

UNIVERSITÄT BREMEN  
Zentrum für Marine Umweltwissenschaften (MARUM)  
Zentrum für Marine Tropenökologie (ZMT)

Abschlussbericht für das BMBF-Projekt

## **PABESIA – SO-184**

# **Rekonstruktion der Paläoumweltbedingungen im Bereich des südlichen Indonesischen Archipels**



Förderkennzeichen: 03G0184A

Berichtszeitraum: 01.07.05 – 30.09.07

Bremen, im April 2008

## **1. Einleitung**

An dem Vorhaben PABESIA – SO-184 waren Arbeitsgruppen aus dem Zentrum für Marine Umweltwissenschaften (MARUM) an der Universität Bremen und dem Zentrum für Marine Tropenökologie (ZMT) in Bremen beteiligt, die mit verschiedenen Partnerforschungseinrichtung in Indonesien unterschiedliche Fragestellungen zu den biogeochemischen Kreisläufe im küstennahen Auftriebsgebiet vor Indonesien, zu den dortigen paläozeanographischen Veränderungen im Spätquartär sowie deren Bezug zur kontinentalen Klimaentwicklung im Verlauf der letzten 50.000 Jahre untersuchten. Im Mittelpunkt dieses Vorhabens standen die folgenden wissenschaftlichen Schwerpunkte:

- 1) Erfassung der heutigen Umweltbedingungen durch Untersuchungen von Produktion, Transformation und Sedimentation organischen Kohlenstoffs und assoziierter Elemente sowie planktischer Foraminiferen.
- 2) Verständnis des Zusammenhangs zwischen den heutigen Umweltbedingungen und der Verteilung der Oberflächensedimente.
- 3) Stratigraphische Einstufung der Sedimente, die danach zur Rekonstruktion der Entwicklung der Produktivität für die letzten ~50.000 Jahre (Paläoproduktivität), zur Untersuchung von Veränderungen der ozeanographischen Randbedingungen (Paläozeanographie), und zum Erfassung des Zusammenspiels von Paläoklima, Paläozeanographie und Paläoproduktivität im Auftriebsgebiet vor Indonesien für den Verlauf der letzten ~50.000 Jahre herangezogen werden.

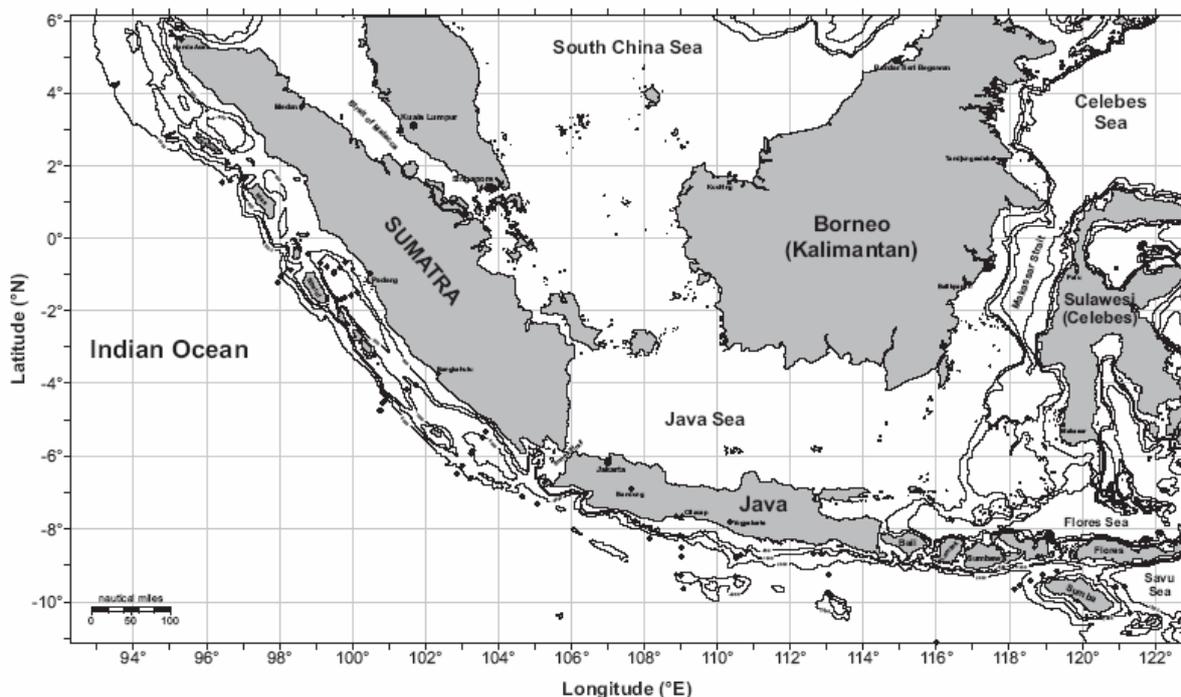
In diesem Abschlussbericht, der den Zeitraum vom Beginn des Projektes am 01.07.05 bis zum Ende des Projekts am 30.09.07 abdeckt, wird (1) über die im Berichtszeitraum durchgeführte Expedition SO-184 berichtet und werden (2) die Ergebnisse zu den unterschiedlichen Fragestellungen vorgestellt.

## **2. Expedition SO-184**

Nach einer dreiwöchigen Transitfahrt (SO-184/1) von Durban, Südafrika, nach Cilacap, Indonesien, gingen am 30. Juli 2005 24 Wissenschaftler und Wissenschaftlerinnen aus 6 Ländern in Cilacap an Bord des FS SONNE, um die Ausrüstung für die wissenschaftlichen Arbeiten im Rahmen des PABESIA Projektes vorzubereiten. Am folgenden Tag, dem 01. August 2005, verlies die SONNE Cilacap in Richtung Westen und der zweite Fahrtabschnitt

der Expedition SO-184 (SO-184/2) begann, in dessen Verlauf die Wassersäule und die Sedimente des Forearc-Beckens und des Kontinentalhanges vor Sumatra zwischen 2°N und 7°S bearbeitet werden sollten (Abb. 1). Am 22. August 2005 begann der dritte Abschnitt der PABESIA Expedition (SO-184/3), dessen Schwerpunkt in der Bearbeitung des Forearc-Beckens und des Kontinentalhanges südlich von Java und der beiden, weiter östlich gelegenen Lombok- und Savu-Becken lag. Drei Wochen später am 13.09. erreicht die SONNE den Hafen von Darwin, Australien, wo die PABESIA Expedition endete.

Insgesamt haben 36 Wissenschaftler und Wissenschaftlerinnen aus 6 Ländern an der Expedition SO-184 teilgenommen. Die meisten kamen aus den Partner-Institutionen des PABESIA-Projektes (MARUM: 15, ZMT: 5); weitere zehn Teilnehmer gehörten verschiedenen indonesischen Forschungseinrichtungen an. Darüber hinaus haben drei Gastwissenschaftler aus den Niederlanden an der SO-184-Fahrt teilgenommen. Während der gesamten Expedition wurden insgesamt 73 Stationen beprobt, wobei 40 Multinetze, 21 Planktonnetze, 73 CTD/Wasserschöpfer, 2 OFOS, 3 TV-Greifer, 64 Multicorer und 69 Schwerelote zum Einsatz kamen. Weiterhin wurde eine Sedimentfalle erfolgreich geborgen. Eine detaillierte Beschreibung der während der Expedition durchgeführten Arbeiten und der dort gewonnen Sedimente kann dem beiliegenden Fahrtbericht entnommen werden (Hebbeln et al., 2006).

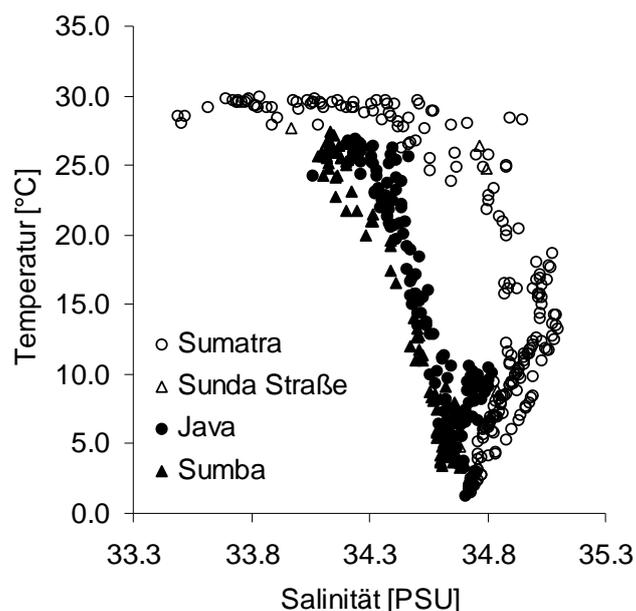


**Abbildung 1.** Sedimentbeprobungsstationen (Punkte) während der Expedition SO-184 mit dem FS SONNE.

### 3. Ergebnisse und Diskussion

#### 3.1. Biogeochemie in der Wassersäule

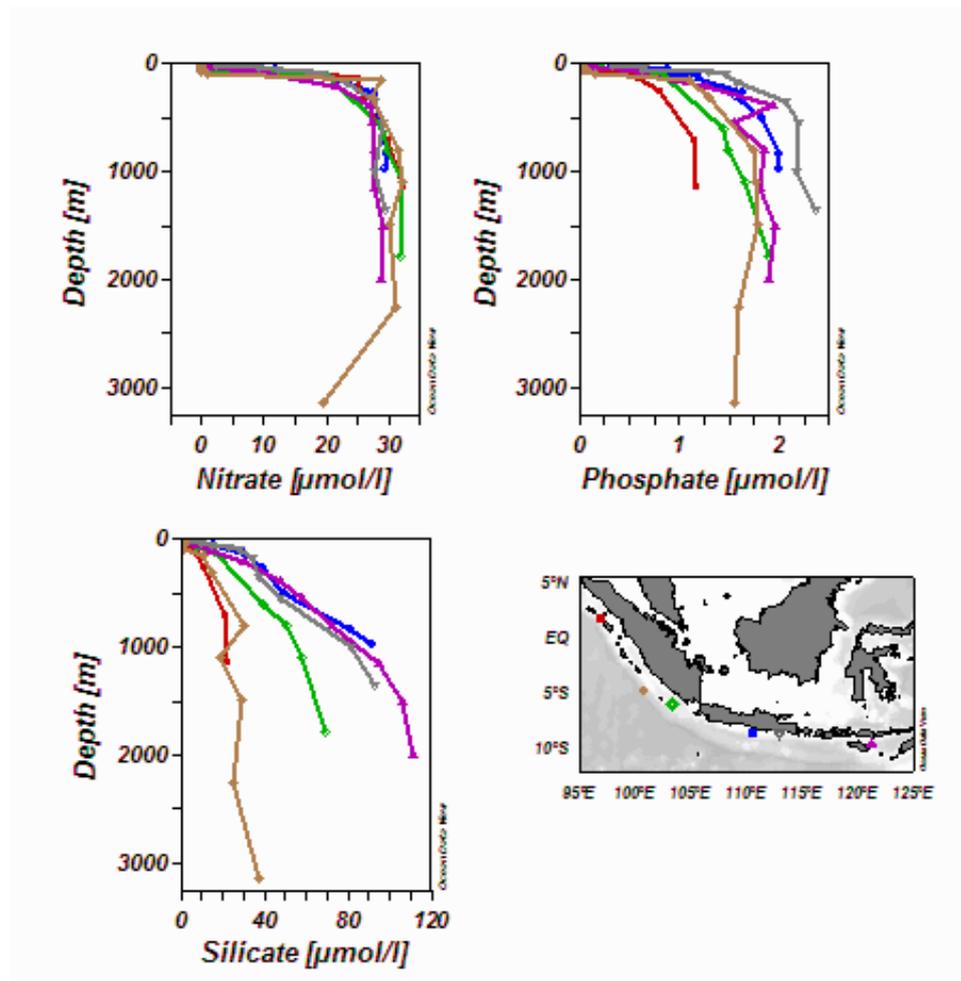
Das Untersuchungsgebiet im Indischen Ozean vor Sumatra und Java lässt sich anhand der physikochemischen Parameter der Wassersäule in zwei Regionen aufteilen. Die Dichtesprungschicht lag im nördlichen Bereich in einer Wassertiefe zwischen 80 m und 100 m, vor Java und den östlichen Inseln zwischen 50 m und 60 m Tiefe. Im TS-Diagramm (Abb. 2) ist eine Trennung der Stationen vor Sumatra und denen vor Java/ Sumba zu erkennen, wobei an den nördlichen Stationen die Wassersäule bei Temperaturen zwischen 10 °C und 25 °C höhere Salinitäten aufwies als an denen im Süden und Südosten des Untersuchungsgebiets (Java und Sumba). Gleichzeitig waren die Oberflächentemperaturen im Süden und Südosten etwa 5°C niedriger als im Nordwesten. Unterhalb einer Wassertiefe von etwa 300 m lag ein einheitlicher Wasserkörper mit Salinitäten zwischen 34,5 psu und 35,1 psu und Temperaturen zwischen 2°C und 10°C vor.



**Abbildung 2.** TS-Diagramm aller während SO-184 bearbeiteten CTD-Stationen.

Die flachere Sprungschicht auf den südlichen Stationen ging mit erhöhten Nährstoffkonzentrationen einher. Oberhalb der Sprungschicht war die Konzentration gelösten anorganischen Stickstoffs (dissolved inorganic nitrogen = DIN = Nitrat + Nitrit + Ammonium) mit Werten zwischen 0 - 1  $\mu\text{mol l}^{-1}$  sehr niedrig (Baumgart et al., 2006). Unterhalb der Sprungschicht wurden Werte von 20 - 40  $\mu\text{mol l}^{-1}$  erreicht. Eine Ausnahme bildete die Station GeoB 10043, in der der Anteil des Nitrats ( $\text{NO}_3$ ) am DIN im Mittel bei

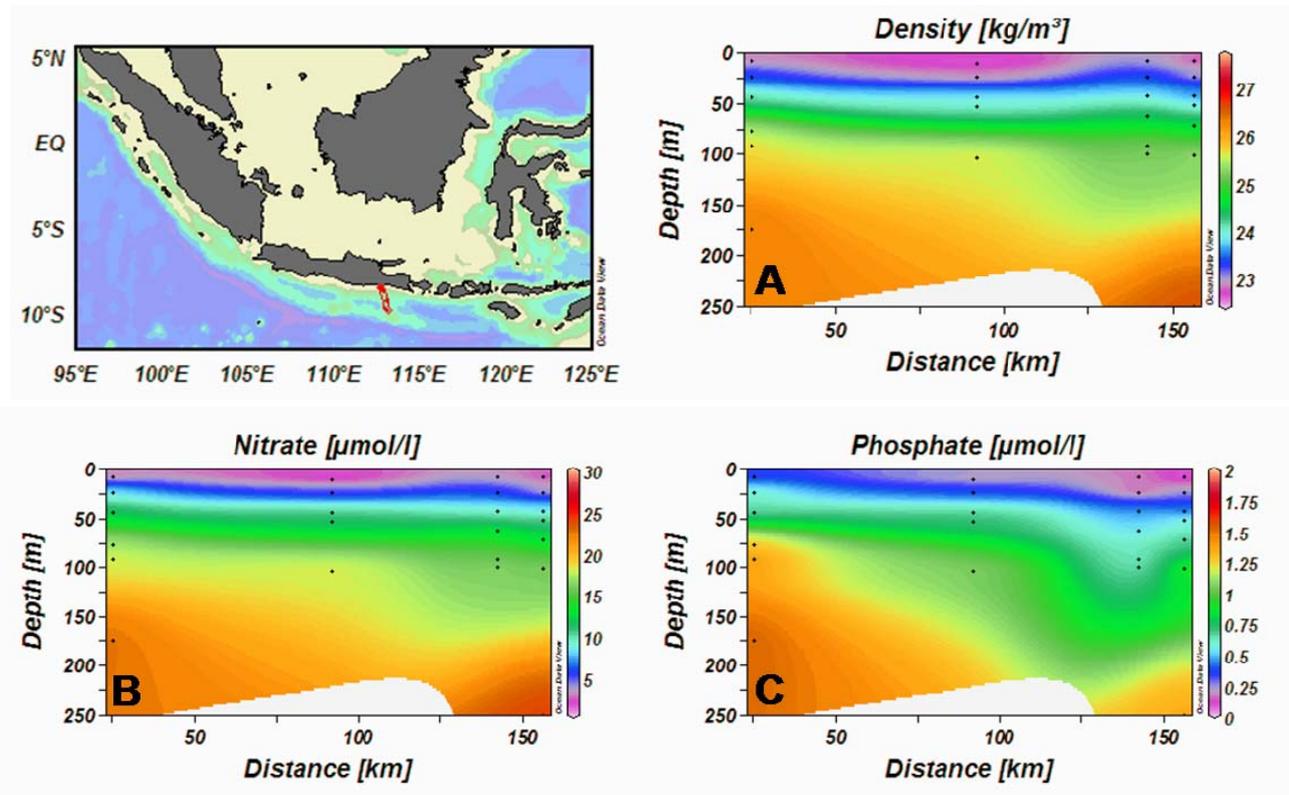
83% lag. Diese Station liegt zwischen Java und Sumatra und somit im Einflussbereich der Sundastraße, durch die Wasser aus der Javasee in den Indischen Ozean transportiert wird (Hendiarti et al., 2004). Als intermediäres Zwischenprodukt sowohl bei der Ammonifikation als auch der Nitrifikation war die Nitritkonzentration ( $\text{NO}_2$ ) in der Tiefe der Sprungschicht jeweils am höchsten. Das N/P-Verhältnis lag im Mittel bei 20, und die Phosphatkonzentration ( $\text{PO}_4$ ) zeigte ein ähnliches Tiefenprofil wie die  $\text{NO}_3$ -Konzentration mit Werten zwischen 1,2 – 3,2  $\mu\text{mol l}^{-1}$  in der Tiefe und Oberflächenkonzentrationen zwischen 0,0 - 0,3  $\mu\text{mol l}^{-1}$  (Abb. 3). Die Silikatkonzentration ( $\text{Si(OH)}_4$ ) nahm mit zunehmender Wassertiefe ebenfalls zu, wobei Stationen, die weiter von der Küste entfernt sind niedrigere Tiefenkonzentrationen aufwiesen.



**Abbildung 3.** Vertikalprofile von Nitrat, Phosphat und Silikat an sechs Stationen während SO-184.

Während des Südostmonsuns treten küstenparallele Winde gen Nordwesten auf, die den Auftrieb von Tiefenwasser bewirken (Gordon, 2005; Susanto et al., 2001; Tomczak and Godfrey, 1994; Wyrcki, 1962). Dieses kalte, salzhaltige Tiefenwasser transportiert Nährstoffe

an die Wasseroberfläche. Während der Expedition SO-184 fand ein solcher Auftrieb vor der Ostküste Javas statt. Die  $\text{NO}_3^-$ -Konzentration in der durchmischten Schicht betrug an diesen Stationen  $3 \mu\text{mol l}^{-1}$ , während sie außerhalb des Auftriebsgebiets bei  $0 \mu\text{mol l}^{-1}$  lag. Dasselbe galt für die  $\text{PO}_4$ -Konzentration, die von 0,05 auf  $0,30 \mu\text{mol l}^{-1}$  gestiegen war (Abb. 4).



**Abbildung 4.** Dichte (A), Nitrat- (B) und Phosphatkonzentration (C) der oberen 250m in einem Transekt vor der Ostküste Javas. Die x-Achse entspricht der Entfernung von der Küste.

Vertikalprofile der Chl a-Konzentration zeigen, wie die Dichteprofile, Unterschiede zwischen den Arbeitsgebieten vor Sumatra und denen vor Java. Während das Chl a-Maximum vor Sumatra zwischen 60 und 80 m Tiefe lag, befand es sich vor Java und im Savubecken zwischen 20 m und 40 m Tiefe. Die Konzentration variierte zwischen  $0,03 \mu\text{g l}^{-1}$  im Nordosten und  $1,08 \mu\text{g l}^{-1}$  im Savubecken. Die Konzentration partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) in der Wassersäule lag zwischen  $1 - 33 \mu\text{mol l}^{-1}$  und war generell im Südosten des Untersuchungsgebietes höher. Diese Ergebnisse zeigen, dass die Primärproduktion im Indischen Ozean vor Java und Sumatra während der Expedition infolge eingeschränkter Nährstoffverfügbarkeit generell gering war. Einzig an den Stationen vor Ostjava war die Primärproduktion infolge des Auftriebs von nährstoffreichem Tiefenwasser während des Südostmonsuns erhöht.

### 3.2. Biogeochemie der Oberflächensedimente

Die biogeochemische Analyse der Oberflächensedimente sollte zeigen, ob und wie Primärproduktionssignale in den Sedimenten abgebildet werden und ob neben den internen Quellen (Auftrieb) externe Quellen (Eintrag von Land, Stickstofffixierung) für die Primärproduktion von Bedeutung sind und ob Verlustprozesse (Abbau organischen Materials, Denitrifikation) auftreten. Die Verteilung von organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) in den Oberflächensedimenten zeigte Maxima im Mentawai Becken vor Sumatra ( $C_{org}$  3,0 %) und im Lombok- und Savubecken ( $C_{org}$  2,3 %) (Baumgart et al., 2007; Krück and Jennerjahn, 2006). Die C/N-Verhältnisse lagen zwischen 6 und 8 und weisen, wie auch die Kohlenstoffisotopenzusammensetzungen ( $\delta^{13}C_{org}$ ) mit Werten zwischen -22,0 ‰ und -19,4 ‰ PDB auf den marinen Ursprung des organischen Materials hin (Peterson and Fry, 1987). Der Eintrag terrestrischen organischen Materials scheint daher auch im küstennahen Savubecken von untergeordneter Bedeutung zu sein.

Die Stickstoffisotopenzusammensetzung ( $\delta^{15}N$ ) sollte Hinweise auf Abbauprozesse in der Wassersäule und im Sediment geben (Altabet, 2006; Mariotti et al., 1984). Beim Abbau organischer Substanz wird generell das leichtere Stickstoffisotop  $^{14}N$  zuerst abgebaut, was mit fortschreitendem Abbaugrad zu schwererem zurückbleibendem organisch-gebundenem Stickstoff führt (Sigman and Casciotti, 2001; Wada and Hattori, 1976). Dieser Prozess der Fraktionierung kann nur auftreten solange die Verfügbarkeit von organischem Stickstoff nicht limitiert ist. Bei begrenzter Verfügbarkeit organischen Stickstoffs wird auch das schwere Isotop umgesetzt und es treten keine Unterschiede im  $\delta^{15}N$  aufgrund von Fraktionierung auf. Das  $\delta^{15}N$  in den Oberflächensedimenten zeigte ein Minimum von 3,8 ‰ im Mentawai Becken, während die Werte im übrigen Gebiet zwischen 5 ‰ und 6 ‰ lagen und somit dieselbe gemessene Isotopensignatur wie das Nitrat im Tiefenwasser aufwiesen. Die niedrigeren  $\delta^{15}N$ -Werte im Mentawai Becken lassen vermuten, dass während der Primärproduktion das in der durchmischten Schicht vorhandene Nitrat nicht vollständig verbraucht und in Biomasse eingebaut wurde, sondern bevorzugt das leichtere Isotop genutzt wurde.

Außerhalb des Mentawai Beckens wurde das Nitrat, das durch den Auftrieb des Tiefenwassers in die euphotische Zone gelangte, offenbar während der Primärproduktion komplett in Biomasse eingebaut, weshalb die  $\delta^{15}N$ -Werte der Oberflächensedimente die  $\delta^{15}N$ -Werte des Nitrats widerspiegeln. Die Annahme, dass im Mentawai Becken das Nitrat nicht vollständig genutzt wird, konnte durch Messungen in der Wassersäule während SO-184 nicht bestätigt werden, allerdings ist dabei zu beachten, dass Sedimente Informationen über längere Zeiträume geben, während Messungen der Nährstoffzusammensetzung in der Wassersäule

nur den aktuellen Zustand des Systems beschreiben. Somit steht die Tatsache, dass zum Zeitpunkt der Probennahme die durchmischte Schicht der Wassersäule frei von Nährstoffen war, nicht im Widerspruch zu dem Bild, das die Oberflächensedimente vermitteln.

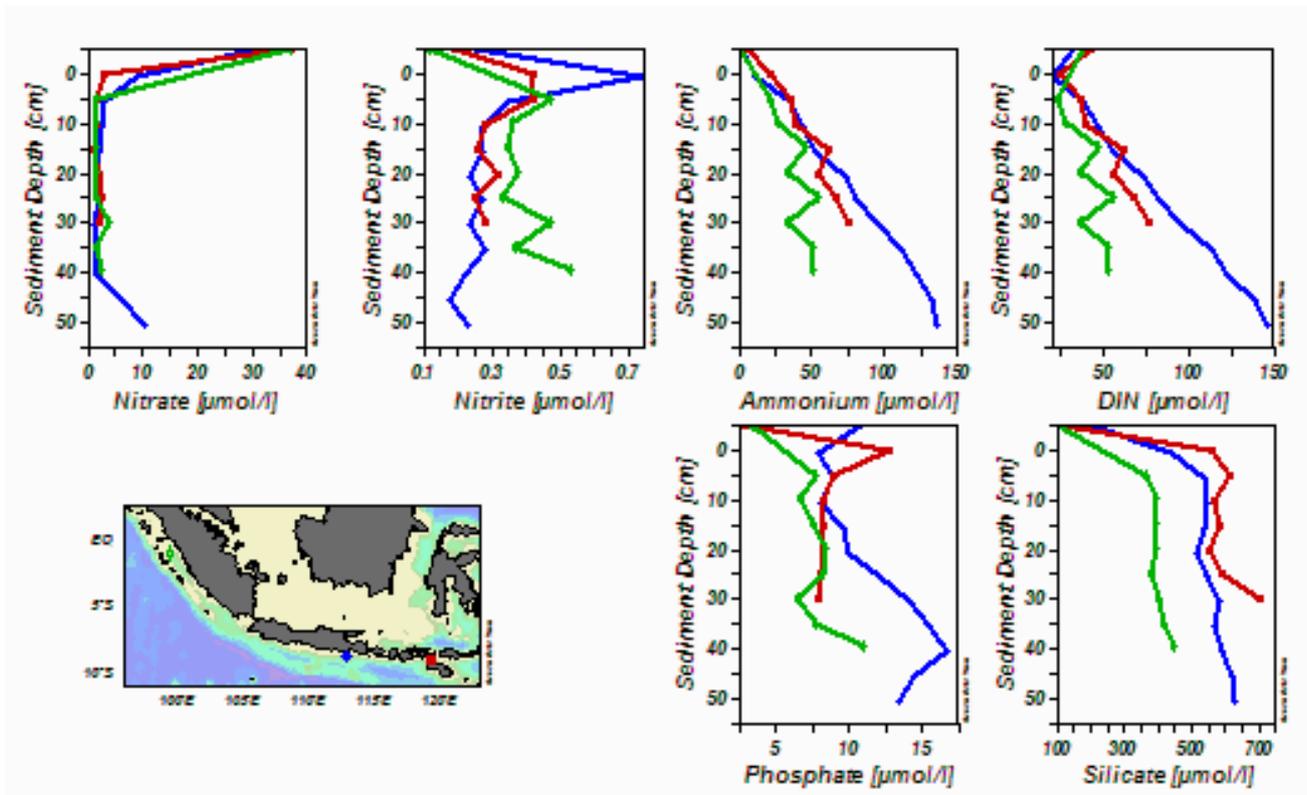
Die vergleichsweise hohen  $C_{\text{org}}$ -Gehalte von 2,3 % in den Oberflächensedimenten um die Insel Sumba und  $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zwischen 5 ‰ und 6 ‰ weisen auf eine vollständige Nutzung der verfügbaren Nährstoffe bei der Primärproduktion hin. Die Isotopensignatur von Nitrat ( $\delta^{15}\text{NO}_3$ ) im Oberflächenwasser konnte aufgrund der niedrigen Konzentration nicht bestimmt werden. In tieferen Wasserschichten wurden Werte zwischen 5 ‰ und 6 ‰ gemessen, wobei die Werte in der Umgebung der Sprungschicht niedriger waren. Dies ist vermutlich auf die dort zu erwartenden Stickstoffumwandlungsprozesse (Nitrifikation) zurückzuführen. Bei der Oxidation von Ammonium zu Nitrat wird zunächst das leichtere Isotop umgesetzt, und demzufolge entsteht Nitrat mit einem niedrigerem  $\delta^{15}\text{N}$ . Bei der Oxidation von Ammonium wird, wie auch beim Abbau organischen Materials, Sauerstoff verbraucht. Die Vertikalprofile der Sauerstoffkonzentration zeigten ein Maximum an der Wasseroberfläche und im Chl a-Maximum. Die Sauerstoffsättigung sank mit steigender Dichte und erreichte ein Minimum von ca.  $1,7 \text{ mL l}^{-1}$  in 500 m Wassertiefe (entspricht ca. 25% Sauerstoffsättigung) vor Java und Sumba und ca.  $1,3 \text{ mL l}^{-1}$  in 700 m Tiefe (entspricht ca. 20% Sauerstoffsättigung) vor Sumatra. Im Zuge des Abbaus organischen Materials entstehendes Ammonium wird solange zu Nitrat oxidiert, bis entweder der Sauerstoff oder das Ammonium aufgebraucht sind. Die Untersuchungen zeigten, daß das dabei entstehende Nitrat zunächst isotopisch leichter war ( $\delta^{15}\text{NO}_3$  ca. 3-4 ‰), mit fortschreitendem Nitrifizierungsgrad erreichte es dann im Tiefenwasser Werte zwischen 5 ‰ und 6 ‰.

Die Vertikalprofile von  $C_{\text{org}}$ , N und deren Isotopen in den Sedimentkernen zeigten eine geringe Variabilität. Die relative Standardabweichung der mittleren  $C_{\text{org}}$ -Konzentration aller Kerne beträgt 26 % (N = 24 %;  $\text{CaCO}_3$  = 28 %). Die Isotopenzusammensetzung variiert deutlich weniger mit 7 % bzw. 2 % relativer Standardabweichung für  $\delta^{15}\text{N}$  und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (Tabelle 1). Die geringe Variabilität legt nahe, dass die Sedimentation und Zusammensetzung der organischen Substanz über den von den Kernen repräsentierten Zeitraum kaum Schwankungen unterlag.

Im Porenwasser der Sedimentkerne wurde der Gehalt an gelösten Nährstoffen ( $\text{NH}_4$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{PO}_4$  und  $\text{Si(OH)}_4$ ) analysiert (Abb. 5). Die  $\text{NO}_3$ -Konzentration zeigte den stärksten Gradienten zwischen dem Bodenwasser ( $40 \mu\text{mol l}^{-1}$ ) und dem Porenwasser (ca.  $5 \mu\text{mol l}^{-1}$ ) der obersten Sedimentschicht. In 10 cm Sedimenttiefe befand sich das  $\text{NO}_3$ -Minimum (um  $1 \mu\text{mol l}^{-1}$ ). Die  $\text{NO}_2$ -Konzentration schwankte zwischen  $0 \mu\text{mol l}^{-1}$  im Bodenwasser und

	Mean	Stdv.	rel. Stdv. [%]
C <sub>org</sub> [%]	1.4	0.31	25.9
N [%]	0.1	0.03	24.2
CaCO <sub>3</sub> [%]	16.1	3.68	28.4
C/N	11.9	2.61	13.8
δ <sup>13</sup> C [‰]	-20.4	0.33	1.6
δ <sup>15</sup> N [‰]	5.0	0.32	6.4

**Tabelle 1.** Mittelwerte (Mean), Standardabweichung (Stdv.), und relative Standardabweichung (rel. Stdv.) diverser Sedimentparameter für alle untersuchten Multicorerkerne von SO-184.



**Abbildung 5.** Vertikalprofile von NO<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, NH<sub>4</sub>, DIN, PO<sub>4</sub> und Si(OH)<sub>4</sub> im Porenwasser von Multicorerkernen je einer Station im Mentawai Becken (grün), vor Ostjava (blau) und im Lombok Becken (rot).

1  $\mu\text{mol l}^{-1}$  in den oberen Sedimentschichten. Wie auch in der Wassersäule, tritt  $\text{NO}_2$  hier als intermediäres Produkt bei der Stickstoffumwandlung auf. Durch den Abbau organischer Substanz entsteht  $\text{NH}_4$ , das oxidiert und über  $\text{NO}_2$  zu  $\text{NO}_3$  wird. Darüber hinaus tritt  $\text{NO}_2$  als Zwischenprodukt während der Denitrifikation von  $\text{NO}_3$  im Sediment auf. Die Vertikalprofile von  $\text{NH}_4$ ,  $\text{PO}_4$ , und  $\text{Si(OH)}_4$  zeigten eine Zunahme mit der Sedimenttiefe. Im überstehenden Bodenwasser lagen die Konzentrationen zwischen 0 - 20  $\mu\text{mol l}^{-1}$  ( $\text{NH}_4$ ), 0 - 11  $\mu\text{mol l}^{-1}$  ( $\text{PO}_4$ ) sowie 0 - 200  $\mu\text{mol l}^{-1}$  ( $\text{Si(OH)}_4$ ). Diese stiegen auf Werte bis zu 360  $\mu\text{mol l}^{-1}$  ( $\text{NH}_4$ ), 33  $\mu\text{mol l}^{-1}$  ( $\text{PO}_4$ ) bzw. 850  $\mu\text{mol l}^{-1}$  ( $\text{Si(OH)}_4$ ) in 50 cm Sedimenttiefe an. Die Porenwasserprofile von Stickstoff und Phosphat wiesen keinen Gradienten innerhalb des Untersuchungsgebietes auf. Der Silikatgehalt im Porenwasser war jedoch, einhergehend mit einem erhöhten Gehalt biogenen Opals in den Sedimenten, im Südwesten des Untersuchungsgebietes (Mohtadi et al., 2007) höher als in den übrigen Regionen.

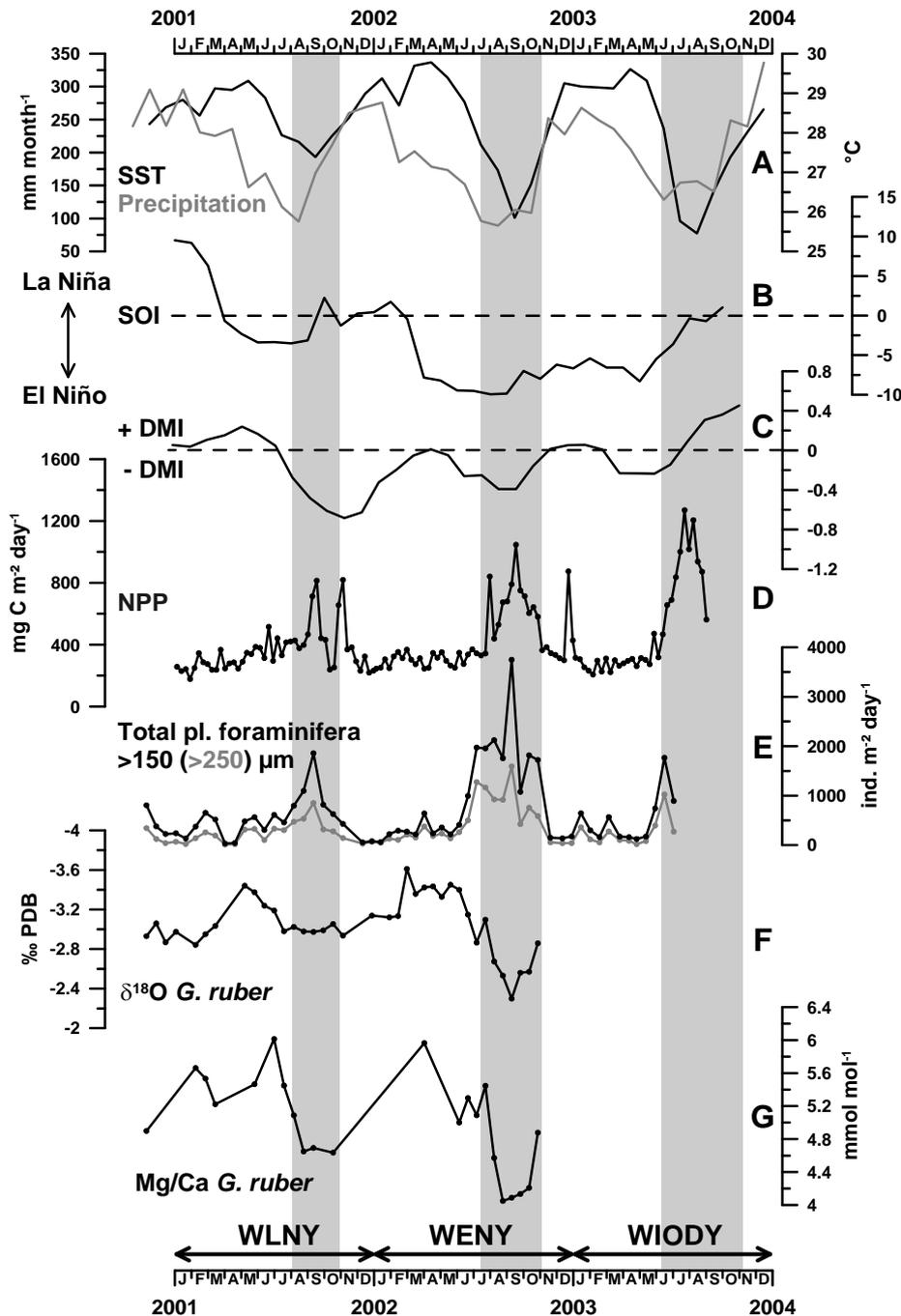
### **3.3. Validierung paläozeanographischer Proxies anhand der Sedimentfallenserie JAM1 bis JAM3**

Die insgesamt 56 Proben aus den Sedimentfallen JAM1-2 ( $8^\circ 17,5'$  S,  $108^\circ 02'$  E, 2200m Wassertiefe) und JAM3 ( $8^\circ 16,1'$  S,  $108^\circ 08,5'$  E, 2460m Wassertiefe) boten die einzigartige Gelegenheit, den möglichen saisonalen Einfluss unterschiedlicher Umweltparameter auf die angewandten Paläoproduktivitäts- und Paläozeanographie-Proxies südlich vor Java zu untersuchen. Die Sedimentfalle JAM-3 wurde während der Fahrt SO-184/3 geborgen. Diese und die vorangegangenen Sedimentfallen JAM1 und JAM2 fingen zwischen November 2000 und Juli 2003 in sechzehn- bis achtzehntägigen Intervallen die Sinkstoffpartikel in der Wassersäule auf.

Von besonderem Interesse war hierbei die Untersuchung der in dieser Region kaum erforschten Variabilität in der Flussrate und der Artenzusammensetzung planktischer Foraminiferen. Die Untersuchungsergebnisse zeigen, dass diese Variabilität vom ostasiatischen Monsun (EAM) und vom El Niño-Southern Oscillation (ENSO) Phänomen entscheidend beeinflusst wird (Abb. 6): Der EAM kontrolliert die saisonale Schwankungen in der marinen Produktivität, sowie die Gesamtflussrate, die Artenzusammensetzung, und die Geochemie der Schale von planktischen Foraminiferen, während die mehrjährige Amplitude dieser Schwankungen von ENSO beeinflusst wird.

Der Vergleich der Schalengeochemie der planktischer Foraminiferen mit den Umweltparametern während der Experimentphase lässt weiterhin erkennen, wie gut einige Foraminiferenarten diesbezüglich den Jahresmittelwert an der Oberfläche anzeigen (z.B. G.

*ruber*), oder für eine bestimmte Saison repräsentativ sind (z.B. für den SE Monsun: *G. bulloides*), oder für die Rekonstruktion der Sprungschichtbeschaffenheit herangezogen werden können (z.B. *N. dutertrei*, *P. obliquiloculata*). Einige Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Abb. 6 dargestellt.

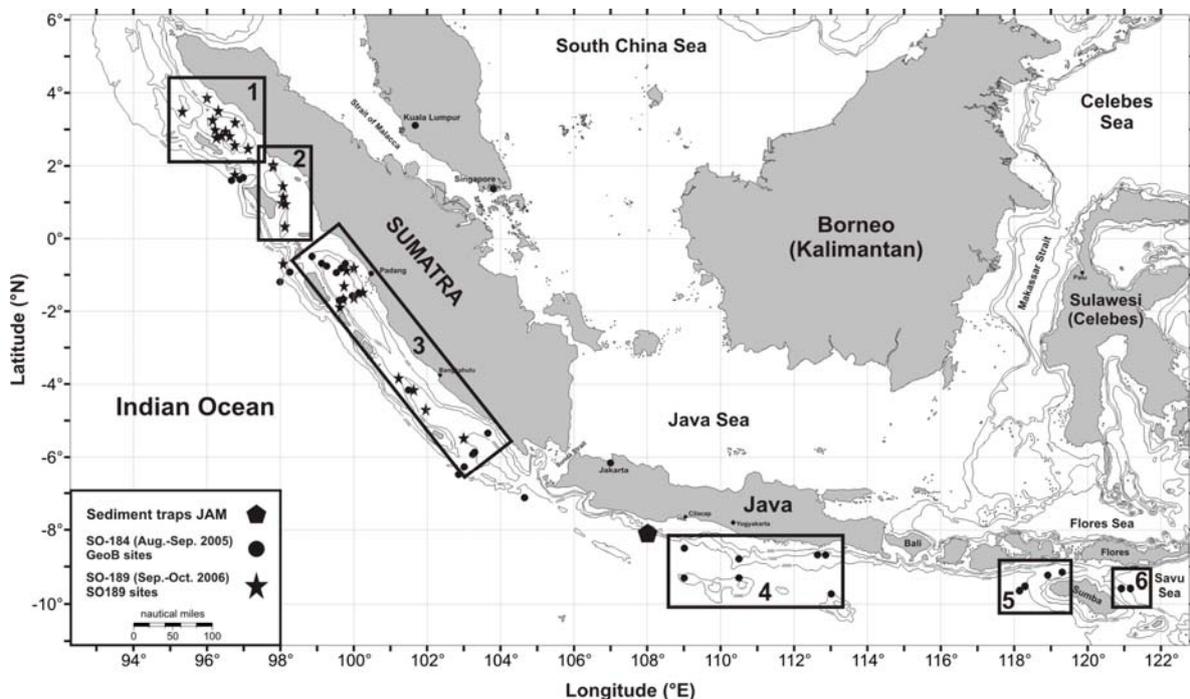


**Abbildung 6.** Klimadaten und einige der gemessenen Parameter in den Sedimentfallen JAM1-3. A) Monatliche Durchschnittswassertemperaturen an der Meeresoberfläche (SST, in schwarz) und Niederschlagsmengen (in grau) an der Fallenposition, B) Monatliche Durchschnittswerte des Southern Oscillation Index (SOI) als Indikator von ENSO, C) Monatliche Durchschnittswerte des Indian Ocean Dipole Mode Index (DMI), D) Vierzehntägige Durchschnittswerte der Primärproduktion (NPP) an der Fallenposition, E) Gesamtflussrate planktischer Foraminiferen aus der Fraktion >150 μm (in schwarz) bzw. >250 μm (in grau), F) Stabile Sauerstoffisotope von *G. ruber*, G) Mg/Ca Verhältnis von *G. ruber*. Graue Balken repräsentieren die SE Monsunphase (Auftriebsphase). WLNY: Schwaches La Niña Jahr, WENY: Schwaches El Niño Jahr, WIODY: Schwaches IOD Jahr (aus Mohtadi et al., submitted).

Die Primärproduktion (Abb. 6D) und die Gesamtflussrate planktischer Foraminiferen (Abb. 6E) sind in der Auftriebsphase während des SE Monsuns stark erhöht. Die absoluten Werte während dieser Periode sind jedoch im schwachen El Niño Jahr (WENY, 2002) signifikant höher als im vorangegangenen, schwachen La Niña Jahr (WLNY, 2001). Weiterhin ist es zu erkennen, dass die stabilen Sauerstoffisotopen- und Mg/Ca-Verhältnisse von *G. ruber* (Abb. 6F und G) die Oberflächentemperaturen an der Fallenposition (Abb. 6A) nachzeichnen.

### 3.4 Verteilung planktischer Foraminiferen in den Oberflächensedimenten

Insgesamt 69 Sedimentoberflächenproben wurden im Rahmen dieses Projekts hinsichtlich der Verteilung planktischer Foraminiferen untersucht (Abb. 7). Deren Faunenzusammensetzung aus verschiedenen Teilbecken dieser Region reflektiert die heutigen Zustände in der oberen Wassersäule. Während die Foraminiferenfauna in den Sedimentoberflächen aus dem Simeulue- und dem Nias-Becken eine stratifizierte Wassersäule mit einer tiefen Sprungschicht und oligotrophen Bedingungen vermuten lässt, repräsentiert die Foraminiferenfauna in den Sedimentoberflächen aus dem Mentawai-Becken mesotrophe Bedingungen mit einer flacheren Sprungschicht. Die Faunenzusammensetzung planktischer Foraminiferen in Sedimentoberflächenproben aus den Java- und Savu-Becken deutet auf eutrophe Bedingungen mit einer durchmischten Wassersäule während der Auftriebssaison hin (Abb. 8).

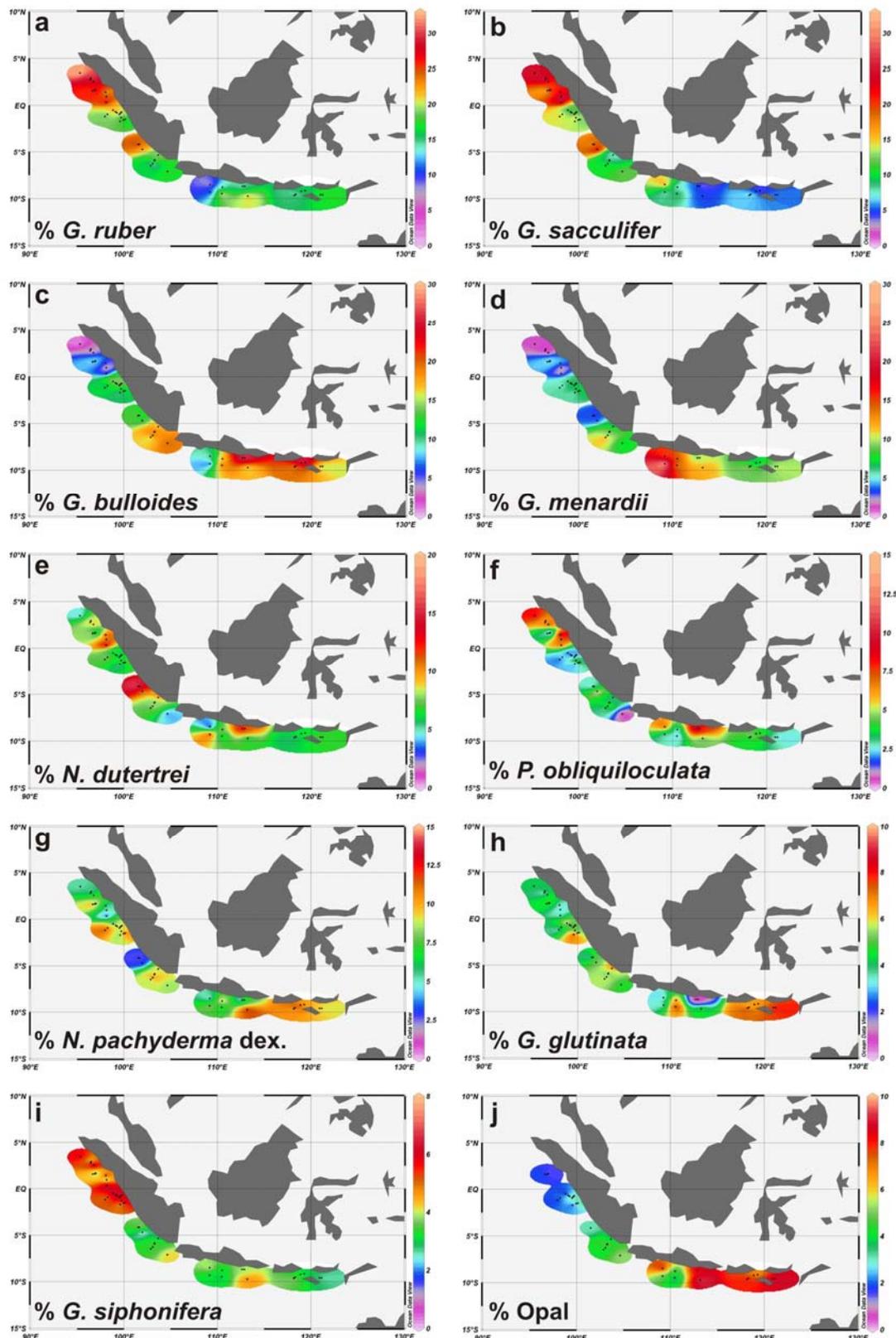


**Abbildung 7.** Position der Oberflächenproben aus den Expeditionen SO-184 (Punkte) und SO-189 (Sterne). Das Fünfeck zeigt die Position der Sedimentfallen JAM1-3. Rechtecke repräsentieren die verschiedenen Teilbecken. 1: Simeulue-Becken, 2: Nias-Becken, 3: Mentawai-Becken, 4: Java-Becken, 5: Lombok-Becken, 6: Savu-Becken (aus Mohtadi et al., 2007).

	<i>G. ruber</i> s.s. $\delta^{18}\text{O}$ , 250-355 $\mu\text{m}$ [‰ PDB]	<i>G. ruber</i> s.s. Mg/Ca, 250-355 $\mu\text{m}$ [mmol mol <sup>-1</sup> ]	<i>G. ruber</i> s.l. $\delta^{18}\text{O}$ , 250-355 $\mu\text{m}$ [‰ PDB]	<i>G. ruber</i> s.l. Mg/Ca, 250-355 $\mu\text{m}$ [mmol mol <sup>-1</sup> ]	<i>N. dutertrei</i> $\delta^{18}\text{O}$ , 355-500 $\mu\text{m}$ [‰ PDB]	<i>N. dutertrei</i> Mg/Ca, 355-500 $\mu\text{m}$ [mmol mol <sup>-1</sup> ]	<i>P. obliquiloculata</i> $\delta^{18}\text{O}$ , 250-355 (355-500) $\mu\text{m}$ [‰ PDB]	<i>P. obliquiloculata</i> Mg/Ca, 250-355 (355-500) $\mu\text{m}$ [mmol mol <sup>-1</sup> ]	<i>G. menardii</i> $\delta^{18}\text{O}$ , >500 (355-500) $\mu\text{m}$ [‰ PDB]	<i>G. menardii</i> Mg/Ca, >500 (355-500) $\mu\text{m}$ [mmol mol <sup>-1</sup> ]
<b>Traps JAM 1-2</b>										
NW monsoon	-3.09	5.82	-2.97	5.51	-2.47	-	(-2.14)	-	-1.56	(3.48)
Non-monsoon	-3.22	5.60	-3.19	5.25	-2.30	2.85	(-2.19)	2.69 (2.75)	-1.22	2.49 (2.72)
SE monsoon	-2.78	4.30	-2.75	4.56	-1.91	2.88	(-1.69)	2.76 (2.48)	-0.83	2.23 (2.26)
Entire period	-2.93	5.04	-2.90	5.06	-1.99	2.86	(-1.84)	2.71 (2.60)	-1.01	2.40 (2.79)
<b>Surface samples</b>										
Java Basin	-2.91*	4.69	-2.69	4.48	-1.57*	2.36	-1.16 (-1.41)	1.98 (2.27)	-0.78 (-0.66)	1.99 (2.12)
Mentawai Basin	-2.97*	5.36	-3.04	5.46	-1.98*	2.72	-1.82 (-2.01)	-	-1.15 (-1.29)	-
Mean	-2.94*	5.03	-2.87	4.97	-1.77*	2.54	-1.49 (-1.71)	-	-0.96 (-0.98)	-

**Tabelle 2.** Geochemische Daten für einige Arten planktischer Foraminiferen in den Sedimentfallen (obere Zeilen) und in den Oberflächenproben des Mentawai-Becken und des Java-Becken (untere Zeilen). Zahlen in Klammern beziehen sich auf die Fraktion 355-500  $\mu\text{m}$ . Daten aus Mohtadi et al. (2007) und Mohtadi et al. (submitted).

Der Vergleich zwischen den Oberflächensedimentdaten und Sedimentfallendaten lässt eine exzellente Überlieferung der in der Paläozooanographie am häufigsten benutzten planktischen Foraminiferenarten in dieser Region erkennen (Tabelle 2). Besonders *G. ruber* scheint die am besten geeignete Art für die Rekonstruktion der mittleren Jahrestemperaturen zu sein. Die Habitattiefe der restlichen Arten korrespondiert mit dem oberen (*N. dutertrei* und *P. obliquiloculata*) bzw. dem unteren (*G. menardii*) Bereich der Sprungschicht (Mohtadi et al., submitted).



**Abbildung 8.** Relative Häufigkeit einiger Foraminiferenarten in Oberflächenproben vor Indonesien. a, b, i: Arten, die für eine stratifizierte Wassersäule und oligotrophe Bedingungen repräsentativ sind. c-h: Arten, die für eine durchmischte Wassersäule und eutrophe Bedingungen charakteristisch sind und den Opalanteil (j) in Oberflächensedimenten nachzeichnen (aus Mohtadi et al., 2007).

### 3.5. Paläozeanographie entlang des indonesischen Kontinentalrandes

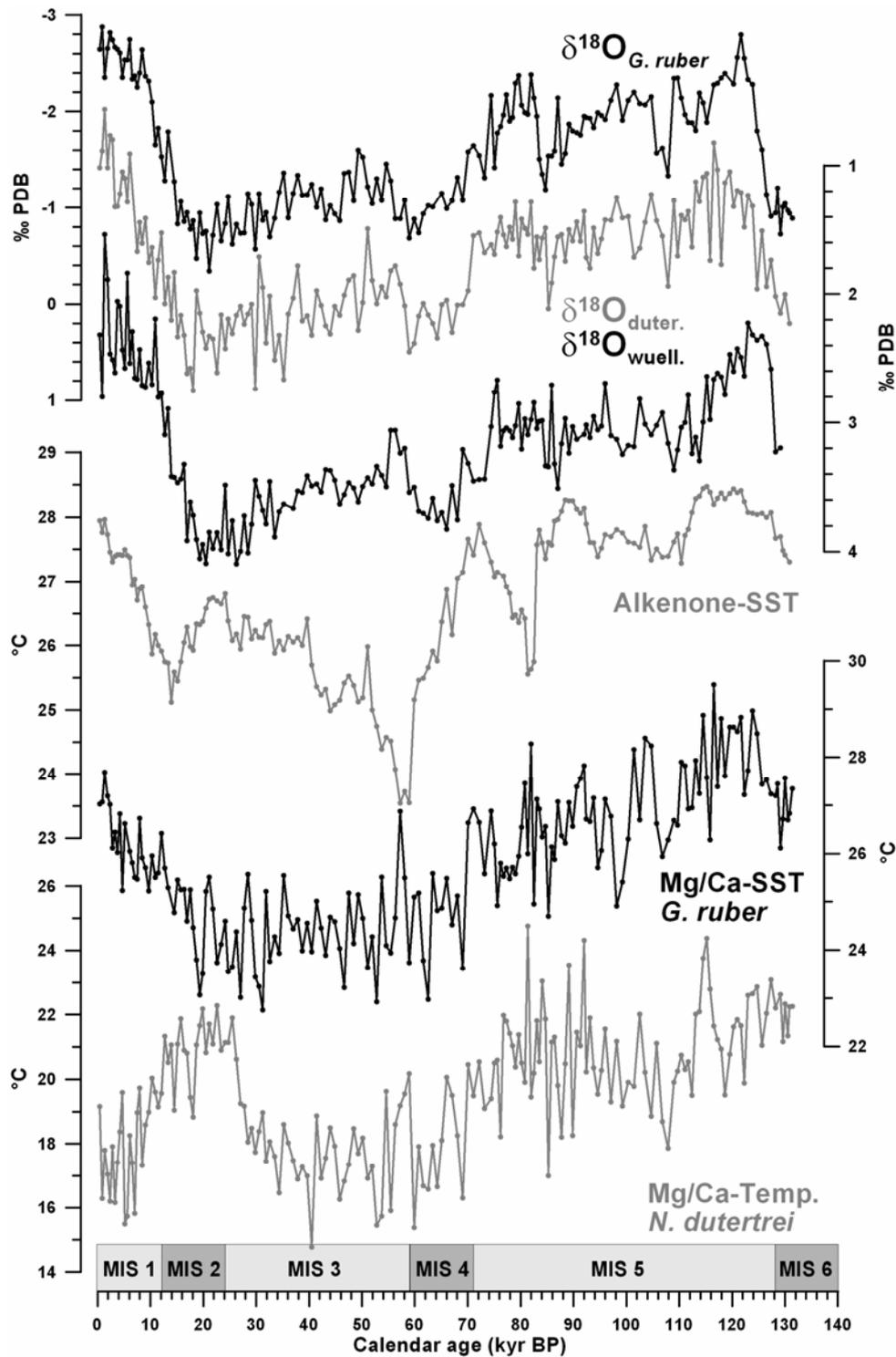
Mindestens ein Kern je Teilbecken wurde für die Rekonstruktion der Paläoumweltbedingungen im Untersuchungsgebiet ausgewählt (Tabelle 3). Diese sorgfältig ausgesuchten Sedimentkerne können sowohl für hochauflösende Klimastudien der letzten Jahrhunderte als auch über den letzten Kaltzeit/Warmzeit-Zyklus herangezogen werden.

Kern-Nr.	Breite (°S)	Länge (°E)	Tiefe (m)	Kernlänge (cm)	Teilbecken	Alter (ka)
GeoB 10029-4	1° 29,67'	100° 7,68'	964	772	N-Mentawai (Hang)	0-120
GeoB 10033-4	1° 33,79'	99° 57,16'	1756	827	N-Mentawai (Becken)	0-12
GeoB 10038-4	5° 56,25'	103° 14,76'	1819	901	S-Mentawai	0-132
GeoB 10053-7	8° 40,56'	112° 52,33'	1372	760	Java	0-23
GeoB 10065-7	9° 13,39'	118° 53,58'	1296	985	Lombok	0-6
GeoB 10069-3	9° 35,73'	120° 55,05'	1250	962	Savu	0-32

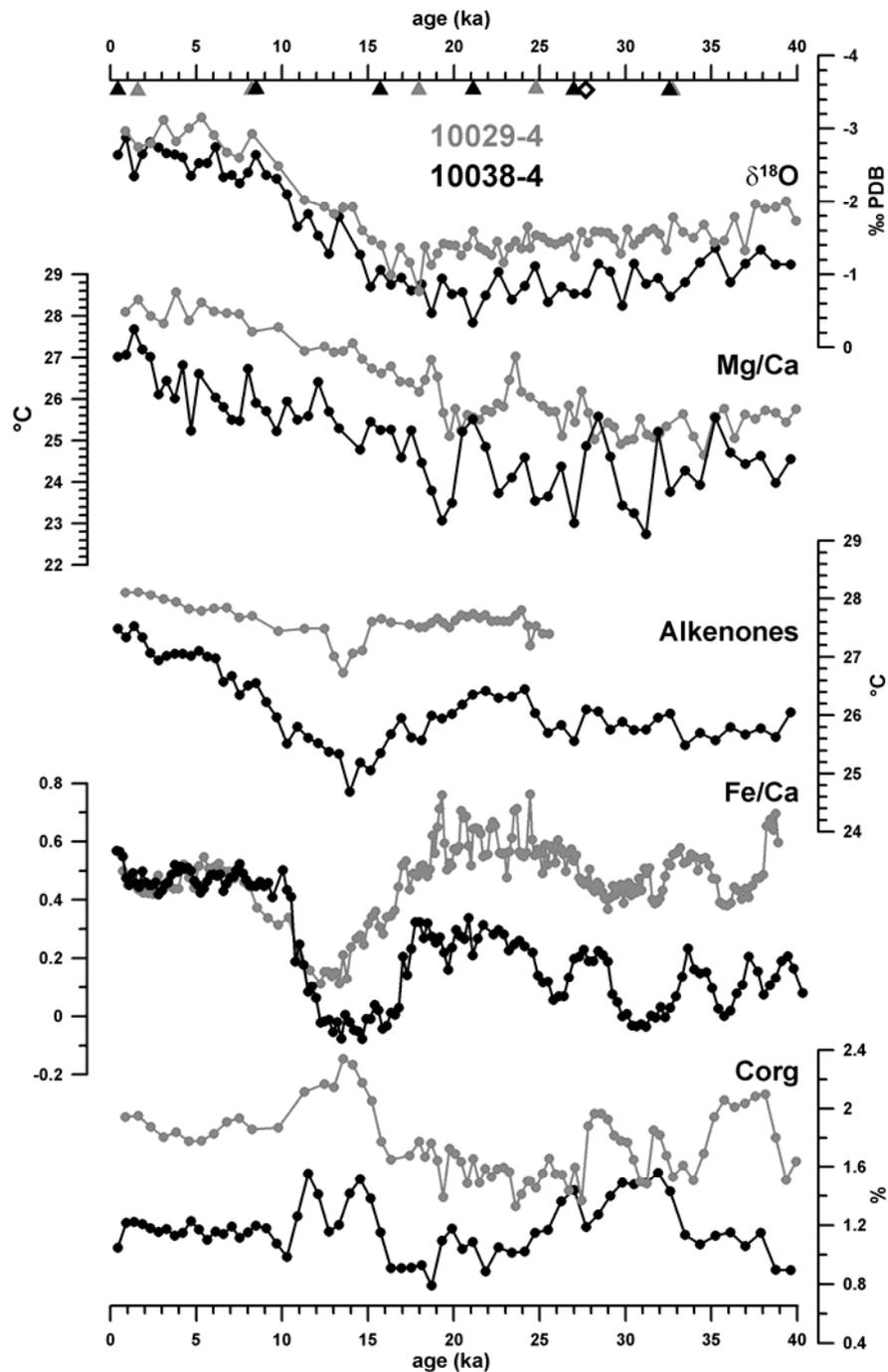
**Tabelle 3.** Position der intensiv untersuchten, bzw. in Untersuchung befindlichen Sedimentkerne von der Expedition SO-184 (ka: Tausend Jahre vor heute).

Ergebnisse aus dem Kern GeoB 10038-4 zeigen, dass die Paläoumweltbedingungen im Untersuchungsgebiet während der letzten 130.000 Jahre stark variierten (Abb. 9). Oberflächentemperaturen während der letzten Kaltzeit waren um 3-4°C kälter als heute. Während des letzten glazialen Maximums (LGM, 19.000-23.000 Jahren vor heute) waren die Temperaturen an der Sprungschicht im Vergleich zu heute jedoch um ~4°C wärmer. Da die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der untersuchten Foraminiferenarten in diesem Zeitabschnitt trotz unterschiedlichen Temperaturentwicklungen an der Oberfläche und an der Sprungschicht einen ähnlichen Verlauf zeigen, muss die Salinität an der Sprungschicht merklich gestiegen sein. Während der letzten Warmzeit (71.000-128.000 Jahren vor heute) waren die Oberflächentemperaturen z.T. leicht, an der Sprungschicht jedoch deutlich wärmer als heute.

Diese Ergebnisse werden, zumindest für die letzten 40.000 Jahre, durch die Ergebnisse aus dem Kern GeoB 10029-4 verifiziert (Abb. 10). An dieser weiter nördlich am Äquator gelegenen Position sind die Verläufe aller gemessenen Parameter ähnlich, die kurzzeitigen Schwankungen sind aber deutlich geringer ausgeprägt. Der Grund hierfür ist vermutlich die unterschiedliche Entfernung dieser Kerne zu Sundastraße und dem damit verbundenen Einfluss der Javasee.



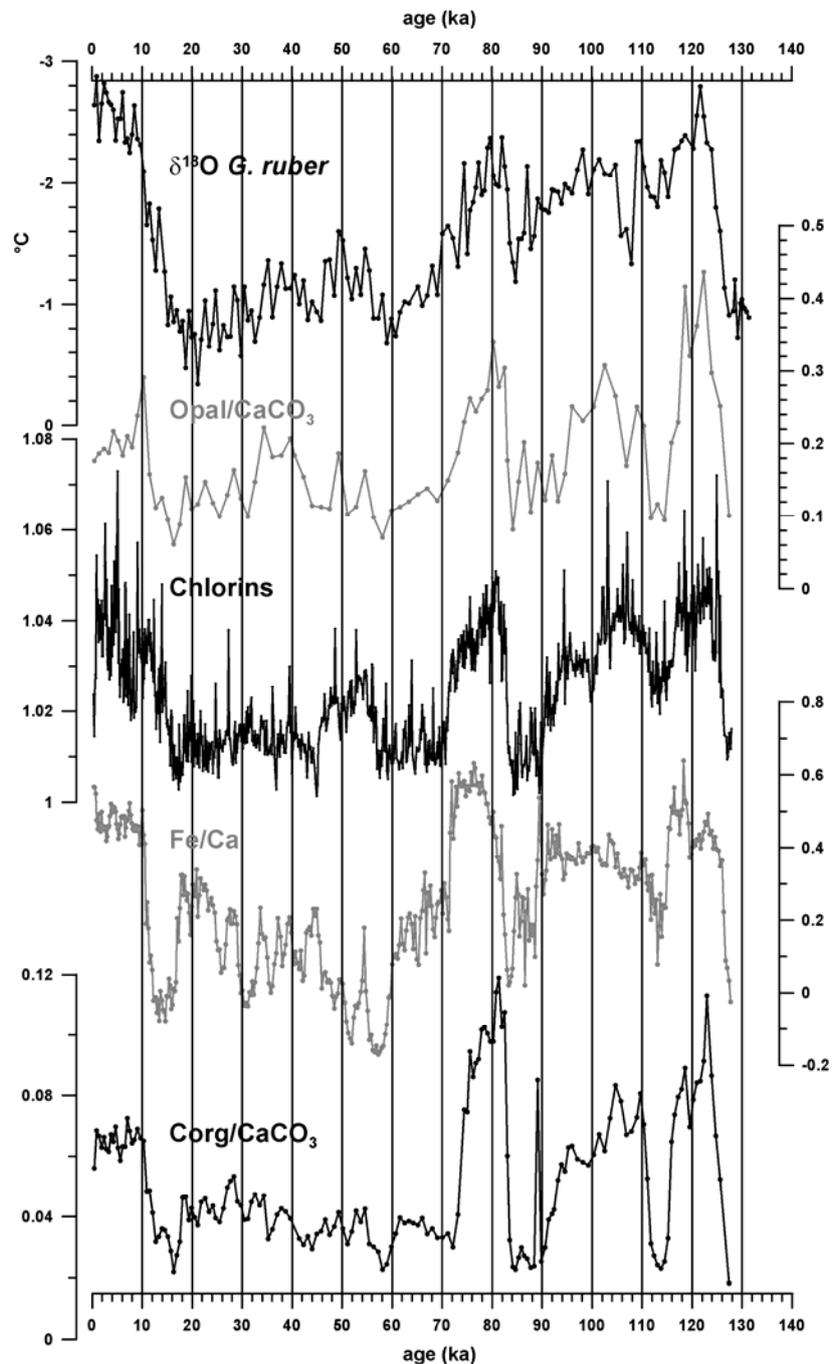
**Abbildung 9.**  $\delta^{18}\text{O}$  und Paläotemperatur Daten (GeoB 10038-4) für die letzten 132.000 Jahre. Wuell.: *Cibicidoides wuellerstorfi*. MIS: Marine Isotopic Stage. Die Rekonstruktionen der Oberflächentemperaturen basieren auf Alkenonen und Mg/Ca von *G. ruber* und stimmen in vielen Perioden nicht überein, was auf unterschiedliche Steuermechanismen hindeutet. Die Temperaturen an der Sprungschicht (Mg/Ca von *N. dutertrei*) zeigen die höchsten Schwankungen mit erhöhten Werten während des letzten glazialen Maximums (19.000-23.000 Jahre vor heute). Daten aus Mohtadi et al. (in prep.).



**Abbildung 10.** Vergleich der Daten von Kern GeoB 10038-4 (schwarz) aus dem südlichen Mentawai-Becken und von Kern GeoB 10029-4 (grau) aus dem nördlichen Mentawai-Becken. Die Altersmodelle dieser Kerne basieren in diesem Bereich auf Radiokarbondatierungen und sind voneinander unabhängig (Dreiecke). Die Raute zeigt das errechnete Alter einer in beiden Kernen existierenden Aschenlage an. Daten aus Mohtadi et al. (in prep.).

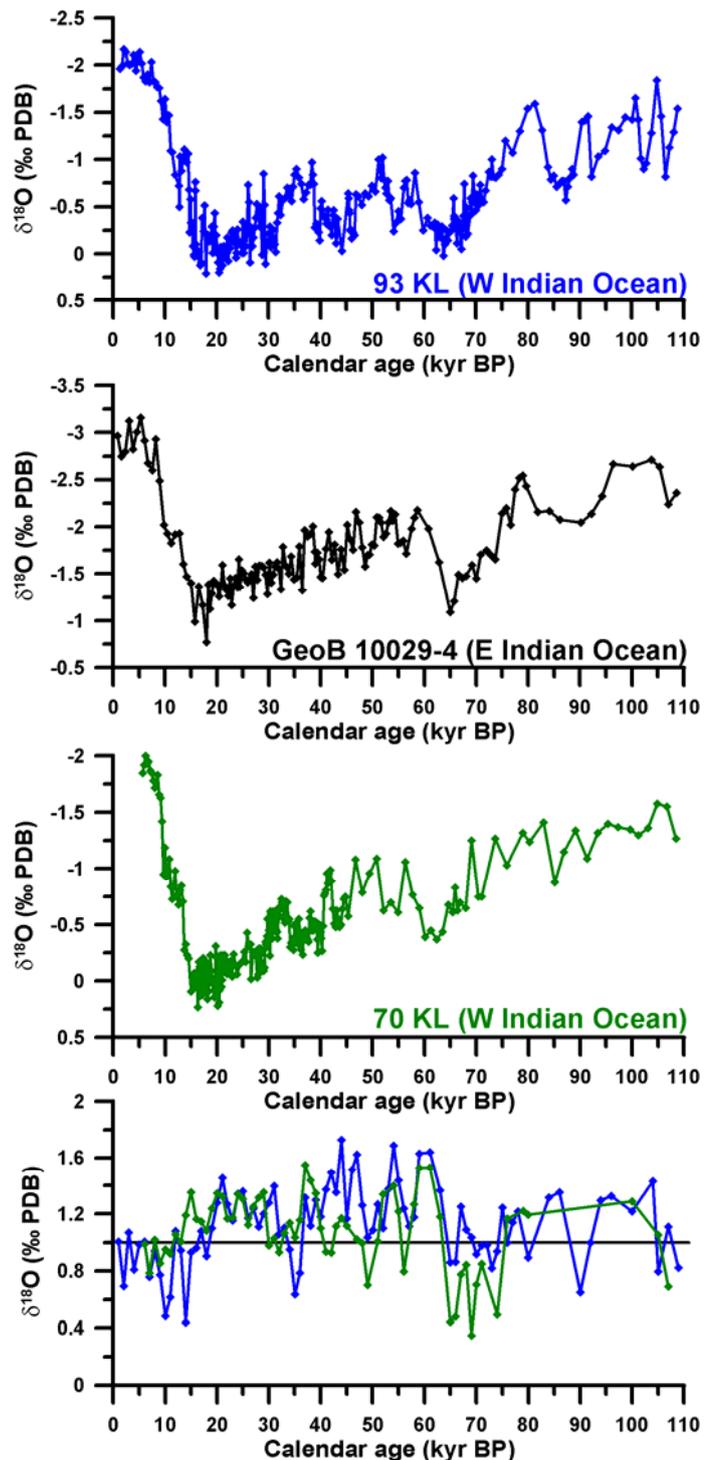
Der Monsun war während der letzten 130.000 Jahre das dominierende Klimaphänomen im Untersuchungsgebiet, welches die Niederschlagsmenge und die Intensität des Küstenauftriebs und der Paläoproduktivität kontrollierte. Anhand des organischen Kohlenstoff- und des Opalgehalts in den Sedimenten wurde die regionale Paläoproduktivität rekonstruiert, deren

Schwankungen mit Insolationsmaxima und -minima zusammenfallen. Ähnliches gilt für den terrigenen Anteil in marinen Sedimenten. Hierbei bedingten die orbital gesteuerten Änderung der Sonneneinstrahlung im ~21.000 Jahres-Zyklus (Präzession) die Intensität des SE Monsuns und des NW Monsuns, und somit die saisonalen Schwankungen des Auftriebs und des Niederschlags vor Sumatra und Java (Abb. 11).



**Abbildung 11.** Paläoproduktivitätsanzeiger aus dem Kern GeoB 10038-4. Chlorin-Werte sind aus den Farbscandaten und Fe/Ca aus den XRF-Daten errechnet.

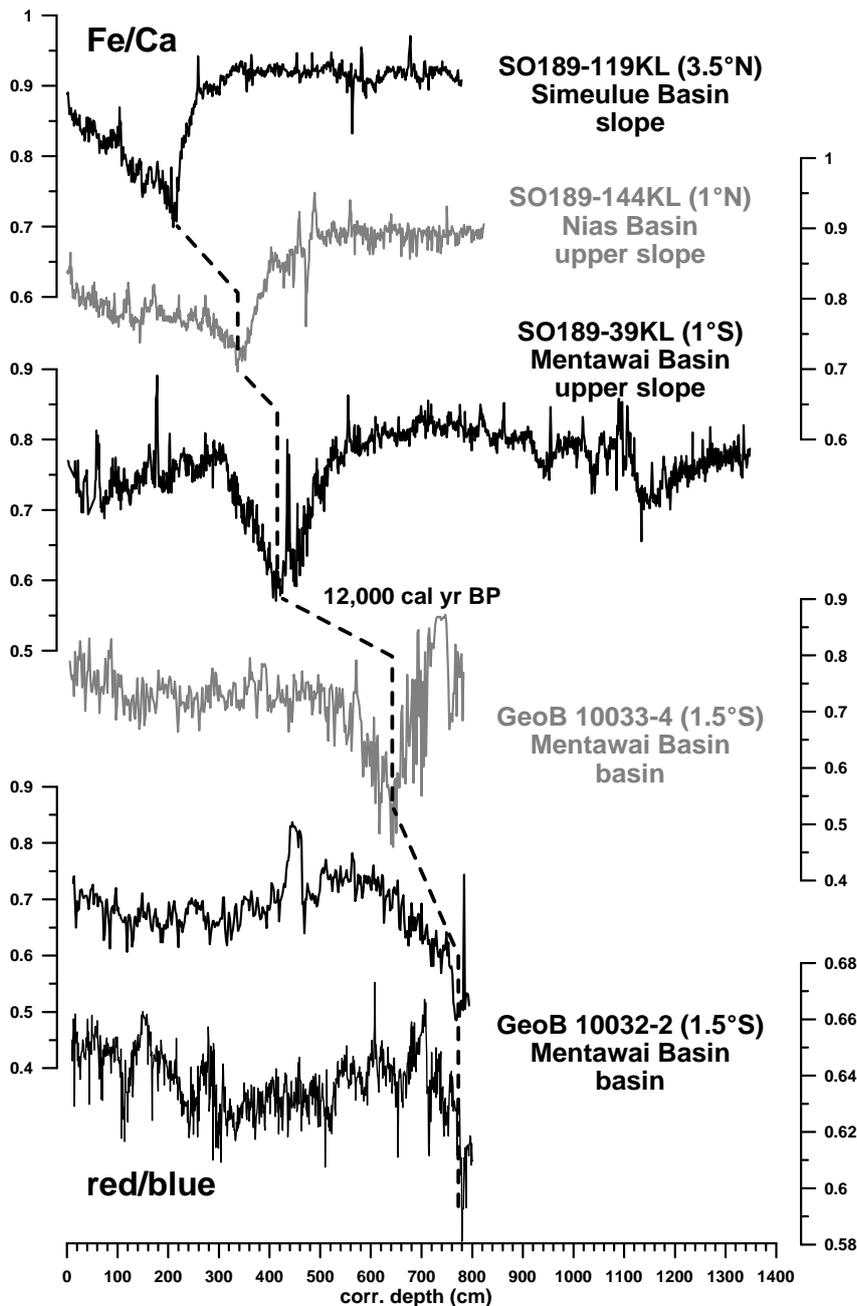
Ein erster Vergleich der Sauerstoffisotopendaten aus dem östlichen Indischen Ozean (GeoB 10029-4) mit Daten aus dem westlichen Indischen Ozean (70KL und 93KL) zeigt, dass während des letzten Glazials (65.000 bis 18.000 Jahren vor heute) die beckenweite  $\delta^{18}\text{O}$ -Differenz größer war, als in der heutigen und der letzten Warmzeit (Abb. 12). Da Änderungen im globalen Eisvolumen denselben Effekt auf die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in verschiedenen Regionen ausüben, ist es anzunehmen, dass diese  $\delta^{18}\text{O}$ -Differenz primär den Temperaturgradienten zwischen dem östlichen und dem westlichen Teil des Beckens darstellt. Der daraus abzuleitende, ungleich höhere Temperaturgradient während des letzten Glazials im Vergleich zu heute würde auf einen verstärkten Dipolmodus im Indischen Ozean hindeuten. Alternativ kann dieser Befund auf eine verstärkte ENSO-Aktivität während des letzten Glazials hindeuten, welche den gleichen Effekt auf die Oberflächentemperaturen im östlichen bzw. im westlichen Indischen Ozean ausüben würde. Nicht zuletzt kann eine stärkere Intensität des Indischen Monsuns relativ zu dem südostasiatischen Monsun diesen höheren Temperaturgradienten wäh



**Abbildung 12.** Vergleich der Sauerstoffisotopendaten aus Sedimentkernen aus dem östlichen (GeoB 10029-4, schwarz) und dem westlichen Indischen Ozean (93KL in blau, 70KL in grün). Die untere Abbildung zeigt die Differenz zwischen den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten an (blau: 93KL-GeoB 10029-4, grün: 70KL-GeoB 10029-4). Demnach war die  $\delta^{18}\text{O}$ -Differenz zwischen dem östlichen und dem westlichen Indischen Ozean während des letzten Glazials (65.000 – 18.000 Jahren vor heute) größer als im Holozän oder im Isotopenstadium 5.

rend des letzten Glazials bewirkt haben. Eine endgültige Antwort hierfür bedarf einer weiträumigen Untersuchung hochauflösender Sedimentkerne nicht nur aus dem Indischen Ozean.

Die bereits gewonnenen Daten aus den Sedimentkernen vor Sumatra zeigen eine ausgezeichnete Vergleichbarkeit, welche insbesondere im Bezug auf räumliche und zeitliche Untersuchungen der Paläoproduktivität und der Paläozeanographie im östlichen Indischen Ozeans von großer Bedeutung ist (Abb. 13). Von nicht geringerer Bedeutung ist diese hohe



räumliche und zeitliche Auflösung hinsichtlich der Untersuchung von vergangenen Variationen des Dipolmodus im Indischen Ozean. Die wissenschaftlichen Erkenntnisse aus dem PABESIA Projekt tragen nicht nur zur Erfassung der Paläoumweltbedingungen im östlichen Teil des Indischen Ozeans bei, sie werden auch bei den zukünftigen, großräumigen Untersuchungen der Klimaphänomene in Tropen (ENSO, Monsoon, IOD) eine entscheidende Rolle spielen.

**Abbildung 13.** XRF- (Fe/Ca) und Farbscandaten (unterste Kurve) verschiedener Kerne aus den Fore-Arc Becken vor Sumatra. Angegeben sind der Höchstwert, das Becken und die Position der Kerne bezüglich der Beckentopographie. Die gestrichelte Linie weist auf eine auffällige Korrelation hin, die in einigen Kernen auf etwa 12.000 Jahren vor heute datiert ist.

#### 4. Aus dem Projekt entstandene Publikationen und Tagungsbeiträge

- Baumgart, A., Jennerjahn, T., Pranowo, W.S., 2006. Nutrient distribution in the Indian Ocean off Java and Sumatra, Indonesia, related to coastal upwelling. Conference Proceedings: *SLAS Southeast Asia Coastal Governance and Management Forum: Science Meets Policy for Coastal Management and Capacity Building*, Bali, Indonesia.
- Baumgart, A., Jennerjahn, T., Pranowo, W.S., 2007. Verteilung von Nährstoffen und stabilen Stickstoffisotopen im Nitrat des Auftriebsgebietes im Indischen Ozean vor Java und Sumatra. Conference Proceedings: *Statusseminar*, Meeresforschung mit FS Sonne, Kiel, Germany.
- Baumgart, A., Jennerjahn, T., Krück, N., Pranowo, W.S., 2007. Stable carbon and nitrogen isotope distribution in the water column and sediments in the Indian Ocean upwelling region off Java and Sumatra, Indonesia. Conference Proceedings: *European Geoscience Union General Assembly*, Vienna, Austria.
- Hebbeln, D. et al., 2005. Report and preliminary results of RV SONNE cruise SO-184, PABESIA, Durban (South Africa) - Cilacap (Indonesia) - Darwin (Australia), July 8th - September 13th, 2005. *Universität Bremen*: pp. 142.
- Hebbeln, D., Jennerjahn, T., Mohtadi, M., cruise participants, 2006. The PABESIA expedition with R/V Sonne (SO-184) to the Indonesian continental margin-an overview. Conference Proceedings: *SLAS Southeast Asia Coastal Governance and Management Forum: Science Meets Policy for Coastal Management and Capacity Building*, Bali, Indonesia.
- Hebbeln, D., Jennerjahn, T., Mohtadi, M., SO-184-Team, 2007. Rekonstruktion der Paläoumweltbedingungen im Bereich des südlichen indonesischen Archipels – Erste Ergebnisse von SO-184 (PABESIA). Conference Proceedings: *Statusseminar*, Meeresforschung mit FS Sonne, Kiel, Germany.
- Mohtadi, M., Hebbeln, D., 2006. Report and preliminary results of RV/Sonne cruise SO-184 (PABESIA), Durban-Cilacap-Darwin, 08.08.-09.13.2006. Conference Proceedings: *Influence of Indonesian Throughflow variability on tropical Indian Ocean*, Kiel, Germany.
- Mohtadi, M., Max, L., Hebbeln, D., 2006. Tracking the upwelling intensity off Sumatra and Java by using faunal and isotopic compositions of planktonic foraminifera. Conference Proceedings: *SLAS Southeast Asia Coastal Governance and Management Forum: Science Meets Policy for Coastal Management and Capacity Building*, Bali, Indonesia.
- Mohtadi, M., Hebbeln, D., 2006. Past variations in the Southeast Asian monsoon recorded in deep sea sediments from the Indonesian continental margin. Conference Proceedings: *SLAS Southeast Asia Coastal Governance and Management Forum: Science Meets Policy for Coastal Management and Capacity Building*, Bali, Indonesia.
- Mohtadi, M., Hebbeln, D., 2007. Abbild der Paläomonsunintensität während des letzten Glazial-Interglazialzyklus in Tiefseesedimenten vom indonesischen Kontinentalhang. Conference Proceedings: *Statusseminar*, Meeresforschung mit FS Sonne, Kiel, Germany.
- Mohtadi, M., Max, L., Hebbeln, D., 2007. Planktische Foraminiferen als Indikatoren für das saisonale Auftriebssignal vor Sumatra und Java. Conference Proceedings: *Statusseminar*, Meeresforschung mit FS Sonne, Kiel, Germany.
- Mohtadi, M., Lückge, A., Hebbeln, D., 2007. Paleoceanography and paleoproductivity off Western Sumatra through the past ~150,000 years. Conference Proceedings: *9th International Conference on Paleoceanography*, Shanghai, China.
- Mohtadi, M., Max, L., Hebbeln, D., Baumgart, A., Krück, N., Jennerjahn, T., 2007. Modern environmental conditions recorded in surface sediment samples off W and SW Indonesia: Planktonic foraminifera and biogenic compounds analyses. *Marine Micropaleontology*, 65(1-2): 96-112.
- Mohtadi, M., Lückge, A., Steinke, S., Westphal, N., Groeneveld, J., Hebbeln, D., 2008. Paleoceanography of the eastern Indian Ocean: a seasonality issue? Conference Proceedings: *European Geoscience Union General Assembly 2008*, Vienna.
- Mohtadi, M., Steinke, S., Fink, H.G., Groeneveld, J., Rixen, T., Hebbeln, D., Donner, B., Herunadi, B., submitted. Low-latitude control on seasonal and interannual changes in planktonic foraminiferal flux and shell geochemistry off south Java: a sediment trap study. Submitted to *Paleoceanography*.

## 5. Literatur

- Altabet, M., 2006. Isotopic Tracers of the Marine Nitrogen Cycle: Present and Past, Marine Organic Matter: Biomarkers, Isotopes and DNA. pp. 251-293.
- Baumgart, A., Jennerjahn, T., Krueck, N., Pranowo, W.S., 2007. Stable carbon and nitrogen isotope distribution in the water column and sediments in the Indian Ocean upwelling region off Java and Sumatra, Indonesia. Conference Proceedings: *European Geoscience Union General Assembly 2007*, Vienna.
- Baumgart, A., Jennerjahn, T. and Pranowo, W.S., 2006. Nutrient distribution in the Indian Ocean off Java and Sumatra, Indonesia, related to coastal upwelling. Conference Proceedings: *SLAS Southeast Asia Coastal Governance and Management Forum: Science Meets Policy for Coastal Management and Capacity Building*, Bali, Indonesia.
- Gordon, A.L., 2005. Oceanography of the Indonesian Seas and Their Throughflow. *Oceanography*, 18(4): 14-28.
- Hebbeln, D. et al., 2005. Report and preliminary results of RV SONNE cruise SO-184, PABESIA, Durban (South Africa) - Cilacap (Indonesia) - Darwin (Australia), July 8th - September 13th, 2005. *Universität Bremen*: pp. 142.
- Hendiarti, N., Siegel, H., Ohde, T., 2004. Investigation of different coastal processes in Indonesian waters using SeaWiFS data. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(1-3): 85-97.
- Krück, N., Jennerjahn, T., 2006. Sedimentary organic matter distribution in the Indian Ocean off Sumatra and Java, Indonesia, related to upwelling. Conference Proceedings: *SLAS Southeast Asia Coastal Governance and Management Forum: Science Meets Policy for Coastal Management and Capacity Building*, Bali, Indonesia.
- Mariotti, A., Lancelot, C., Billen, G., 1984. Natural isotopic composition of nitrogen as a tracer of origin for suspended organic matter in the Scheldt estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(3): 549-555.
- Mohtadi, M., Max, L., Hebbeln, D., Baumgart, A., Kruck, N., Jennerjahn, T., 2007. Modern environmental conditions recorded in surface sediment samples off W and SW Indonesia: Planktonic foraminifera and biogenic compounds analyses. *Marine Micropaleontology*, 65(1-2): 96-112.
- Peterson, B.J., Fry, B., 1987. Stable isotopes in ecosystem studies. *Annual Review Ecol. Syst.*, 18: 293-320.
- Sigman, D.M., Casciotti, K.L., 2001. Nitrogen isotopes in the ocean. *Encyclopedia of Life Sciences*, doi:10.1006/rwos.2001.0172: 1884-1894.
- Susanto, R.D., Gordon, A.L., Zheng, Q., 2001. Upwelling along the coasts of Java and Sumatra and its relation to ENSO. *Geophysical Research Letters*, 28: 1599-1602.
- Tomczak, M., Godfrey, J.S., 1994. Regional oceanography : an introduction. *Pergamon*: pp. 422.
- Wada, E., Hattori, A., 1976. Natural abundance of  $^{15}\text{N}$  in particulate organic matter in the North Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(2): 249-251.
- Wyrtki, K., 1962. The upwelling in the region between Java and Australia during the south-east monsoon. *Australian Journal for Marine and Freshwater Research*, 13(3): 217-225.