

# Abschlussbericht zum Vorhaben 03G0270A-MASCARA

Saya de Malha carbonates, oceanography and biogeochemistry,

Western Indian Ocean

Ausfahrt SO270

Christian Betzler, Sebastian Lindhorst, Thomas Lüdmann

(Institut für Geologie der Universität Hamburg)



## **Inhaltverzeichnis**

|        |  |    |
|--------|--|----|
| I.     | Kurzdarstellung des Vorhabens.....                                     | 1  |
| I.1    | Aufgabenstellung .....   | 1  |
| I.2    | Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde .....     | 1  |
| I.3    | Planung und Ablauf des Vorhabens .....                                 | 1  |
| I.4    | Wissenschaftlicher und technischer Stand an den angeknüpft wurde ..... | 2  |
| I.5    | Zusammenarbeit mit anderen Stellen.....                                | 2  |
| II     | Eingehende Darstellung des Projekts.....                               | 2  |
| II.1   | Erzielte Ergebnisse .....  | 2  |
| II.1.1 | Sedimentologie der Saya de Malha Bank.....                             | 2  |
| II.1.2 | Strömungen und Interne Wellen .....                                    | 7  |
| II.1.3 | Übersicht der Entwicklung der Saya de Malha Bank .....                 | 11 |
| II.1.4 | Sequenzstratigraphie der inneren Plattform .....                       | 12 |
| II.1.5 | Geomorphologie der Plattformhänge.....                                 | 16 |
| II.1.6 | Sedimentologie des jüngeren Pleistozäns und Holozäns .....             | 19 |
| II.1.7 | Ozeanographie der Saya de Malha Bank.....                              | 28 |
| II.1.8 | Diskussion.....  | 29 |
| II.1.6 | Zitierte Literatur .....   | 34 |
| II.2   | Positionen des zahlenmäßigen Nachweises.....                           | 38 |
| II.3   | Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit .....          | 38 |
| II.4   | Verwertbarkeit der Ergebnisse .....                                    | 38 |
| II.5   | Fortschritte bei anderen Stellen.....                                  | 39 |
| II.6   | Erfolgte oder geplante Veröffentlichungen.....                         | 39 |

## **Anlagen**

|     |  |
|-----|--|
| A.1 | III. Erfolgskontrollbericht  |
| A.2 | IV. Berichtsblatt  |
| A.3 | Fahrtbericht Ausfahrt SO270  |
| A.4 | Publikation über Entwicklung der Saya de Malha Bank (Geology, 2021)                |
| A.5 | Manuskript über die Fazies der Saya de Malha Bank (in Begutachtung, Sedimentology) |

## I. Kurzdarstellung des Vorhabens

### I.1 Aufgabenstellung

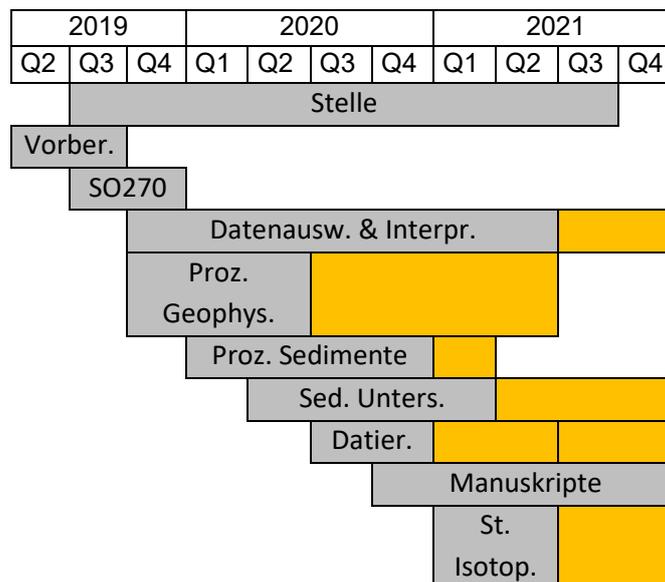
Das übergeordnete Ziel dieses Vorhabens war es, die Hypothese zu prüfen, dass die Saya de Malha Bank im Indischen Ozean eine Karbonatplattform ist, die von Wassermassengrenzen und Strömungen geprägt wird, und diese eine starke Kontrolle auf die Sedimentation, die Ökosysteme und die Biogeochemie ausüben. Das Vorhaben sollte daher, (1) Modelle der Karbonatsequenzstratigraphie verifizieren, (2) ein sedimentologisches Modell für eine Karbonatplattform unter dem Einfluss von Internen Wellen entwickeln und (3) ein Modell der Karbonatsedimentation in einem Gebiet mit unterschiedlicher biogeochemischer Beschaffenheit erstellen.

### I.2 Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde

Das Vorhaben hatte im Zusammenhang mit der Ausfahrt SO270 einen multidisziplinären Ansatz. Folgende Komponenten wurden dabei abgedeckt: Sedimentologie, Hydroakustik, Reflexionsseismik, Ozeanographie und Geochemie. Der geochemische Teil wurde durch die AG Rixen (ZMT Bremen) abgedeckt; ein entsprechender Bericht wird von dort aus eingereicht. Im Rahmen des Projekts war eine Stelle bewilligt. Die erste Stelleninhaberin kündigte zu Ende 2020, da sie in der freien Wirtschaft eine Festanstellung angeboten bekam. Für die restliche Projektlaufzeit (6 Monate) wurde dann ein anderer wissenschaftlicher Mitarbeiter eingestellt. Der Hauptantragsteller (C. Betzler), der eigentlich als designierter Fahrtleiter fungieren sollte, hatte ca. 3 Monate vor der Ausfahrt einen schweren Unfall und konnte daher nicht an der SO270 Ausfahrt teilnehmen. Herr Dr. Sebastian Lindhorst hat daher dankenswerterweise die Expedition geleitet. Wie auch in anderen Bereichen des Wissenschaftsbetriebs haben die Pandemie und die daraus resultierenden Restriktionen die Analysen des Probenmaterials und der Daten sehr stark erschwert. Dies hat im Bereich der Manuskripterstellung zu Verzögerungen geführt.

### I.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

**Tab. I.3-1.** Balkenplan des Vorhabenablaufs (grau: bei Projektbeginn geplant, orange: Änderungen im Ablauf).



Der tatsächliche Projektablauf entspricht inhaltlich dem geplanten Ablauf (Tab. I.3.1). Zeitliche Verzögerungen stellten sich mit dem Beginn der Pandemie in 2020 ein. Vor allem durch universitäre Zugangsrestriktionen konnten Arbeiten im Labor oder Prozessierschritte an leistungsfähigen Rechnern nicht durchgeführt werden. Dies verzögerte auch die auf diesen Schritten aufbauende Arbeiten. Bis jetzt ist eine Arbeit zum Vorhaben publiziert (Betzler et al., 2021), ein Manuskript befindet sich noch in Begutachtung. Weiterer Stand der Dinge ist, dass die Antragsteller Betzler, Lindhorst und Lüdmann derzeit noch am Verfassen von Manuskripten arbeiten (zunächst ein Manuskript zur seismischen Stratigraphie, ein Manuskript zu den Konfigurationen der Hänge der Karbonatplattform, ein Manuskript zur Entwicklung der Plattform in den letzten 20.000 Jahren). Die Pandemie-bedingten zeitlichen Verzögerungen im Ablauf des Vorhabens sind in Tab. I.3.1 in orange hervorgehoben.

#### **I.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand an den angeknüpft wurde**

Vom Untersuchungsobjekt, der Saya de Malha Bank, gab es im Vorfeld der Ausfahrt SO270 kaum Daten. Es lag ein seismisches Übersichtsprofil vor, welches in Fedorov et al. (1980) und Purdy und Bertram (1993) präsentiert wurde und dahingehend interpretiert wurde, dass die Karbonatplattform im Laufe ihrer Entwicklung einen Umschlag von einer Atoll-Konfiguration zu einer offenen Plattform ohne Flachwasserriffe durchlief. Aus Publikationen, die aus der russischen Fischerei in der 1980er Jahren resultierten, waren weiterhin fragmentäre Informationen zu den benthischen Organismen der inneren Plattform (Rotalgen, Korallen) bekannt (Fedorov et al., 1980; Vortsepneva, 2008).

#### **I.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen**

Das Vorhaben wurde in Zusammenarbeit mit Dr. Rixen (ZMT Bremen) durchgeführt. Das Kernlager von MARUM war freundlicherweise wieder bereit die Schwerelote, die während dieser Ausfahrt gewonnen wurden, aufzunehmen. Auch wurden wir dort bei der Durchführung der XRF Scans sehr stark unterstützt, da Pandemie-bedingt über längere Zeit hinweg kein Zutritt zu den Kernlaboren möglich war.

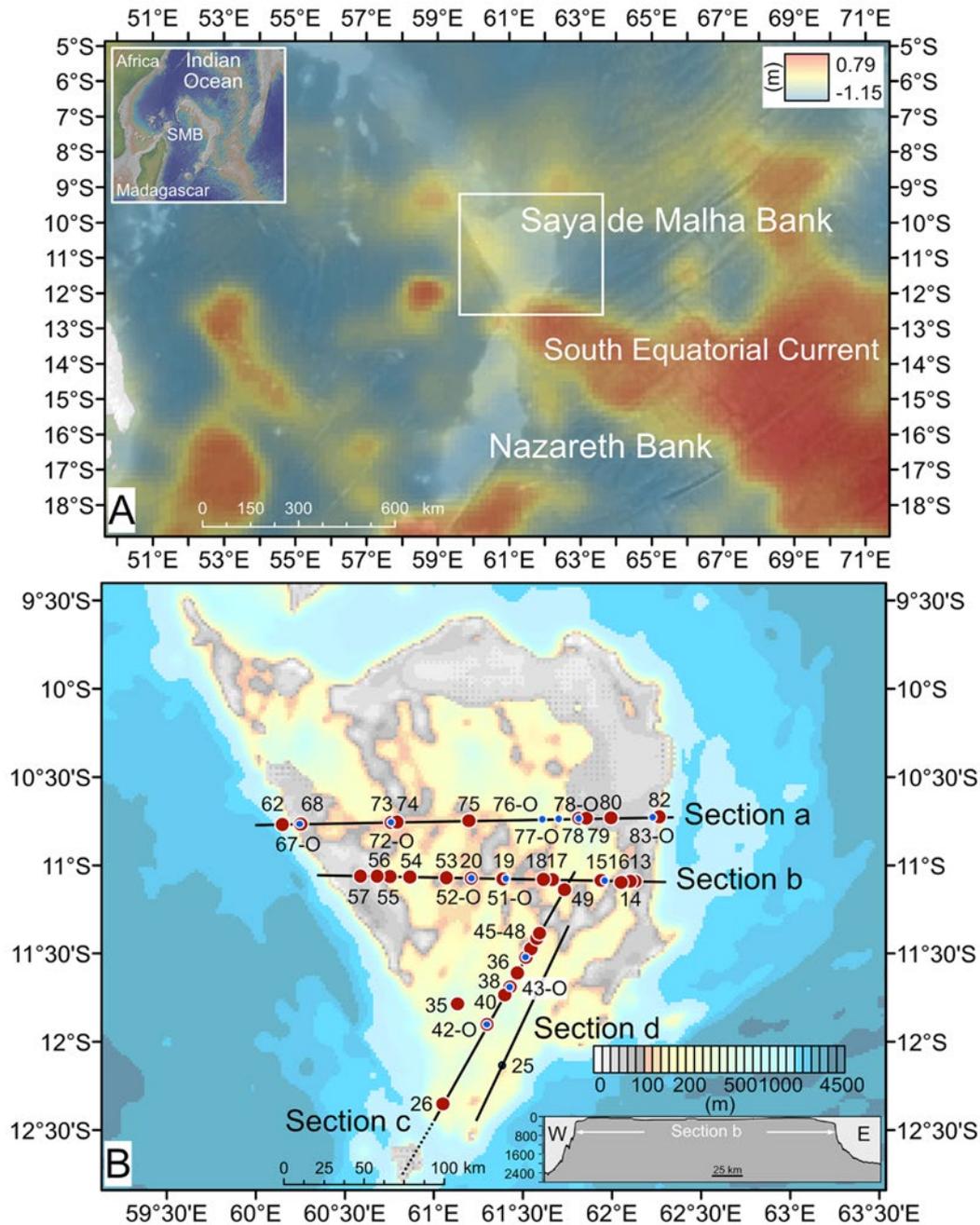
## **II Eingehende Darstellung des Projekts**

### **II.1 Erzielte Ergebnisse**

#### **II.1.1 Sedimentologie der Saya de Malha Bank**

Ein Manuskript zu diesem Aspekt wurde im Dezember 2021 bei der Zeitschrift SEDIMENTOLOGY eingereicht. Eine Revision (moderate revision) wurde Anfang April bei der Zeitschrift abgegeben und ist zur Zeit noch in Begutachtung. Der folgende Abschnitt fasst die dort vorgestellten und diskutierten Resultate zusammen, die es erlauben den heutigen Zustand der Saya de Malha Bank zu beschreiben.

Die Sedimentologie der Saya de Malha Bank kann anhand einer Reihe von Stationen im Inneren der Plattform sowie durch mehrere Transekte dokumentiert werden (Abb. II.1.1.1). Die Stationen dienten zur Probennahme mittels Kastengreifers und Schwerelots und in ausgewählten Bereichen der direkten Beobachtung des Meeresbodens mit dem OFOS (Ocean Floor Observation System). An der Station 25 wurde zusätzlich noch eine 21 h Yo-Yo CTD gefahren.

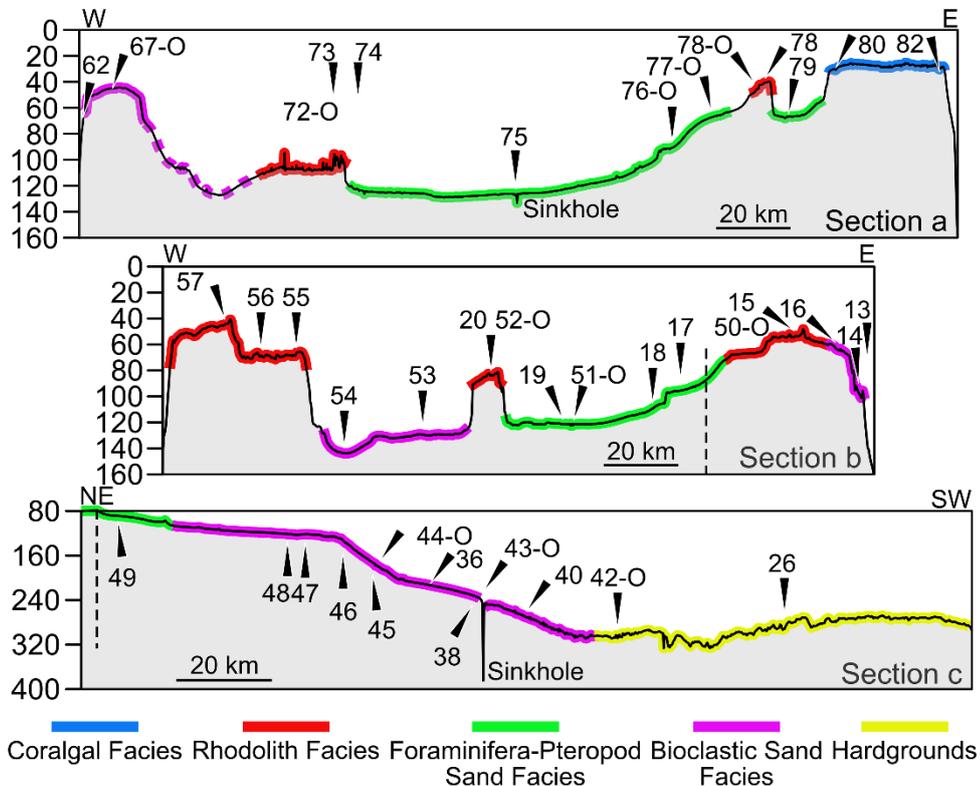


**Abb. II.1.1.1 A:** Lage der Saya de Malha Bank im zentralen Indischen Ozean mit Höhe der Meeresoberfläche und Strömungsgeschwindigkeiten in Metern. Höhere Erhebungen befinden sich in Zonen mit höheren Geschwindigkeiten. Der Südäquatorialstrom trifft bei 12°S mit seinen höchsten Geschwindigkeiten auf die Südspitze der Saya de Malha Bank (SMB). **B:** Saya de Malha Bank mit analysierten Proben (rote Punkte), OFOS-Beobachtungen (blaue Punkte), CTD-Station 25 sowie Positionen der Profilschnitte a bis d (Abb. II.1.2). Der gepunktete Teil von Profil c umfasst die Verlängerung des in den ADCP-Daten gezeigten Profils (Abb. II.1.2.1). Weiter ist ein Profilschnitt (b) durch die Plattform, basierend auf den Fächerecholotdaten der SO270-Ausfahrt, gezeigt. Aus Betzler et al. (eingereicht).

Ost-West- und Nord-Süd-Querschnitte durch das Innere der Saya de Malha Bank sind in Abb. II.1.1.2 zusammen mit der Lage der Sediment- und OFOS-Stationen und der Hauptfazies dargestellt. Die Breite des flachen Plattformteils beträgt 250 km im nördlichen

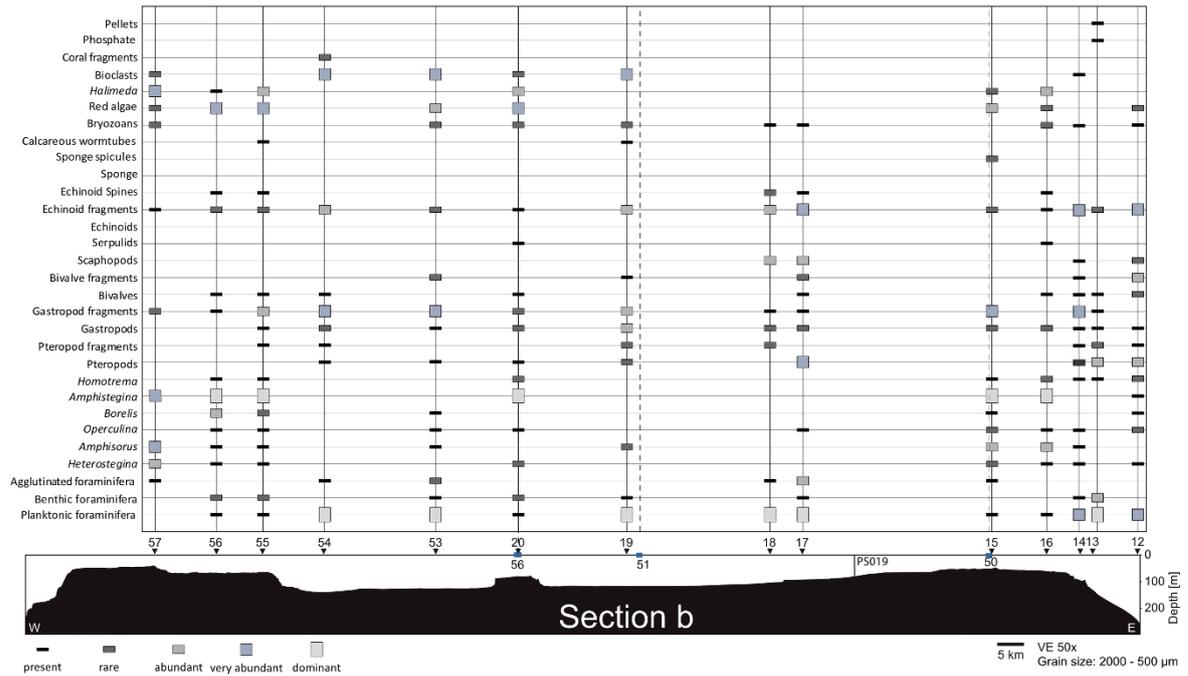
Transekt und 160 km im südlichen Transekt. Die westlichen und östlichen Teile der Plattform haben jeweils bis zu 40 km breite, erhöhte und flache Ränder in einer Wassertiefe von 20 m. Die östlichen Ränder sind breiter als die westlichen und sie Neigung der östlichen Ränder ist sanfter als die der westlichen, die abgestuft sind. Im inneren Teil der Saya de Malha Bank vertieft sich der Meeresboden bis zu einer Wassertiefe von etwa 130 m.

Im Inneren der Saya de Malha Bank treten auch mehrere bis zu 20 km breite isolierte Erhebungen auf, die bis in eine Wassertiefe von 80 bis 100 m reichen. Das NE-SW-orientierte Profil ähnelt einer distal verstellten Karbonatrampe mit einer Mindestwassertiefe von 80 m. Unterhalb eines Knickpunkts in 120 m Wassertiefe fällt der Meeresboden bis zu einer Wassertiefe von ca. 300 m ab. Bei 300 m flacht das Relief wieder ab und geht in eine 60 km breite und ca. 50 m hohe Schulter über.



**Abb. II.1.1.2:** Profilschnitte durch die Saya de Malha Bank auf der Grundlage der SO270 Fächerecholot-Bathymetrie. Die Lage der Profile ist in Abb. II.1.2 B dargestellt. Die Nummern geben die Position der Sedimentbeprobungsstationen an, die Nummern mit der Endung -O die Position der OFOS Beobachtungen. Die gestrichelten Linien zeigen die Schnittpunkte der Profile b und c an.

Auf der Saya de Malha Bank wurden fünf Hauptfazies definiert: Korallen-Algenfazies, Rhodolithfazies, Foraminiferen-Pteropoden-Sandfazies, bioklastische Sandfazies und Hartgründe. Diese Unterteilung basiert auf detaillierten semiquantitativen Komponentenanalysen, beispielhaft in Abb. II.1.1.3 gezeigt.



**Abb. II.1.1.3:** Semiquantitative Verteilung der wichtigsten Komponenten in den Kastengreiferproben (500 – 2000 m $\mu$ ) entlang des Profils b (Lage in Abb. II.1.1.1).

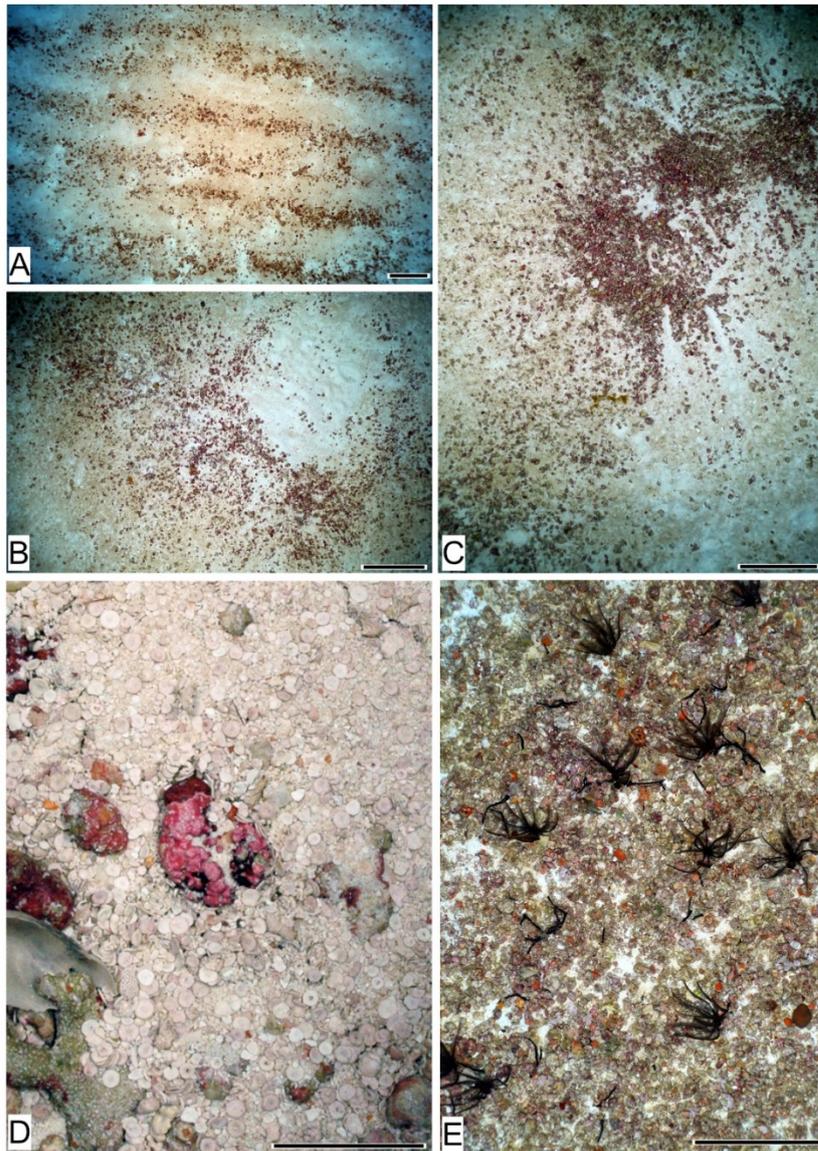
Die Korallen-Algenfazies tritt in den Flachwasserbereichen des östlichen Plattformrandes in Wassertiefen < 30 m auf. In größeren Wassertiefen, zwischen 25 m und 30 m nimmt die Bedeckung durch Korallen weniger als 20 % der Sedimentoberfläche ein. In tieferen Bereichen nimmt die Anzahl an Korallen weiter ab und die Grünalge *Halimeda* ist häufig. Zwischen den Korallen und *Halimeda* sind Rhodolithe an der Sedimentoberfläche häufig. Die schlecht sortierte Matrix des Sediments dieser Fazies hat eine durchschnittliche mittlere Korngröße von 1,5 mm. Sie enthält reichlich *Halimeda*-Fragmente und LBF (benthische Großforaminiferen) (*Heterostegina*, *Amphisorus*, *Operculina* und *Amphistegina*) mit einer mäßigen Erhaltung. Aragonit ist das vorherrschende Karbonatmineral mit einem mittleren Anteil von 46 %. Der Gehalt an Calcit mit hohem und niedrigem Magnesiumgehalt (HMC und LMC) beträgt 40 % bzw. 14 %.

Auf Terrassen und Hochgebieten im Inneren der Saya de Malha Bank in Wassertiefen unter 45 m verschwinden Korallen und *Halimeda*. Dort kommt die Rhodolith-Fazies bis in Wassertiefen von 100 m vor. Rhodolithfelder und Rhodolith-freie Bereiche wechseln sich ab und sind relativ scharf begrenzt. In einigen Fällen sind die Rhodolithe radial in Streifen angeordnet (Abb. II.1.1.4). Das Sediment zwischen den Rhodolithen ist ein grober Sand. Er enthält LBF wie *Amphistegina*, *Heterostegina*, *Amphisorus*, *Operculina* und *Borelis*, sowie Mollusken. Im Allgemeinen ist der Erhaltungszustand der Bestandteile sehr gut bis mäßig. Das wichtigste Karbonatmineral mit einem Anteil von 47 % ist HMC; Aragonit und LMC machen 27 % bzw. 26 % der Karbonate aus.

In der zentralen Depression im Innern der Saya de Malha Bank erstrecken sich Foraminiferen-Pteropoden-Sande mit Rippeln in Wassertiefen zwischen 75 und 130 m. Hydroakustische Daten zeigen eine gut geschichtete Abfolge, die mit einer Onlap Konfiguration auf erhöhte Bereiche auflagert.

Bioklastische Sande sind an verschiedenen Stellen im Inneren und an den Rändern der Saya de Malha Bank in unterschiedlichen Wassertiefen zu finden. Der Meeresboden in

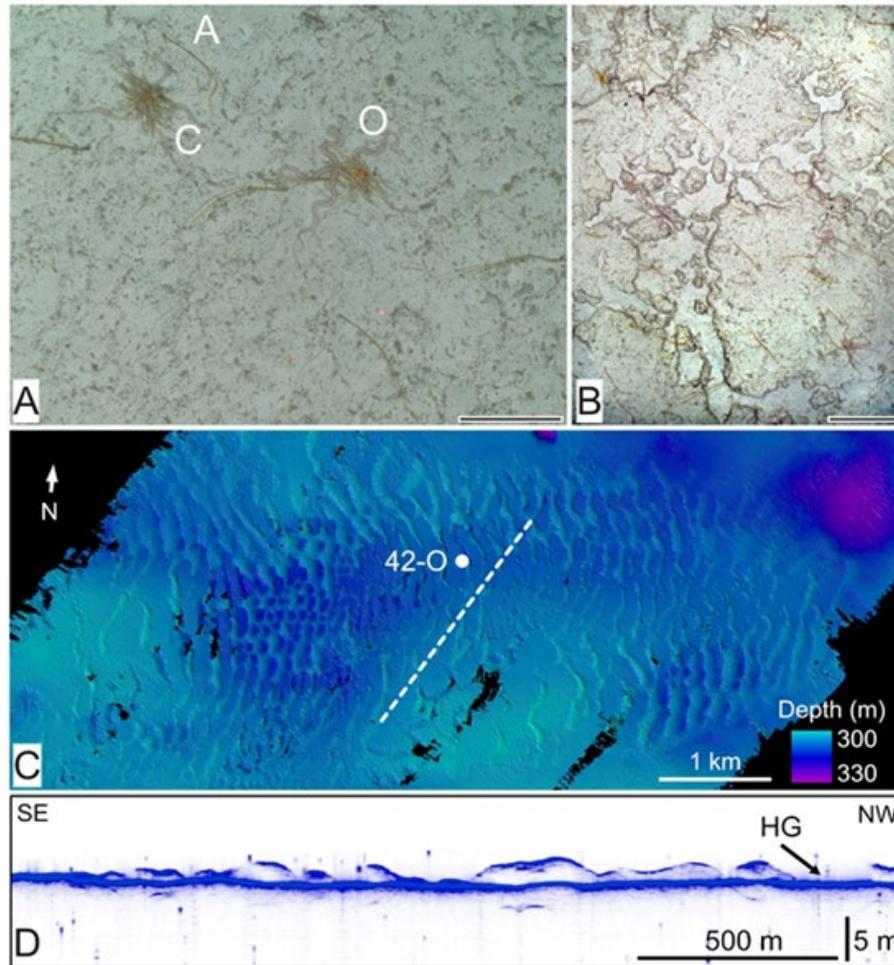
den entsprechenden Bereichen ist von Rippeln und Megarippeln bedeckt, Rhodolithe treten in Rippeltälern auf, die weniger als 1 % der Sedimentoberfläche bedecken. Bereiche mit lithifiziertem Sediment sind von Tunikaten, Korallen und Schwämmen besiedelt. Die bioklastischen Sande enthalten planktische Foraminiferen, Pteropoden, *Halimeda*-Fragmente, Mollusken, coralline Rotalgen, *Amphistegina*, *Heterostegina* und *Operculina*. LMC und HMC sind die wichtigsten Karbonatminerale mit 39 % bzw. 33 %, Aragonit stellt 28 % der Karbonatfraktion dar. Die mittlere Korngröße des schlecht sortierten Sandes ist 0,3 mm, die Bioklasten sind abradiert und fragmentiert.



**Abb. II.1.1.4:** OFOS-Fotos der Rhodolith-Fazies. **A:** Meeresboden mit Rippeln an Station 50-O in einer Wassertiefe von 50 m. **B:** Rhodolithe an Station 52-O in einer Wassertiefe von 80 m. **C:** Rhodolithe an Station 52-O. **D:** Sedimentoberfläche in einem Kastengreiferkern von Station 52-O mit großen benthischen Foraminiferen (*Marginopora*). **E:** Rhodolithe und Seelilien bei Station 50. Maßstäbe A, B, C, E: 40 cm; D: 5 cm.

Am südlichen Ende der Saya de Malha Bank treten in Wassertiefen > 300 m Hartgründe auf. Der lithifizierte Meeresboden ist von Ophiuroiden, Crinoiden und schwarzen Kaltwasserkorallen (*Antipatharia*) besiedelt (Abb. II.1.1.4). Die Hartgründe haben eine

bräunliche Farbe und sind durch unregelmäßige Klüfte durchzogen. An einigen Stellen treten submarine Dünen auf, die aus bioklastischen Sanden bestehen und eine Höhe von bis zu 7 m und eine Wellenlänge von bis zu 233 m haben.

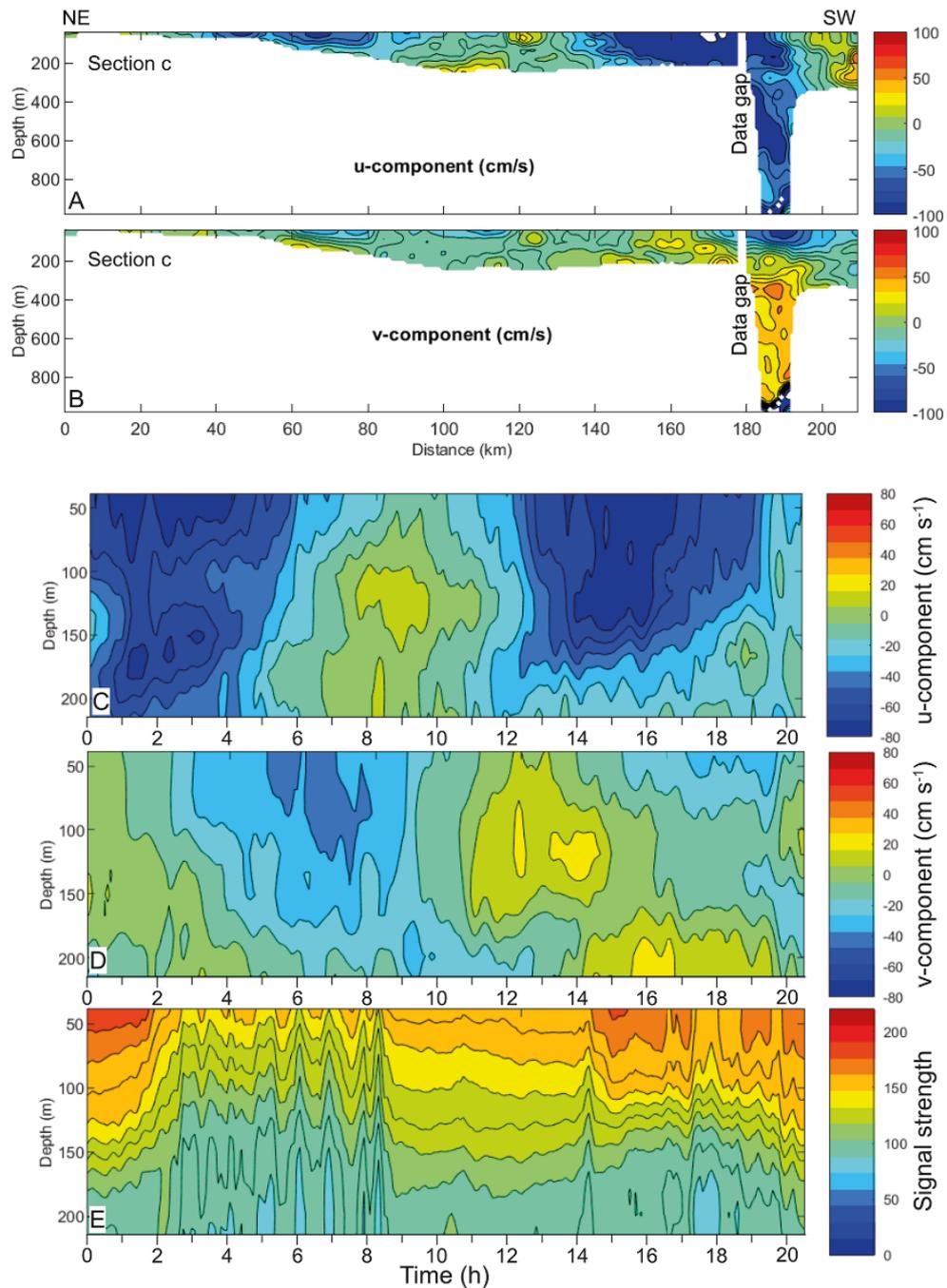


**Abb. II.1.1.5:** A. Die OFOS-Aufnahme des Meeresbodens an Station 42-O zeigt eine lithifizierte Oberfläche mit geringer Sedimentbedeckung und Ophiuroiden (O), Crinoiden (C) und Antipatharia (A). B. Meeresbodenbild eines Hartgrunds, der von Klüften durchzogen ist (Station 22-O). C. Fächercholotkarte des Meeresbodens um die Station 22-O mit dem von submarinen Dünen bedeckten Hartgrund. Schwarze Bereiche: Datenlücken. Die gestrichelte Linie zeigt die Position des Parasound-Profiles in D. D. Parasound-Profil, das die dünne und unregelmäßige Sedimentdecke über dem Hartgrund (HG) zeigt.

## II.1.2 Strömungen und Interne Wellen

Die Abbildungen II.1.2.1 A und B zeigen die Verteilung der Strömungsgeschwindigkeiten an der Südspitze der Saya de Malha Bank entlang des Profils c. Die Aufzeichnung umfasst einen 23-stündigen Transekt entlang einer Nordost-Südwest-Querung vom Kanal zwischen der Nazareth Bank und der Saya de Malha Bank in den flachen Teil der Saya de Malha Bank. Im Kanal ist die Strömung unterhalb von 150 m nach Nordwest - West gerichtet und entspricht der Strömungsrichtung des SEC. Die oberflächennahe Schicht im Kanal sowie der Bereich nordwestlich davon weisen starke West- bis Südwestströmungen auf. Im flachsten Teil des Profils sind die Strömungen ebenfalls stark, und nach West bis Südwest gerichtet. Im mittleren Teil des Profils sind die Strömungen weniger stark

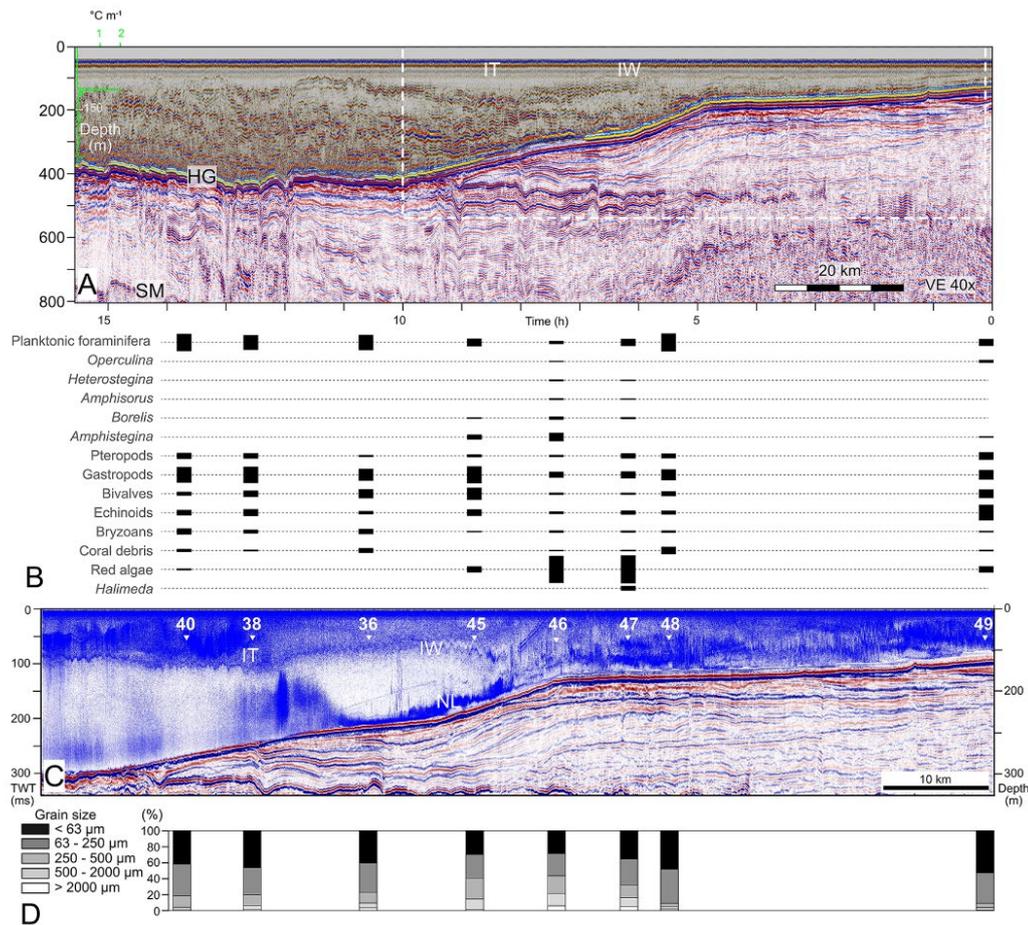
ausgeprägt. Die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten erreichen Werte von bis zu  $100 \text{ cm s}^{-1}$ .



**Abb. II.1.2.1:** A: E-W-Strömungsgeschwindigkeit (ADCP). Die W-gerichtete SEC fließt mit einer Geschwindigkeit von bis zu  $1 \text{ ms}^{-1}$  durch die Passage zwischen SMB und Nazareth Bank und über die Südspitze von SMB. B: S-N-Strömungsgeschwindigkeit (ADCP). Die Lage von Abschnitt c ist in Abb. II.1.1.1 dargestellt. C, D: Hovmöller-Diagramm der Geschwindigkeit (C: Ost-West-Komponente der Geschwindigkeit; D: Nord-Süd-Komponente der Geschwindigkeit) und Signalstärke des 38 kHz ADCP (E) an Station 25 ( $13^{\circ} 51,9' \text{ S}$ ,  $61^{\circ} 23' \text{ E}$ ). Aus Betzler et al. (eingereicht).

Die Abbildungen II.1.2.1 C-E zeigen die zeitliche Entwicklung der Geschwindigkeitskomponenten und der empfangenen ADCP Signalstärke an Station 25.

Das Schiff blieb während der Messung 20 Stunden und 35 Minuten an dieser Position (siehe Abb. II.1.1.1 für Lage). Die ADCP-Daten wurden über einen Zeitraum von 5 Minuten gemittelt. Die vom Schiff während des Erfassungszeitraums zurückgelegte Entfernung ist vernachlässigbar (215 m). Während der ersten fünf Stunden an der Station und von Stunde 12 bis 19 hat die Strömung eine dominante westliche Komponente mit Geschwindigkeiten von bis zu  $80 \text{ cm s}^{-1}$ . Das Zeitintervall zwischen fünf und zwölf Stunden ist durch schwächere Strömungen gekennzeichnet, die eher nach SE-NE gerichtet sind.



**Abb. II.1.2.2:** A. Seismische Stratigraphie (unterer Teil) und Ozeanseismik (oberer Teil) entlang des Profils c. Die grüne Kurve zeigt den Temperaturgradienten mit der Tiefe, gemessen an einer CTD-Station bei  $12,69^\circ \text{ S}$  und  $61,31^\circ \text{ E}$ . Die langwelligenen Schwankungen der Wassermassenschichtung werden als Ausdruck der internen Gezeiten interpretiert, die kürzeren Wellenlängen als Ausdruck der internen Wellen. HG: Hartgrund; SM: Meeresboden Multiple. B: Relative Häufigkeit der Hauptkomponenten in Kastengreiferproben (die Größe der Rechtecke zeigt die Häufigkeit der Komponenten an). C: Seismische Stratigraphie und Parasound-Daten der Wassersäule. Man beachte eine Nepheloidschicht (NL) knapp über dem Meeresboden unterhalb einer Wassertiefe von ca. 140 m, die sich hangabwärts zu zerstreuen scheint. D: Korngrößenvariationen in den Proben entlang des Transsektivs. Die größten Sedimente liegen dort, wo die Basis der internen Gezeiten und internen Wellen die Sedimentoberfläche berühren.

In der ADCP-Signalstärke, die von der Schwebstoffkonzentration abhängt, gibt es vertikale Schwankungen der Tiefenlage von Reflektivitätsschichten in der Wassersäule. Von 0 bis 2.30 Uhr und von 8.30 bis 14 Uhr schwankte die Schichtung der Wassersäule

mit gleichmäßigen Amplituden (etwa 10 m) und einer Periode von etwa 40 Minuten. In den Intervallen zwischen 2.30 und 8.40 Uhr und ab 14 Uhr werden die Schwankungen von viel größeren Amplituden (etwa 30 m) und Perioden von etwa 60 Minuten dominiert. Diese Schwankungen sind im früheren Zeitintervall besser ausgeprägt.

Die ADCP-Daten von der Saya de Malha Bank werden so interpretiert, dass sie den Einfluss der internen Gezeiten und der damit verbundenen internen Wellen auf das Strömungsregime widerspiegeln (da Silva et al., 2011, 2015; New et al. 2013). Die langfristigen Schwankungen der Strömungsgeschwindigkeit und der Strömungsrichtung (Abb. II.1.2.1 C, D) spiegeln die interne Tide wider, die auf die südliche Saya de Malha Bank einwirkt und die Strömungsgeschwindigkeit der SEC bei steigender und fallender Tide verstärkt bzw. abschwächt. Die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten treten bei Ebbe und Flut auf. Beide Wellentypen, die internen Gezeiten und die damit verbundenen internen Wellen, spiegeln sich in den Schwankungen der Rückstreuungssignalstärke wider (Abb. II.1.2.1 E), wobei die Schwankungen mit kürzerer Periodizität eine Folge der internen Wellen sind, und die langfristigen Schwankungen die internen Gezeiten widerspiegeln.

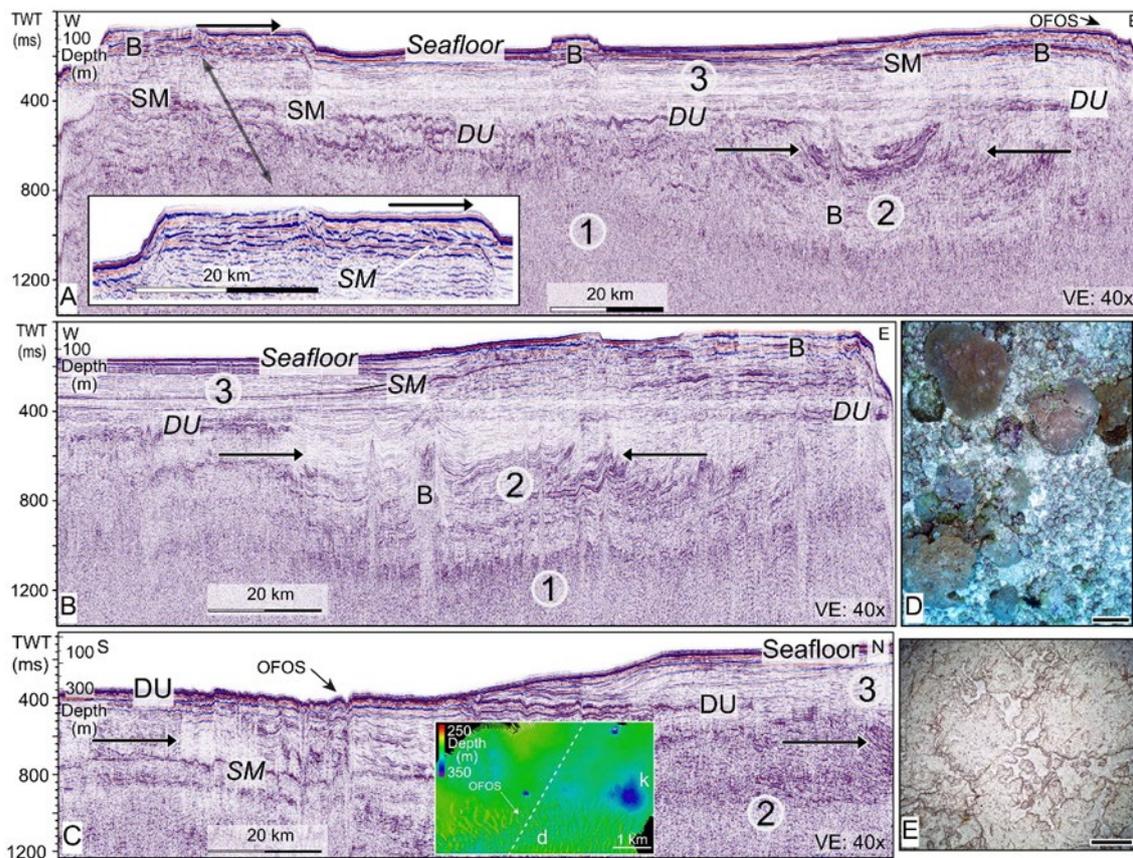
Die internen Wellen sind auch im seismischen Abbild der Wassersäule sichtbar (Abb. II.1.2.2). Entlang des Profils c erscheint der obere Teil der Wassersäule in der Ozeaneseismik transparent, mit einer ersten Reflexion an der Basis dieses Intervalls bei ca. 120 ms TWT. Diese erste Reflexion fällt mit dem oberen Ende der Thermokline zusammen. Die Tiefenlage der Reflexion ändert sich von ca. 90 m bis 130 m Tiefe in einem wellenförmigen Muster entlang der seismischen Linie, d. h. während des aufgezeichneten Zeitintervalls.

Die Änderungen der Reflexionstiefe in der Wassersäule zeigen zwei unterschiedliche Muster. Absenkungen der Thermokline mit höherer Amplitude von ca. 100 ms TWT (ca. 75 m) haben eine scheinbare Dauer von etwa 1 bis 1,5 Stunden. Diese Tröge werden von wellenförmigen Fluktuationen geringerer Amplitude und kürzerer Dauer mit einer Amplitude von ca. 25 m und einer scheinbaren Dauer von 8 Minuten begleitet. Perioden und Dauern werden hier absichtlich als scheinbare Zeit angegeben, da die genaue Schiffsgeschwindigkeit (im Durchschnitt 5 kn während der Erfassung der seismischen Daten) und der Schiffskurs während der Aufnahmezeit bei der Verarbeitung der Ozeaneseismik nicht berücksichtigt wurden. Die Wellen, die das längere Zeitintervall abdecken, werden als die internen Gezeiten interpretiert, die Wellen mit einer kürzeren Wellenlänge als die internen Wellen, die durch diese internen Gezeiten ausgelöst werden. Interne Gezeiten und interne Wellen brechen in einer Wassertiefe von ca. 150 m am Knickpunkt der distal steiler werdenden Rampe. Eine Reihe von Kastengreiferproben ermöglicht eine kompositionelle und sedimentologische Charakterisierung dieser Ablagerungen. Während planktonische Foraminiferen, Pteropoden, Mollusken, Echinoiden, Bryozoen und Korallentrümmer in allen Proben des Transekts vorkommen, sind Rotalgen, *Halimeda* und LBF (*Heterostegina*, *Amphisorus*, *Borelis* und *Amphistegina*) knapp oberhalb der Wellenbasis der internen Gezeiten und internen Wellen am häufigsten (Abb. II.1.2.2).

In der Wassersäule entwickelt sich eine nepheloide Schicht, die nahe über der Sedimentoberfläche hangabwärts zu propagieren scheint, bevor sie sich auflöst. Das Sediment entlang dieses Transekts ist dort am größten, wo die internen Wellenzüge die Sedimentoberfläche berühren, und wird zum flacheren und tieferen Wasser feinkörniger.

### II.1.3 Übersicht der Entwicklung der Saya de Malha Bank

Der Aspekt der geologischen Entwicklung der Saya de Malha Bank wurde zunächst in Betzler et al. (2021) diskutiert. Die während der Ausfahrt SO270 gewonnenen seismische Daten erlauben eine Unterteilung der Saya de Malha Bank Abfolge in drei übergeordnete Einheiten (Abb. II.1.3.1). Die Basis der untersten Einheit 1 ist in den Profilen nicht abgebildet; oben wird sie durch eine Diskordanz bei 0,9 - 1,2 s Zweiweglaufzeit begrenzt, was einer Tiefe von 1,3 - 1,6 km unter dem Meeresboden entspricht, wobei für diese Berechnung IODP-Daten von seismisch vergleichbaren Karbonaten der Malediven verwendet wurden (Betzler et al., 2018; Lüdmann et al., 2013). Die Beschaffenheit von Einheit 1 ist mit den verfügbaren Daten nicht vollständig interpretierbar, da das Reflexionsmuster hauptsächlich chaotisch ist.



**Abb. II.1.3.1:** Seismische Übersichtsprofile der Saya de Malha Bank (Position in Abb. II.1.1.1) mit Bereichen, die durch Progradatation gekennzeichnet sind (Pfeile) und der drowning Diskordanz DU. A: W-E-Linie. B: Karbonatbänke, SM: Meeresbodenmultiple. Kleiner Rahmen: Detail mit Progradatation im Karbonatkörper. OFOS: Bild wird in D gezeigt. B: Östlicher Teil der W-E-Linie. C: SSW-NNE-Linie mit DU-Hartgrund und einer nach Norden mächtiger werdenden sedimentären Abfolge. OFOS: Bild in E. Kleiner Rahmen: Fächerecholotkarte und Verlauf des seismischen Profils (gestrichelte Linie); d: submarine Dünen; k: Karstkollapsstruktur. D: Mesophotisches Riff (Wassertiefe: 30 m) mit Korallen und corallinen Rotalgen. Maßstabsleiste: 40 cm. E: DU-Hartgrund (Wassertiefe: 302 m). Maßstabsbalken: 40 cm. Aus Betzler et al. (2021).

In Einheit 2 wird ein Becken abgebildet, das seitlich von progradierenden Clinoformen verfüllt wurde. In Anbetracht der isolierten Natur der SMB ohne siliziklastischen Eintrag wird die Architektur als eine Karbonatplattform interpretiert (siehe auch Abschnitt II.1.4).

Solche Plattformen haben einen durch Riffe oder Untiefen gebildeten Rand, geneigte Hänge und flach liegende innere Plattformablagerungen. Dieses Karbonatsystem umschloss ein mehrere 10 bis 100 m tiefes und mindestens 60 km breites Becken. Örtlich gibt es im Becken bis zu 5 km breite isolierte hügelige Strukturen, die auf der Diskordanz zwischen den Einheiten 1 und 2 auflagen. Die Progradation des inneren Plattformrandes in Richtung des inneren Beckens wurde nicht durch die Orientierung des Plattformrandes kontrolliert, was die Interpretation bestätigt, dass die Saya de Malha Bank zu dieser Zeit ein Atoll war (Purdy und Bertram, 1993).

Diese Konfiguration der Saya de Malha Bank endete an einer ausgeprägten und plattformweiten seismischen Reflexion (DU) (Abb. II.1.3.1). Oberhalb von DU ist die Abfolge geschichtet (Einheit 3), reicht bis zum Meeresboden und keilt nach Süden hin aus. In NE-SW-orientierten Schnitten weist Einheit 3 eine rückschreitende, karbonatrampenartige Geometrie auf. Das geschichtete Sedimentationsmuster von Einheit 3 wird durch bis zu 12 km breite Hochgebiete unterbrochen, die bis zu einer Wassertiefe von 20 m reichen. Diese Körper sind in der Nähe der Ränder von SMB breit und im Inneren der Bank klein. Einige zeigen eine interne Schichtung mit einer Abfolge von parallelen bis subparallelen Schichten in der Mitte und einigen geneigten und ansteigenden Schichten zu den Rändern hin. Die Oberflächen der Körper werden heute von den mesophotischen Riffen mit Rotalgen, Korallen und der Grünalge *Halimeda* besiedelt (Abb. II.1.3.1). Die Ränder der Randkörper, die dem offenen Meer zugewandt sind, liegen im Vergleich zu den äußeren Plattformrändern von Einheit 2 weiter plattformintern, d. h. die Ränder dieser Reliktbanken sind zurückgetreten.

Die Etablierung des hufeisenförmigen Randes der Saya de Malha Bank, welcher die Plattform auch noch heute charakterisiert, scheint mit Veränderungen in den Schichtmustern über DU zu korrelieren. In NE-SW orientierten seismischen Linien ist zu erkennen, dass DU am Meeresboden als Hartgrund am Meeresboden ausstreicht (siehe II.1.1). Die Oberfläche weist dabei auch kreisförmige Vertiefungen auf (Abb. II.1.3.1), die bis zu 1 km breit und bis zu 160 m tief sind, und als Karstdolinen interpretiert werden.

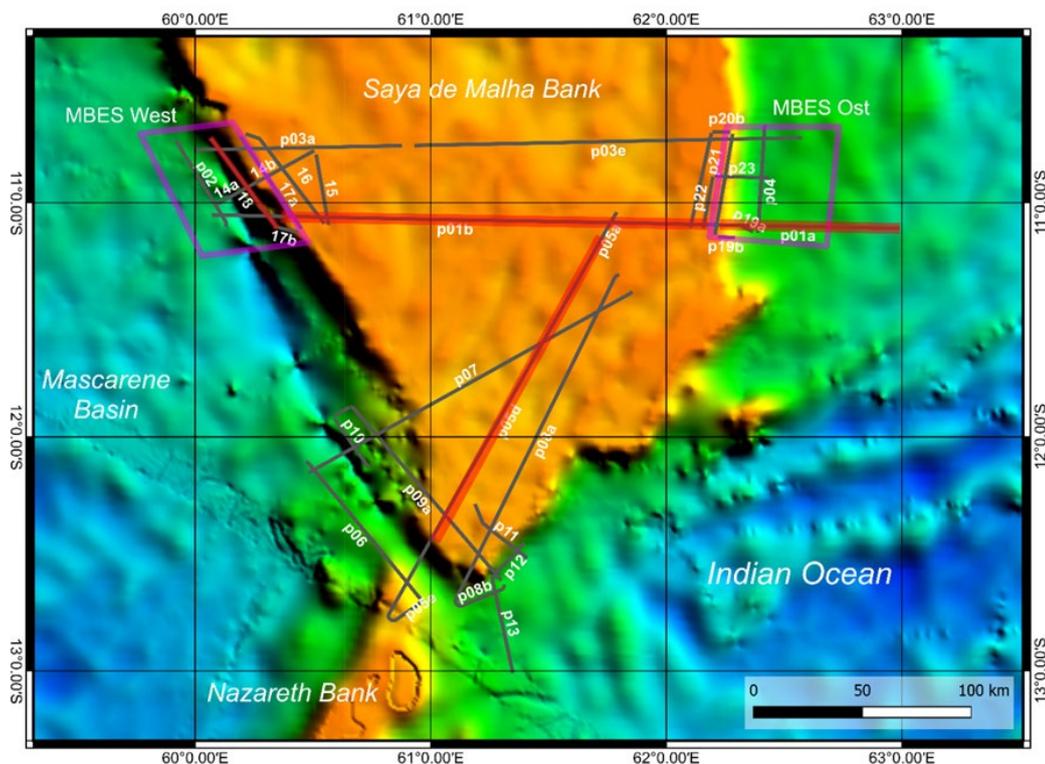
#### II.1.4 Sequenzstratigraphie der inneren Plattform

Der reflexionsseismische Datensatz der SO-270 Forschungsfahrt umfasst insgesamt 23 Profile mit einer Gesamtlänge von 1843 km (Abb. II.1.4.1). Als seismische Quelle dienten zwei parallel an einer Traverse angeordnete GI-Guns (Standard + Mini) mit einem Gesamtvolumen von 3,2 Litern. Eingesetzt wurden zwei Streamer, ein 600 m langer 144-Kanal Digitalstreamer mit einem Gruppenintervall von 4,167 Metern sowie ein 100 m langer 24-Kanal Analogstreamer mit gleichem Gruppenintervall. Der Analogstreamer kam nach Ausfall des Digitalstreamers durch einen irreparablen Zugkabelbruch zum Einsatz. Der Schussabstand betrug 21 m bei einer Geschwindigkeit von 5-5,5 Knoten über Grund. Die Bearbeitung (Processing) des Datensatzes wurde schon an Bord auf einer Workstation begonnen um einen ersten Einblick über den Aufbau des Untergrundes zu erhalten. Die so erhaltenden brute-Stacks wurden für die weitere Profilplanung und die Auswahl von Sedimentbeprobungsstationen genutzt. Die weitere Bearbeitung erfolgte an der Universität Hamburg am Institut für Geologie mit dem Processing-Softwarepaket SeisSpace/ProMAX der Firma Halliburton-Landmark und umfassten:

- Berechnung der Quelle/Empfänger Positionen sowie der „common mid point“ Geometrie;

- Frequenzfilterung;
- Dekonvolution zur Multiplen-Unterdrückung;
- Amplitudenanpassung und sphärische Divergenz-Korrektur;
- „Dip-moveout“ und „normal move out“ Korrektur;
- Stapelung;
- Zeitdomänen Migration.

Für die anschließende Interpretation der prozessierten Profile wurde das Software-Paket PETREL der Firma Schlumberger eingesetzt. Die importierten seismischen Linien wurden Mithilfe der Bathymetrie insbesondere an den Kreuzungspunkten der Profile, zur Deckung gebracht. Im Folgenden werden die seismostratigraphischen Einheiten vorgestellt. Diese detaillierte Untergliederung diversifiziert die im vorgehenden Kapitel beschriebene übergeordnete Gliederung der sedimentären Abfolge der Saya de Malha Bank. Ein Manuskript zu diesem Themenfeld ist derzeit in Bearbeitung.

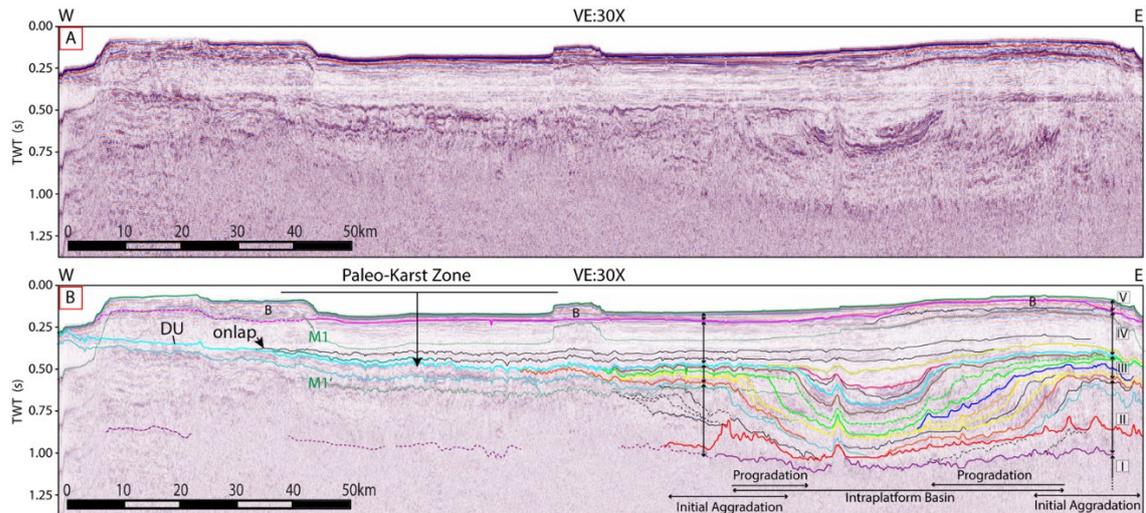


**Abb. II.1.4.1:** Lage der Beispielprofile und der Multibeam Kartiergebiete am West- und Osthang der Saya de Malha Bank.

Einheit I stellt das akustische Basement der Plattform dar. Die Obergrenze ist im östlichen Teil der Plattform gut und im westlichen Teil nur schlecht definiert (Abb. II.1.4.2), gestrichelte Linie). Die Lage der Unterkante bzw. die basalen Vulkanite konnten nicht erfasst werden, da sie unterhalb der Eindringungstiefe des seismischen Signals liegen.

Einheit II zeichnet sich durch das Vorkommen von positiven Reliefstrukturen aus, die ein hochgradig aggradierendes Stappelmuster aufweisen. Diese Strukturen finden sich insbesondere am östlichen Plattformrand und im Zentrum der Plattform (Abb. II.1.4.2). Ihre interne seismische Fazies ist durch chaotische, hoch-Amplituden Reflexionen gekennzeichnet. Die Räume zwischen diesen Strukturen zeigen eine Füllfazies, mit gut stratifizierten Reflexionen. Die Erhebungen scheinen während ihrer Bildung die Füllfazies nur leicht überragt zu haben, was auf ein Flachwasser Ablagerungsmilieu hindeutet.

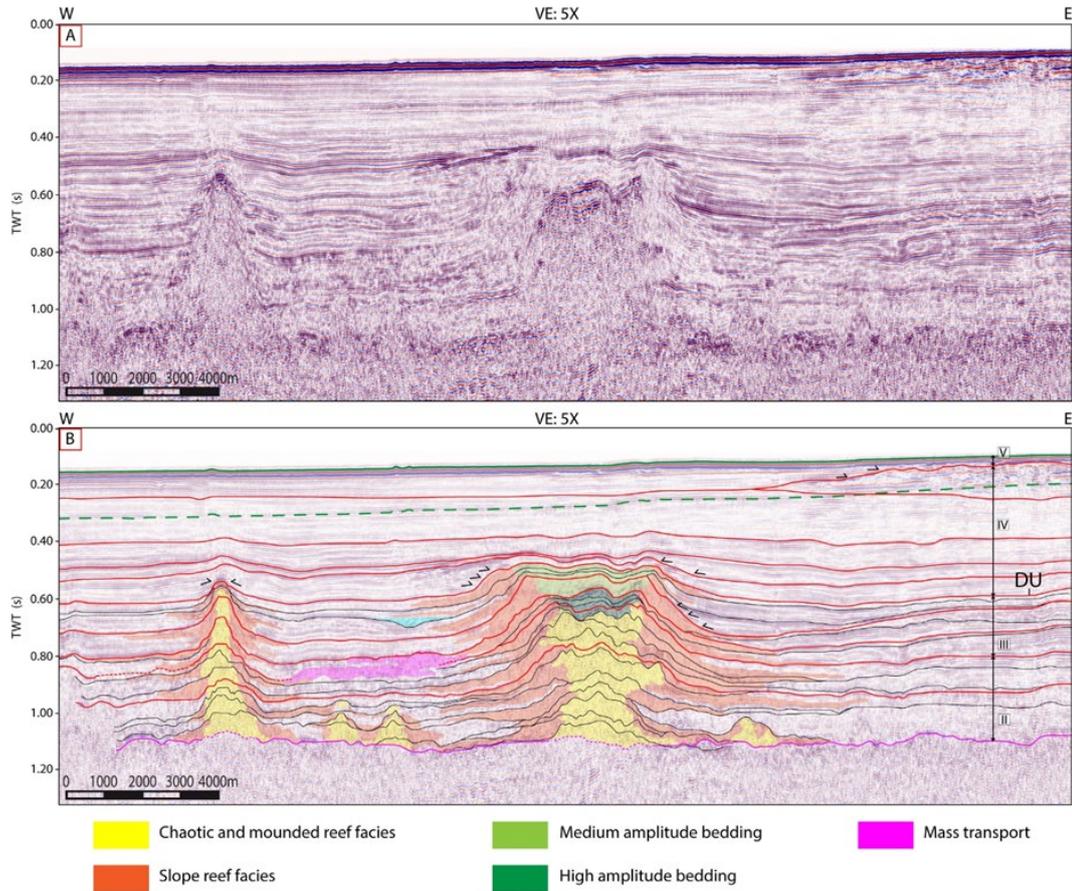
Neben diesen verbundenen, marginalen Hügel-Komplexen, kommen auch isolierte Strukturen im Zentrum des Intraplattform Beckens vor (Abb. II.1.4.3). Diese distalen Hügelstrukturen scheinen simultan mit den marginalen Hügelstrukturen auf der Oberfläche von Einheit I gewachsen zu sein. Die übergeordnete externe Struktur der Einheit II gleicht im Westen und Osten einer Rampe die ein überwiegend aggradierendes Wachstumsmuster zeigt und durch eine leichte bidirektionale Progradation in ein Intraplattform Becken gekennzeichnet ist. Das Becken streicht NW-SO und liegt näher zum Ostrand. Die interne Geometrie der Einheit II ist im Westteil der Plattform aufgrund geringer Eindringung des seismischen Signals leider nicht erkenntlich.



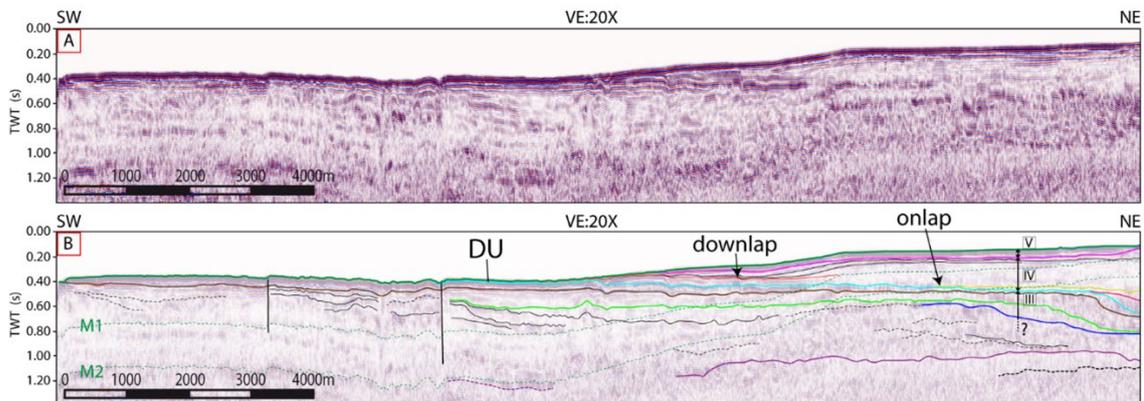
**Abb. II.1.4.2:** Uninterpretierte (A) und interpretierte (B) Fassung vom mehrkanal-seismischen Profil 1, in O-W Richtung über die SMB (siehe Abb. 2.1.4.1 für Profillage). DU: drowning Diskordanz; M: Multiple; B: Karbonatbank.

Die seismische Einheit III weist ein sigmoidales internes Reflexionsmuster auf. Die externe cliniforme Geometrie deutet auf eine gegenüber Einheit II deutlich ausgeprägte beckenwärtige bidirektionale Progradation hin (Abb. II.1.4.2). Aggradation spielt nur eine untergeordnete Rolle. Die Progradation setzte sich bis zur Füllung des Akkommodationsraumes des Intraplattform Beckens fort. Im Süden der Plattform streicht Einheit III an der Oberfläche aus. Den Abschluss der Einheit III markiert der Horizont DU. Im Westen bildet er eine raue Oberfläche und weist stellenweise trichterförmige Einschnitte auf, die als Karst interpretiert werden (Abb. II.1.4.2). Im Osten ist die Reflexion durch eine hohe Amplitude gekennzeichnet. Ausgehend vom Intraplattform-Becken steigt die Diskordanz zum Westrand und zum Süden der Plattform an, was auf eine Kippung der Plattform hindeutet. Weitere Indizien für eine Kippung der Plattform sind die Verstellung aller Einheiten unterhalb der Diskordanz und eine Onlap Terminierung der nachfolgenden Einheiten im Hangenden der Diskordanz.

Die Einheit IV markiert einen Wendepunkt in der Sedimentation, wobei die Progradation der Einheit III durch Aggradation abgelöst wird. Zudem finden sich in der Einheit IV auch keine Riffstrukturen mehr. Sie wird von parallelen horizontal abgelagerten Reflexionen dominiert, die im Osten mit Onlap und im Süden mit Onlap gegen die Diskordanz DU terminieren (Abb. II.1.4.2, .4). Weiter südlich der SMB fehlt Einheit IV.



**Abb. II.1.4.3:** Distales Intrabecken Kuppelriff (links) und ein größerer tabularer Karbonatkomplex (rechts). Das Wachstum der Karbonatstrukturen startete von der Oberkante der Einheit I und setzte sich sukzessive vertikal während der Bildung von Einheit II und III fort. Das Riffwachstum endet mit dem Ertrinken (drowning) der Plattform (Diskordanz DU). Vertikale Versätze der internen seismischen Fazies und beckenweite Diskontinuitäten (rote Linien), welche die Karbonatstrukturen durchziehen werden als Ausdruck von hochfrequenten Meeresspiegelschwankungen interpretiert.



**Abb. II.1.4.4:** Uninterpretierte (A) und interpretierte (B) Fassung von Profil 5, in NO-SW Richtung über die Saya de Malha Bank (siehe Fig. II.1.4.1 für Profillage). DU: drowning Diskordanz; M: Multiple.

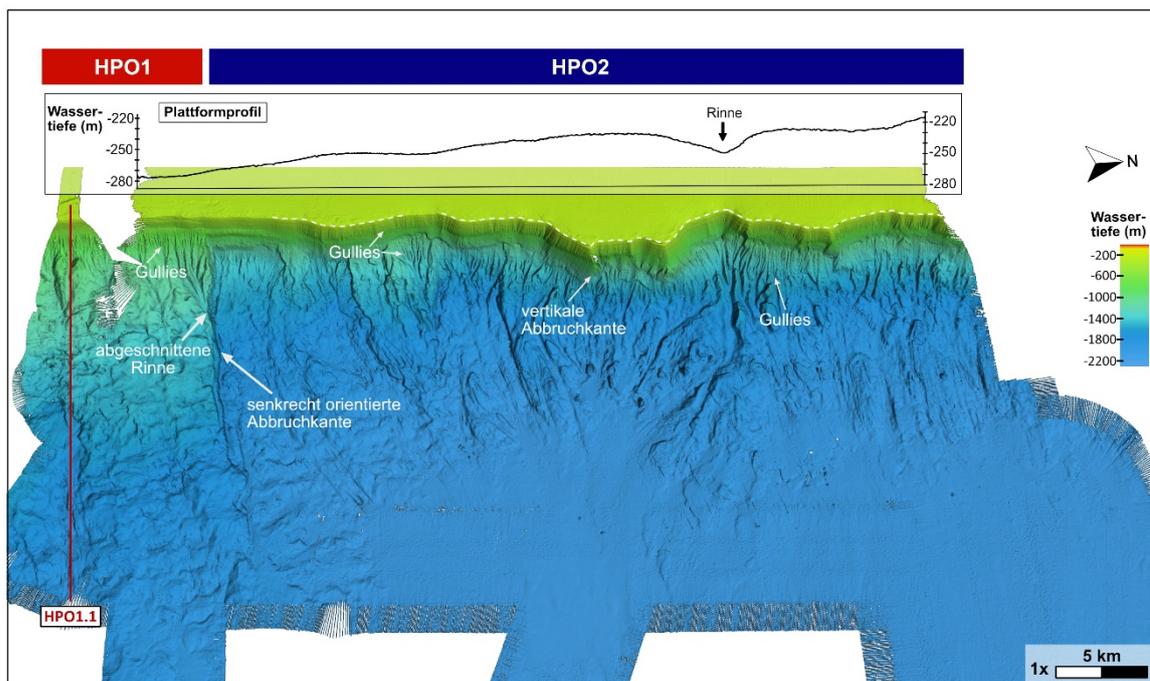
Die jüngste Einheit V ist wie die liegende Einheit IV durch gut stratifizierte parallele Reflexionen mittlerer Amplitude gekennzeichnet. Allerdings kommt es vermehrt

insbesondere am West- und Ostrand der Plattform zur Bildung von ausgedehnten (10-40 km) Karbonatbänken, welche die Plattforme Ebene mehrere 10er Meter überragen. Die Wassertiefe der Bänke zeigt einen deutlichen Nord-Süd Trend und nimmt nach Norden ab, wo sie nahe an die Meeresoberfläche reichen. Die Bänke sind von Terrassen gesäumt, deren Tiefenlagen sich mit den pleistozänen Meeresspiegelschwankungen korrelieren lassen.

## II.1.5 Geomorphologie der Plattformhänge

### Osthang der Saya de Malha Bank

Insgesamt wurde entlang des Osthangs der Saya de Malha Bank eine Oberfläche von 2865 km<sup>2</sup> kartiert (Abb. II.1.5.1). Die Plattformkante des kartierten Bereichs des Osthangs der SMB streicht Nord-Süd und markiert den morphologischen Übergang zum steilen oberen Hang. Sie befindet sich im Süden in einer heutigen Wassertiefe von 310 m und zeigt nach Norden eine sukzessive Abnahme der Wassertiefe auf 250 m. Beginnend im Süden mit einem nahezu linearen Verlauf über etwa 15 km, ist die Plattformkante anschließend in Richtung Norden von Aus- und Einbuchtungen charakterisiert. Die Einbuchtungen sind teils zirkulär geformt, teils zeigen sich steile, vertikale Abbruchkanten, wie zwischen 30 und 35 km entlang der SMB.



**Abb. 2.1.5.1:** Übersicht des Osthangs der Saya de Malha Bank mit Lage des Profils HPO1.1. Ein bathymetrisches Profil nahe der Plattformkante offenbart die Wassertiefenabnahme von Süden nach Norden und eine Rinne im Norden der Plattform. Der Verlauf der Nord-Süd ausgerichteten Plattformkante ist im Gebiet HPO2 von Ein- und Ausbuchtungen charakterisiert (gestrichelte weiße Linie).

Der Osthang der Saya de Malha Bank ist etwa 1700 m hoch und mit Winkeln von bis zu 40° am oberen Hang sehr steil (zwischen etwa 250 bis 800 m Wassertiefe). Entlang des Hangs können zwei Hangprofil-Typen unterschieden werden. Hangprofil-Osten 1 (HPO1) erstreckt sich im Süden des kartierten Gebiets über eine Strecke von etwa 9 km. Getrennt durch eine steile, senkrecht zur Plattformkante verlaufende Abbruchkante,

erstreckt sich anschließend über die folgenden knapp 40 km des kartierten Bereichs in Richtung Norden Hangprofil-Osten 2 (HPO2). Die Hangprofile von HPO1 und HPO2 verlaufen zunächst bis in etwa 700 m Wassertiefe gleich, zeigen jedoch ab 1000 m Wassertiefe Höhendifferenzen von bis zu über 600 m. Aufgrund der deutlichen Unterscheidung der zwei Hangprofiltypen, die zudem mit einer unterschiedlich ausgeprägten Geomorphologie einhergehen, wird zwischen den Gebieten HPO1 und HPO2 unterschieden.

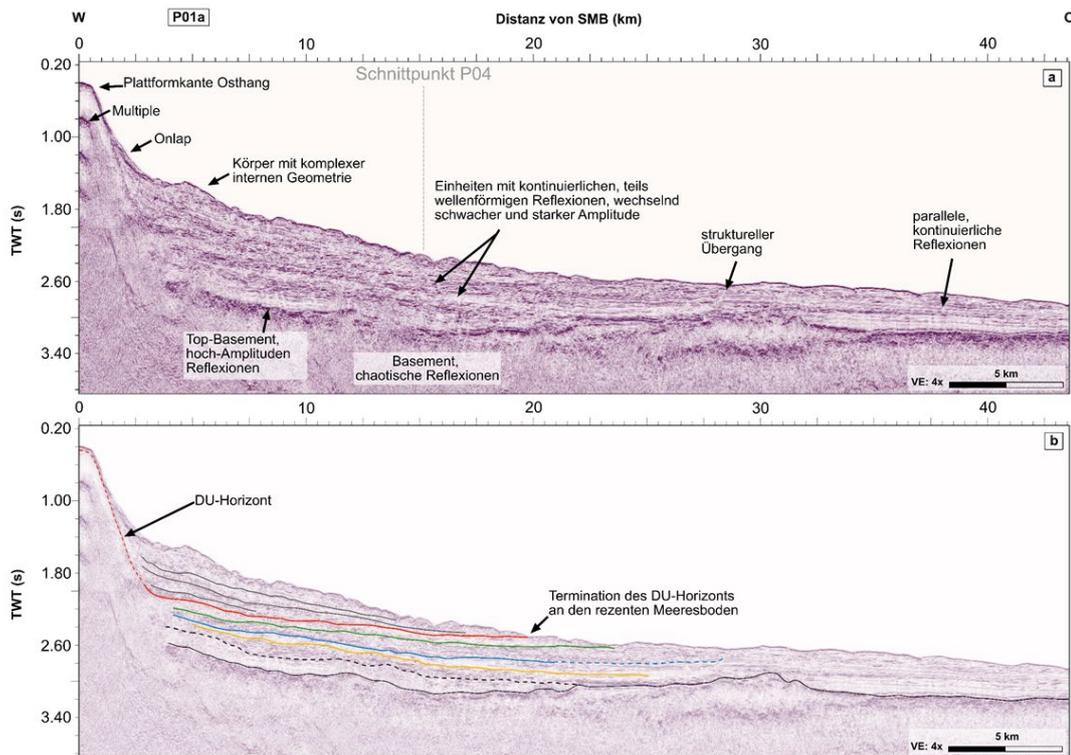


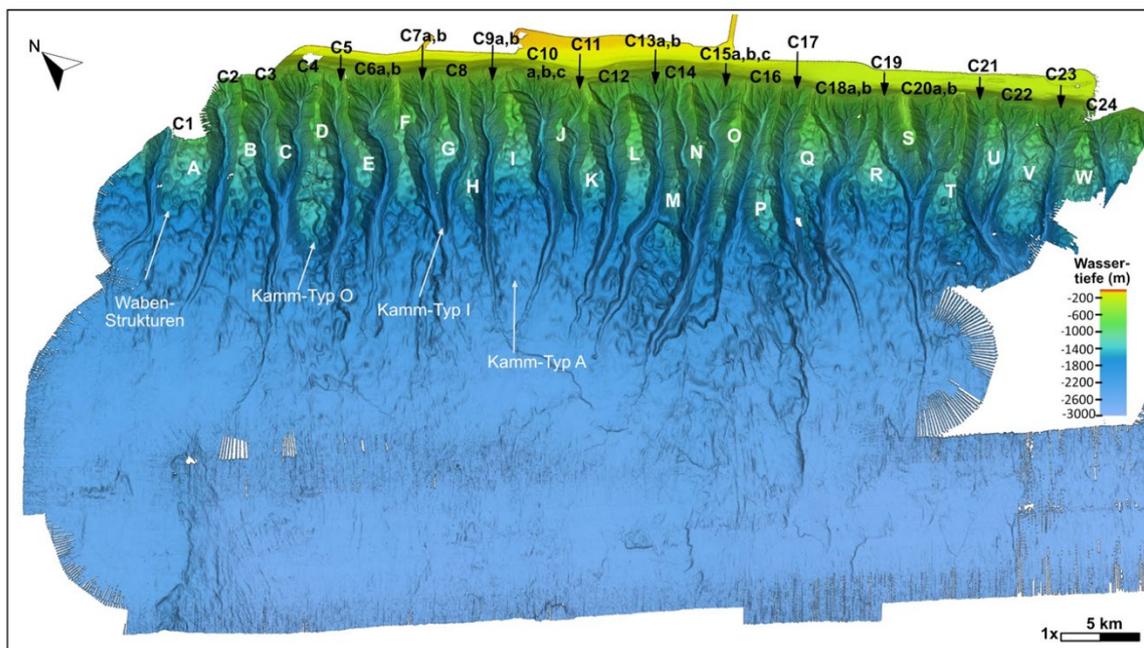
Abb. II.1.5.2: (a) Profil P01a des Osthangs. Exemplarisch für den Untergrund von Gebiet HPO1. (b) Interpretierte Einheiten. Die rote gestrichelte Linie entspricht dem in Betzler et al. (2021) auf der Plattform der SMB definierten drowning Diskordanz-Horizont (DU). VE = Vertikale Überhöhung.

Profil P01a (Abb. II.1.5.2) verläuft senkrecht zur Plattformkante des Osthangs und zeigt exemplarisch den Untergrund von Gebiet HPO1 von der Plattformkante bis etwa 42 km ins Becken hinein. Die Oberkante des durch chaotische Reflexionen charakterisierten Basements ist durch den Übergang in amplitudenstarke kontinuierliche Reflexionen gekennzeichnet. Das Basement wird von mehreren Einheiten überlagert, die wechselnd amplitudenschwache und amplitudenstarke kontinuierliche, subparallele und teils wellenförmige Reflexionen zeigen. Etwa 27 km von der Plattform entfernt befindet sich ein struktureller Übergang, ab dem die Einheiten sukzessive von subparallelen, teils wellenförmigen zu kontinuierlichen, parallelen Reflexionen übergehen. Am Rand der Plattform terminiert die Hangfazies mit Onlap gegen die Plattformfazies. Die von Betzler et al. (2021) auf der Plattform der SMB beschriebene DU drowning Diskordanz kann entlang der Plattformflanke verfolgt werden und terminiert etwa 20 km von der Plattform entfernt an die rezente Meeresbodenoberfläche. Oberhalb dieses Horizonts befinden sich an der Plattformflanke drei weitere Einheiten mit semi-kontinuierlichen, wellenförmigen

Reflexionen. Zwischen dem Meeresboden und der flachsten dieser Einheiten, befinden sich mehrere Ablagerungskörper mit komplexer interner Geometrie.

### Westhang der Saya de Malha Bank

Der Westhang der SMB ist zwischen etwa 800 und 2200 m Wassertiefe von einem markanten System von 24 tiefen Kanälen dominiert. Die Canyons sind von Norden nach Süden aufsteigend als C1 bis C24 nummeriert (Abb. II.1.5.3), wobei größere Nebenarme der Canyons mit Kleinbuchstaben gekennzeichnet wurden (beispielsweise C15a, b, c). Die als Kämme bezeichneten Hangbereiche zwischen den Canyon-Rinnen sind von Norden nach Süden durch die Buchstaben A bis W benannt. Die morphologischen Eigenschaften und Dimensionen der Canyons unterscheiden sich zum Teil stark.

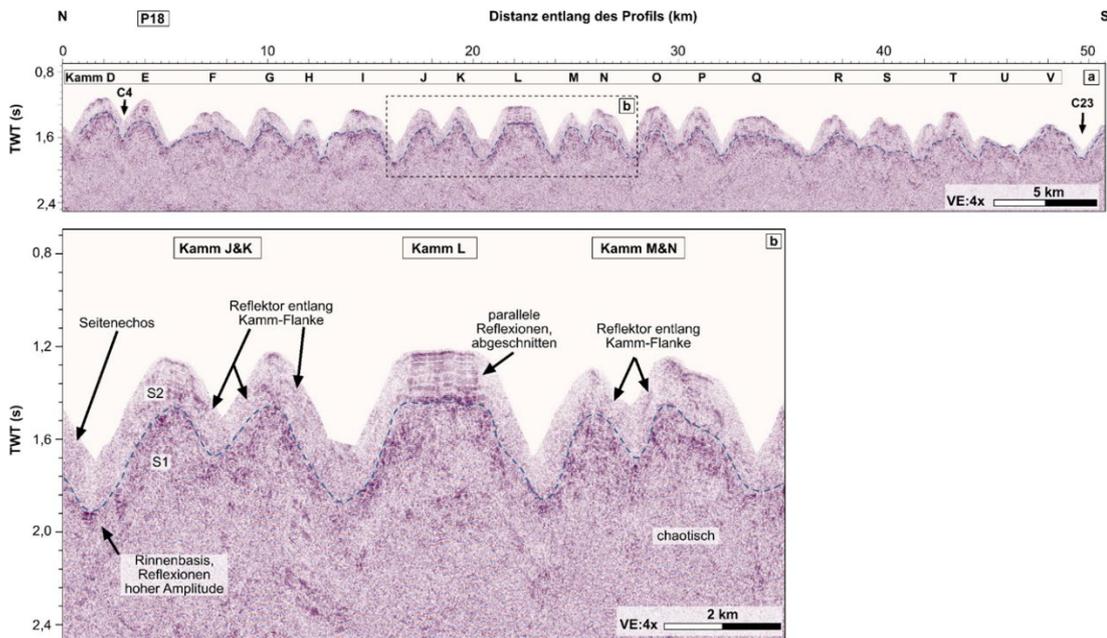


**Abb. II.1.5.3:** Morphologie des Westhangs der Saya de Malha Bank.

Die Canyons beginnen in durchschnittlich 460 m Wassertiefe unterhalb der Plattformkante am steilen oberen Hang mit einem individuellen Rinnen-System. Die Rinnen verlaufen im obersten Abschnitt meist subparallel bis dendritisch und werden mit dem Hangprofil immer tiefer, wodurch sich Zuflussarme bilden, die von meist rautenförmigen, bis zu 50 m hohen Trennrücken begrenzt werden. Die zwischen 800 und 3000 m breiten Canyon-Kopfenden werden durch die Kämme voneinander separiert.

Das seismische Profil P18 (Abb. II.1.5.4) zeigt einen Querschnitt des Canyon-Systems von Canyon C4 und Kamm D im Norden bis C23 und Kamm V im Süden in einer Wassertiefe von etwa 1000 m. Eine chaotische Fazies hoher Amplitude bildet die Basis der Kämme und kann über das gesamte Profil auf etwa einem Tiefenniveau (etwa 1,5 Sekunden) verfolgt werden. Im Süden bildet diese chaotische Fazies die Oberfläche der Kämme U und V. Die chaotische Fazies wird von einem Paket kontinuierlicher bis semi-kontinuierlicher Reflexionen mit mittlerer Amplitude überlagert. Die internen Reflexionen dieses Paketes folgen an den Rändern vieler Kämme den Canyon-Flanken. Bei Kamm L zeigt diese Einheit horizontale, parallele Reflexionen, die im unteren Bereich kleinere

Störungen aufweisen. An diesem Kamm sind die Reflexionen am Rand des Kamms teils abgeschnitten und der Verlauf an den Canyon Flanken ist meist nicht eindeutig erkennbar.



**Abb. II.1.5.4:** a Profil P18 am Westhang der Saya de Malha Bank. Querschnitt des Canyon-Systems (C4-C23). b Vergrößerung der Käme J bis N. Markierung der Grenze zwischen den beschriebenen zwei Phasen (schwarze gestrichelte Linie).

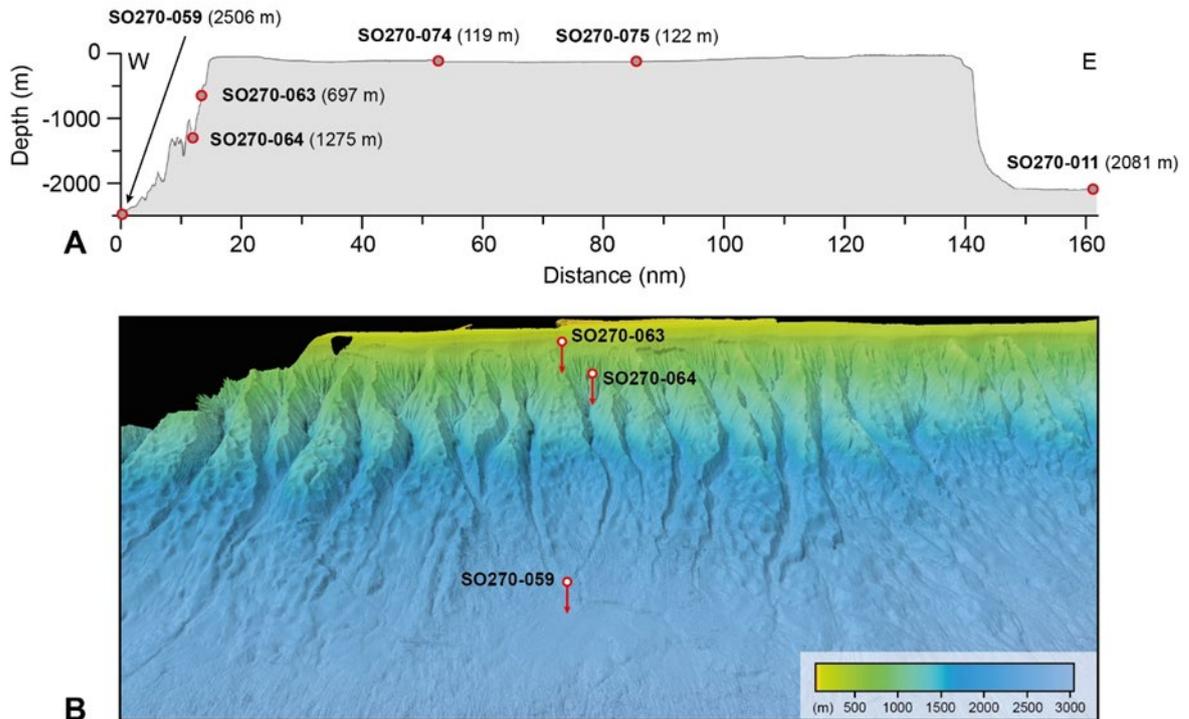
## II.1.6 Sedimentologie des jüngeren Pleistozäns und des Holozäns

Im Rahmen der Ausfahrt SO270 wurden auch Sedimentkerne entlang eines W-E streichenden Profilschnittes im Bereich der zentralen Saya de Malha Bank gewonnen (vgl. Lindhorst et al., 2019; Abb. II.1.6.1). Ziel dieser Beprobung war es, die Ablagerungs- und Sedimenttransportprozesse im Zeitraum seit dem letzten glazialen Meeresspiegeltiefstand zu beschreiben. Diese Kerne wurden im Rahmen einer Masterarbeit (Kerne SO270-059, -063, -064; Drews, 2022) und zweier Bachelor-Arbeiten (Kerne SO270-011 bzw. SO270-075; Urnau, 2021, Maul, 2021) bearbeitet; eine Publikation auf Basis dieser Daten ist in Vorbereitung.

### Übersicht

Aufgrund der klimatischen und ozeanographischen Rahmenbedingungen (vorherrschende Winde von Osten, starker Einfluss des Süd-Äquatorialstromes auf die Sedimentdynamik der Plattform) unterscheiden sich die Sedimentationsbedingungen am östlichen und westlichen Hang der Saya de Malha Bank erheblich voneinander.

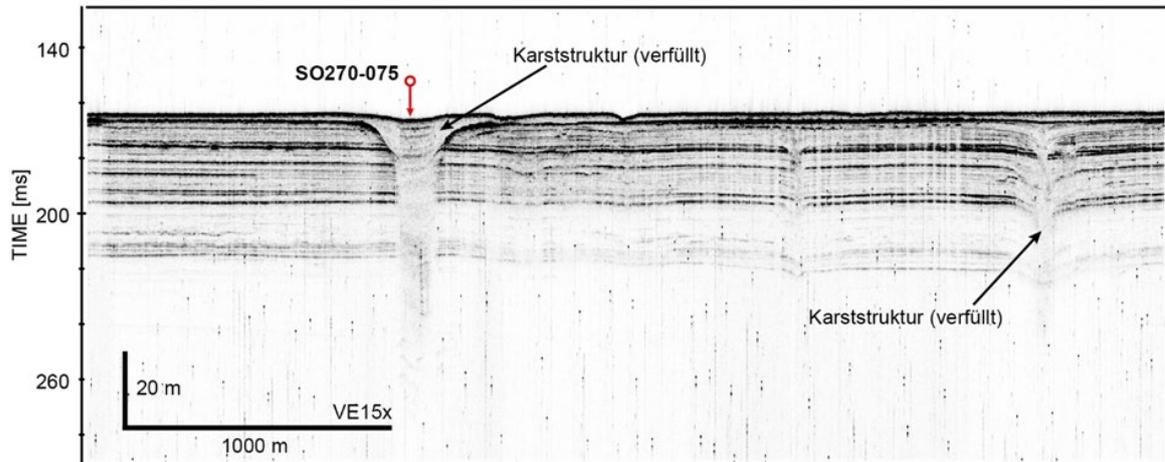
Die Sedimentabfolge östlich der Plattform (Kern SO270-011) ist pelagisch geprägt, die Sedimentationsraten sind niedrig (gemittelt  $0,7 \text{ cm ka}^{-1}$  über die letzten ca. 600 ka; Urnau 2021). In die pelagische Sedimentabfolge eingeschaltete Lagen mit Komponenten aus dem Flachwasserbereich der Plattform zeigen gelegentliche turbiditische Schüttungen an; vermutlich vorwiegend während Meeresspiegeltiefständen. Der stark reduzierte Sedimenttransport in östliche Richtung zeigt sich auch im Hangprofil, welches steiler ist, als das Profil des westlichen Plattformhanges (Abb. II.1.6.1).



**Abb. II.1.6.1:** Kernlokationen entlang einer Profillinie durch Saya de Malha Bank. A) Bathymetrischer Schnitt entlang des Profils a (Abb. II.1.1.1). Kreise markieren Kernlokationen, die Zahlen in Klammern geben die Wassertiefe an; B) Bathymetrie des Westhanges der Saya de Malha Bank (Blickrichtung E) basierend auf Daten des EM122 Multibeam.

Die heutigen Wassertiefen im zentralen Bereich der Saya de Malha Plattform liegen zwischen 130 und 20 m, wobei die Bereiche mit Wassertiefen  $< 90$  m nur kleinräumig vorkommen (am östlichen Plattformrand, sowie in Form einiger kleiner Hochgebiete im inneren der Plattform). In Zeiten des frühen Meeresspiegelanstieges steht daher ein relativ großer Flachwasserbereich für die Karbonatproduktion zur Verfügung, der im Zuge des späten Meeresspiegelanstieges zunehmend eingeengt wird. Mit Überflutung des östlichen Plattformrandes (ca. 9 ka BP) nimmt der Einfluss des Südäquatorialstromes auf die Sedimentation im Plattforminneren zu und es kommt zu Auswaschung kleiner Partikel und einem verstärkten Sedimentexport nach Westen hin. Kern SO270-075 aus einem verfüllten Karstloch dokumentiert diese Phase der Sedimentationsgeschichte (Abb. II.1.6.2; Maul, 2021). Die Sedimentationsraten liegen hier im frühen Holozän (bis ca. 8 ka BP) bei ca.  $130 \text{ cm ka}^{-1}$  und fallen dann rasch auf  $< 25 \text{ cm ka}^{-1}$  ab; zeitgleich zu einer deutlichen Vergröberung des Korngrößenspektrums.

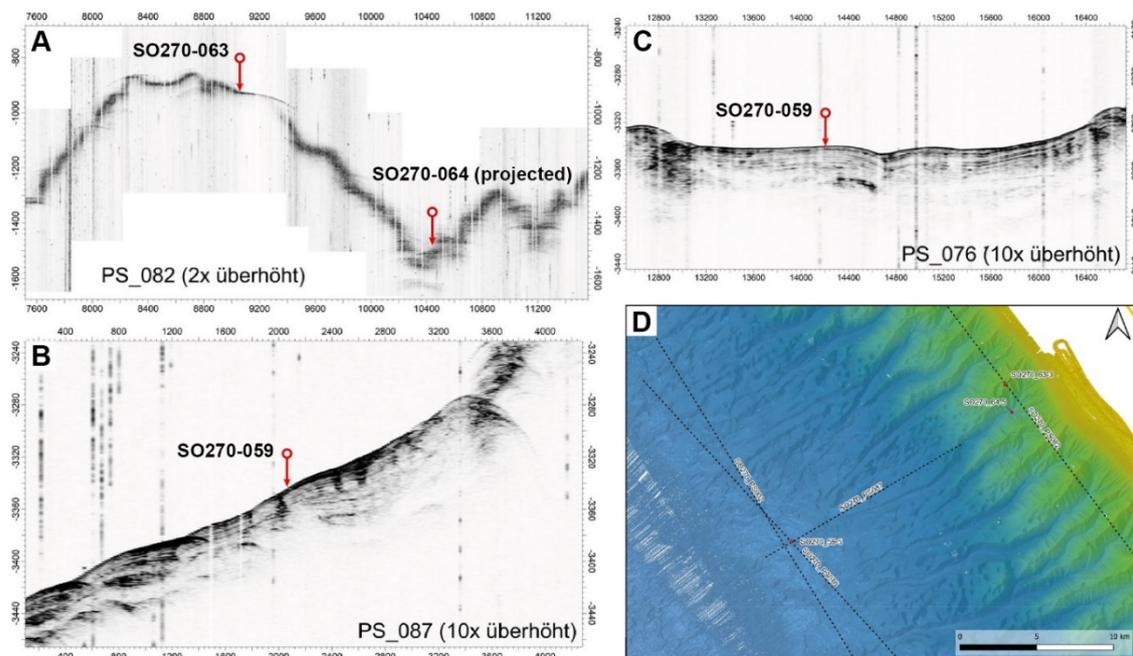
Die Sedimentationsraten am westlichen Hang der Saya de Malha Plattform sind mit bis ca.  $24 \text{ cm ka}^{-1}$  höher, als am östlichen Hang (Drews, 2022). Dies spiegelt neben pelagischer Sedimentation einen verstärkten Sedimenteintrag aus dem Flachwasser der Plattform, vorwiegend während des Meeresspiegelanstieges nach glazialen Tiefständen (d.h. letztmalig während des späten Pleistozäns / älteren Holozäns). Die Sedimentation am Westhang ist geprägt durch Kalziturbidite; ein im Gegensatz zu siliziklastischen Turbiditsystemen nur wenig untersuchter Ablagerungsbereich. Die Sedimentologie des Westhanges der Saya de Malha Plattform wird im Folgenden detaillierter vorgestellt.



**Abb. II.1.6.2:** Ausschnitt der Parasoundlinie SO270-003 (Lindhorst et al., 2019) mit Kernposition SO270-075. Der Kern wurde aus einer verfüllten Karststruktur gewonnen (heutige Wassertiefe 122 m).

### Sedimentologie des Westhanges der Saya de Malha Bank

Beispielhaft für das Sedimentationsgeschehen an den Flanken der Saya de Malha Bank sollen hier drei der untersuchten Kerne vorgestellt werden. Die Wassertiefe am Westhang der Saya de Malha Bank im Bereich der Parasoundlinie SO270-PS003 liegt zwischen 50 und > 2500 m (Abb. II.6.6.1, 3). Drei Sedimentkerne wurden gewonnen, um die Sedimentologie des Hanges zu charakterisieren: 1.) Kern SO270-063 in einer Wassertiefe von 697 m vom Top eines hang-normal streichenden Rückens; 2.) Kern SO270-059 vom proximalen Hang-Fuß in einer Wassertiefe von 2506 m.



**Abb. II.1.6.3:** Kernlokationen am Westhang der Saya de Malha Bank. A) Parasoundlinie parallel zum Rand der Plattform mit den Kernpositionen SO270-063 und -064; B, C) Kernposition SO270-059 am proximalen Fuß des Hanges mit Parasoundlinie B) senkrecht und C) parallel zum Plattformrand.

Alle Probenlokationen wurden nach vorheriger Erkundung mittels reflexionsseismischer und hydroakustischer Verfahren ausgewählt; die exakte Positionsbestimmung während der Probengewinnung erfolgte mittels Posidonia. Je Lokalität wurde zunächst eine Kastengreiferprobe gewonnen, um die Sedimentbeschaffenheit zu untersuchen, ehe ein Schwerelot mit 5,75 m Rohr eingesetzt wurde (Lindhorst et al., 2019).

Kernbeschreibung (unter Verwendung der Dunham Klassifikation, hier angewendet auf nicht-konsolidierte Karbonatsedimente) und -beprobung sowie die Erfassung der Sedimenthelligkeit wurden bereits an Bord FS SONNE durchgeführt. Die Röntgenfluoreszenz-Kernscans (XRF) wurden im X-Ray Fluorescence Core Scanner Lab am Marum in Bremen durchgeführt. Das Scanintervall betrug 1 cm (Schlitzgröße 10 mm) bei 30 kV, einer Stromstärke von 1,0 mA und einer Messzeit von 10 s. Der Scanner war ein XRF Core Scanner II (Avaatech) mit Canberra X-PIPS Silicon Drift Detektor (Modell SXD 15C-150-500). Die Bestimmung der Bulk-Korngrößenverteilung erfolgte mittels Laserdiffraktometrie (Sympatec Helos KFMagic, Messbereich R7 0.5/18-3500 µm) am Labor für Sedimentgeologie und Paläontologie der Universität Hamburg. Zur Ermittlung der stabilen Sauerstoff-Isotope wurden für die Kerne SO270-059 und -063 im Intervall von 10 cm jeweils 12 Foraminiferen (*Globigerinoides ruber*) entnommen. Die Analyse erfolgte im Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Universität Kiel. Für Kern SO270-064 wurden keine Isotopendaten gemessen, da Anzeichen für eine starke Umlagerung des Sedimentes vorlagen (Intervalle mit grobem Material und Flachwasserkomponenten). Zur Erstellung eines Altersmodells und zeitlicher Einordnung der stabilen Sauerstoffisotope wurden Proben aus allen drei Bohrkernen mittels der Radiokarbonmethode datiert. Dazu wurden saubere Foraminiferen der Korngrößenfraktion > 500 µm, > 250 µm und teilweise > 63 µm ausgewählt. Die Probenmenge betrug jeweils ca. 10 mg. Die Radiokarbon-Datierungen wurden von Beta Analytics, Miami durchgeführt (Tab. II.1.6.1).

**Tab. II.1.6.1:** Ergebnisse der Radiokarbondatierung. Alter gerundet auf die nächste Dekade.

| Lab ID      | Sample        | Sample    |              | Conventional age |             | Isotope ratios |             | Calibrated (sigma 2) |             |             |     |
|-------------|---------------|-----------|--------------|------------------|-------------|----------------|-------------|----------------------|-------------|-------------|-----|
|             |               | Depth (m) | Material     | (yrs BP)         | Error (yrs) | d13C (o/oo)    | d18O (o/oo) | Range (yrs BP)       | Median (BP) | Error (yrs) |     |
| Beta-568274 | SO270-059-050 | 0.50      | Foraminifera | 3550             | 30          | +1.8           | -1.9        | 3430                 | 3120        | 3280        | 155 |
| Beta-568275 | SO270-059-130 | 1.30      | Foraminifera | 11640            | 30          | +1.2           | -0.4        | 13100                | 12800       | 12960       | 150 |
| Beta-568276 | SO270-059-380 | 3.80      | Foraminifera | 22690            | 80          | +1.4           | +0.0        | 26300                | 25800       | 26030       | 250 |
| Beta-620562 | SO270-063-150 | 1.50      | Foraminifera | 6940             | 30          | +1.8           | -0.5        | 7410                 | 7120        | 7270        | 145 |
| Beta-620563 | SO270-063-370 | 3.70      | Foraminifera | 13970            | 40          | +0.5           | -1.2        | 16280                | 15800       | 16040       | 240 |
| Beta-620560 | SO270-064-050 | 0.50      | Foraminifera | 14750            | 40          | +1.7           | -1.0        | 17280                | 16800       | 17040       | 240 |
| Beta-620561 | SO270-064-320 | 3.20      | Foraminifera | 13840            | 40          | +1.9           | -0.2        | 16120                | 15640       | 15880       | 240 |

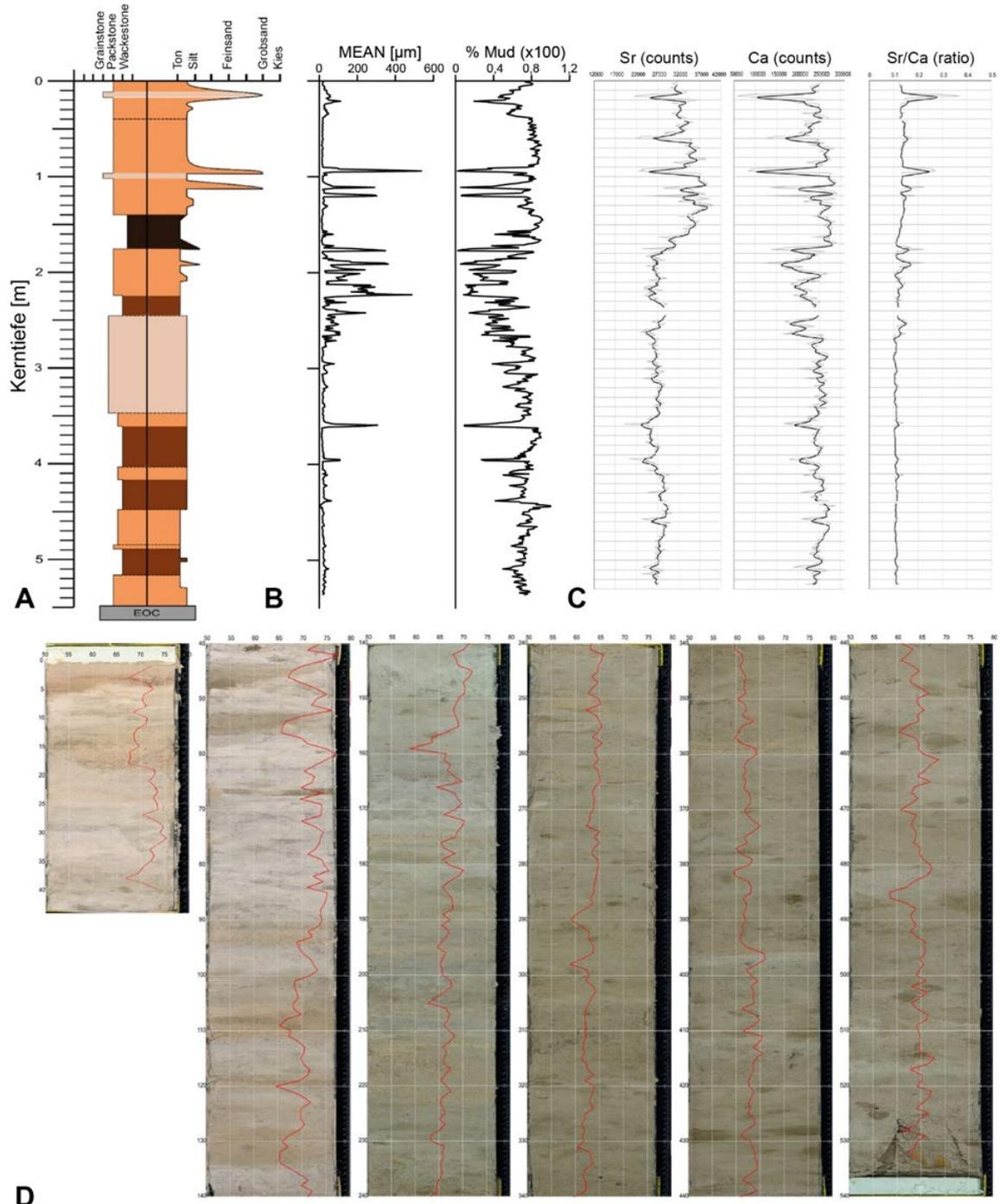
Calibrated using OxCal4.4; calibration curve Marine20 (ref below); local reservoir (dR) = 0; sigma errors are only for information

Ref: Heaton, T., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R., Austin, W., Bronk Ramsey, C., Grootes, P., Hughen, K., Kromer, B., Reimer, P., Adkins, J., Burke, A., Cook, M., Olsen, J., & Skinner, L. (2020). Marine20 - the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon*, 62.

Calibrated ages (and errors) are in red!

Kern SO270-059 (Wassertiefe 2506 m) hat eine Länge 5,46 m. Gekernt wurde eine Wechsellagerung von Sedimenten mit Mud- bis Grainstone-Textur, wobei Sedimente mit Packstone-Textur dominieren (Abb. II.1.6.4). Die visuell ermittelte maximale Korngröße liegt zwischen Feinsilt und Grobkies; die gemessene mittlere Korngröße variiert zwischen 4 und 537 µm. Das Sediment ist meist schlecht sortiert (gemessene Sortierung 1,6 bis 6,4 µm); gröbere Lagen sind häufig normal-gradiert. Alle Lagen enthalten reichlich planktonische Foraminiferen; die Packstone-Intervalle zusätzlich reichlich

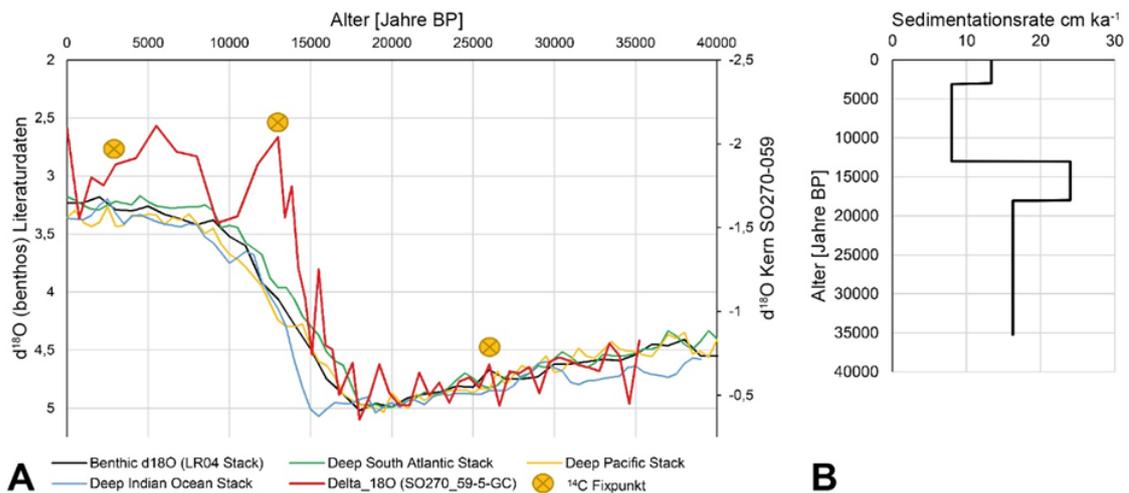
Pteropodenreste. Das breiteste Komponentenspektrum findet sich in einer Grainstone Lage in einer Kerntiefe von 0,95 bis 1,01 m. Komponenten dieser Lage sind neben planktonischen Foraminiferen und Pteropodenschalen auch Rotalgenfragmente, Fragmente von großen benthischen Foraminiferen, Halimeda, aufgearbeitete Foraminiferen (verkrustet), Molluskenfragmente und Vertebratenreste (Fischschuppen).



**Abb. II.1.6.4:** Kern SO270-059. A) Lithologisches Log mit Textur basierend auf der Dunham-Klassifikation für Karbonate und der mittleren Korngröße; B) Ergebnisse der Korngrößenanalyse mit mittlerer Korngröße und dem Anteil der Feinfraktion (< 63 µm); C) Ergebnisse der XRF-Analyse für die Elemente Strontium und Kalzium; D) Kernfotos und Sedimenthelligkeit (rote Linie).

Die Elemente Kalzium (Ca) und Strontium (Sr) dominieren die Geochemie der Sedimente des Kerns SO270-059; höchste Gehalte dieser Elemente finden sich zwischen 1,0 und 1,5 m Kerntiefe (Abb. II.1.6.4). Vom unteren Ende des Kerns bis in eine Tiefe von ca. 1,8 m variiert der Strontiumanteil nur wenig. Im oberen Teil des Kerns ist er erhöht, wobei gröbere Sedimente teilweise einen niedrigeren Strontiumgehalt aufweisen. Der Gehalt an Kalzium variiert über den Kern hinweg, ohne einen klaren Trend zu zeigen; reduzierte Gehalte an Kalzium korrelieren mit reduzierten Strontiumgehalten. Die Normalisierung der Daten mit Strontium über Kalzium zeigt, dass gröbere Lagen relativ angereichert an Strontium sind und häufig mit einer größeren Korngröße korrelieren.

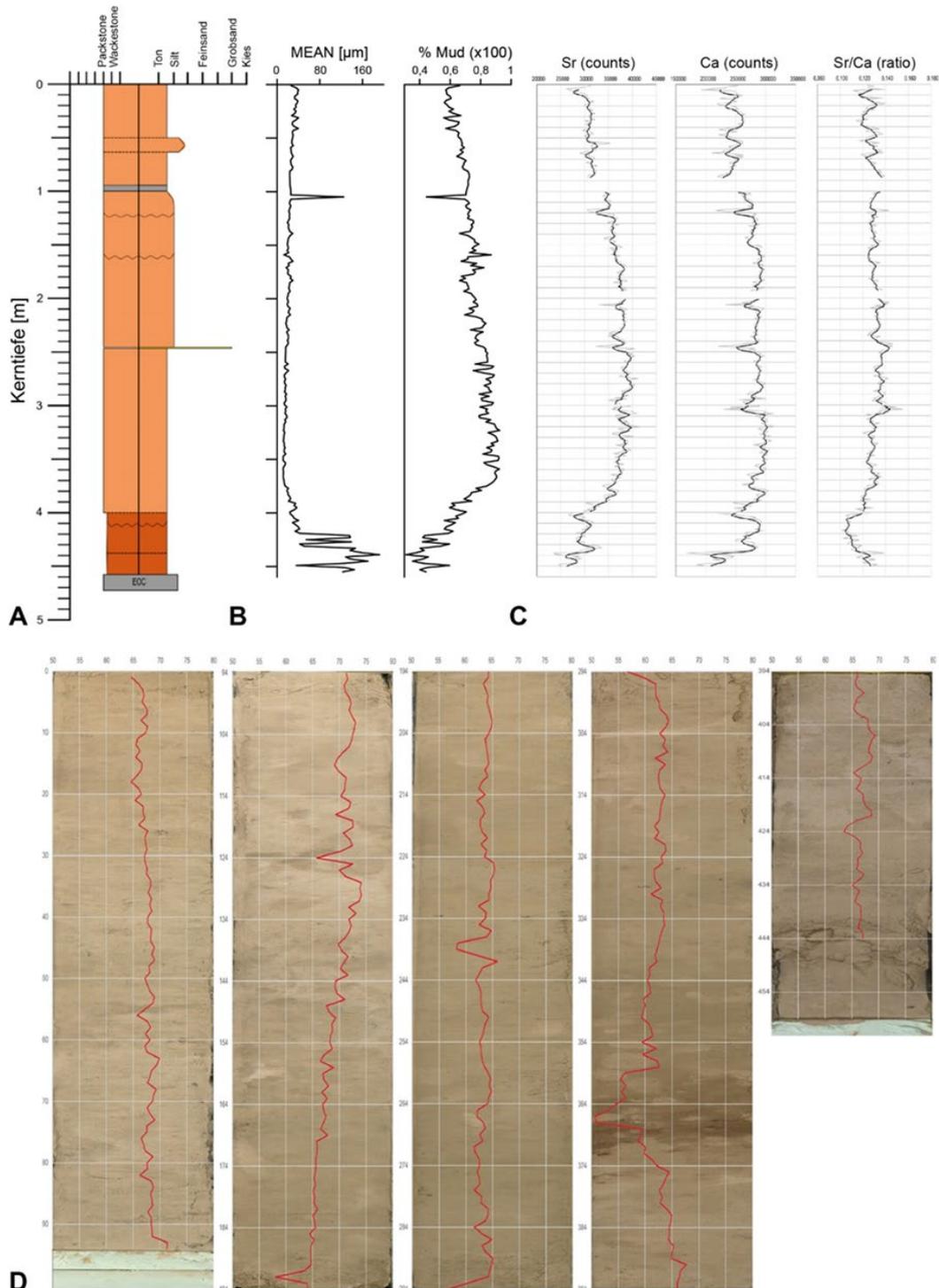
Die Ergebnisse der Radiokarbondatierung zeigen, dass die in Kern SO270-059 gewonnene Sedimentabfolge den Zeitraum der letzten ca. 35.000 Jahre abdeckt (Abb. II.1.6.5). Die Werte für  $\delta^{18}\text{O}$  liegen in einem Bereich von -0,36 bis -2,11 Promille; ein Vergleich mit Daten aus der Literatur stützt die Alterseinordnung auf Basis der Radiokarbondatierungen. Die gemittelte Sedimentationsrate erreicht mit  $24 \text{ cm ka}^{-1}$  zwischen 18 und 13 ka BP die höchsten Werte (1,25 bis 2,46 m Kerntiefe).



**Abb. II.1.6.5:** Altersmodell für Kern SO270-059. A) Vergleich der Sauerstoffisotopie von Kern SO270-059 mit Daten aus der Literatur: Lisiecki & Raymo, 2005; Stern & Lisiecki, 2014. Für Daten zu  $^{14}\text{C}$  Fixpunkten siehe Tabelle 1; B) Zeitliche Veränderung der Sedimentationsrate.

Kern SO270-63 wurde in einer Wassertiefe von 697 m gewonnen (Lindhorst et al., 2019). Die Kernposition liegt auf einem senkrecht zum Hang orientierten topographischen Rücken am Westhang der Saya de Malha Bank (Abb. II.1.6.1, 3). Die Textur der Sedimente entspricht einem Wacke- bis Packstone (Abb. II.1.6.6). Das Komponentenspektrum ist generell reich an Foraminiferen und Pteropodenresten, eine 1 cm mächtige grobkörnige Lage in einer Kerntiefe von 2,45 m enthält darüber hinaus Fragmente von Schalen und Gastropodenschalen. Visuell ist das Sediment ein Fein- bis Grobsilt; die gemessenen mittleren Korngrößen liegen zwischen 11 und  $192 \mu\text{m}$ , wobei die größten Sedimente im untersten Kernabschnitt vorkommen. Der Anteil der Feinfraktion ( $< 63 \mu\text{m}$ ) liegt zwischen 31 und 91 % und nimmt von der Kernbasis bis in eine Tiefe von 3,60 m zunächst stark zu, ehe bis zum Kerntop eine Vergrößerung des Sedimentes einsetzt. Die Helligkeitsscans zeigen eine gleichbleibende Sedimenthelligkeit im untersten Abschnitt des Kernes bis ca. 3,70 m Kerntiefe. Zwischen 3,70 und 3,60 m ist das Sediment auffällig dunkel. Im Hangenden dieses Horizontes setzt eine Aufhellung des

Sedimentes bis in eine Kerntiefe von ca. 1,05 m ein. Anschließend nimmt die Sedimenthelligkeit bis zum Top des Kerns leicht ab.



**Abb. II.1.6.6:** Kern SO270-063. A) Lithologisches Log mit Dunham Klassifikation und der mittleren Korngröße; B) Ergebnisse der Korngrößenanalyse mit mittlerer Korngröße und dem Anteil der Feinfraktion (< 63 µm); C) Ergebnisse der XRF-Analyse für die Elemente Strontium und Kalzium; D) Kernfotos und Sedimenthelligkeit (rote Linie).

Der Gehalt an Strontium und Kalzium folgt im Wesentlichen dem Anteil der Feinfraktion und erreicht ein Maximum um ca. 3,60 m. Das Verhältnis von Strontium zu Kalzium bleibt

weitgehend konstant; lediglich im Intervall 4,00 - 4,50 m verschiebt sich das Verhältnis leicht zu Kalzium. Dieses Intervall korreliert mit einer Vergrößerung des Sedimentes.

Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Kern SO270-063 liegen zwischen -2,02 und 0,56 Promille. Das auf zwei Radiokarbondatierungen und den Daten der stabilen Sauerstoffisotopie beruhende Altersmodell zeigt, dass die gewonnene Sedimentabfolge den Zeitraum der letzten etwa 19 ka abdeckt (Abb. II.1.6.7). Die Sedimentationsraten liegen zwischen 20 und 24,5 cm ka<sup>-1</sup>, mit höheren Werten im Zeitraum vor ca. 7 ka BP.

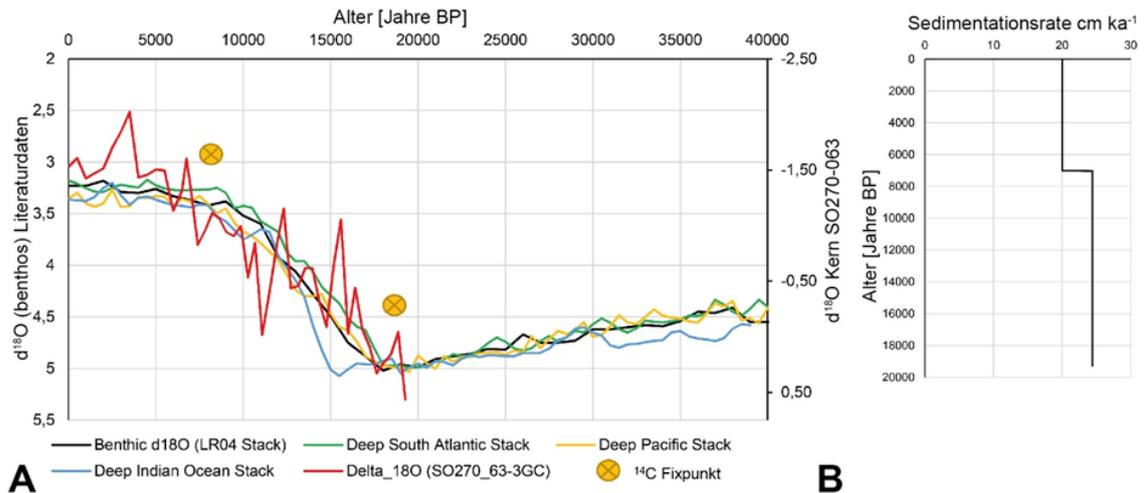
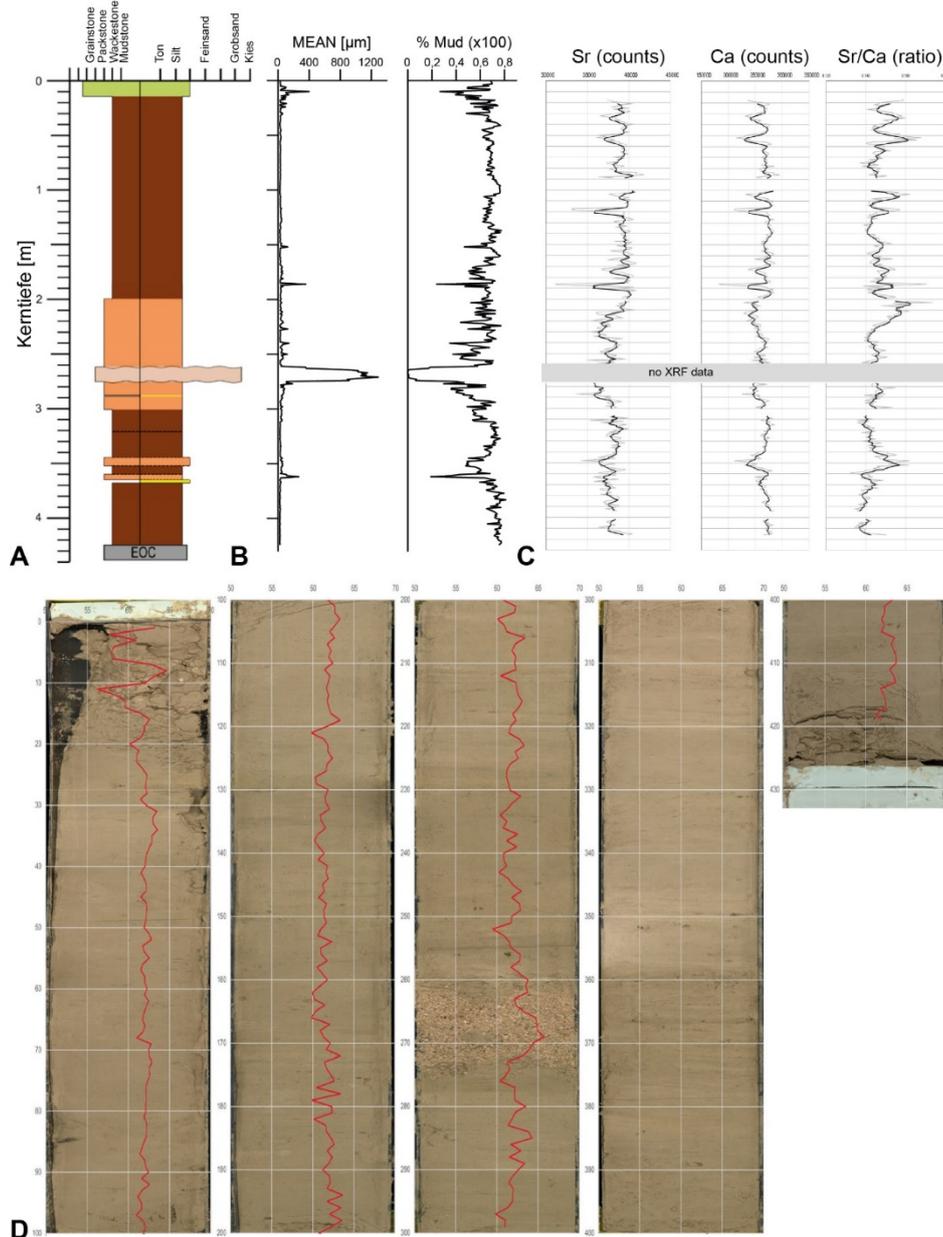


Abb. II.1.6.7: Altersmodell für Kern SO270-063. A) Vergleich der Sauerstoffisotopie von Kern SO270-063 mit Daten aus der Literatur: Lisiecki & Raymo, 2005; Stern & Lisiecki, 2014. Für Daten zu <sup>14</sup>C Fixpunkten siehe Tabelle 1; B) Zeitliche Veränderung der Sedimentationsrate.

Kern SO270-64 wurde in einer Wassertiefe von 1275 m gewonnen (Lindhorst et al., 2019). Die Kernposition liegt in einer hang-normal verlaufenden morphologischen Rinne, die den topographischen Rücken mit der Kernposition SO270-063 begrenzt (Abb. II.1.6.1, 3). Es handelt sich überwiegend um einem Wackestone; eingeschaltet sind Pack- bis Grainstone Pakete mit größerem Sediment (Abb. II.1.6.8). Kernphotos und Helligkeitsscans zeigen eine weitgehend gleichbleibende Sedimenthelligkeit; lediglich der untere Teil des Kerns (ab ca. 3,55 m Kerntiefe) ist dunkler.

Visuell liegt die mittlere Korngröße der Sedimente im Siltbereich; einzige Ausnahme ist ein sehr grobkörniges (Kies) Sedimentpaket bei 2,60 - 2,75 m Kerntiefe. Die gemessenen mittleren Korngrößen des Bulksedimentes liegen zwischen 18 und 1287  $\mu\text{m}$  (Median 30  $\mu\text{m}$ ; Abb. 8B). Das Korngrößenspektrum ist schlecht bis sehr schlecht sortiert (ca. 2,5 – 10; Median 4), nur die grobe Lage bei 2,60 – 2,75 m zeigt eine gut sortierte Korngrößenverteilung (um 1,5), sowie eine schwache Gradierung (Abb. II.1.6.9).

Hauptkomponenten des Sediments sind planktonische Foraminiferen und Pteropodenschalen. Das Komponentenspektrum der groben Lage (2,60 – 2,75 m Kerntiefe) ist wesentlich breiter und umfasst zusätzlich Rotalgenfragmente, Bryozoen und Gastropoden. Aufgrund des hohen Anteils an Organismenresten aus dem Flachwasser, der Korngrößencharakteristika, die diese Lage deutlich vom Rest des Kerns abheben, und der Gradierung wird diese Lage als turbiditische Schüttung interpretiert.



**Abb. II.1.6.8:** Kern SO270-064. A) Lithologisches Log mit Textur basierend auf der Dunham-Klassifikation für Karbonate und der mittleren Korngröße; B) Ergebnisse der Korngrößenanalyse mit mittlerer Korngröße und dem Anteil der Feinfraktion (< 63 µm); C) Ergebnisse der XRF-Analyse für die Elemente Strontium und Kalzium; D) Kernfotos und Sedimenthelligkeit (rote Linie).

Der Gehalt an Strontium und Kalzium schwankt leicht, zeigt jedoch keinen klaren Trend. Für die Turbiditlage liegen leider keine Messwerte vor, gröberes Sediment scheint jedoch mit niedrigeren Strontium- und Kalziumgehalten zu korrelieren (z.B. geringmächtige Lage bei ca, 1,80 m Kerntiefe; Abb. II.1.6.8). Gleichzeitig ist das Strontium/Kalzium Verhältnis teilweise leicht erhöht, was auf einen höheren Anteil an Flachwassermaterial zurückgeführt werden könnte.

Für Kern SO270-064 liegen zwei Radiokarbonalter vor; aus 0,50 und 3,20 m Kerntiefe (Tab. 1). Die Alter liegen relativ dicht beieinander, sind jedoch invertiert, d.h. die stratigraphisch jüngere Probe ergab ein älteres Alter. Die Korngrößenangaben geben für die

hangende Probe keinen Hinweis auf das Vorliegen einer Schüttung, die ggfs. älteres Material hätte eintragen können. Möglich sind auch Rutschungen von den Seitenwänden der Rinne, die hier umgelagertes Material beigesteuert haben könnten. Wie es letztendlich zu dieser Alters-Inversion gekommen ist, kann mit den vorliegenden Daten nicht geklärt werden; die Erstellung eines Altersmodells ist zunächst nicht möglich.

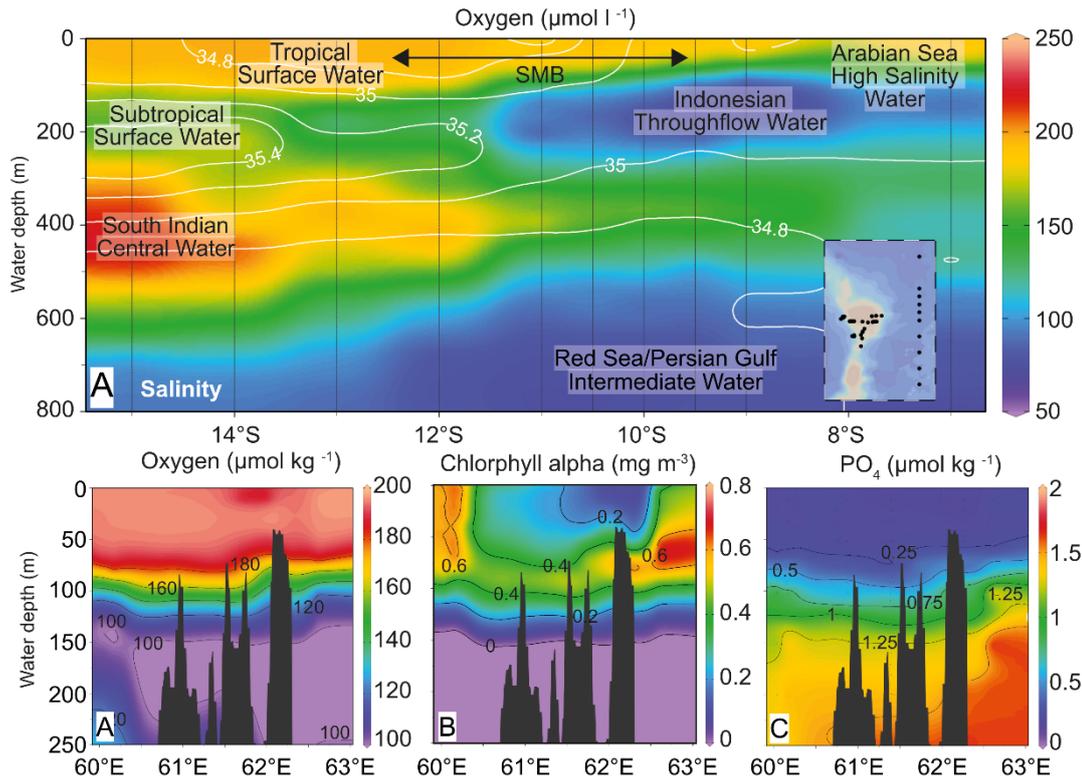


**Abb. II.1.6.9:** Abschnitt 2,22 – 2,76 m Kerntiefe des Kerns SO270-064 mit turbiditischer Schüttung.

### II.1.7 Ozeanographie der Saya de Malha Bank

Resultate zu diesem Themenblock wurden in Betzler et al. (2021) präsentiert. Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffkonzentration deuten im Umfeld der Saya de Malha Bank nahe der Oberfläche auf tropisches Oberflächenwasser mit niedrigem Salzgehalt und salzhaltigerem Wasser aus dem Arabischen Meer hin (Abb. II.1.4.1). Salzreiches subtropisches Oberflächenwasser und sauerstoffarmes indonesisches Durchflusswasser vermischen sich in etwa 200 m Wassertiefe (Abb. II.1.7.1). Darunter befindet sich das relativ sauerstoffreiche Südindische Zentralwasser (300 - 500 m Wassertiefe), das wiederum von sauerstoffarmem Zwischenwasser aus dem Roten Meer/Persischen Golf unterlagert wird. Im Oktober 2019, während der Fahrt SO270, betrug die mittlere Meeresoberflächentemperatur 26,9°C. Diese Temperatur, der mittlere Salzgehalt von 34,8 psu, die geringe Produktivität und die Phosphatkonzentration von 0,11  $\mu\text{M}$  (Abb. II.1.7.1) liegen deutlich innerhalb der Toleranzgrenzen von Korallenriffen.

Die von den höchsten Strömungsgeschwindigkeiten betroffenen Zonen der SMB stimmen mit den Bereichen überein, in denen der Meeresboden als Hartgrund ausgebildet ist. Trotz der blockierenden Position der SMB in der massiven SEC-Strömung (Abb. II.1.1.1) gibt es keinen Hinweis auf einen topographischen Auftrieb von nährstoffreichem subthermoklinem Wasser in die euphotische Zone (Abb. II.1.7.1). Stattdessen weisen die niedrigen Phosphat- und Chlorophyll-alpha-Konzentrationen im Wasser über der Bank darauf hin, dass die Region nährstoffbegrenzt ist und nur eine geringe pelagische Produktivität aufweist, die dem Korallenwachstum nicht abträglich ist.



**Abb. II.1.7.1:** A: Verteilung der Salinitäts und der Sauerstoffkonzentration in der oberen Wassersäule entlang eines CTD-Transekts bei 65°E (die Karte zeigt die Position der CTD-Stationen). (B) Fluoreszenz und Sauerstoffgehalt (C) aus CTD-Messungen und Phosphatkonzentrationen (D) in diskreten Proben. Aus Betzler et al. (2021).

## II.1.8 Diskussion

### Die mesophotische Saya de Malha Bank

Die Saya de Malha Bank ist heute eine mesophotische Karbonatplattform mit drei Sedimentationsbereichen. Der flachste Bereich wird durch eine Korallenfazies und eine Rhodolithfazies repräsentiert, die mesophotische Karbonatsysteme darstellen, d. h. Gebiete mit aktiven neritischen Karbonatproduzenten. Im westlichen Teil der Plattform (Stationen 62 und 67-O; Abb. II.1.1.1), wo der Meeresboden in einer Tiefe von ca. 40 m von bioklastischem Sand bedeckt ist, wurde jedoch keine neritische Karbonatproduktion registriert. Dies deutet darauf hin, dass die Verteilung der Fazies nicht allein durch die Wassertiefe gesteuert wird. Welcher andere Faktor dabei eine Rolle spielt, lässt sich anhand der vorliegenden Daten jedoch nicht klären.

Der zweite Bereich der Plattform wird durch ein nach Süden hin offene Becken repräsentiert (Abb. II.1.1.1). Diese Bereiche werden von der Foraminiferen-Pteropoden-Sand-Fazies im östlichen Teil und von der bioklastischen Sand-Fazies im westlichen Teil eingenommen. Entlang eines von Nordost nach Südwest verlaufenden Transekts vom Inneren der Plattform bis zu den äußeren Bereichen der Plattform, geht die Foraminiferen-Pteropoden-Sand-Fazies hangabwärts in die bioklastische Sand-Fazies über. An allen OFOS-Stationen treten Rippel auf, die auf eine Bodenströmungsaktivität hinweisen. Das Relief des Meeresbodens entlang dieses Transekts ist das einer distal verstellten Karbonatrampe.

Der dritte Bereich der Saya de Malha Bank ist ein Gebiet ohne Ablagerungen, d. h. die Zone, die durch Hartgründe repräsentiert ist (Abb. II.1.1.1). Er entspricht dem Bereich, in dem das SEC mit seiner höchsten Geschwindigkeit über die Bank fließt.

Die Plattformkonfiguration mit ihren lateralen Faziesvariationen vereint, was auch aus der stratigraphischen Überlieferung ertrunkener Karbonatplattformen bekannt ist, d. h. aus der vertikalen Faziesüberlagerung, die sich während eines solchen Prozesses ausbildet („drowning“) (Zempolich, 1993). Mesophotische Riffsysteme werden als Vorläuferfazies der vollständigen Aufgabe der Flachwasser-Karbonatproduktion beschrieben. Bei solchen Riffen handelt es sich in den meisten Fällen um Riffe, die mit dem nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstieg nicht Schritt halten konnten und nun zu tief liegen, um nennenswerte Wachstums- oder Akkumulationsraten zu entwickeln (Montaggioni, 2005). In den geologischen Aufzeichnungen können mesophotische Riffe die Zwischenstufe zwischen der Flachwasserfazies und der pelagischen Fazies in einer drowning-Abfolge bilden.

Im Miozän weisen die Zhujiang-Karbonatplattform (Südchinesisches Meer), die Karbonatplattform über dem Triton-Hoch (Vietnam) und die Yadana-Karbonatplattform (Andamanensee) rhodolithreiche Intervalle auf, die eine Flachwasser-Riff-Fazies von pelagischen Ablagerungen trennen (Erlich et al., 1990; Fyhn et al., 2013; Paumard et al., 2017; Sattler et al., 2009; Strohmenger et al., 2020; Teillet et al., 2020). Eine ähnliche Abfolge wurde für die unterjurassische Karbonatplattform Jbel Bou Dahar (Marokko) mit energiereichen Ablagerungen und einer artenarmen Vergesellschaftung am Top der Plattformabfolge beschrieben, die von hemipelagischen Sedimenten überlagert wird (Blomeier und Reijmer, 1999). Strömungsdominierte und hemipelagische bioklastische Karbonatsande, die Karbonatplattformen überlagern, wurden in Italien beschrieben (Marino und Santantonio, 2010), und auch auf mehreren ertrunkenen kretazischen Plattformen (Bialik et al., 2021; Jenkyns und Wilson, 1999; Wilson et al., 1998). Hartgründe wurden als drowning Diskordanzen („Typ 3 Sequenzgrenzen“) beschrieben (Schlager und Camber, 1986), d. h. eine stratigrafische Oberfläche, die eine Unterbrechung oder sogar einen Stillstand der Karbonatproduktion im Flachwasser indiziert.

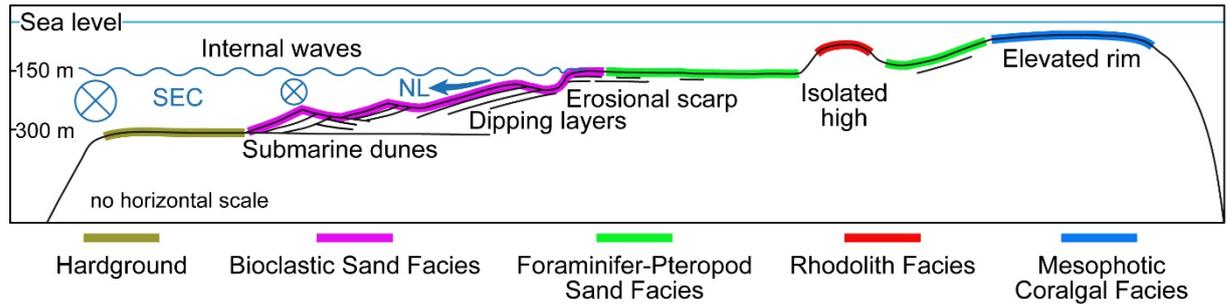
Das Potenzial einer tropischen Flachwasser-Karbonatproduktionsstätte zur Auffüllung der Akkommodation ist als Funktion der Wechselbeziehung zwischen der Akkommodationsrate und der Karbonatproduktion zu sehen. Letztere wird traditionell mit Kontrollfaktoren wie Temperatur, Salzgehalt, Nährstoffen, Trübung und siliziklastischem Eintrag in Verbindung gebracht, von denen angenommen wird, dass sie das benthische Karbonat- oder Riffwachstumspotenzial beeinflussen (Hallock und Schlager, 1986; Jenkyns und Wilson, 1999; Kendall und Schlager, 1981; Mutti et al., 2005; Schlager, 1991).

Schwankungen der Temperatur und des Salzgehalts können im Fall der tropischen Saya de Malha Bank, die im offenen Indischen Ozean liegt, ausgeschlossen werden; auch der Zufluss von Siliziklastika und die Trübung der Wassersäule sind vernachlässigbar, da es sich um eine isolierte Plattform handelt. Schließlich wurden bei Messungen auf und um die hier behandelte Plattform keine hohen Nährstoffgehalte in und um die Bank festgestellt (Betzler et al., 2021).

Montaggioni und Martin-Garin (2020) zeigen, dass der Meeresspiegel im westlichen Indischen Ozean zwischen 20.000 und 18.000 Jahren BP mindestens 100 m niedriger war als heute. Zwischen 17.000 und 10.000 Jahren BP wuchsen Flachwasserkorallen an Stellen, die heute in Wassertiefen zwischen 130 m und 50 m liegen. Daraus wurde gefolgert, dass moderne Riffe, die heute den Meeresspiegel erreichen, vor ca. 9.600 Jahren bei einem 20 m niedrigeren Meeresspiegel zu wachsen begannen. Diese Riffe hätten eine Wachstumsrate von 1 bis 10 mm pro Jahr gehabt, was im Vergleich zum Anstieg des Meeresspiegels im frühen Holozän von bis zu 19 mm pro Jahr im westlichen Indischen Ozean wesentlich geringer ist (Zinke et al., 2005). In Anbetracht der Tatsache, dass die Produktionsraten moderner Riffe größtenteils lichtabhängig sind (Bosscher und Schlager, 1992), sind diese mesophotischen Riffe jetzt zu tief, um ausreichend hohe Akkumulationsraten zu entwickeln, und die holozäne Akkommodation aufzufüllen. Es wird erwartet, dass der vom Menschen verursachte Klimawandel bis zum Jahr 2200 zu einem raschen Anstieg des Meeresspiegels um bis zu 3 m führen wird (DeConto et al., 2021). Gepaart mit den Auswirkungen der Erwärmung und der Versauerung der Ozeane, die das Wachstumspotenzial von Korallenriffen verringern (Perry et al., 2018), werden ähnliche Fazieskonfigurationen wie die hier beschriebenen auf anderen Karbonatplattformen erwartet.

Der Anstieg des Meeresspiegels ist nur eine der Ursachen, die Korallenriffe daran hindern können die Akkommodation zu erfüllen. Interessanterweise wurde das Konzept der Erosionsbasis (Base level), das für siliziklastische Sedimente gut etabliert ist, bei der Interpretation des Prozesses des Ertrinkens von Karbonatplattformen nicht wirklich umgesetzt. Das Konzept impliziert, dass Sedimente nicht unbedingt bis zum Meeresspiegel akkumulieren, sondern dass eine tief liegende Erosionsbasis (z. B. Schönwetterwellenbasis, Sturmwellenbasis) vorhanden sein kann (Homewood et al., 2000). Eine tief liegende Erosionsbasis wurde als wichtiger Faktor für die Sedimentation in nicht-tropischen Karbonaten angenommen, wie dies für den "shaved shelf" von Südaustralien der Fall ist (James et al., 1994; Puga-Bernabéu und Betzler, 2008), wo sich die Sedimente meist in Wassertiefen unter 70 m ansammeln. In den inneren Teilen der Karbonatplattform der Bahamas wurde eine nicht gefüllte Akkommodation als wichtiger Kontrollfaktor für die Sedimentation angesehen (Eberli, 2013). Eine unter dem Meeresspiegel liegende Erosionsbasis wurde allerdings impliziert, als der Beitrag der erosiven Kraft von Meeresströmungen, bei der Sedimentation in Karbonatplattformen beschrieben wurde (Betzler et al., 2009; Eberli et al., 2010; Isern et al., 2004; Ling et al., 2021; Reolid et al., 2020).

Die Saya de Malha Bank ist ein weiteres anschauliches Beispiel dafür, wie Strömungen die Fazies und Geometrie einer Karbonatplattform steuern (Abb. II.1.8.1). Die Plattform, die genau im Pfad des SEC liegt, wird von dieser starken Strömung geformt und in den Zonen mit der höchsten Strömungsgeschwindigkeit von Sedimenten befreit. Dort bilden Hartgründe den Meeresboden; wo die Strömungsgeschwindigkeit nachlässt, bilden bioklastische Sande eine rampenartige Abfolge. Dies bedeutet, dass in diesem System eine tiefe Erosionsbasis existiert. Es wurde diskutiert (siehe unten), dass diese Plattformkonfiguration während des jüngeren Neogens begann, Hand in Hand mit der Verstärkung des SEC (Betzler et al., 2021). Aus der Sedimentverteilung der Saya de Malha Bank kann daher sehr gut aufgezeigt werden, dass die Strömungsaktivität ein wichtiger Kontrollfaktor für die Verteilung der unterschiedlichen Fazies einer Karbonatplattform ist.



**Abb. II.1.8.1:** Konzept der Faziesverteilung und der Kontrollfaktoren der Sedimentation auf der Saya de Malha Bank (aus Betzler et al., eingereicht).

### Entwicklung der Saya de Malha Bank

Die Ablagerungsgeometrien im Untergrund des inneren Teils der Saya de Malha Bank (Abb. II.1.4.2) deuten darauf hin, dass sich die heutige Plattformkonfiguration während des jüngeren Neogens etablierte. Die Plattform durchlief dabei eine Veränderung von einem Modus der Flachwasser-Karbonatproduktion zu einem Modus mit Karbonatproduzenten, die nicht in der Lage waren, die Akkommodation an irgendeiner Stelle der Plattform zu füllen.

Da keine Gesteins- oder Bohrlochdaten verfügbar sind, stützt sich eine Altersbestimmung des DU-Horizonts auf indirekte Hinweise. Die thermisch kontrollierte Absenkungsrate für diesen Teil des Maskarenen-Plateaus betrug in den letzten 7 Ma etwa  $0,1 \text{ m ka}^{-1}$  (Coffin, 1992). Wenn man davon ausgeht, dass DU die Oberfläche der Flachwasser-Karbonatplattform vor dem Ertrinken darstellt, würde sich die Oberfläche also im Pliozän gebildet haben. Dies wird durch Daten vom konjugierten Rand (Indische Platte) mit einer ähnlichen thermischen Geschichte bestätigt. In der Bohrung NMA1 auf den Malediven wurde in einer Teufe von 300 - 330 mbsl eine Fazies aus einem Drowning-Ereignis des frühen Pliozäns beschrieben (Aubert und Droxler, 1992). Die Korrelation mit seismischen Horizonten (Lüdmann et al., 2013) und Altersangaben von Sedimenten, die während der IODP-Expedition 359 gekernt wurden, grenzt dieses Intervall mit Sequenzgrenzen ab, die vor 2,1 und 3,0 Ma gebildet wurden (Betzler et al., 2018).

Die einfachste Erklärung für das Ertrinken der Saya de Malha Bank scheint also die Reaktion auf einen Meeresspiegelanstieg zu sein. Andere isolierte Karbonatplattformen wie die Bahamas, die Malediven oder die Plattformen vor Nordost-Australien weisen ebenfalls diese Episode eines hohen eustatischen Meeresspiegels im Pliozän auf (Aubert und Droxler, 1992; Betzler et al., 2000; Eberli und Ginsburg, 1987; McNeill et al., 2001). Die anschließende Wiederherstellung dieser Plattformen mit einer noch heute aktiven Flachwasser-Karbonatproduktion deutet jedoch darauf hin, dass neben den Meeresspiegelschwankungen auch andere Faktoren das Ertrinken der Saya de Malha Bank gesteuert haben.

Als Auslöser für das Ertrinken von Karbonatplattformen wurde der Nährstoffeintrag ins Flachwasser genannt (Hallock und Schlager, 1986), aber es wurde auch gezeigt, dass sich Korallenriffe an Veränderungen des trophischen Zustands anpassen (Morgan et al., 2016). Heute sind die niedrigen Phosphat- und Fluoreszenzkonzentrationen in der Wassersäule und über der Plattform (Abb. II.1.7.1) kein Indiz für eine Nährstoffkontrolle. Die Bedingungen der geringen Produktivität im Indischen Ozean lassen sich auch auf die letzten ca. 4 Millionen Jahre anhand der Karbonatmassenakkumulationsraten

zurückverfolgen (Dickens und Owen, 1999). Davor deuten dieselben Daten auf eine höhere Produktivität des Oberflächenwassers hin.

Meeresströmungen als ein wichtiger Kontrollfaktor wurden bereits mehrfach als Kontrollfaktoren des Ertrinkens von Karbonatplattformen genannt (Betzler et al., 2009; Eberli et al., 2010; Isern et al., 2004; John und Mutti, 2005; Ling et al., 2021; Purkis et al., 2014; Reolid et al., 2020), und die heutigen ozeanographischen Bedingungen um die Bank führen den Südäquatorialstrom damit als Hauptakteur der Plattformentwicklung ein. Heute wird die Bank eindeutig durch die Strömung geprägt. Der Südäquatorialstrom etablierte sich um 3,3 Ma (Auer et al., 2019), und beschleunigte Strömungen durch die Intensivierung der Passatwinde begannen um 3 Ma, wie im Auftriebsgebiet des Benguelastroms dokumentiert (Marlow et al., 2000), der mit dem Südäquatorialstrom durch das Agulhas-Leck verbunden ist (Durgadoo et al., 2017).

Ob eine Flachwasser-Karbonatproduktionsstätte mit dem Meeresspiegelanstieg Schritt hält, hängt weiterhin von der Amplitude und Häufigkeit der Meeresspiegeländerungen, aber auch von der vorhergehenden Topografie ab. Die Besiedlung eines Substrats durch Korallen während eines raschen Meeresspiegelanstiegs ist nur dann möglich, wenn in der oberen photischen Zone Substrat für Korallen vorhanden ist, wie viele zurückschreitende und geflutete Riffferrassen um moderne Karbonatplattformen belegen (Woodroffe und Webster, 2014). Plattformen mit einer flachen Oberfläche bieten solche Möglichkeiten des Zurückschreitens mit einem Meeresspiegelanstieg entlang des Ablagerungsprofils nicht und können daher bei erhöhten Meeresspiegelanstiegsraten von bis zu 19 mm pro Jahr (Montaggioni und Martin-Garin, 2020) ertrinken, wenn die Sedimentproduktionsrate der Karbonatproduktionsstätte zu gering ist, um die Akkommodation aufzufüllen. Die seismischen Belege für Reliktbanken mit Randprogradation (Abb. II.1.3.1) spiegeln in diesem Zusammenhang ephemere vergangene Phasen mit Karbonatproduktion und -export wider, d. h. kurze Episoden, in denen die Banken bis an die Meeresoberfläche wuchsen.

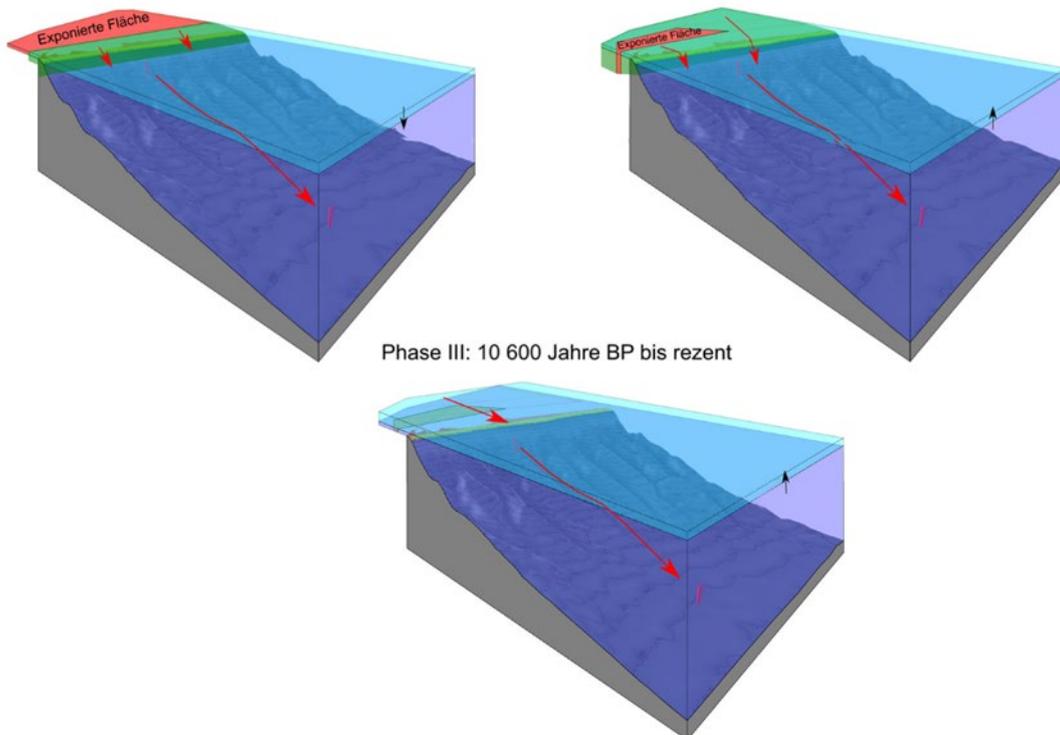
Der Beginn der exzentrizitätsbedingten Meeresspiegelschwankungen vor ca. 3 Mio. Jahre führte zu hohen Amplituden und Veränderungsraten, die später im Pleistozän noch ausgeprägter wurden. Dies führte dazu, dass sich viele Karbonatplattformen im Pazifik und im Indischen Ozean von flachen Banken in Atolle verwandelten (Droxler und Jorry, 2021). Im Fall der Saya de Malha Bank hinderte der Südäquatorialstrom die Riffe jedoch daran, einen geschlossenen Rand zu bilden, wodurch die Bank ertränkt wurde. Fortan war die Plattform nur noch während kurzer Perioden niedrigeren Meeresspiegels von Flachwasserriffen besiedelt.

Das Ertrinken der Saya de Malha Bank ist also nicht auf einen einzigen Faktor zurückzuführen. Vielmehr war es eine Kombination aus zwei Prozessen, nämlich der Veränderung des Meeresspiegels und der Verstärkung einer Strömung, die dazu führten, dass die Rifffsysteme, obwohl sie sich in einer geeigneten Umgebung befanden, nicht genügend Sediment produzierten, um die vorhandene Akkommodation aufzufüllen. Diese Erkenntnisse sind auf andere ertrunkene tertiäre Plattformen im indopazifischen Raum übertragbar, z. B. im Südchinesischen Meer. Das Einbringen von Nährstoffen in flache Gewässer, ein Prozess, der andernorts als Auslöser für das Ertrinken von Plattformen genannt wird, wird im Fall der Saya de Malha Bank als nicht relevant angesehen.

Die Kerne, die an der Westflanke der Saya de Malha Bank gewonnen wurden, erlauben es das Bild der jüngsten Veränderungen auf der Saya de Malha Bank noch weiter zu schärfen. Anhand der sedimentologischen und Karbonatmineralogischen Veränderungen in den Abfolgen (Abb. II.1.6.4, 6) kann klar gezeigt werden, dass die Veränderungen der Karbonatproduktionsraten eher an den Grad der Überflutung der Plattform (=Meeresspiegel) als an andere Faktoren gebunden ist. Es können dabei drei Phasen unterschieden werden (Abb. II.1.8.2), welche die schrittweise Vergrößerung des Areal der Karbonatproduktion anzeigen (Phasen 1, 2) bevor der Meeresspiegel soweit anstieg, dass die Oberfläche der Plattform für eine ergiebige Flachwasserkarbonatproduktion zu tief lag.

Phase I: 35 000 bis 19 600 Jahre BP

Phase II: 19 600 bis 10 600 Jahre BP



Phase III: 10 600 Jahre BP bis rezent

**Abb. II.1.8.2:** Phasen der Überflutung der Saya de Malha Bank abgeleitet aus dem Sedimentexportverhalten an der westlichen Plattformflanke (siehe Abschnitt II.1.6).

## II.1.6 Zitierte Literatur

- Aubert, O. und Droxler, A.W. (1992) General Cenozoic evolution of the Maldives carbonate system (equatorial Indian Ocean). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16, 113-136.
- Auer, G., De Vleeschouwer, D., Smith, R.A., Bogus, K., Groeneveld, J., Grunert, P., Castañeda, I.S., Petrick, B., Christensen, B., Fulthorpe, C., Gallagher, S.J. und Henderiks, J. (2019) Timing and Pacing of Indonesian Throughflow Restriction and Its Connection to Late Pliocene Climate Shifts. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34, 635-657.
- Betzler, C., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Reolid, J., Kroon, D., Reijmer, J.J.G., Swart, P.K., Wright, J., Young, J.R., Alvarez-Zarikian, C., Alonso-García, M., Bialik, O.M., Blättler, C.L., Guo, J.A., Haffen, S., Horozal, S., Inoue, M., Jovane, L., Lanci, L., Laya, J.C., Hui Mee, A.L., Nakakuni, M., Nath, B.N., Niino, K., Petruny, L.M., Pratiwi, S.D., Slagle, A.L., Sloss, C.R., Su, X. und Yao, Z. (2018) Refinement of Miocene sea level and monsoon

- events from the sedimentary archive of the Maldives (Indian Ocean). *Progress in Earth and Planetary Science*, 5, 5. DOI: 10.1186/s40645-018-0165-x.
- Betzler, C., Hübscher, C., Lindhorst, S., Reijmer, J.J.G., Römer, M., Droxler, A.W., Fürstenau, J. und Lüdmann, T. (2009) Monsoonal-induced partial carbonate platform drowning (Maldives, Indian Ocean) *Geology*, 37, 867-870.
- Betzler, C., Kroon, D. and Reijmer, J.J.G. (2000) Synchronicity of major late Neogene sea level fluctuations and paleoceanographically controlled changes as recorded by two carbonate platforms. *Paleoceanography*, 15, 722-730.
- Betzler, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J.J., Braga, J.-C., Bialik, O.M., Reolid, J., Eisermann, J.O., Emeis, K., Rixen, T. und Bissessur, D. (2021) Current and sea level control the demise of shallow carbonate production on a tropical bank (Saya de Malha Bank, Indian Ocean). *Geology*, DOI: 10.1130/G49090.1.
- Bialik, O.M., Samankassou, E., Meilijson, A., Waldmann, N.D., Steinberg, J., Karcz, K. und Makovsky, Y. (2021) Short-lived early Cenomanian volcanic atolls of Mt. Carmel, northern Israel. *Sedimentary Geology*, 411, DOI: 10.1016/j.sedgeo.2020.105805.
- Blomeier, D.P.G. and Reijmer, J.J.G. (1999) Drowning of a lower Jurassic carbonate platform: Jbel Bou Dahar, High Atlas, Morocco. *Facies*, 41, 81-110.
- Bosscher, H. und Schlager, W. (1992) Computer simulation of reef growth. *Sedimentology*, 39, 503-512.
- Coffin, M.F. (1992) Emplacement and Subsidence of Indian Ocean Plateaus and Submarine Ridges. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 70, 115-125.
- da Silva, J.C.B., Buijsman, M.C. und Magalhaes, J.M. (2015) Internal waves on the upstream side of a large sill of the Mascarene Ridge: a comprehensive view of their generation mechanisms and evolution. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 99, 87-104.
- da Silva, J.C.B., New, A.L. und Magalhaes, J.M. (2011) On the structure and propagation of internal solitary waves generated at the Mascarene Plateau in the Indian Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 58, 229-240.
- DeConto, R.M., Pollard, D., Alley, R.B., Velicogna, I., Gasson, E., Gomez, N., Sadai, S., Condron, A., Gilford, D.M., Ashe, E.L., Kopp, R.E., Li, D. und Dutton, A. (2021) The Paris Climate Agreement and future sea-level rise from Antarctica. *Nature*, 593, 83-89.
- Dickens, G.R. und Owen, R.M. (1999) The Latest Miocene-Early Pliocene biogenic bloom: a revised Indian Ocean perspective. *Marine Geology*, 161, 75-91.
- Drews, F. (2022) Sedimentologie des Westhangs der Saya de Malha Bank (Indischer Ozean). MSc. Arbeit, Universität Hamburg, unpubliziert, 64 S.
- Droxler, A.W. und Jorry, S.J. (2021) The Origin of Modern Atolls: Challenging Darwin's Deeply Ingrained Theory. *Annual Review of Marine Science*, 13, 537-573.
- Durgadoo, J.V., Rühls, S., Biastoch, A. und Böning, C.W.B. (2017) Indian Ocean sources of Agulhas leakage. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 3481-3499.
- Eberli, G.P. (2013) The uncertainties involved in extracting amplitude and frequency of orbitally driven sea-level fluctuations from shallow-water carbonate cycles. *Sedimentology*, 60, 64-84.
- Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Isern, A.R. und Delius, H. (2010) Timing of changes in sea level and currents along Miocene platforms on the Marion Plateau. In: *Cenozoic carbonate systems of Australasia* (Eds W.A. Morgan, A.D. George, P.M. Harris, J.A. Kupecz und J.F. Sarg), *SEPM Spec. Pub.*, 95, 219-242.
- Eberli, G.P. und Ginsburg, R.N. (1987) Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, northwestern Great Bahama Bank. *Geology*, 15, 75-79.
- Erlich, R.N., Barrett, S.F. und Ju, G.B. (1990) Seismic and geologic characteristics of drowning events on carbonate platforms. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 74, 1523-1537.
- Fedorov, V.V., Rubinsteyn, I.G., Danilov, I.V. und Lanin, V.I. (1980) Bottom landscapes of Saya de Malha Bank in the Indian Ocean. *Oceanology*, 20, 434-439.

- Fyhn, M.B.W., Boldreel, L.O., Nielsen, L.H., Giang, T.C., Nga, L.H., Hong, N.T.M., Nguyen, N.D. und Abatzis, I. (2013) Carbonate platform growth and demise offshore Central Vietnam: Effects of Early Miocene transgression and subsequent onshore uplift. *Journal of Asian Earth Sciences*, 76, 152-168.
- Hallock, P. und Schlager, W. (1986) Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platform *Palaos*, 1, 389-398.
- Homewood, P., Mauriaud, P. und Lafont, F. (2000) Best practices in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mem.*, 25, 81 S.
- Isern, A., Anselmetti, F.S. and Blum, P. (2004) A Neogene carbonate platform, slope and shelf edifice shaped by sea level and ocean currents, Marion Plateau (Northeast Australia). In: *Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems*. (Eds G.P. Eberli, J.L. Masferro und J.F. Sarg), *AAPG Mem.*, 81, 291-307.
- James, N.P., Boreen, T.D. und Feary, D.A. (1994) Holocene carbonate sedimentation on the west Eucla Shelf, Great Australian Bight: a shaved shelf. *Sediment. Geol.*, 90, 161-177.
- Jenkyns, H.C. und Wilson, P.A. (1999) Stratigraphy, paleoceanography, and evolution of cretaceous pacific guyots: relics from a greenhouse earth. *Amer. Jour. Sci.*, 299, 341-392.
- John, C.M. und Mutti, M. (2005) Relative Control of Paleoceanography, Climate, and Eustasy over Heterozoan Carbonates: A Perspective from Slope Sediments of the Marion Plateau (ODP LEG 194). *Journal of Sedimentary Research*, 75, 216-230.
- Kendall, C.G.S.C. and Schlager, W. (1981) Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geol.*, 44, 181-212.
- Ling, A., Eberli, G.P., Swart, P.K., Reolid, J., Stainbank, S., Rüggeberg, A. und Betzler, C. (2021) Middle Miocene platform drowning in the Maldives associated with monsoon-related intensification of currents. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 567, 110275. DOI: 10.1016/j.palaeo.2021.110275.
- Lindhorst, S., Appoo, J., Artschwager, M., Bialik, O.M., Birkicht, M., Bissessur, D., Braga, J.C., Budke, L., Bunzel, D., Coopen, P., Eberhardt, B., Eggers, D., Eisermann, J.O., El Gareb, F., Emeis, K.-C., Geßner, A.-L., Hüge, F., Knaack-Völker, H., Kornrumpf, N., Lenz, N., Lüdmann, T., Metzke, M., Naderipour, C., Neziraj, G., Reijmer, J.J.G., Reolid, J., Reule, N., Rixen, T., Saitz, Y., Schäfer, W., Schutter, I., Siddiqui, C., Sorry, A., Taphorn, B., Vosen, S., Wasilewski, T. und Welsch, A. (2019) Saya de Malha Carbonates, Oceanography and Biogeochemistry (Western Indian Ocean), Cruise No. SO270, 2019-09-06 - 2019-10-23, Hong Kong (China) - Port Louis (Mauritius), Gutachterpanel Forschungsschiffe; Bonn. DOI: 10.2312/cr\_so270.
- Lisiecki, L.E. und Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records. *Paleoceanography* 20, PA1003. DOI 10.1029/2004PA001071.
- Lüdmann, T., Kalvelage, C., Betzler, C., Fürstenau, J. und Hübscher, C. (2013) The Maldives, a giant isolated carbonate platform dominated by bottom currents. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 326-340.
- Marino, M. and Santantonio, M. (2010) Understanding the geological record of carbonate platform drowning across rifted Tethyan margins: Examples from the Lower Jurassic of the Apennines and Sicily (Italy). *Sedimentary Geology*, 225, 116-137.
- Marlow, J.R., Lange, C.B., Wefer, G. und Rosell-Melé, A. (2000) Upwelling Intensification As Part of the Pliocene-Pleistocene Climate Transition. *Science*, 290, 2288-2291.
- Maul, J. (2021) Holozäne Sedimentation auf der Saya de Malha Karbonatplattform (Indischer Ozean). BSc. Arbeit, Universität Hamburg, unpubliziert, 27 S.
- McNeill, D., Eberli, G.P., Lidz, B., Swart, P.K. und Kenter, J.A.M. (2001) Chronostratigraphy of a prograded carbonate platform margin: a record of dynamic slope sedimentation, Western Great Bahama Bank *SEPM Spec. Pub.*, 70, 101-134.
- Montaggioni, L. (2005) History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation: development patterns and controlling factors. *Earth Sci. Rev.*, 71, 1-75.

- Montaggioni, L.F. und Martin-Garin, B. (2020) Quaternary development history of coral reefs from West Indian islands: a review. *International Journal of Earth Sciences*, 109, 911-930.
- Morgan, K.M., Perry, C.T., Smithers, S.G., Johnson, J.A. und Daniell, J.J. (2016) Evidence of extensive reef development and high coral cover in nearshore environments: implications for understanding coral adaptation in turbid settings. *Scientific Reports*, 6, 29616. DOI: 10.1038/srep29616.
- Mutti, M., Droxler, A.W. und Cunningham, A.D. (2005) Evolution of the Northern Nicaragua Rise during the Oligocene-Miocene: Drowning by environmental factors. *Sedimentary Geology*, 175, 237-258.
- New, A.L., Magalhaes, J.M. and da Silva, J.C.B. (2013) Internal solitary waves on the Saya de Malha bank of the Mascarene Plateau: SAR observations and interpretation. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 79, 50-61.
- Paumard, V., Zuckmeyer, E., Boichard, R., Jorry, S.J., Bourget, J., Borgomano, J., Maurin, T. und Ferry, J.-N. (2017) Evolution of Late Oligocene - Early Miocene attached and isolated carbonate platforms in a volcanic ridge context (Maldives type), Yadana field, offshore Myanmar. *Marine and Petroleum Geology*, 81, 361-387.
- Perry, C.T., Alvarez-Filip, L., Graham, N.A.J., Mumby, P.J., Wilson, S.K., Kench, P.S., Manzello, D.P., Morgan, K.M., Slangen, A.B.A., Thomson, D.P., Januchowski-Hartley, F., Smithers, S.G., Steneck, R.S., Carlton, R., Edinger, E.N., Enochs, I.C., Estrada-Saldívar, N., Haywood, M.D.E., Kolodziej, G., Murphy, G.N., Pérez-Cervantes, E., Suchley, A., Valentino, L., Boenish, R., Wilson, M. und Macdonald, C. (2018) Loss of coral reef growth capacity to track future increases in sea level. *Nature*, 558, 396-400.
- Puga-Bernabéu, Á. und Betzler, C. (2008) Cyclicity in Pleistocene upper-slope cool-water carbonates: Unravelling sedimentary dynamics in deep-water sediments, Great Australian Bight, ODP Leg 182, Site 1131A. *Sedimentary Geology*, 205, 40-52.
- Purdy, E.G. und Bertram, G.T. (1993) Carbonate concepts from the Maldives, Indian Ocean. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol.*, 34, 56 S.
- Purkis, S., Kerr, J., Dempsey, A., Calhoun, A., Metsamaa, L., Riegl, B., Kourafalou, V., Bruckner, A. und Renaud, P. (2014) Large-scale carbonate platform development of Cay Sal Bank, Bahamas, and implications for associated reef geomorphology. *Geomorphology*, 222, 25-38.
- Reolid, J., Betzler, C., Braga, J.C., Lüdmann, T., Ling, A. und Eberli, G.P. (2020) Facies and geometry of drowning steps in a Miocene carbonate platform (Maldives). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 538, 109455. DOI: 10.1016/j.palaeo.2019.109455.
- Sattler, U., Immenhauser, A., Schlager, W. und Zampetti, V. (2009) Drowning history of a Miocene carbonate platform (Zhujiang Formation, South China Sea). *Sedimentary Geology*, 219, 318-331.
- Schlager, W. (1991) Depositional bias and environmental change-important factors in sequence stratigraphy. *Sediment. Geol.*, 70, 109-130.
- Schlager, W. und Camber, O. (1986) Submarine slope angles, drowning unconformities and self-erosion of limestone escarpments. *Geology*, 14, 762-765.
- Stern, J.V. und Lisiecki, L.E. (2014) Termination 1 timing in radiocarbon-dated regional benthic  $\delta^{18}\text{O}$  stacks. *Paleoceanography* 29, 1127-1142.
- Strohmeier, C.J., Meyer, L., Yose, L.A., Walley, D.S., Yusoff, M.M., Lyons, D.Y., Sutton, J., Rivers, J.M., Carlo, D., von Schnurbein, B., Zhou, D. und Phong, N.X. (2020) Reservoir characterization of an isolated middle miocene carbonate platform: Ca Voi Xanh field, offshore Vietnam. *Journal of Petroleum Geology*, 43, 5-26.
- Teillet, T., Fournier, F., Montaggioni, L.F., BouDagher-Fadel, M., Borgomano, J., Braga, J.C., Villeneuve, Q. und Hong, F. (2020) Development patterns of an isolated oligo-mesophotic carbonate buildup, early Miocene, Yadana field, offshore Myanmar. *Marine and Petroleum Geology*, 111, 440-460.

- Urnau, L. (2021) Sedimentation am unteren Osthang der Saya de Malha Karbonatplattform (Indischer Ozean). BSc. Arbeit, Universität Hamburg, unpubliziert, 71 S.
- Vortsepneva, E. (2008) Saya de Malha Bank – an invisible island in the Indian Ocean., pp. 44, <https://lighthouse-foundation.org/Binaries/Binary1070/Saya-de-Malha-report-final.pdf>.
- Wilson, P.A., Jenkyns, H.C., Elderfield, H. und Larson, R.L. (1998) The paradox of drowned carbonate platforms and the origin of Cretaceous Pacific guyots. *Nature*, 392, 889-894.
- Woodroffe, C.D. und Webster, J.M. (2014) Coral reefs and sea-level change. *Marine Geology*, 352, 248-267.
- Zempolich, W.G. (1993) The drowning succession in Jurassic carbonates of the Venetian Alps, Italy: a record of supercontinent breakup, gradual eustatic rise, and eutrophication of shallow-water environments. In: *Carbonate sequence stratigraphy* (Eds R.G. Loucks und J.F. Sarg), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 57, 63-105.
- Zinke, J., Reijmer, J.J.G., Taviani, M., Dullo, W.-C. und Thomassin, B. (2005) Facies and faunal assemblage changes in response to the Holocene transgression in the Lagoon of Mayotte (Comoro Archipelago, SW Indian Ocean). *Facies*, 50, 391-408.

## II.2 Positionen des zahlenmäßigen Nachweises

Der zahlenmäßige Nachweis wurde durch die Drittmittelverwaltung der Universität Hamburg separat übermittelt.

## II.3 Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit

Alle durchgeführten Arbeiten waren zum Erlangen der abgesteckten Ziele notwendig und in diesem Rahmen angemessen.

## II.4 Verwertbarkeit der Ergebnisse

Die Resultate der Arbeiten sind alle im Bereich der Grundlagenforschung angesiedelt und finden daher Eingang in wissenschaftliche Publikationen. Unsere Arbeiten haben dabei – wie bei der Antragstellung und vor der Ausfahrt SO270 geplant – konkret Beiträge zu den im Folgenden genannten Themen erbracht. Wir gehen davon aus, dass sie bei zukünftigen Betrachtungen der Dynamik von Karbonatplattformen und deren sequenzstratigraphischer Erfassung Beachtung finden werden.

- Die Frage, was dazu führt, dass Korallenriffe "ertrinken" wird in der wissenschaftlichen Community intensiv diskutiert. Dies bezieht auf die Beobachtung solcher ertrunkenen Plattformen aus der geologischen Überlieferung aber auch auf die Frage wie solche Systeme auf den kommenden Klimawandel reagieren. Wir liefern ein gut dokumentiertes Beispiel, welches illustriert, dass Faktoren wie z.B. Nährstoffeintrag bei diesem Prozess überhaupt keine Rolle spielen muss, und dass das alleinige Zusammenspiel von Meeresspiegelanstieg und ozeanischer Strömungen das Wachstum solcher Riffsysteme zum Erliegen bringen können.
- Die sedimentologische Kartierung der Oberfläche der Saya de Malha Bank belegt, dass Faziesbereiche die üblicherweise eine Drowningsequenz stratigraphisch übereinander zu liegen kommen nebeneinander auftreten. Die Wassertiefe ist hier nicht der primäre Kontrollfaktor, der für die Verteilung verantwortlich ist, sondern eher die Exposition des Ablagerungsraums auf Ozeanströmungen und Interne Wellen.
- Wie sich interne Wellen auf ein Karbonatsystem auswirken wurde bisher nur für Riffsysteme in der Andaman See betrachtet, dabei unter dem Aspekt des Nährstoffeintrags und des Eintrags kühlerer Wassermassen. Die Daten der Ausfahrt

SO270 liefern das erste Beispiel, wie interne Wellen und Sedimentation in einem Flachwasserkarbonatsystem interagieren.

## II.5 Fortschritte bei anderen Stellen

Keine bekannt.

## II.6 Erfolgte oder geplante Veröffentlichungen

### *Erfolgt*

Betzler, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J.J., Braga, J.-C., Bialik, O.M., Reolid, J., Eisermann, J.O., Emeis, K., Rixen, T. und Bissessur, D. (2021) Current and sea level control the demise of shallow carbonate production on a tropical bank (Saya de Malha Bank, Indian Ocean). *Geology*, DOI: 10.1130/G49090.1.

### *In Begutachtung*

Betzler, C., Lindhorst, S., Reijmer, J.J., Braga, J.-C., Lüdmann, T., Bialik, O.M., Reolid, J., Geßner, A.-L., Hainbucher, D., und Bissessur, D. (in Begutachtung) Carbonate platform drowning caught in the act: the sedimentology of Saya de Malha Bank (Indian Ocean). *Sedimentology*.

### *Geplant bzw. in Bearbeitung*

Lindhorst, S., Betzler, C., Lüdmann, T. Anatomy of a calciturbidite system. Einzureichen bei einer sedimentologischen Zeitschrift.

Lüdmann, T., Lindhorst, S., Betzler, C. Seismostratigraphic evolution from a tropical carbonate platform: current impact on a flat-topped platform to ramp turnover.

Reolid, M., Reolid, J., Betzler, C. und Lindhorst, S. Chemical fractionation from benthic faunas in Saya de Malha Bank (Mascarene Plateau, western Indian Ocean): vital effect and habitat effect.