

Diese CO_2 -Werte stiegen allerdings vor etwa 3,1 Mio. Jahren noch kurzfristig bis auf Werte von über 400 ppmv an. Anschließend sanken sie vor etwa 2,85 Mio. Jahren wieder abrupt auf ein CO_2 -Niveau von 250–290 ppmv, das danach für alle quartären Interglaziale etwa konstant geblieben ist.

Die Ergebnisse von SEKI et al. lassen jedoch die Frage noch weiterhin offen, welche Art von Änderungen im globalen Kohlenstoffkreislauf – oder genauer – welche Änderungen in der Meeresströmung (MOC) den plötzlichen Anstieg bzw. das abrupte Sinken des atmosphärischen CO_2 im Spätpliozän verursacht haben mag. Der Mechanismus, der zu den CO_2 -Änderungen geführt hat, steht höchstwahrscheinlich mit der endgültigen CAS-Schließung in Verbindung. Dabei werden sowohl bedeutende klimarelevante Vorgänge in der atlantischen Wasserzirkulation als auch die langhin dominante stabile Schichtung des oberen Ozeans im subarktischen Nordpazifik (SIGMAN et al. 2004) in Gang gesetzt.

Rekonstruktion der CAS-Schließung aus Sedimentprofilen

Der allmähliche Anstieg in der Differenz der oberflächennahen Salzgehalte zwischen Karibik / Atlantik und dem äquatorialen Ostpazifik mit der CAS-Schließung wurde anhand isotopischer und geochemischer Sedimentanalysen im Rahmen des Ocean Drilling (= Bohr) Programms (ODP) verfolgt (BARTOLI et al. 2005, GROENEVELD 2005). Die Ergebnisse bestätigen die Zunahme des Salinitätsunterschiedes während des Spätpliozäns (Abb. 3.2-2). Bis vor 4 Mio. Jahren gab es keinen Salinitätsunterschied zwischen beiden Regionen. Die ersten Salinitätsgradienten bis zu 0,5 psu, die – wie zu erwarten – reversibel waren, treten in den sedimentären Näherungswerten in der Zeit vor ca. 3,75 Mio. und zwischen 3,5 und 3,3 Mio. Jahren auf. Ab 3,16 Mio. Jahre stiegen die Werte auf >0,8–1,0 psu an. Bei diesen kurzfristig fluktuierenden Schwankungen dürften auch vulkanische Aktivitäten und Änderungen des globalen Meeresspiegels im Zusammenhang mit den Erdbahnparametern eine Rolle gespielt haben. Erst ab 2,95 Mio. Jahre v.h. gab es dann anhaltend hohe Salzgehaltsunterschiede. Ab 2,6–2,5 Mio. Jahre waren schließlich die heute typischen Differenzen mit der endgültigen CAS-Schließung zu beobachten.

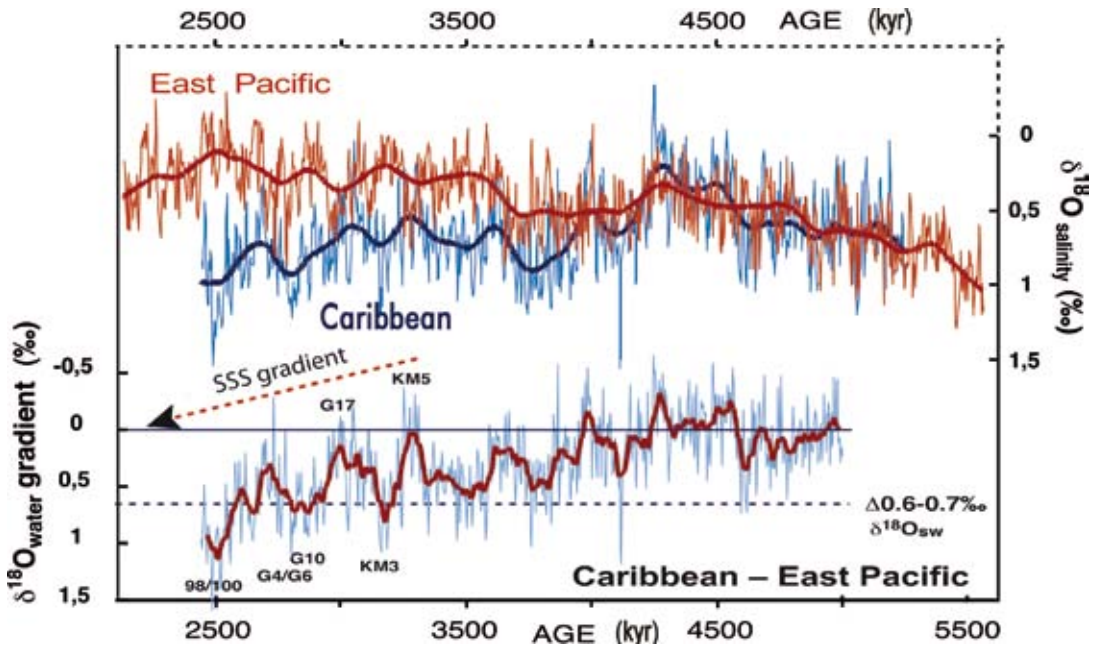


Abb. 3.2-2: Zunahme der Salzgehaltsdifferenzen im Spätpliozän in der Karibik und im äquatorialen Ostpazifik. Die Messungen wurden an *Globigerinoides sacculifer* vorgenommen. Als Grundlage dienten Mg/Ca und $\delta^{18}\text{O}$ Daten für eine Habitatstiefe von 40–80 m (Daten aus GROENEVELD 2005 und STEPH et al. 2006 modifiziert nach SARNTHEIN et al. 2009). Eine $\delta^{18}\text{O}$ -Gradienten 0,6–0,7 ‰ entspricht einem Salzgehaltsunterschied (SSS) von 1,2–1,8 psu. Dieser Unterschied herrschte nach den Ergebnissen der Modelle zum Zeitpunkt der völligen CAS-Schließung vor (gestrichelte Linie, bei einer Unsicherheit von etwa 0,07 ‰ – 10fache gleitende Mittelwerte für $\delta^{18}\text{O}$). KM5 u.a. Buchstaben und Zahlen an SSS-Differenz-Kurve bezeichnen marine $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien.

**Schlussbetrachtung und Sediment-
Zeugen zur wichtigen Rolle von Nord-
pazifik und Arktischem Durchstrom**

Der Übergang vom Spätneogen zum Frühquartär vor etwa ~3,2–2,7 Mio. Jahren war mit dem Beginn der großen Vereisung in der Nordhemisphäre verbunden. Es gibt verschiedene Hypothesen und Modelle, die versuchen, diese sehr komplexen Vorgänge zu beschreiben. Die langsame Verengung des Indonesischen Durchflusses dürfte u.a. die damaligen Klimaänderungen präkonditioniert haben, besonders während der Zeit vor 3,3–3,2 Mio. Jahren.

Die Schließung des zentralamerikanischen Durchflusses bei Panama (CAS) erfolgte nicht stetig. Der Prozess verlief mehrfach reversibel. Ab einer Durchflusstiefe von 250 bis 500 m und weniger bildeten die Differenzen im Salzgehalt zwischen Pazifik und Atlantik die Grundlage für die wichtige Panama-Hypothese. Ihr Einfluss ist auf die Periode vor 3,2–2,7 Mio. Jahren auf der Basis des systematisch wachsenden Salzgehaltsunterschiedes zwischen der Südwest-Karibik und dem äquatorialen Ostpazifik beschränkt. Jede CAS-Schlie-

ßung stimmt zeitlich mit einer Zunahme des Eintrags von eistransportiertem Schutt in die grönländische See überein. Modelle und nordatlantische Sedimentdaten zeigen in gleicher Weise, dass die Schließung zu einer signifikanten Erhöhung des polwärts gerichteten ozeanischen Wärmetransports und der atlantischen Wasserrumwälzung (AMOC) sowie zur Senkung des atmosphärischen CO₂-Gehaltes führte. Weniger signifikant änderte sich der polwärts gerichtete Transport von Wasserdampf und Wärme in der Atmosphäre.

Die Intensivierung der stabilen Schichtung im subarktischen Nordpazifik bildete schließlich wohl ein weiteres und entscheidendes Bindeglied zwischen der CAS-Schließung und der Vereisung der Nordhemisphäre: Die atmosphärische CO₂-Konzentration sank durch das verhinderte CO₂-Entgasen im dortigen Auftriebsgebiet alter Tiefenwässer. Die oberflächennahe starke Reduktion der Salzgehalte im Nordpazifik führte ihrerseits zu einer Verdoppelung des arktischen Durchstroms von salzarmem Wasser, so dass die Ausbreitung von ganzjährigem Meereis und damit auch die Albedo in der Arktis wesentlich verstärkt wurden. Ebenso wurde dadurch der salzarme und kalte Ostgrönland-Strom

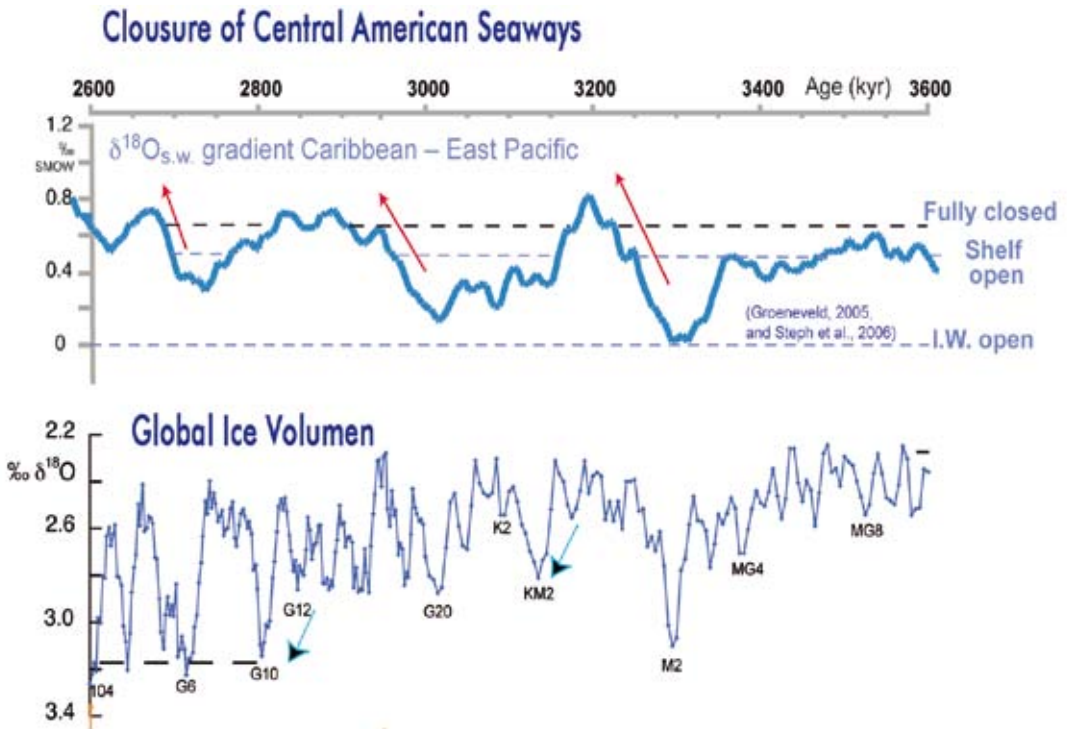


Abb. 3.2-3: Die phasenweise Schließung des Zentralamerikanischen Seaways (CAS) bei Panama nach GROENEVELD 2005 und STEPH et al. 2006) (**oben**) und die Veränderung des globalen Eisvolumens (LISIECKI & RAYMO 2005) (Kleine Buchstaben und Zahlen Beschriftung die marinen Isotopen Stadien 104-MG8) (**unten**). 0.1 ‰ δ¹⁸O entsprechen einem Eisvolumen von ca. 10 m Meeresspiegelhöhe.

vor etwa 3,1 Mio. Jahren stabilisiert und die Polarfront in der nördischen See und im Nordwest Atlantik insbesondere vor 2,85 Mio. Jahren verstärkt, umgekehrt aber auch die große Anfälligkeit der AMOC für kurzfristige Störungen durch Schmelzwasser-Ausbrüche i.Z. mit massiven Kaltstadialen etabliert.

Literatur

- BARTOLI G., SARNTHEIN M., WEINELT M., ERLKENKUS-ER E., GARBE-SCHÖNBERG D. & LEA D. (2005): Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 33-44.
- CANE M. A. & MOLNAR P. (2001): Closing of the Indonesian seaway as precursor to east African aridification around 3–4 million years ago. *Nature* 411, 157-162.
- DE CONTO R. M., POLLARD D., WILSON P. A., PÄLIKE H., LEAR C.H. & PAGANI M. (2008): Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. *Nature* 455, 652-656.
- DOWSETT H. J., MARCI M., ROBINSON A. M., HAYWOOD U., SALZMANN D., HILL L., SOHL M., CHANDLER M., WILLIAMS K. F. & DANIELLE K. S. L. (2010): The PRISM3D paleoenvironmental reconstruction. *Stratigraphy* 7 (2-3), 123-139.
- DRISCOLL N. W. & HAUG G. H. (1998): A short circuit in thermohaline circulation: A cause for Northern Hemisphere Glaciation? *Science* 282, 436-438.
- ELDRETT J., HARDING I. C., WILSON P. A., BUTLER E. & ROBERTS A. P. (2007): Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene. *Nature* 446, 176-179.
- GROENEVELD J. (2005): Effect of the Pliocene closure of the Panamian gateway on Caribbean and east Pacific sea surface temperatures and salinities by applying combined Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ measurements (5.6–2.2 Ma). PhD Thesis Univ. of Kiel.
- HAYWOOD A. M. (2009) Pliocene Climates, In: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, Earth Sciences Series (ed. Gornitz, V.), Springer.
- HUYBERS P. & MOLNAR P. (2007): Tropical cooling and the onset of North American glaciation. *Climate of the Past* 3, 549-557.
- KAMEO K. & SATO T. (2000): Biogeography of Neogene calcareous nannofossils in the Caribbean and eastern equatorial Pacific – floral response to the emergence of the Isthmus of Panama. *Marine Micropaleontology* 39, 201-218.
- KARAS C., NÜRNBERG D., GUPTA A. K., TIEDEMANN R., MOHAN K. & BICKERT T. (2009): Mid-Pliocene climate change amplified by a switch in Indonesian subsurface throughflow. *Nature Geoscience* 2, 434-438.
- KEIGWIN L. D. (1982): Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of Panama uplift in Late Neogene time. *Science* 217, 350-353.
- KLOCKER A., PRANGE M. & SCHULZ M. (2005): Testing the influence of the Central American Seaway on orbitally forced northern hemisphere glaciation. *Geophysical Research Letters* 32, L03703.
- LASKAR J., ROBUTEL P., JOUTEL F., GASTINEAU M., CORREIA A. C. & LEVRARD B. (2004): A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics Manuscript no. La'2004*, 1-26.
- LISIECKI L. E. & RAYMO M. E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003.
- LUNT D. J., VALDES P. J., HAYWOOD A. M. & RUTT I. C. (2007): Closure of the Panama Seaway during the Pliocene: implications for climate and Northern Hemisphere glaciation. *Climate Dynamics* 30, 1-18.
- LUNT D. J., FOSTER G. L., HAYWOOD A. M. & STONE E. J. (2008): Late Pliocene glaciation controlled by a decline in atmospheric CO_2 levels. *Nature* 454, 1102-1105.
- MAIER-REIMER E., MIKOLAJEWICZ E. & CROWLEY T. (1990): Ocean general circulation model sensitivity experiment with an open Central American Isthmus. *Paleoceanography* 5, 349-366.
- MASLIN M. A., HAUG G., SARNTHEIN M. & TIEDEMANN R. (1996): The progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation as seen from the northern Pacific. *International Journal of Earth Science – GR* 85, 452-465.
- MURDOCK T. Q., WEAVER A. J. & FANNING A. F. (1997): Paleoclimatic response of the closing of the Isthmus of Panama in a coupled ocean-atmosphere model. *Geophysical Research Letters* 24, 253-256.
- SARNTHEIN M., BARTOLI G., PRANGE M., SCHMITTNER A., SCHNEIDER B., WEINELT M., ANDERSEN N. & GARBE-SCHÖNBERG D. (2009): Mid-Pliocene shifts in ocean overturning circulation and the onset of Quaternary-style climates. *Climate of the Past* 5(2), 269-283.
- SCHNEIDER B. & SCHMITTNER A. (2006): Simulating the impact of the Panamian closure on ocean circulation, marine productivity and nutrient cycling. *Earth and Planetary Science Letters* 246, 367-380.
- SEKI O., FOSTER G. L., SCHMIDT D. N., MACKENSEN A., KAWAMURA K. & PANCOST R. D. (2010): Alkenone and boron-based Pliocene pCO_2 records. *Earth and Planetary Science Letters* 292, 201-211.
- SHACKLETON N. J., BACKMAN J., ZIMMERMAN H. et al. (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature* 307, 620-623.
- SIGMAN D. M., JACCARD S. L. & HAUG G. H. (2004): Cold climates and polar ocean stratification. *Nature* 428, 59-63.
- STEPH S., TIEDEMANN R., PRANGE M., GROENEVELD J., NÜRNBERG D., REUNING L., SCHULZ M. & HAUG G. (2006): Changes in Caribbean surface hydrography during the Pliocene shoaling of the Central American Seaway. *Paleoceanography* 21, PA4221.
- TRAUTH M. H., MASLIN M. A., DEINO A., & STRECKER M. R. (2005): Late Cenozoic moisture history of East Africa. *Science* 309, 2052-2053.
- WEYL P. K. (1968): The role of the oceans in climate change: a theory of the ice ages. *Meteorological Monographs* 8, 37-62.
- WILLENBRING J. K. & VON BLANCKENBURG F. (2010): Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. *Nature* 465, 211-214.

Die vorliegende Arbeit wurde i.Z. mit Dr. J. Lozán auf der Grundlage der Veröffentlichung »History of Quaternary Glaciations. Transition from Late Neogene to Early Quaternary Environments (M. Sarnthein)« verfasst.

*Prof. Dr. Michael Sarnthein
Institut für Geowissenschaften
Universität Kiel
Olshausenstr. 40 - D-24098 Kiel
ms@gpi.uni-kiel.de*