

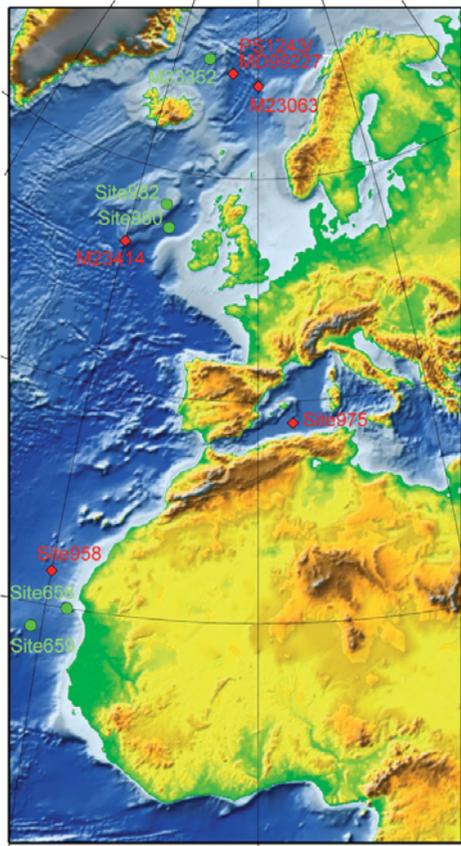
Warme Klimaphasen der Vergangenheit - das Isotopenstadium 11

Bei der Suche nach einem pleistozänen Äquivalent für die rezenten interglazialen Bedingungen wird in der Paläoklimaforschung seit geraumer Zeit vermehrt das Isotopenstadium 11, eine interglaziale Warmphase vor ca. 400.000 Jahren, als bestes mögliches Analog zum Holozän betrachtet. Dem entgegen stehen paläo-ozeanographische Untersuchungen aus den hohen nördlichen Breiten, die vielmehr auf systematische Unterschiede im Charakter der Oberflächenwassermassen während dieser beiden ausgeprägten Warmphasen hinzuweisen scheinen (siehe Abb. 2 und Abb. 3).

Ziel der Arbeiten ist es daher herauszufinden, inwieweit die paläoklimatischen Rahmenbedingungen von Stadium 11 sich tatsächlich als Modell für das Holozän (Stadium 1) und dessen zukünftige klimatische Verhältnisse eignen. Dabei wird durch detaillierte paläo-ozeanographische Abgleiche (Stadium 11 vs. 1) der Bedingungen in den Oberflächenwassermassen des nordöstlichen Atlantiks überprüft, ob während dieser zwei warmen Intervalle nicht eher eine grundsätzlich veränderte Ausprägung in der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation maßgeblich auf das jeweilige interglaziale Klima gewirkt hat. Durch methodisch breit angelegte geochemische, mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen wird der Charakter von Stadium 11 in unterschiedlichen Regionen der Nördlichen Hemisphäre im Vergleich zu den holozänen Bedingungen analysiert und rekonstruiert.

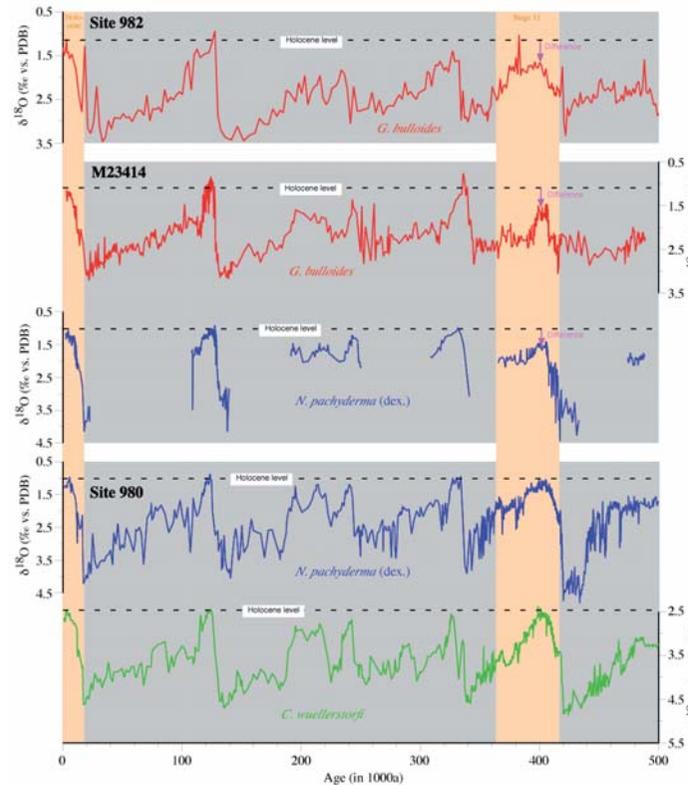
Kontakt:
Dr. Henning Bauch
Dr. Jan Helmke
Dr. Evgeniya Kandiano

Abb. 1



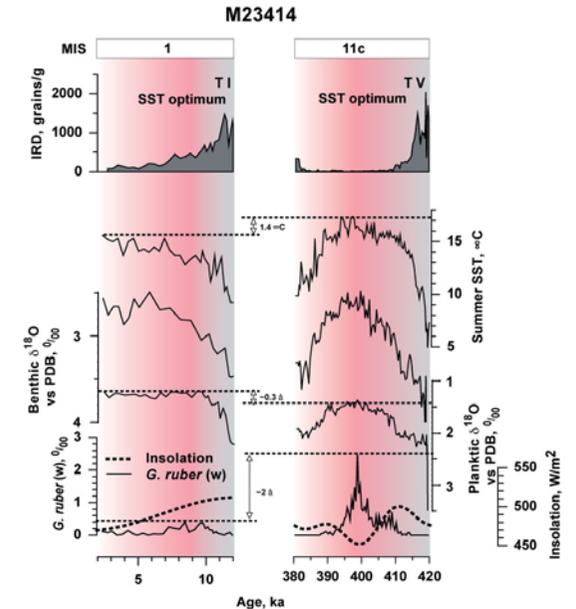
Position der für die Arbeiten an diesem Themenkomplex verwendeten Sedimentkerne (markiert als rote Rhomben) aus dem polaren und subpolaren Nordatlantik (PS1243/MD992277, 69°N, 6°W; M23063, 68°N, 0°O; M23414, 53°N, 20°W), dem Mittelmeer (Site 975, 38°N, 4°O) und dem äquatorialen Nordatlantik (Site 958, 23°N, 20°W). Die für die Studien wesentlichen Referenzkerne sind als grüne Kreise markiert.

Abb. 2



Vergleich planktischer Sauerstoffisotope (*G. bulloides* - rote Kurven - und *N. pachyderma* (dex.) - blaue Kurven, zusätzlich sind die Ergebnisse der benthischen Spezies *C. wuellerstorfi* gezeigt) von 3 Sedimentkernen am Rockall-Plateau (M23414, Sites 980 (McManus et al., 1999) und 982 (Venz et al., 1999), siehe Abb. 1). Die westlicher gelegenen Sedimentkerne M23414 und Site 982 zeigen im Stadium 11 schwerere Isotopenwerte als im Holozän, im Gegensatz zum weiter östlich positionierten Site 980, wo beide interglaziale vergleichbare Werte aufweisen. Dies indiziert zumindest regional Unterschiede in der Charakteristik der Oberflächenwassermassen des subpolaren Nordatlantiks für Stadium 11 und das Holozän.

Abb. 3



Vergleich von Proxydaten des Sedimentkerns M23414 (siehe Abb. 1) für die interglazialen Abschnitte des Holozäns und des Isotopenstadiums 11 (von oben nach unten: Anteil eisverfrachteten, terrigenen Eintrags (IRD); Meeresoberflächentemperaturen (SST - Mittelwert aus unterschiedlichen Berechnungsmethoden basierend auf Faunenanalyse); benthische (*C. wuellerstorfi*) und planktische (*N. pachyderma* dextral) Sauerstoffisotope; relative Häufigkeit der tropischen planktischen Foraminifere *G. ruber* (w.) und Sommer-Insolation bei 65°N nach Berger, 1978). Glaziale Terminationen (T) sind markiert, interglaziale SST-Optima sind durch Intensität der Hintergrundfarbe gekennzeichnet. Das Holozän und Stadium 11 zeigen signifikante Unterschiede in der klimatischen Evolution: Im Holozän sind die Veränderungen in den Meeresoberflächentemperaturen parallel zur Insolation und zeigen das SST-Maximum direkt nach der Termination (T I), im Gegensatz dazu tritt das Maximum der Meeresoberflächentemperaturen im Stadium 11 erst 10.000 Jahre nach der Termination (T V) auf, parallel zum Insolationsminimum. Höhere SSTs und schwerere Werte in den planktischen Sauerstoffisotopen im Stadium 11 deuten auf Unterschiede im Charakter der Oberflächenwassermassen im Vergleich zum Holozän hin. Aufgrund dieser Ergebnisse erscheint es daher fraglich, Stadium 11 als generelles interglaziales Äquivalent des Holozäns heranzuziehen, gleichwohl dieses interglazial dem Holozän vergleichbare CO₂-Konzentrationen und Insolationsbedingungen aufweist.