

Malediven Karbonatstratigraphie, IODP Pre-Site Survey

Schlussbericht zum Vorhaben 03G0236A – MALSTROM

Prof. Dr. Christian Betzler, Dr. Niko Lahajnar, Dr. Sebastian Lindhorst, Dr. Thomas Lüdman,
Dr. Martin Wiesner, Dorothea Bunzel, Marco Paulat, Dr. Jesus Reolid, Dr. Matias Reolid



Inhalt

	Seite
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 zu Beginn des Vorhabens	2
I.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen	3
II. Eingehende Darstellung des Projekts	4
II.1 Erzielte Ergebnisse	4
II.1.1 Reflexionsseismik und IODP pre-site survey	4
II.1.2 Sedimentologie der Inner Sea	12
Monsun-kontrollierte Sedimentation	12
Fazies und Alter der ertrunkenen Karbonatkörper	15
Kaltwasserkorallen der Malediven	17
II.1.3 Hydrographie und Partikelfluss	19
II.1.4 Hydroakustik: Sedimentinstabilitäten im nördlichen Bereich der Inner Sea	25
II.1. Zitierte Literatur	36
II.2 Wichtigste 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	38
II.6 Veröffentlichungen und Konferenzbeiträge	38
Anlagen	
A.1 III. Erfolgskontrollbericht	
A.2 IV. „Kurzfassung“ (Berichtsblatt)	
A.3 Fahrtbericht der Ausfahrt M74/4	
A.4 Publikation Reolid et al. (2009, Facies) über Kaltwasserkorallen	
A.5 Publikation Betzler et al. (2016, Sci. Repts.) über Monsun	
A.6 Publikation Betzler et al. (2016, Dep. Rec.) über Tiefstandsedimente	

I. Kurzdarstellung des Vorhabens

I.1 Aufgabenstellung (C. Betzler)

Ziel des an die Ausfahrt 236 mit dem FS SONNE gebunden Vorhabens war die Durchführung eines IODP pre-site surveys (IODP Expedition 359) sowie die Entwicklung konzeptueller Modelle für die Sequenzstratigraphie strömungskontrollierter Karbonatplattformen, auch aufbauend auf den Erkenntnissen der früheren Ausfahrt M74/4. Eine Verifizierung der Modelle erfolgte in einer späteren Phase im Rahmen der im Herbst des Jahres 2015 durchgeführten IODP Expedition 359.

Das integrierte Arbeitsprogramm der Ausfahrt SO236 basierte auf einer systematischen geophysikalischen und geologischen Untersuchung definierter Bereiche des Archipels der Malediven. Über eine engmaschige reflexionsseismische Kartierung der Plattformränder und Meeresstraßen zwischen den Atollen sollte die Sequenzstratigraphie der Karbonate definiert werden, eine geologische Beprobung sollte sedimentologische Prozesse erfassen. Sedimentfallen kombiniert mit Strömungsmessern sowie ADCP Sondierungen und in-situ Laser-Transmissometeruntersuchungen zur Bestandaufnahme der Konzentrations- und Korngrößenverteilung des suspendierten Materials, liefern weitere Informationen über den annualen Partikeltransport und das rezente Bodenströmungsregime.

I.2 Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde (C. Betzler)

Das Vorhaben basierte auf der interdisziplinären Kooperation der Institute für Geologie und Geophysik der Universität Hamburg. Im Rahmen des Projekts konnten an der Universität Hamburg zwei Wissenschaftliche Mitarbeiter eingestellt werden. Für die geophysikalischen Arbeiten, wie Aufarbeitung und Prozessierung der Seismik, wurde Herr Marco Paulat vom 01.05.14 - 30.04.16 beschäftigt. Für die geologische Untersuchung der Kerne wurde zu Beginn des Jahres 2015 Frau Dr. Sarah Romahn im Projekt angestellt (01.01.15 – 31.10.15). Frau Dr. Romahn hat dann überraschend zum 31.10.2015 gekündigt, um eine Stelle außerhalb der Wissenschaft anzunehmen. Glücklicherweise konnten wir die Stelle bereits zum 16.11.2015 neu besetzen. Mit Frau Dorothea Bunzel haben wir einen adäquaten Ersatz gefunden, so dass die mikropaläontologischen und sedimentologischen Untersuchungen im Projekt weiter durchgeführt werden konnten (16.11.15 – 15.07.16).

I.3 Planung und Ablauf des Vorhabens (C. Betzler)

Jahr Monat	2014									2015									2016								
	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7
Vorb. Ausf.																											
Ausfahrt																											
Proz. Seismik Hydroakust.																											
Auswertung Seismik																											
Ausw. Multib., Parasound, ADCP																											
Analys. Sediment.																											
Bergung Sedimentfallen																											
Analys. Fallenproben																											
Präsentat., Publikationen																											

Abb. I.3-1. Balkenplan des Ablaufs des Vorhabens. In grau ist die vor Projektbeginn festgelegte Planung dargestellt, in Rot Änderungen im Ablauf.

Der generelle Projektablauf entspricht mit der Ausnahme des Zeitpunkts der Fallenbergung im Wesentlichen der im Antrag formulierten Vorgabe (Abb. I.3-1). Die Arbeiten begannen mit den Vorarbeiten zur Ausfahrt (Prüfung der

Expeditionsausrüstung, Laden der Container). Die Container wurden von einer Voraustruppe auf Mauritius ausgeladen, die Wissenschaftler kamen am 8.8.2014 in Malé an Bord und verließen das Schiff am 29.8.2014 in Colombo. Ein Narrativ der Ausfahrt findet sich im hier beigefügten Fahrtbericht der Ausfahrt SO236 (Anlage A3).

Nach der Ausfahrt stand das Prozessieren der seismischen Daten im Vordergrund, da die IODP Expedition 359 mit C. Betzler als Co-Chief Scientist für Oktober und November 2015 angesetzt war, und wir zum einen mit einem fertigen Seismik-Projekt an dieser Expedition teilnehmen wollten und zum anderen noch Bohrlokalitäten für diese Expedition zu definieren hatten. Beide Ziele wurden mit Hilfe der SO236 Daten erfolgreich erreicht. Die Bearbeitung der Sedimentproben begann zum Jahreswechsel 2014-2015.

Im späteren Verlauf des Vorhabens gab es eine Änderung im Zeitplan für die Bergung der beiden Fallen, die während der Ausfahrt SO236 in der Inner Sea ausgesetzt worden waren. Die Bergung war eigentlich 12 Monate nach dem Aussetzen geplant, fand aber erst im Februar 2016 statt. Die Verzögerung, die hingenommen wurde um einen möglichst extensiven Datensatz zur Variabilität des Strömungsmusters zu erhalten (das Jahr 2016 war durch ein El Niño Event charakterisiert), hat sich aus unvorhergesehenen Komplikationen bei der Suche nach einer geeigneten Plattform zur Fallenbergung ergeben, da die Anmietung eines Schiffes nicht möglich war. Die Fallen wurden daher mit einer Barge und einem Bagger erfolgreich geborgen (Abb. I.3.-2).

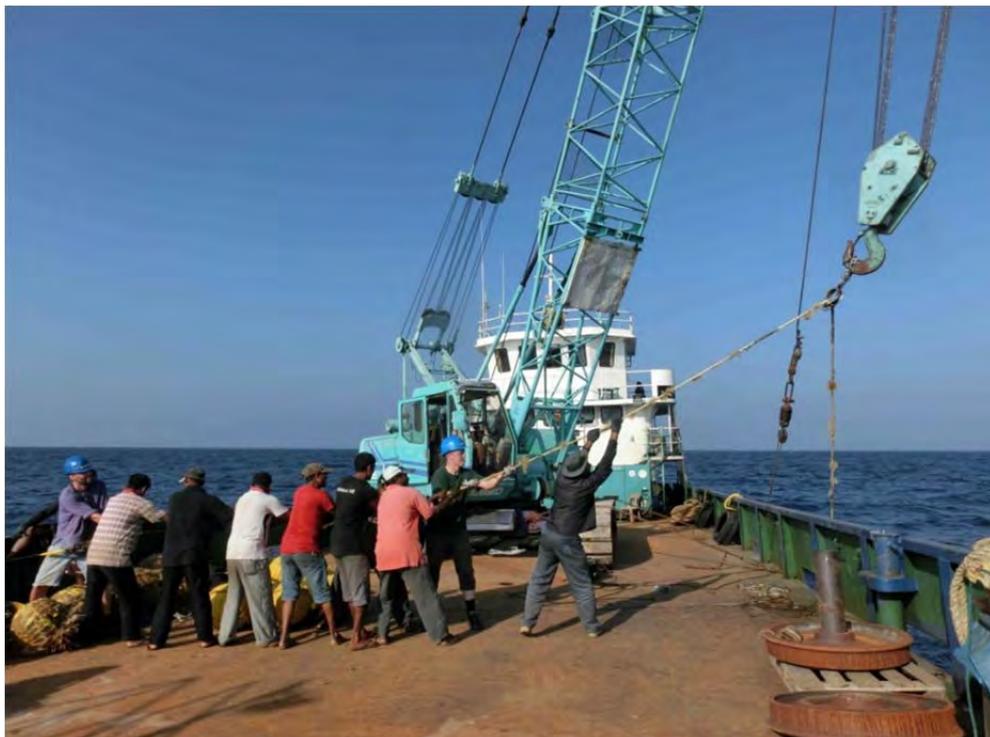


Abb. I.3-2. Bergung der Sedimentfallen in der Inner Sea mit einer Barge und einem Bagger.

I.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand zu Beginn des Vorhabens (C. Betzler)

Unsere Arbeitsgruppe in Hamburg hatte vor der Ausfahrt SO236 schon zur Frage der Sequenzstratigraphie und Dynamik der Malediven-Karbonatplattform gearbeitet. So wurde ein Modell der seismischen Stratigraphie entwickelt (Betzler et al., 2009, 2013a, Lüdmann et al., 2013) und die Dynamik der Driftablagerungen analysiert (Betzler et al., 2013b). Die in diesen Arbeiten geäußerten Hypothesen lieferten die Grundlagen für das hier besprochene Vorhaben, welches die Datendichte für einen größeren Erfolg einer geplanten IODP Expedition (Exp. 359) liefern sollte.

I.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen (C. Betzler)

Vor der Ausfahrt hatte C. Betzler die Möglichkeit mit dem Ministerium für Fischerei und Landwirtschaft der Republik der Malediven das Forschungsvorhaben zu besprechen und eine Kooperation zu planen, die auch zur Durchführung kam. Diese Kooperation deckt zum einen den Austausch von geologischen Daten der Malediven ab, zum anderen konnte M. Wiesner eine Kollaboration mit Meteorologen auf den Malediven etablieren (Winddaten, Aerosole). Das Kernlager von MARUM war freundlicherweise wieder bereit die Schwerelote, die während dieser Ausfahrt gewonnen wurden, aufzunehmen.

II. Eingehende Darstellung des Projekts

II.1 Erzielte Ergebnisse

II.1.1 Reflexionsseismik und IODP pre-site survey (T. Lüdmann, M. Paulat)

Der reflexionsseismische Datensatz der SO-236 Forschungsfahrt besteht aus 62 Profilen mit einer Gesamtlänge von 1715 km (Abb. II.1.1-1). Als seismische Quelle dienten zwei parallel an einer Traverse angeordnete GI-Guns (Standard + Mini) mit einem Gesamtvolumen von 3,2 Litern. Der eingesetzte digitale, 600 m lange Streamer registrierte die reflektierten Schallsignale mit einem symmetrischen Gruppenintervall von 4,167 Metern auf 144 Kanälen. Der Schussabstand betrug 12,5 m bei dem Testlauf nach der Generalüberholung des Systems und während der ersten fünf Profile, darauffolgende Profile wurden mit 16,7 m Abstand geschossen 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. Die wesentlichen Bearbeitungsschritte mit der Processing-Softwarepaket Landmark SeisSpace/ProMAX umfassten:

- Georeferenziertes „crooked line“ CMP-Binning
- Noisefilter + Kanalfilter
- Frequenzfilter
- Dekonvolution zur Multiplen-Unterdrückung
- Dip-Moveout- und NMO-Korrektur
- Stapelung
- Phase-Shift-Migration

Für die anschließende Interpretation der prozessierten Profile wurde das Software-Paket PETREL von Schlumberger eingesetzt. Die importierten seismischen Linien wurden Mithilfe der Bathymetrie und den bereits vorhandenen Daten, insbesondere an den Kreuzungspunkten der Profile, zur Deckung gebracht.

Im Vordergrund der reflexionsseismischen Erkundung stand die Verdichtung unser vorhandenen Profile aus der M74/4 Ausfahrt (Abb. II.1.1-1). Diese sollten, im Hinblick auf einen in der Begutachtung stehenden IODP Antrag, insbesondere auf der Westseite der Malediven, nördlich und südlich des Goidhoo Atolls, ergänzt werden. Hier waren zwei Plattform-Becken Bohrtransekte geplant, die neben der zeitlichen auch die räumlichen Variationen der Karbonatplattform Sedimentation erfassen sollten. Die neuen Profile der SONNE-Ausfahrt dienten dabei im Wesentlichen der Erfassung der 3D-Ablagerungsgeometrien der kartierten Sequenzen und der Gewinnung zusätzlicher sich kreuzender Profile an den vorgeschlagen Bohrlokalationen. Letztere haben wesentlich zur Genehmigung unseres IODP Antrages beigetragen. Die IODP Expedition 359 fand im Nov.-Dez. 2015 statt. Die zusätzlichen Profile erlaubten die Auswahl zweier alternativer Bohrlokalationen, die zusammen mit den primären Vorschlägen realisiert werden konnten (U1465 – U1472, Abb. II.1.1- 1). Eine erste Synthese der Ergebnisse ist publiziert worden (Betzler et al., 2016b). Mithilfe der Bohr- und Logging-Daten konnte das sequenzstratigraphische Modell (Lüdmann et al., 2013) verifiziert und die absoluten Alter der kartierten Sequenzen bestimmt werden. Messungen der Intervallgeschwindigkeiten der durchteuften Formationen erlaubten außerdem die Anpassung bzw. Optimierung der bestehenden Geschwindigkeit-Tiefen Modelle zur Transformation der seismischen Zeit- in Tiefensektionen.

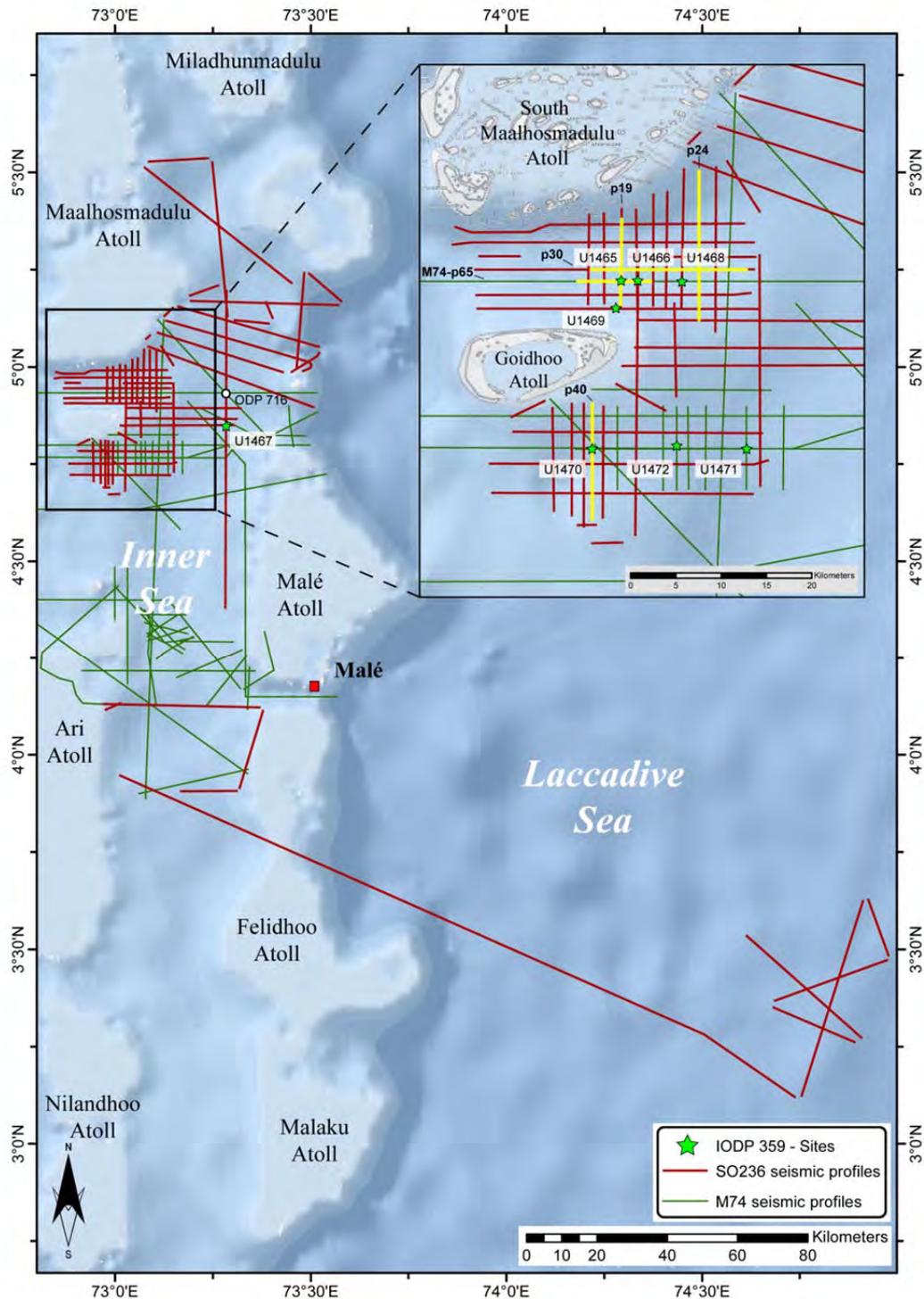


Abb. II.1.1-1. Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit Lage der reflexionsseismischen Profile der Forschungsfahrten M74 (grün) und SO236 (rot) sowie die abgeteufte Bohrungen der IODP Expedition 359 (grüne Sterne) im Bereich des Malediven Archipels. Die Detailkarte zeigt das verdichtete seismische Gitter in den Interatollkanälen und die Lage der abgebildeten Profile.

Die Auswertung des Profilnetzes nördlich und südlich des Goidhoo Atolls ermöglichte die Klassifizierung eines neuen Sedimentdrift Typs, der sich auf der Ozeanabgewandten Seite in der Inner Sea der Malediven abgelagert hat. Der untersuchte Driftkörper ist mit den Interatoll Kanälen assoziiert, welche die Plattform zergliedern und formte sich an deren Ausstrommündung im Übergangsbereich von der

Karbonatplattform zum Becken, in Wassertiefen von 10er bis < 500 m (Abb. II.1.1-2). Der Körper hat eine Fächerförmige externe Geometrie mit progradierender interner Reflektor-Anordnung. Er ist in drei seismische Sequenzen untergliedert DS1-DS3, die von Winkeldiskordanzen im Liegenden und Hangendem an den Rändern des Beckens begrenzt werden. Deren Ursache ist vermutlich auf Änderungen im Strömungsregime zurückzuführen und bedarf weiterer Untersuchungen.

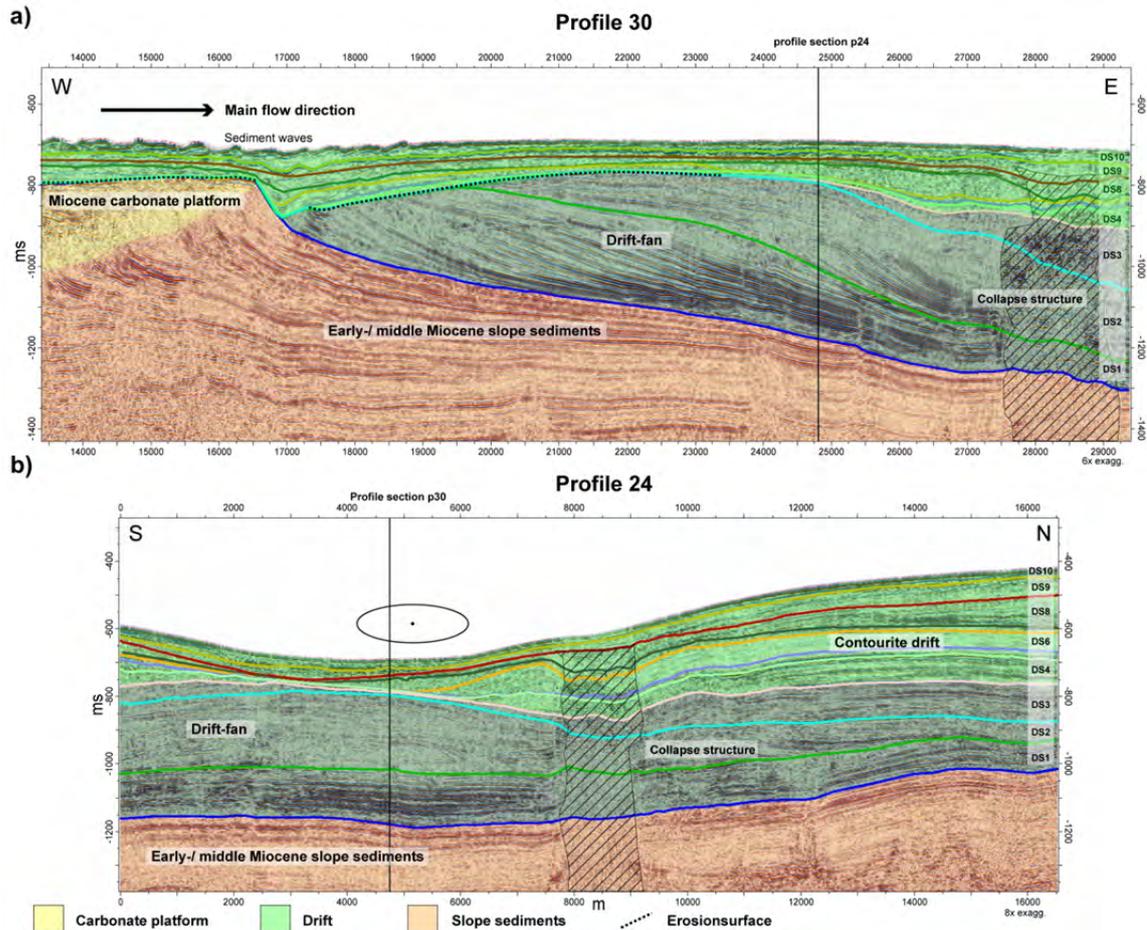


Abb. II.1.1-2. a) Das West-Ost-Profil parallel zum Profil M74-p65 zeigt den mittelmiozänen "drift fan" auflagernd auf die frühmiozänen Hang- und Beckensedimente der Palaeo-Inner Sea; b) Das Querprofil zeigt die Verlagerung des Depositionszentrums von der Hauptströmungsachse weg hin zu Bereichen im Strömungsschatten der aktiven Plattformen. Der Bereich der Inner Sea ist durchzogen von Kollapsstrukturen. Driftsequenzen nach Lüdmann et al. (2013) und Betzler et al. (2016b).

Über weite Bereiche, insbesondere im Becken, zeigen die Sequenzen jedoch konforme Lagerungsverhältnisse. Die Zusammensetzung der Driftablagerungen ist überwiegend karbonatisch, der Kalkschlamm akkumulierte innerhalb von ca. 3,9 Mill. Jahren mit Raten von bis zu 25 cm/ka. Dieser Prozess initiierte vor 12,9 Mill. Jahren vermutlich als Folge einer Intensivierung des Monsuns. Mögliches Resultat war eine Neuorientierung der Meeresströmungen verbunden mit einer Erhöhung des Nährstoffauftriebs an den Plattforandrändern der Malediven. Durch partielles Absterben der Korallenriffe konnten sich so Meeresstrassen einschneiden (Betzler et al., 2009; 2016b). Im Serravallium stellte das Palaeo-Inner Sea Becken einen ca. 500 m tiefen „empty bucket“ dar, das von den Flanken der Karbonatplattform begrenzt war. Mit dem Wechsel von meerespiegel- zu strömungs-dominierter Sedimentation wurde dieser freie Akkomodationsraum von Westen nach Osten bis zum heutigen Tiefenniveau der Meeresstrassen gefüllt (Lüdmann et al., 2013).

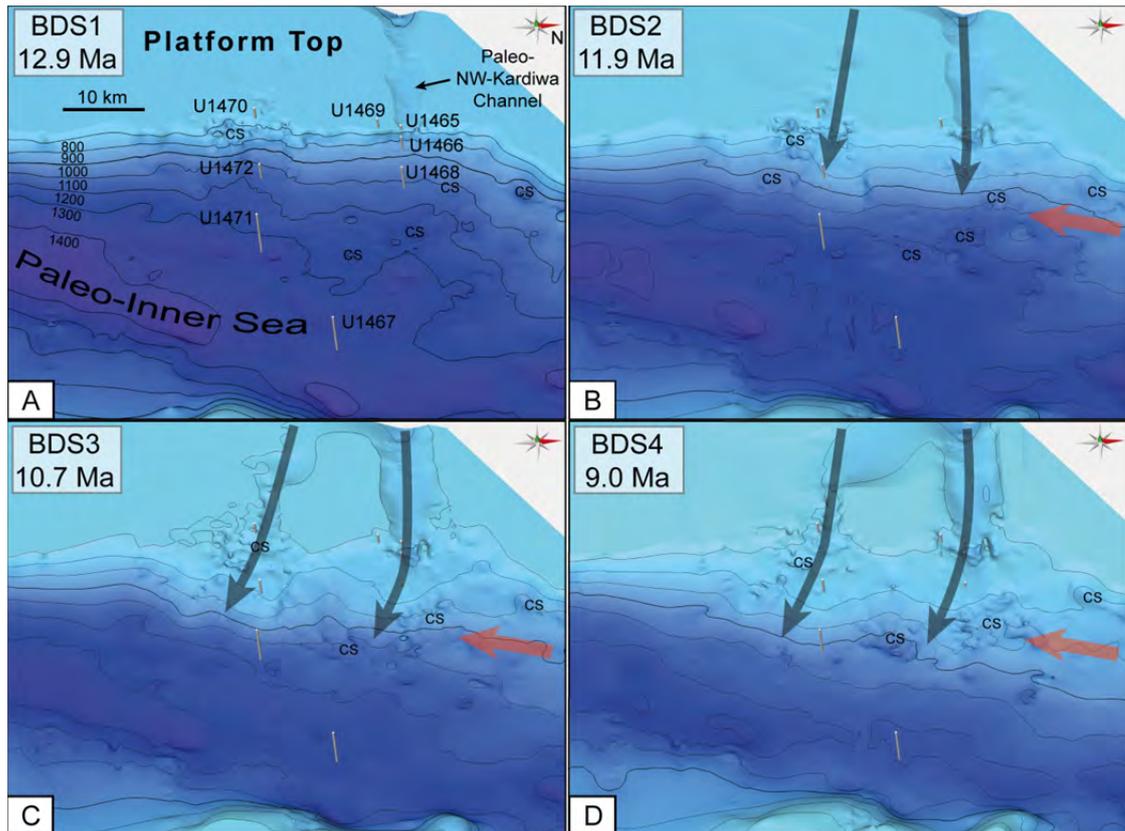


Abb. II.1.1-3. 3D-Flächen (Tiefenlage in TWT) der Driftsequenzen DS1-DS3, die zusammen den „drift fan“ aufbauen. A-D) Chronologische Entwicklung des „drift fans“ und der Meeresstraßen nördlich und südlich des Goidhoo Atolls. A) Initiales Stadium - Basis (BDS1) der Driftsequenz DS1 bis D) Top (BDS4) der Driftsequenz 3. Der „drift fan“ wird durch Hangabwärts gerichtete Bodenströmungen (graue Pfeile) das den Kanälen gespeist, die wieder durch eine Hangparallele Strömung (roter Pfeil) leicht nach Süden abgelenkt werden. Abgebildet sind die Positionen der IODP Bohrungen (siehe auch Abb. II.1.1-1). CS: Kollapsstruktur.

Bodenströmungen erweiterten und vertieften die Kanäle und transportierten Material von den angrenzenden Plattformen in das innere Becken, die Inner Sea. Die über einen langen Zeitraum aktive Bodenströmung bewegte sich hangabwärts und formte Fächer mit einer sigmoidal-klinoförmigen Geometrie (Abb. II.1.1-2a). Im hangparallelen Profil 24 lässt sich die gewölbte Form des Fächers gut erkennen (Abb. 2b). Die 3D-Paläo-Topographie zeigt die Chronologie der Entstehung der Kanaldurchbrüche und die sukzessive beckenwärtige Progradation der Driftkörper sowie deren fächerartige Geometrie (Abb. II.1.1-3). Die Depozenter haben sich dabei im Laufe der Zeit leicht nach Süden verlagert, vermutlich aufgrund einer südgerichteten, hangparallelen Bodenströmung aus dem Kardiwa Kanal, die Material nach Süden verdriftet hat. Der neue Typ wurde von uns als „drift fan“ bezeichnet und stellt ein Pendant zum bekannten „contourite fan“ dar, der sich im Ausgang von Tiefwasserpassagen bildet (Rebesco et al., 2014). Die neuen Daten zeigen auch, dass der „drift fan“ den Meeresspiegel-gesteuerten progradierenden distalen Plattformhangschüttungen ähnelt, deren Architektur sich aber unter genauer Betrachtung unterscheiden. Die Hangschüttungen weisen eine konkav gewölbte Geometrie auf während die „drift fan“ Schüttungen konvex nach außen gebogen sind. Stellenweise werden die Driftstrukturen von schlotartigen Gebilden mit chaotischer interner Struktur und erhöhten Amplituden an der Oberseite durchzogen (Abb. II.1.1-2), die vermutlich Kollapsstrukturen repräsentieren, deren Ursprung auf Karbonatlösung im Untergrund zurückzuführen ist (Aubert und Droxler, 1996). Letztere könnten durch hydrothermale Zirkulation in den magmatischen Gesteinen und den überlagernden Plattformkarbonaten verursacht

worden sein. Allerdings zeigen einige der Schlotstrukturen eine deutliche Aufwölbung der Reflektoren der angrenzenden Schichten (siehe Profil 24: Hangsedimente, DS1 und DS2 in Abb. II.1.1-2), im Gegensatz zu den nach untergewölbten Wandschichten der Kollapsstrukturen (siehe Profil 44 in Abb. II.1.1-4). Dies könnte einen aktiven Aufstieg von Kalkschlamm, Fluiden und Gasen implizieren, wobei der obere Teil der Struktur in Profil 24 jedoch einem typischen Kollapstrichter (z.B. einer Kaldera) gleicht. Die Dimensionen mit Durchmessern von 1-2 km sind ungewöhnlich groß und gleichen teilweise den von Betzler et al. (2011) beschriebenen Pockmark-Strukturen weiter im Süden der Inner Sea.

Ein weiterer Fokus des Projektes lag auf der Erkundung des partiellen Ertrinkens von Plattformbereichen, insbesondere der Entstehung sowie räumliche und zeitliche Entwicklung der Interatoll-Passagen. Seismische Profile quer und längs zweier Kanäle nördlich und südlich des Goidhoo Atolls liefern ein differenziertes Bild von deren Genese (Abb. II.1.1-1). Die Anlage der Kanäle erfolgte wie zuvor erwähnt im Miozän vor 12,9 Mill. Jahren. Die seismischen Profile zeigen, dass sich die beiden Kanäle nur wenig in den Untergrund eingeschnitten haben (Abb. II.1.1-4, -5). Ihre Vertiefung resultierte größtenteils durch stetige Subsidenz der Karbonatplattform bei gleichzeitiger Aggradation der angrenzenden Plattform. Die Riffbildner reagierten dabei auf die Absenkung mit erhöhtem Wachstum, um in der photischen Zone zu verbleiben. Neben einer Vertiefung fand auch eine Verbreitung der Kanäle statt. Die Plattformränder im südlichen Kanal reagierten dabei deutlich unterschiedlich: während der Nordrand eine „keep up“ Geometrie mit einer Neigung von ca. 12.4° aufweist, so zeigt der Südrand eine „back step“ Morphologie (Abb. II.1.1-4).

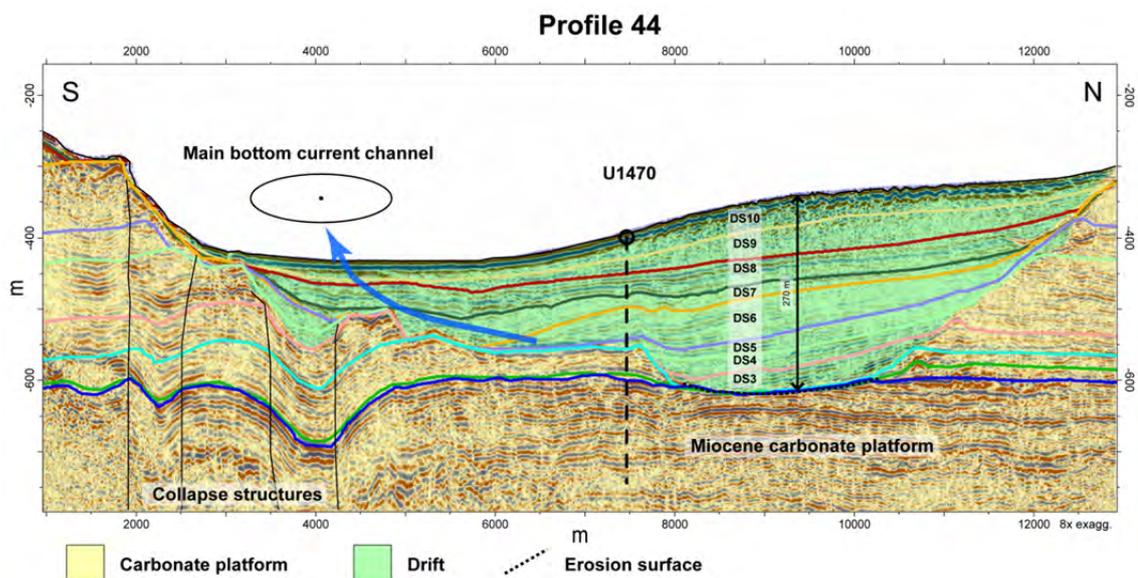


Abb. II.1.1-4. Querprofil 44 im südlichen Kanal von Goidhoo. Gekennzeichnet ist die (Groß-) Plattform und die strömungskontrollierte Kanalfüllung mit den Driftsequenzen sowie die Lokation der IODP Bohrung U1470. Deutlich erkennbar ist das stufige Zurückschreiten der südlichen Karbonatplattform und der sich verlagernde Hauptströmungskanal (blauer Pfeil). Driftsequenzen nach (Lüdmann et al., 2013, Betzler et al., 2016b.)

Nach dem klassischen Ablagerungsmodell von Kendall und Schlager (1981) wird dies als Antwort der Karbonatplattform auf den Meeresspiegel gedeutet. Ein rascher Meeresspiegelanstieg erzeugt „back step“ und ein moderater Anstieg „keep up“ Strukturen. Wir gehen jedoch davon aus, dass hier, anders als im Modell, die Bodenströmungen im Wechselspiel mit dem Meeresspiegel agierten, ansonsten müssten beide Ränder vergleichbare Geometrien aufweisen. Hieraus leiten wir ab, dass der Meeresspiegel sich nur moderat erhöht haben muss und die auf den Südrand des

Kanals fokussierte Bodenströmung das Zurückschreiten des südlichen Plattformrandes begünstigt hat. Der im Strömungsschatten liegende Nordrand wurde sukzessive von Sedimenten bedeckt. Diese schräggeschichtete, nach Süden hin leicht abfallende Kanalfüllung aus karbonatischem Material zeigt eine strömungskontrollierte Geometrie mit einem Depositionszentrum im nördlichen Bereich des Kanals, deren maximale Mächtigkeit 270 m beträgt. Mit zunehmender Verbreiterung des Kanals migrierte die Bodenströmung nach Süden und mit ihr progradierte die Kanalfüllung von Nord nach Süd (Abb. II.1.1-4, Pfeil). Die Ablagerung kann als „confined drift“ klassifiziert werden, als ein strömungskontrolliertes Sediment, welches seitlich von Kanalwänden eingeschlossen ist. Die Verfüllung setzte im südlichen Kanal bereits früher, im Obermiozän vor 10,6 (Abb. II.1.1-4), und im nördlichen erst im Unterpliozän vor 4,5 Mill. Jahren (Abb. II.1.1-5) ein. Dies ist vermutlich auf eine stärkere Bodenströmung im nördlichen Kanal zurückzuführen, welche eine Ablagerung von Sedimenten im Kanal verhinderte.

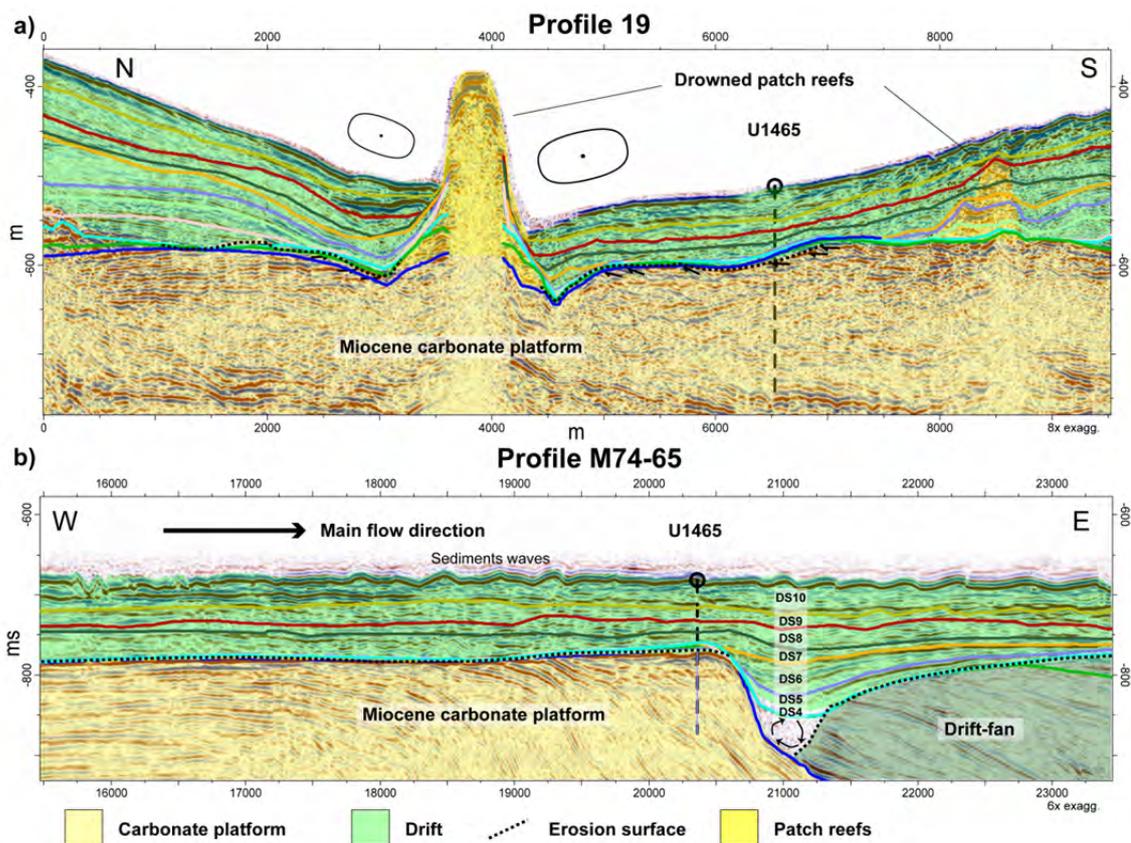


Abb. II.1.1-5. a) Querprofil 19 im nördlichen Kanal von Goidhoo. Auffällig sind das zentrale ertrunkene Fleckenriff mit den beiderseitigen Konturritkanälen und das verschüttete Fleckenriff. Die IODP Bohrung U1465 durchteuft die auflagernden, geschichteten Drifts. Die frühmiozäne Großplattform zeigt eine Erosionsfläche, überlagert von pliozänen Sedimenten. Eine Verlagerung der Hauptströmungsachse ist nicht erkennbar; b) Das äquivalente Längsprofil über die Bohrung U1465 zeigt deutliche Strömungsindikatoren wie rezente Sedimentwellen und eine vorgelagerte Auskolkungsstruktur im Bereich der frühmiozänen Großplattform. Driftsequenzen nach Lüdmann et al. (2013) und Betzler et al. (2016b).

Der weiter im Norden gelegene Interplattform-Kanal zwischen dem Goidhoo Atoll und dem Südlichen Maalhosmadulu Atoll zeigt eine wesentlich geringmächtigere Sedimentbedeckung über der frühmiozänen Megabank der Malediven (Abb. II.1.1-5). In der Hauptströmungsachse beträgt die Mächtigkeit ca. 70 m. Hinzu zeigen die seismischen Daten vereinzelt Überreste von ertrunkenen Fleckenriffen innerhalb des Kanals, die z.T. in Ost-West-Richtung durch Strömungseinfluss entsprechend der

Hauptströmungsrichtung elongiert sind (Abb. II.1.1-5a). Angrenzende initiale Konturritkanäle an dem zentralen ertrunkenen Fleckenriff deuten auf den erosiven Charakter der Wassermassen hin, die sich einige Zehnermeter in die frühmiozäne Megabank eingeschnitten haben und auf der frühmiozänen Großplattform eine Erosionsdiskordanz erzeugen, die von karbonatischen Driftsedimenten überlagert wird (Abb. II.1.1-5b). Im Randbereich der frühmiozänen Großplattform wurde der mittelmiozäne „drift fan“ durch die Bodenströmung aufgearbeitet und unterlag einer Auskolkung im Zentrum der Bodenströmung. Das seismische Abbild zeigt dort chaotische Reflektoren als Folge der Umlagerung, die Vertiefung wurde in den darauffolgenden Sequenzen wieder mit Sediment verfüllt. Eine Verlagerung der Hauptströmungsrichtung in Nord-Süd-Richtung wie im südlichen Kanal ist im nördlichen seit dem mittleren Miozän nicht nachweisbar.

Eine Synthese der Kartierergebnisse dokumentiert Abbildung 6, welche die Tiefenlage (in TWT) der Driftsequenzen im Arbeitsgebiet wiedergibt. Im Mittelmiozän begann die Großplattform, die Paleo-Inner Sea, zu zerfallen. Teile der Plattform wurden überflutet und Meeresstraßen schnitten sich ein. Dieser Prozess startete vor 12,9 Mill. J. und führte zur Ablagerung mächtiger „drift fans“ vor den Kanälen auf der Westseite der Malediven, die das tiefe Becken von Westen her aufzufüllen begannen. Ab dem Frühmiozän vor 9 Mill. J. (Abb. II.1.1-6a) fand dann eine allmähliche Verlagerung des Depositionszentrums im Becken Richtung Osten statt. Deutlich zu erkennen ist ein NNO-SSW verlaufender Trog, der sukzessive bis vor ca. 2,5 Ma aufgefüllt wurde. Verantwortlich hierfür war eine Nord-gerichtete Strömung, die auf die Öffnung einer Meeresstraße im Süden der Malediven zurückzuführen ist (Lüdmann et al. 2013). Der „drift fan“ im Norden von Goidhoo zeigt eine Erosionsdiskordanz, die auflagernden verdrifteten Sedimente sind spätpliozänen Alters und jünger (Abb. II.1.1-5b, 6a-6c).

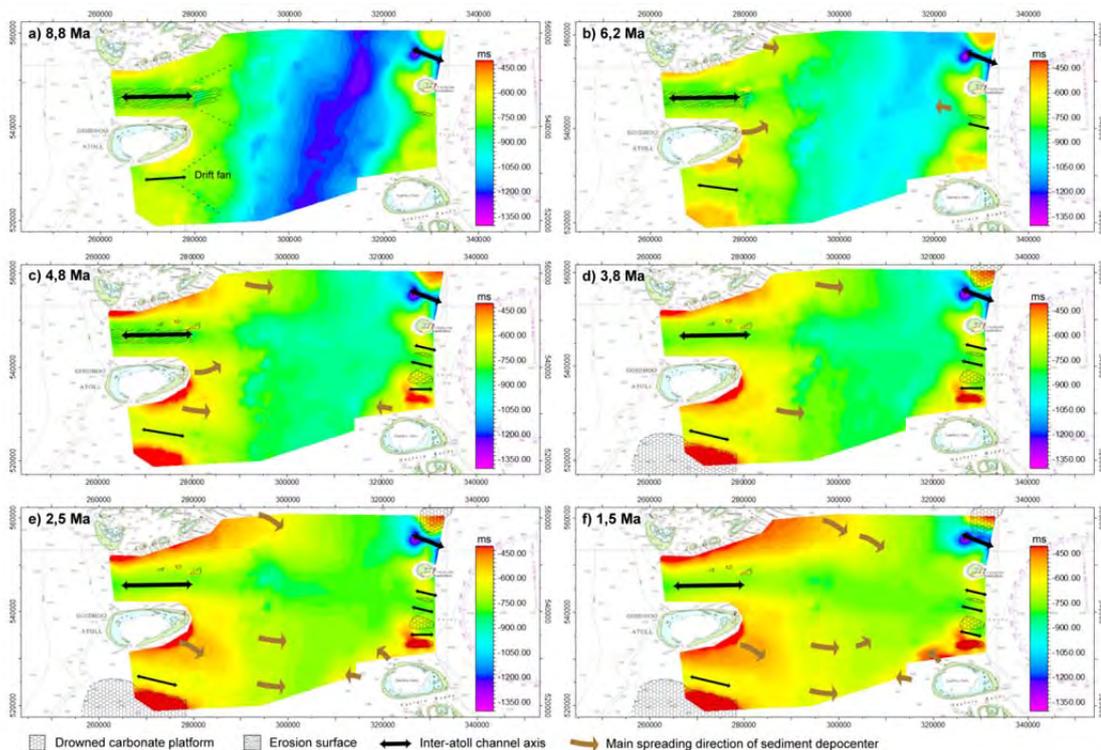


Abb. II.1.1-6. a-f) Tiefenlage der Basisflächen der Driftsequenzen nach Lüdmann et al. (2013) und Betzler et al. (2016b) im Arbeitsgebiet in (in ms TWT). Alter in Mill. Jahren. Kennzeichnung der Interatollkanäle und Richtung der Sedimentakkumulation.

Das Niveau der Erosionsdiskordanz des „drift fans“ korreliert mit dem Niveau der erodierten Großplattform. Das Depositionszentrum verlagert sich im späten Miozän an die nördlich und südlich beckenwärts gerichteten Hänge der aggradierenden Überreste

der Großplattform außerhalb des Wirkungsbereiches der Hauptströmungsachse (Abb. II.1.1-6a, b). Im Interatollkanal südlich des Goidhoo-Atolls verlagert sich die Hauptströmungsrichtung leicht nach Süden. Gleichzeitig öffnen sich weitere Interatollkanäle auf der östlichen Großplattformseite und erlauben eine strömungsbeeinflusste beckenwärtige Progradation der verdrifteten Sedimente der angrenzenden Plattform (Abb. II.1.1-6b). Im frühen Pliozän setzt sich die östlich gerichtete Verfüllung der Inner Sea im Strömungsschatten der Karbonatbänke fort, während der große vertiefte Kanal nördlich von Goidhoo eine Sedimentbedeckung zeigt. Der Interatollkanal südlich von Goidhoo migriert weiterhin nach Süden und die südlich angrenzende Plattform zeigt einen Wachstumsrückgang und ertrinkt. Der östliche Rand der Malediven wird weiter von Interatollkanälen durchsetzt und kleinere Plattformstrukturen ertrinken in dieser Region (Abb. II.1.1-6d). Im frühen Pliozän zeichnet sich in Verbindung mit dem großen westlichen Interatollkanal und den östlichen ein in Ost-West Richtung elongierter Bereich in der Inner Sea ab, der deutlich geringeren Sedimentationsraten unterliegt als die angrenzenden Areale (Abb. II.1.1-6e, f). Als Fazit lässt sich feststellen, dass die Entwicklung der Malediven seit dem Mittelmiozän stark von Bodenströmungen geprägt ist, welche die Sedimentation steuern und die Geometrie der Karbonatplattform beeinflussen. Die Strömungen sind Monsun-getriggert und wechseln Jahreszeitlich im Winter/Sommer Monsunzyklus. Die Entstehung der Meeresstrassen ist vermutlich ebenfalls Monsun-gesteuert (siehe oben). Charakteristisch für die initiale Phase der Straßenbildung sind die Entwicklung von „drift fans“. Diese entstehen im Mittelmiozän sowohl auf der West-, wie auch auf der Ostseite der Malediven, unterscheiden sich aber in deren Dimensionen. Die „drift fans“ auf der Ostseite sind deutlich größer, was vermutlich auf eine bereits im Mittelmiozän vorherrschende Dominanz des Sommermonsuns zurückzuführen ist.

II.1.2 Sedimentologie der Inner Sea (D. Bunzel, G. Schmiel, C. Betzler, S. Lindhorst)

Während der Ausfahrt SO236 wurde der Meeresboden in 5 Arbeitsgebieten beprobt (Abb. II.1.2-1). Es wurden dabei folgende Geräte eingesetzt: Schwerelot, Großkastengreifer und Videogreifer. Die Sedimentproben wurden eingesetzt, um die Frage der Kontrolle des Meeresspiegels und des Monsuns auf die Sedimentation der Malediven zu beantworten und um das Alter der ertrunkenen Teil der Plattform zu klären. Ein unerwartetes Ergebnis der Beprobung ist der erste Beleg des Auftretens von Kaltwasserkorallen in den Malediven.

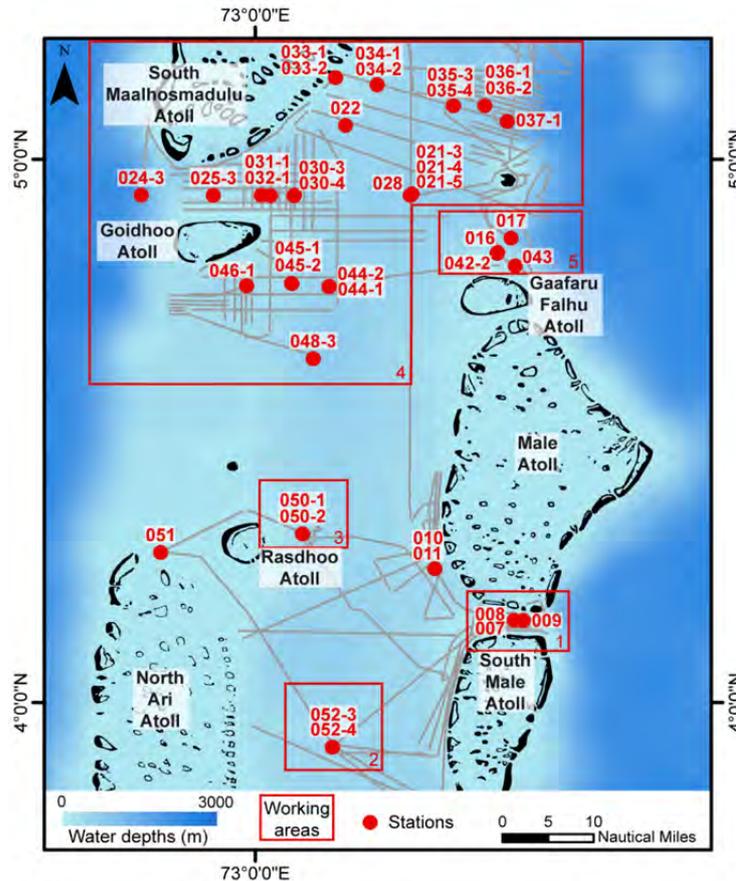


Abb. II.1.2-1. Lage der sedimentologischen Stationen in der Inner Sea der Malediven.

• Monsun-kontrollierte Sedimentation (D. Bunzel, G. Schmiel, S. Lindhorst, C. Betzler)

Die sedimentologischen und mikropaläontologischen Untersuchungen konzentrierten sich auf die beiden Schwerelotkerne SO236-21/3 (N Kardiva Channel; 247 m Wassertiefe; Kerngewinn 5,00 m) und SO236-52/4 (E Ari in der Inner Sea; 419 m Wassertiefe, Kerngewinn 5,97 m), von denen wir uns detaillierten Aufschluss über die glazial-interglazial Variabilität des Ablagerungsraumes der Inner Sea erwarteten.

Für geochemische und mikropaläontologische Untersuchungen wurden die Kerne im 5 cm Intervall beprobt und die Proben mittels Nass- und Trockensiebung fraktioniert. Für Messungen zur Bestimmung der stabilen Isotope von Sauerstoff- und Kohlenstoff wurden anschließend planktische (*Globigerinoides ruber* (white)) und benthische Foraminiferen (*Cibicidoides pachyderma*, *Cibicidoides wullersdorfi*, *Cibicidoides lobatulus*, alle epifaunal) der Fraktion 125-1000 µm ausgelesen und am AWI in Bremerhaven gemessen. Diese Messungen sind abgeschlossen. Zusätzlich wurden für Kern SO236-52 (Kerntiefen 35 cm, 80 cm und 140 cm) Individuen der Spezies *Globigerinoides sacculifer* und *G. ruber* ausgelesen und für Radiokarbondatierungen verwendet.

Mit Hilfe eines Laserdiffraktometers wurde für beide Kerne die Variation des Korngrößenspektrums mit einer vertikalen Auflösung von 1 cm erfasst. Diese Daten zeigen die ausgeprägte glazial-interglazial Variabilität der hauptsächlich karbonatischen Sedimente. Weiterhin wurde das Korngrößenspektrum der nicht-karbonatischen Fraktion bestimmt (10 cm Auflösung). Hier interessiert uns insbesondere das Korngrößenintervall 10-63 μm , da der Mittelwert dieser sogenannten "Sortable Silt" Fraktion ein Proxy für die Intensität der bodennahen Strömungen ist. An beiden Kernen wurde weiterhin der Wassergehalt und mit Hilfe eines RFA Kernscanners die Elementverteilung analysiert.

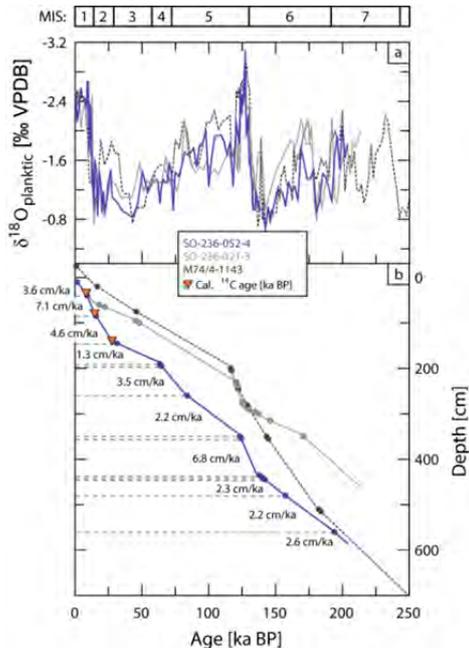


Abb. II.1.2-2. Altersmodelle für die Kerne SO236-21 und -52 im Vergleich zu Kern M74/4-1143 (Drift in der Inner Sea; Betzler et al., 2013b).

Die zu erwartenden Langzeiteffekte der Monsunströmungen auf die Sedimentation in der Inner Sea konzentrieren sich auf (1) topographisch induzierten Auftrieb (Upwelling) (und eine daran gebundene erhöhte Primärproduktivität rund um die Atolle (Sasamal, 2007), (2) die Veränderungen der Qualität der Bodenwassermassen, sowie (3) die Veränderung der Bodenströmungsgeschwindigkeit. Um die Effekte der Variationen dieser Parameter in der Zeit zu rekonstruieren, wurden die Vergesellschaftungen der benthischen Foraminiferen sowie die Korngrößenveränderungen des sortable silts analysiert. Für diese Rekonstruktion wurden die Kerne der Stationen SO236-21 und -52 (Abb. II.1.2-1) verwendet. Diese Untersuchungen werden in den nächsten Wochen in einem Manuskript zusammengefasst. Hier werden die wichtigsten Resultate dieser Studie vorgestellt.

Basierend auf den Variationen der stabilen Sauerstoffisotopie der planktischen Foraminiferen konnte für beide Kerne ein solides Altersmodell generiert werden (Abb. II.1.2-2). Benthische Foraminiferen sind gute Indikatoren für den Sauerstoffgehalt des Bodenwassers (Jorissen et al., 1995). Die benthischen Foraminiferen-Vergesellschaftungen wurden daher quantitativ erfasst, und die Daten einer Hauptkomponentenanalyse im Q-Modus unterworfen. So können drei Vergesellschaftungen differenziert werden. Vergesellschaftung 1 wird durch *Neouvigerina proboscidea* und *Discorbinella araucana* dominiert, Vergesellschaftung 2 durch *Cibicides mabahethi* und Vergesellschaftung 3 durch *Neouvigerina proboscidea* und *Hoeglundina elegans*.

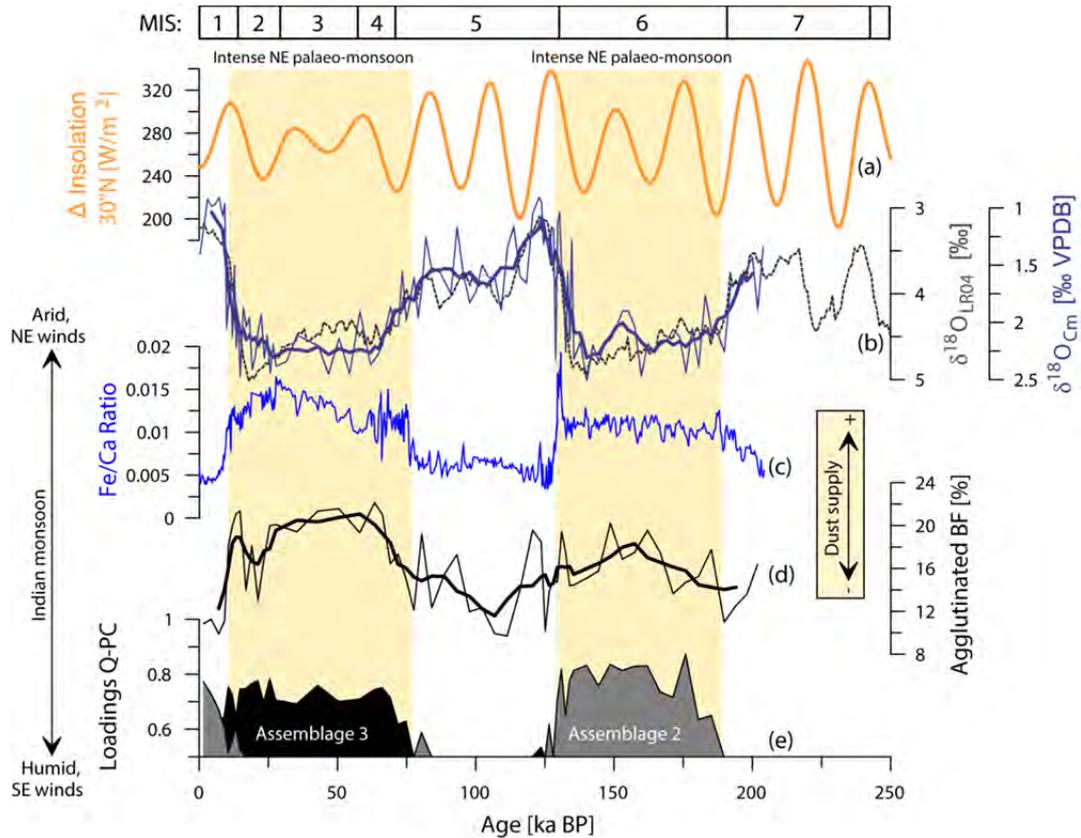


Abb. II.1.2-3. Wintermonsunsignale in den Malediven: Die Vergesellschaftungen 1 und 2 (benthische Foraminiferen) zeigen den Nährstoffeintrag in die Inner Sea an, der Eisengehalt den äolischen Eintrag.

Die Vergesellschaftungen 2 und 3 sind dabei Indikatoren für einen erhöhten Nährstoffeintrag am Meeresboden, in diesem Falle also einer Erhöhung der Primärproduktivität in Folge des Auftriebs. Die Vergesellschaftungen treten während der beiden vergangenen Kaltzeiten auf (Abb. II.1.2-3). Dieses Muster korreliert mit einem erhöhten Eintrag an äolischen Eintrag. Dieser ist belegt durch erhöhte Eisengehalte des Sediments (XRF Messungen am Kern). Heute korreliert ein erhöhter Staubeintrag in den Malediven mit dem Wintermonsun (Betzler et al., 2016b). Somit lässt sich für die letzten ca. 200.000 Jahre aufzeigen, dass der Wintermonsoon während der Kaltzeiten im Vergleich zu den Warmzeiten stärker ausgeprägt war.

Die Intensität des Sommermonsuns lässt sich im Untersuchungsgebiet über die Expansion der Sauerstoffminimumzone des Indischen Ozeans rekonstruieren. Diese liegt im Zwischenwasserbereich und beeinflusst damit direkt den Sauerstoffgehalt des Bodenwassers der Malediven. Unter Verwendung der linearen Abhängigkeit des $\Delta\delta^{13}C$ der Epifauna (*Cibicides mabahethi*) und der tiefen Infauna (*Globobulimina affinis*) lässt sich nach Hoogakker et al. (2015) über $\Delta\delta^{13}C = 0.00772 \times [O_2] + 0.41446$ für Kern SO236-52 die Variationen der Durchlüftung rekonstruieren. Es resultiert aus diesen Berechnungen, dass der Sauerstoffgehalt am Meeresboden der Inner Sea zyklisch schwankt und dabei eine gute Korrelation zeigt mit Schwankungen des Bodenwassersauerstoffgehalt, die bereits für das Arabische Meer festgestellt wurden (Schmiedl und Mackensen, 2006; Abb. II.1.2-4).

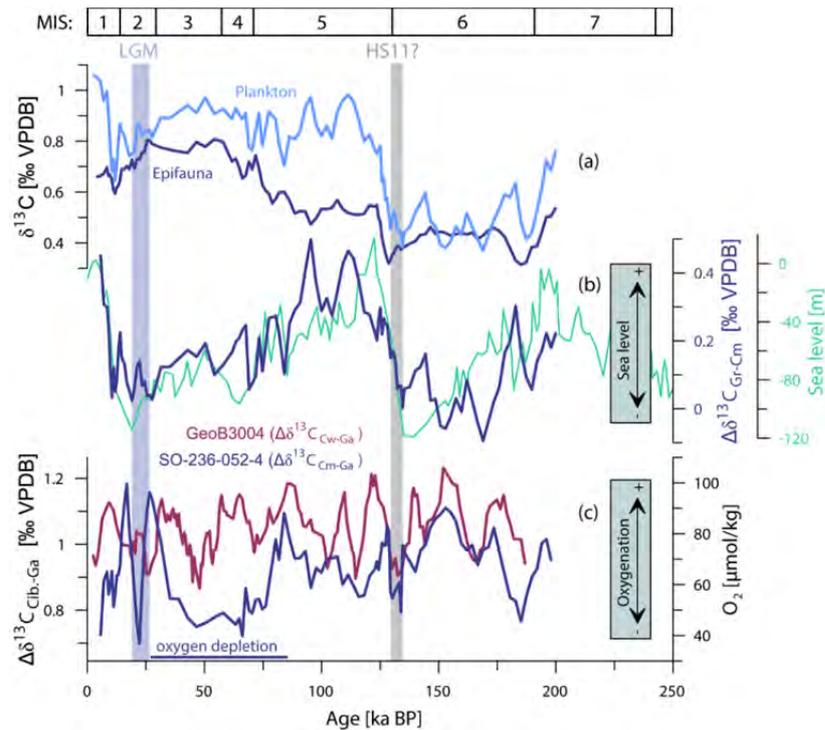


Abb. II.1.2-4. Zyklische Schwankungen des Sauerstoffgehalts am Meeresboden der Inner Sea und Korrelation dieser Veränderungen mit Schwankungen des Bodenwassersauerstoffgehalt im Arabischen Meer.

• Fazies und Alter der ertrunkenen Karbonatkörper (C. Betzler)

Der Videogreifer von FS SONNE wurde eingesetzt, um die Fazies und das Alter der ertrunkenen Riffe und Atolle im nördlichen Teil der Kardiva Straße zu analysieren. Die Beprobung erwies sich als äußerst anspruchsvoll, da die Gesteinsoberflächen dieser Körper eine relativ glatte Oberfläche haben und es daher kaum möglich ist Gesteinsproben zu gewinnen. Der Einsatz einer Dredge wäre im Übrigen keine Option gewesen, da die Republik der Malediven keine Dredgen-Einsätze genehmigt

Die Beprobung wurde an drei Stationen durchgeführt (Abb. II.1.2-5). An den Stationen SO236-42 und -43 konnten so Proben der ertrunkenen Bänke gewonnen werden, an der Station SO236-17 scheiterte der Versuch. Das bei SO236-42 gewonnene Gestein (Wassertiefe: 308 m) ist ein dolomitisierter Kalk mit Rotalgen und Bioklasten. Eine Alterszuordnung des Gesteins konnte nicht durchgeführt werden. Bei der Station SO236-43 konnten zwei Proben gewonnen werden, eine aus einer Wassertiefe von ca. 670 m (der Videogreifer verhakte sich in dieser Tiefe am submarinen Kliff und ein Gesteinsbruchstück kam auf dem Videogreifer zu liegen), und die eigentliche Probe SO236-43 aus einer Wassertiefe von 719 m.

Bei beiden Proben handelt es sich um einen Rudstone mit Rotalgen, Korallenbruchstücken und häufigen benthischen Großforaminiferen. Hier zu nennen sind: *Austrorillina striata*, *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *sumatrensis*, *Lepidosemicyclina*, *Cycloclypeus* und *Archaias* (Abb. II.1.2-6). Diese Vergesellschaftung erlaubt es, das Gestein stratigraphisch dem Letter Stage Te5 (Adams, 1984) zuzuordnen und somit diesen Teil der Karbonatplattform in das Aquitanium / Burdigalium (U. Miozän) zu stellen.

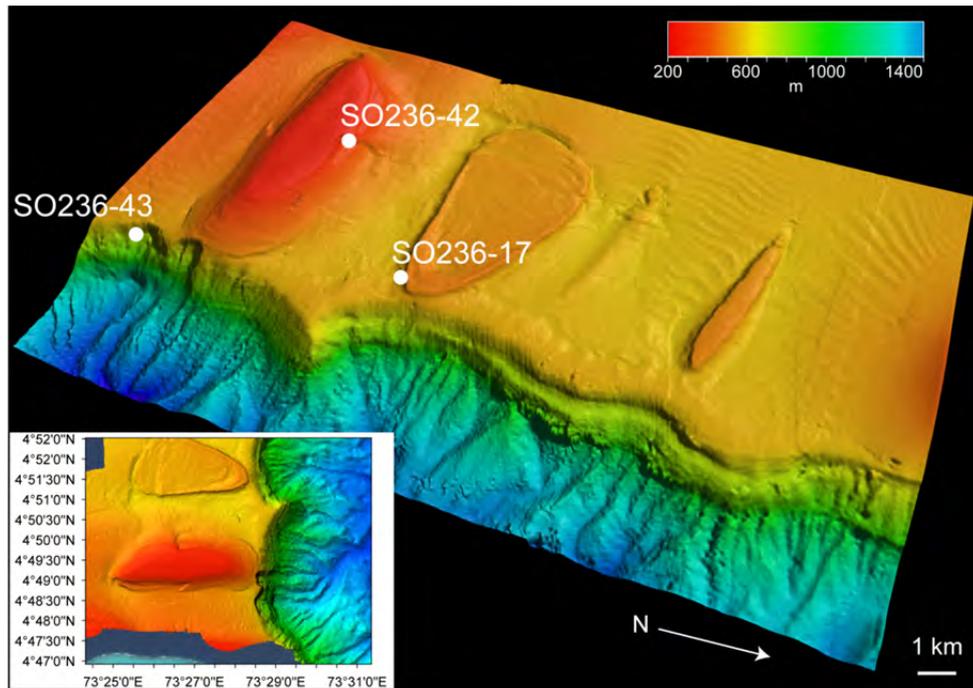


Abb. II.1.2-5. Multibeam-Karte mit den Videogreifer Stationen im Kardiva Kanal.

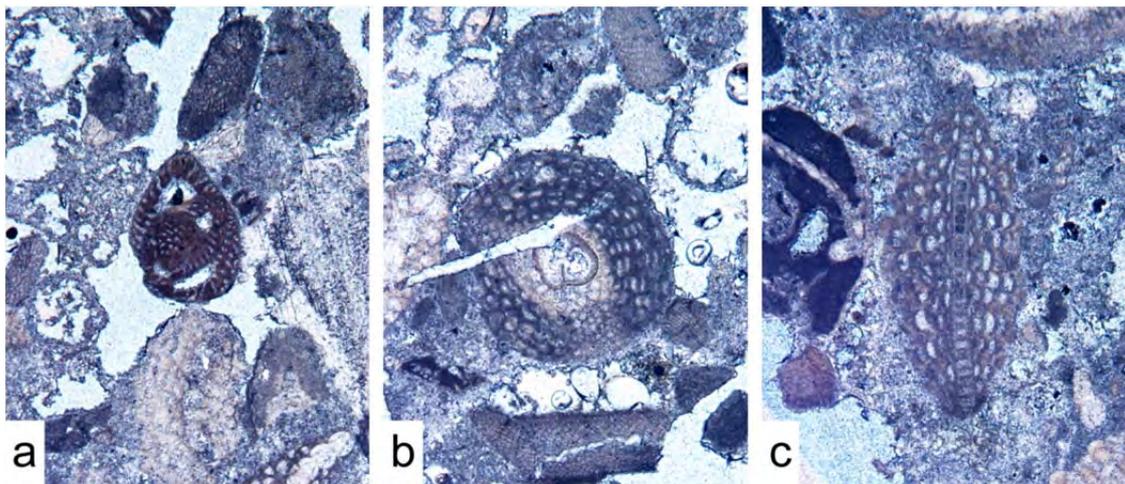


Abb. II.1.2-6. Stratigraphisch verwertbare benthische Großforaminiferen von Station SO236-43. a: *A. striata*, b: *N. sumatrensis*, c: *Lepidosemicyclina*. Breite der Bilder jeweils 2.3 mm.

An der Station SO236-51 (Abb. II.1.2-1) wurde entlang eines bereits vermessenen Multibeam und Parasound Transekts (Fürstenau et al., 2010) eine Videogreifer Probe an der Position eines vermuteten Tiefstandsedimentationskörpers genommen. Es sollte geprüft werden, ob es sich hier um Sedimente des letzten Glazials handelt. Eine Probe wurde erfolgreich gewonnen und mit Radiokarbon Daten auf ca. 13.000 Jahre vor heute datiert. Diese Altersdatierung ist ein wichtiges Element, welches es uns ermöglicht hat ein neues Modell der Sedimentationsdynamik an den Hängen von Atollen zu publizieren (Betzler et al., 2016a; Anlage 5). Die Hauptaussage dieser Arbeit ist, dass entgegen existierendem Lehrbuchwissen an den Hängen von Karbonatplattformen ausgedehnte Tiefstandsediment-Körper auftreten können.

• **Kaltwasserkorallen der Malediven (J. Reolid, M. Reolid, C. Betzler, S. Lindhorst)**

Während die beiden bisher genannten Resultate der sedimentologischen Untersuchungen Aspekte beantworten, die innerhalb der Fragestellung und Zielsetzung des Vorhabens zu lösen waren, hat es die Beprobung des Meeresbodens in den Interatollkanälen auch ermöglicht die ersten Kaltwasserkorallen aus dem Malediven-Archipel zu bergen. Dies ist ein nicht erwartetes Resultat, welches nun auch zur Publikation gebracht wurde (Reolid et al., 2017).

Die Korallen wurden an zwei Stationen an der östlichen Flanke des Archipels entdeckt. Station SO236-007 liegt bei 04°09,07' N, 73°29,28' E, und SO236-017 bei 04°51,26' N, 73°28,05' E (Abb. II.1.2-1). Die Korallen wurden aus ähnlichen Wassertiefen geborgen (442 und 455 m). In beiden Fällen handelt es sich bei den Vorkommen um Bereiche, die submarinen Kliffs vorgelagert sind. Die Beobachtungen mit dem Videogreifer zeigen, dass an beiden Lokalitäten rezent anscheinend keine lebendigen Korallen vorkommen (Abb. II.1.2-7). Das Radiokarbon-Alter der Korallen zeigt für das südliche Vorkommen ein Alter von 21,400 bis 21,840 +/- 60 cal. BP und ein Alter von 22,190 bis 22,540 +/- 60 cal. BP für den nördlichen Fundort.

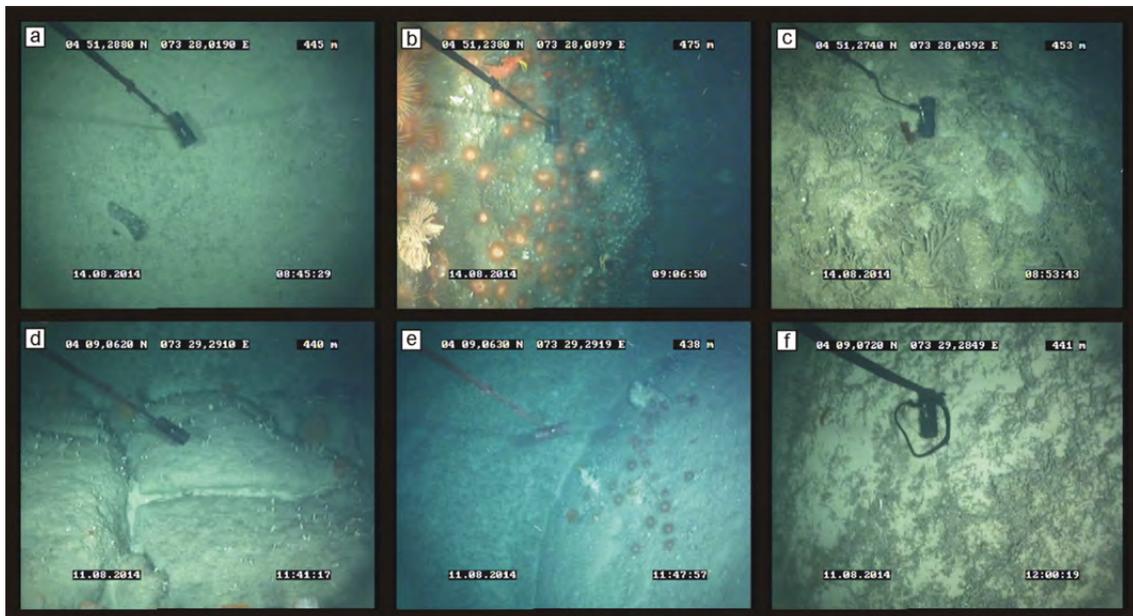


Abb. II.1.2-7. Videogreifer-Aufnahmen der Stationen SO236-17 (a-c) und SO236-07 (d-f). Länge des Zylinders: 20 cm. Aus Reolid et al. (2017).

Die Korallenvergesellschaftungen bestehen aus den Gattungen *Enallopsammia* (Familie Dendrophylliidae), *Lophelia* und *Desmophyllum* (Familie Caryophylliidae), *Madrepora* (Familie Oculinidae) und *Stephanophyllia* (Family Merulinidae). Die Ordnung Alcyonacea wird durch die Gattung *Gorgonia* (Familie Gorgoniidae) vertreten. An beiden Lokalitäten dominiert *Lophelia pertusa* (88% im Süden, 68% im Norden) gefolgt von *Madrepora oculata* (8% bzw. 20%) und *Enallopsammia rostrata* (1% bzw. 8%). *Desmophyllum* und *Stephanophyllia* wurden nur an der südlichen Station gefunden.

Mit denen zur Verfügung stehenden Daten können wir keine abschließende Aussage darüber machen, welcher Faktor dafür verantwortlich ist, dass an den Stationen heute keine Korallen wachsen. In Reolid et al. (2017) schlagen wir vor, dass der heutige Sauerstoffgehalt des Wassers und die Wasserdichte (Abb. II.1.2-8) dabei die limitierenden Größen darstellen. Bei einer Wassertiefe von 500 m liegt der Gehalt an gelöstem Sauerstoff im Wasser bei 0,896 ml/l, was unter dem Wert für *L. pertusa* liegt (> ~2 ml/l; Dodds et al. 2007; Davies et al. 2008, 2010; Brooke and Ross, 2014). Kaltwasserkorallen kommen in Wassertiefen mit bestimmten Dichten vor, die zwischen 27,35–27,65 kg/m³ liegen können (Dullo et al. 2008), oder sogar 27,38–27,61 kg/m³

(Flögel et al. 2014). Dieser Bereich deckt sich mit der Aragonitsättigung des Wassers. Mit den genannten Dichtewerten kann Aragonit im kalten Wasser leicht in den Hartteilen ausgefällt werden (Findlay et al. 2014). An den beprobten Stationen liegt die neutrale Dicht um $27,25 \text{ kg/m}^3$, also außerhalb des genannten Bereichs. Zwischen 21,4 bis 22,5 ka BP war der globale Meeresspiegel ca. 120 m tiefer als heute (Lambeck und Chappell 2001). Die Lokalitäten der Stationen können zu dieser Zeit also im benötigten Bereich gelegen haben.

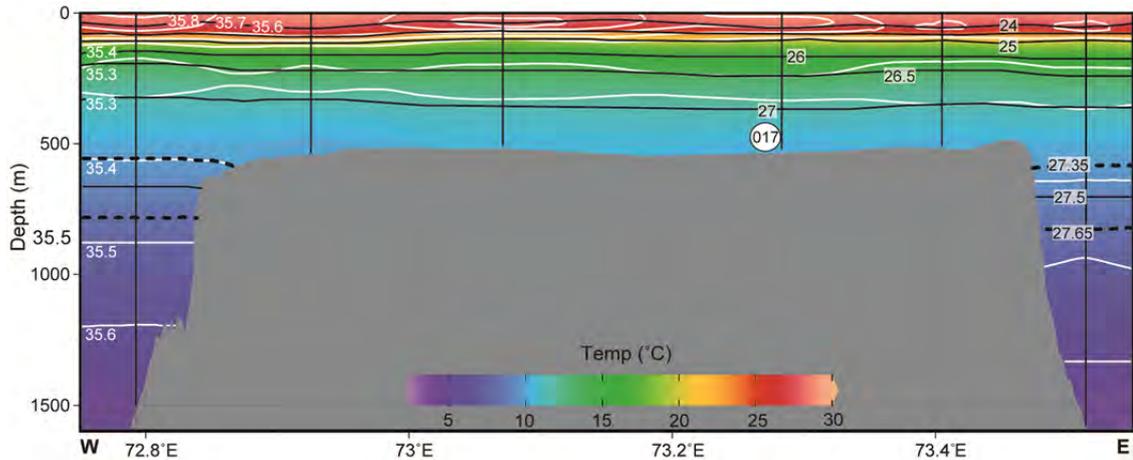


Abb. II.1.2-8. CTD Profil durch die Inner Sea der Malediven mit Temperatur, Salinität (psu, weiße Linien), sowie Dichteberich, in denen Kaltwasserkorallen auftreten (schwarze gestrichelte Linien). Aus Reolid et al. (2017).

II.1.3 Hydrographie und Partikelfluss (M.G. Wiesner, N. Lahajnar)

In der Inner Sea der Malediven und im tieferen Bereich der angrenzenden Riffhänge wurden vier Wassermassen als Endglieder identifiziert: (1) aus Westen einströmendes, höhersalinaires, sauerstoffärmeres Wasser aus dem Arabischen Meer; (2) aus Osten zwischen 0 und ~100m Tiefe einströmendes, niedersalinaires warmes Wasser aus dem Golf von Bengalen; (3) ein niedersalinärer, aus Westen intrudierender sauerstoffreicher Wasserkörper zwischen 120 und 400 m Tiefe, der dem Subantarktischen Mode-Wasser (SMAW) entspricht und dessen Existenz damit erstmals für den Bereich der Malediven nachgewiesen wurde; und (4) höhersalinare, sauerstoffreiche Wassermassen ab 1600 m Tiefe, deren Ursprung im Roten Meer oder Persischen Golf liegen dürfte (Abb. 1). Die sauerstoffarme Zone ($O_2 < 40 \mu\text{mol/L}$) liegt zwischen ~100 und 1000 m Wassertiefe, unterbrochen durch das SMAW (Abb. II.1.3-1 und -2). Die Intrusion des SMAW zeigt deutliche saisonale und/oder interannuelle Schwankungen und kontrolliert damit auch die Ausdehnung der Sauerstoffminimumzone (Abb.2).

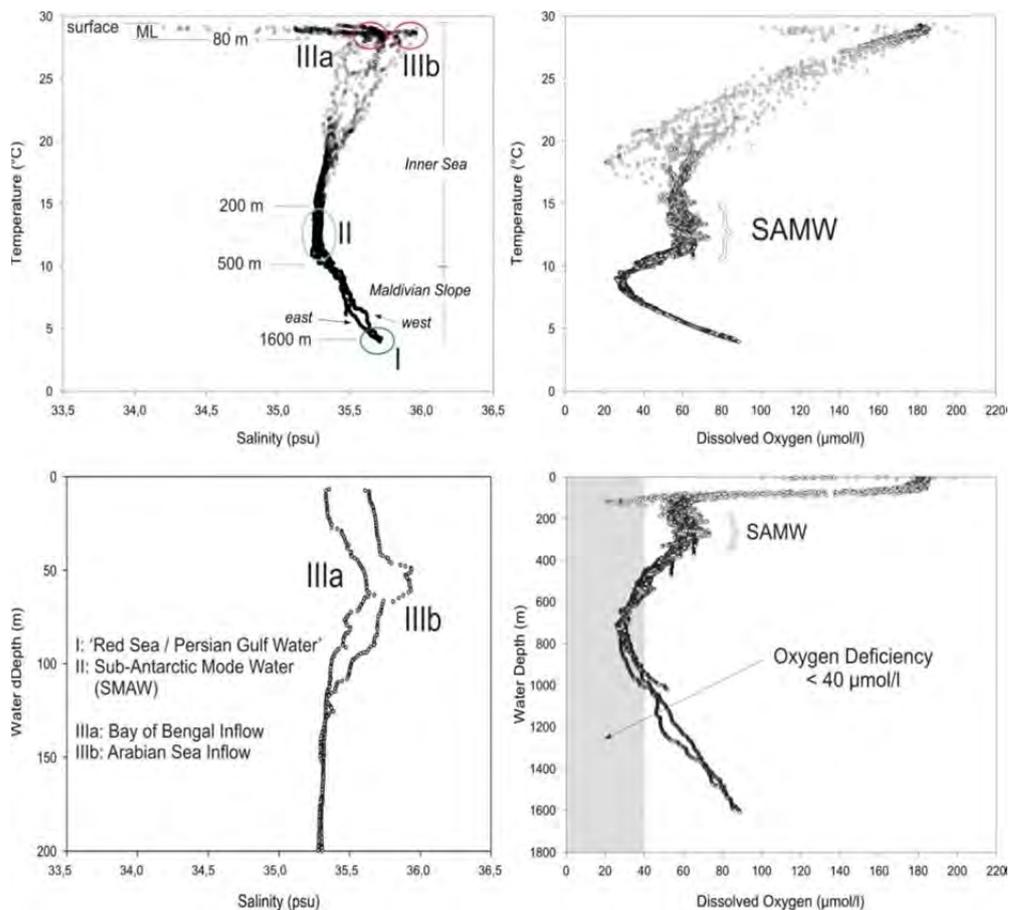


Abb. II.1.3-1. Charakterisierung der Wassermassen in der Inner Sea und im Bereich der westlich und östlich angrenzenden Riffhänge im August 2014.

Für den Beobachtungszeitraum (SW-Monsun) belegen die Verteilungsmuster der Wassertemperaturen in den oberen 300 m über die gesamte Inner Sea hinweg eine ausgeprägte Stratifizierung; die Thermokline liegt zwischen 80 und 100 m Wassertiefe (Abb. II.1.3-3). Die Konzentrationsprofile des in der Wassersäule suspendierten Materials weisen durchgängig drei Maxima auf: ein oberflächennahes Maximum mit Konzentrationen zwischen 30-40 $\mu\text{l/L}$, ein zweites Maximum direkt unterhalb der Thermokline (bis zu 50 $\mu\text{l/L}$) und ein drittes, weniger ausgeprägtes, breites Maximum um die 200 m Wassertiefe. (15-20 $\mu\text{l/L}$) (Abb. II.1.3-2). Das oberflächennahe Partikelmaximum besteht aus Relikten einer früheren, nicht beobachteten Planktonblüte und Pflanzenfragmenten. Das an der Thermokline gelegene Maximum ist eine Folge der Präsenz von an die niedrigen Lichtverhältnisse aber nährstoffreichen Bedingungen

unterhalb der Mixed-layer angepasstem Plankton (wie z.B. die Coccolithophoride *Florisphaera profunda*) (siehe auch Abb. II.1.3-4). Das tiefe Maximum liegt im oberen Teil des SMAW (Abb. 3).

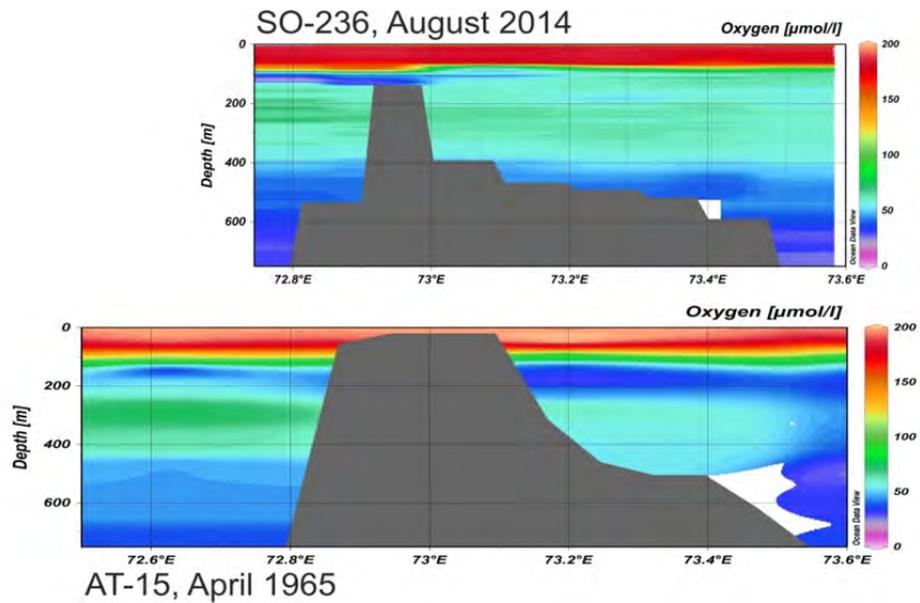


Abb. II.1.3-2. Verteilung der Sauerstoffkonzentrationen in der nördlichen Inner Sea entlang des Kardiva-Kanals im August 2014 bei 4°55'N (SO-236) und im April 1965 bei 4°59'N (AT-15; aus: Reduced Data, 1961-1967. DC-045, "R/V Atlantis II, Cruise AII15". Data Library and Archives, Woods Hole Oceanographic Institution).

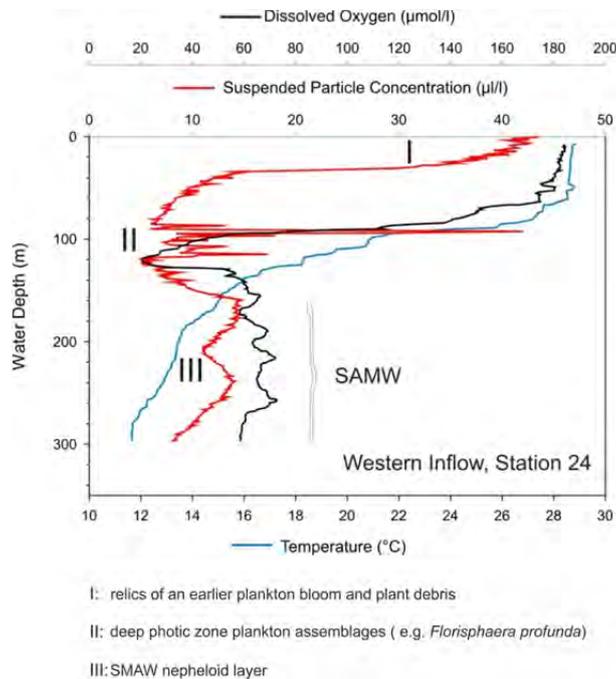


Abb. II.1.3-3. Tiefenprofile des gelösten Sauerstoffs, der Temperatur und der Partikelkonzentration am westlichen Einstrom in die Inner Sea (SMAW = Subantarktisches Modewasser)

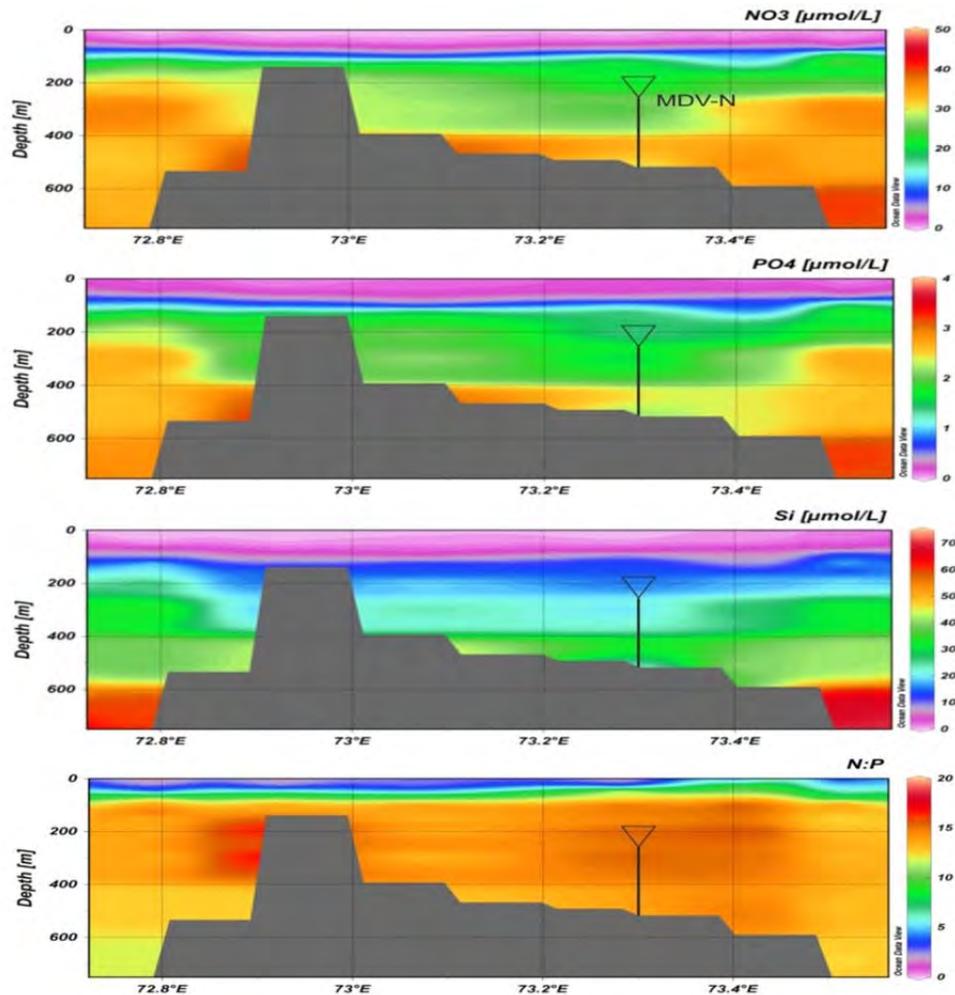


Abb. II.1.3-4. Nährstoffverteilungen und N/P-Verhältnisse in der nördlichen Inner Sea entlang des Kardiva- Kanals im August 2014 und Position des Sinkstofffallensystems MDV-N.

Die Nährstoffverteilungen weisen für den August 2014 an den Außenriffhängen in Wassertiefen > 200 m signifikant höhere Konzentrationen an Nitrat, Phosphat und Silikat auf als in der Inner Sea (Abb. II.1.3-4). Besonders ausgeprägt ist dies im Osten und indiziert hier wind-induzierten Tiefenwasserauftrieb auf der Leeseite des Archipels. Chlorophyllkonzentrationen belegen eine mit dem Tiefenwasserauftrieb verbundene, erhöhte Primärproduktion in diesem Bereich, die bis in den Oktober 2014 anhält (Abb. II.1.3-5).

In der Inner Sea werden die höchsten Chlorophyllkonzentrationen generell während des NE-Monsuns im Januar-Februar erreicht (Sasamal, 2007). Dies gilt auch für den Zeitraum der Messungen des Partikelflusses, die von August 2014 bis August 2015 in 200 m Wassertiefe im nördlichen (MDV-N) und südlichen (MDV-S) Bereich der Inner Sea durchgeführt wurden (Abb. II.1.3-5, -6 und -7).

Grundsätzlich zeigen die Partikelflüsse eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte trimodale Verteilung mit Maxima im Oktober/November 2014 und Januar/Februar 2015, d.h. an der Wende SW- zu NE-Monsun bzw. während der Hauptphase des NE-Monsuns, und einem sekundären Maximum mit Einsetzen des SW-Monsuns im Juni/Juli 2015 (Abb. II.1.3-6). An der Nordstation bestehen die partikulären Sinkstoffe im Mittel aus 61% Karbonat, 2% biogenem Opal, 17% organischer Substanz und 20% Lithogen; für die Südstation sind ähnliche Werte zu verzeichnen (70% Karbonat, 4% biogenes Opal, 11% organische Substanz und 15% lithogene Komponenten) (Abb. II.1.3-6 und -7).

Während der Hauptphase des NE-Monsuns erhöhen sich die Flussraten der biogenen Komponenten an beiden Fallenstationen um den Faktor 2-4, mit einer Zeitverzögerung von weniger als 18 Tagen gegenüber dem Chlorophyllmaximum (entsprechend einer Sinkgeschwindigkeit der Partikel von > 11 m pro Tag) (Abb. II.1.3-7). Im Jahresgang werden im Januar/Februar die höchsten Windgeschwindigkeiten erreicht (> 5 m/s); synchron dazu nehmen die Meeresoberflächentemperaturen um $2-4^{\circ}\text{C}$ ab. Die NE-Monsun Chlorophyll- und Partikelflussmaxima lassen sich daher auf eine erhöhte Primärproduktion zurückführen, als Folge einer intensiven Winddurchmischung der oberen Wassersäule und damit einhergehender Inkorporation von kaltem, nährstoffreichen Tiefenwasser in die euphotische Zone.

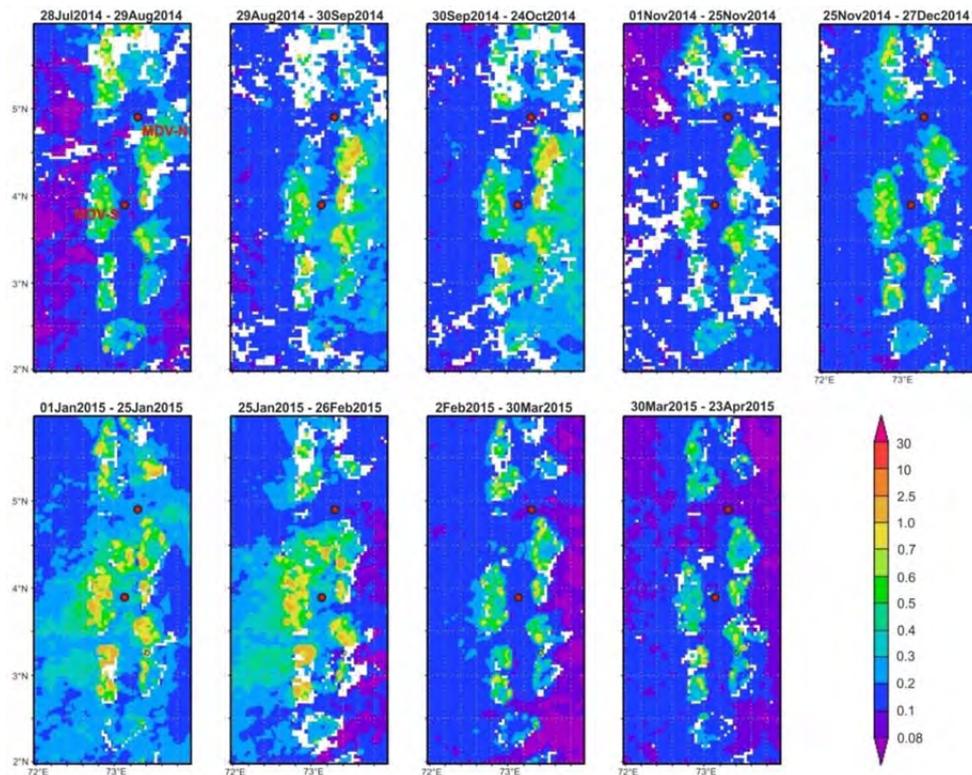


Abb. II.1.3-5. MODIS Chlorophyllkonzentrationen (mg m^{-3}) im Oberflächenwasser der Malediven von Juli 2014 bis August 2015 (MDV-N, MDV-S: Positionen der Sinkstofffallensysteme).

Die Partikelflussmaxima im Oktober/November 2014 und Juni/Juli 2015 fallen an beiden Stationen in das Intervall der Richtungsumkehr der Oberflächenströmung sowie der Strömungen in 80 und 200 m Wassertiefe (Abb. II.1.3-6). Dabei verhalten sich die Fließrichtungen auch mit der Tiefe invers: Bei MDV-N im Oktober/November 2014 von SE nach NW an der Oberfläche, von NE nach SW in 80 m Wassertiefe und konstant südliche Richtungen in 200 m Tiefe; im Juni/Juli 2015 konstant südöstliche Richtungen an der Oberfläche und von SW nach NE in 80 und 200 m Tiefe. Bei MDV-S im Oktober/November 2014 von SE nach NW an der Oberfläche und konstant südliche Richtungen in 80 und 200 m Tiefe; im Juni/Juli südöstliche Richtungen an der Oberfläche und von S nach N in 80 und 200 m Tiefe (Abb. II.1.3-6). Die mit den Strömungsinversion verbundene Scherung und dadurch Turbulenzerzeugung könnte zu einer Resuspension von Sediment an den Rifffhängen der Inner Sea geführt haben, das dann als Nepheloidschicht mit dem Einstrom des SMAW in den Bereich der Fallenstationen advektiert wurde.

Die lithogenen Komponenten repräsentieren trotz der landfernen Lage des Archipels einen nicht unerheblichen Anteil der partikulären Sinkstoffe. Deren Flussraten erreichen im Oktober/November 2014, Januar-März 2015 und Juni/Juli 2015 ihre maximalen Werte (Abb. II.1.3-7). Bisherige Modellstudien zum Aerosoltransport und

Untersuchungen zur Zusammensetzung der Aerosole haben gezeigt, dass von Januar bis April mineralisches Material mit den NE-Monsunwinden von der Arabischen Halbinsel und dem indischen Subkontinent in den Bereich der Malediven transportiert wird (z.B. Eck et al., 2001; Lobert & Harris, 2002).

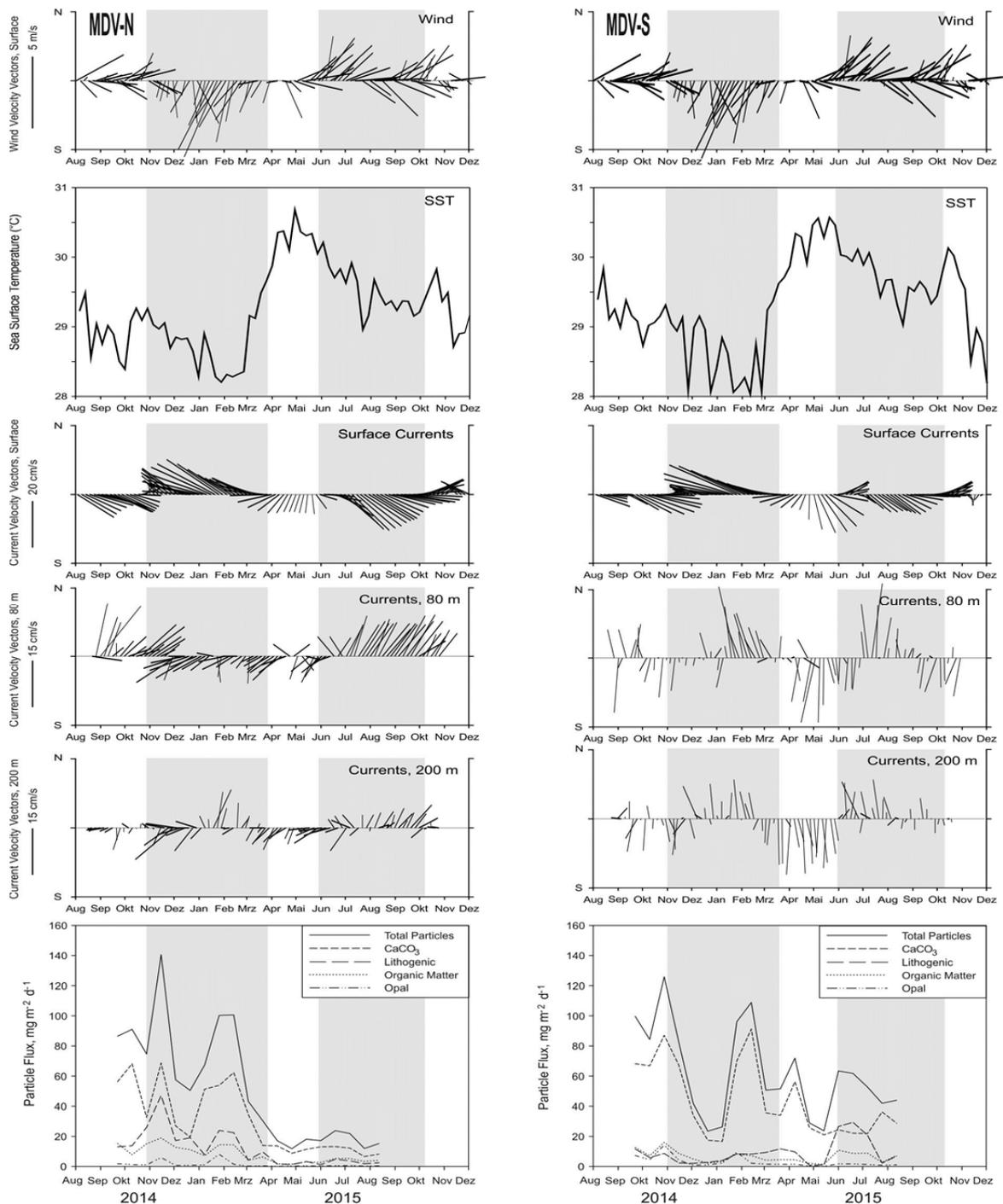


Abb. II.1.3-6. Windvektoren (950 hPa), Meeresoberflächentemperaturen, Strömungsvektoren (Meeresoberfläche und in 80 und 200 m Wassertiefe) und Zeitserie der Gesamtpartikelflusses sowie der Flussraten biogener und lithogener Komponenten in 200 m Wassertiefe an den Sedimentfallenstationen MDV-N und MDV-S in der nördlichen und südlichen Inner Sea von August 2014 bis November 2015.

Während des SW-Monsuns liegen die Quellen der Aerosole im südlichen Indischen Ozean, die Partikel bestehen daher überwiegend aus Meersalz, Sulfat, Nitrat und Ammonium (Satheesh et al., 2002; Das et al., 2011). Zeitserien der MODIS (Moderate-

resolution Imaging Spectroradiometer) Aerosol Optischen Dichte (AOD) zeigen an beiden Verankerungsstationen eine grundsätzlich bimodale Verteilung mit Spitzen im Januar/Februar und Juli (Abb. II.1.3-7). Da der MODIS AOD Algorithmus nicht strikt zwischen terrigenen und marinen Aerosolen trennt, spiegeln die beiden Modi vermutlich den Eintrag aus beiden genannten Quellen wider. Dies wird mit dem verbesserten Algorithmus des Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport (GOCART) Modells zu prüfen sein, ebenso wie die Frage, ob möglicherweise auch lithogene Partikel fluviatilen Ursprungs von den Küsten Südiindiens und Sri Lankas eingetragen werden. Der Befund, dass die hohen Lithogenflussraten im Oktober/November und Juni/Juli zeitlich vor den AOD Maxima einsetzen (Abb. II.1.3-7), stützt die Annahme, dass es sich um lateral advektiertes Material handelt.

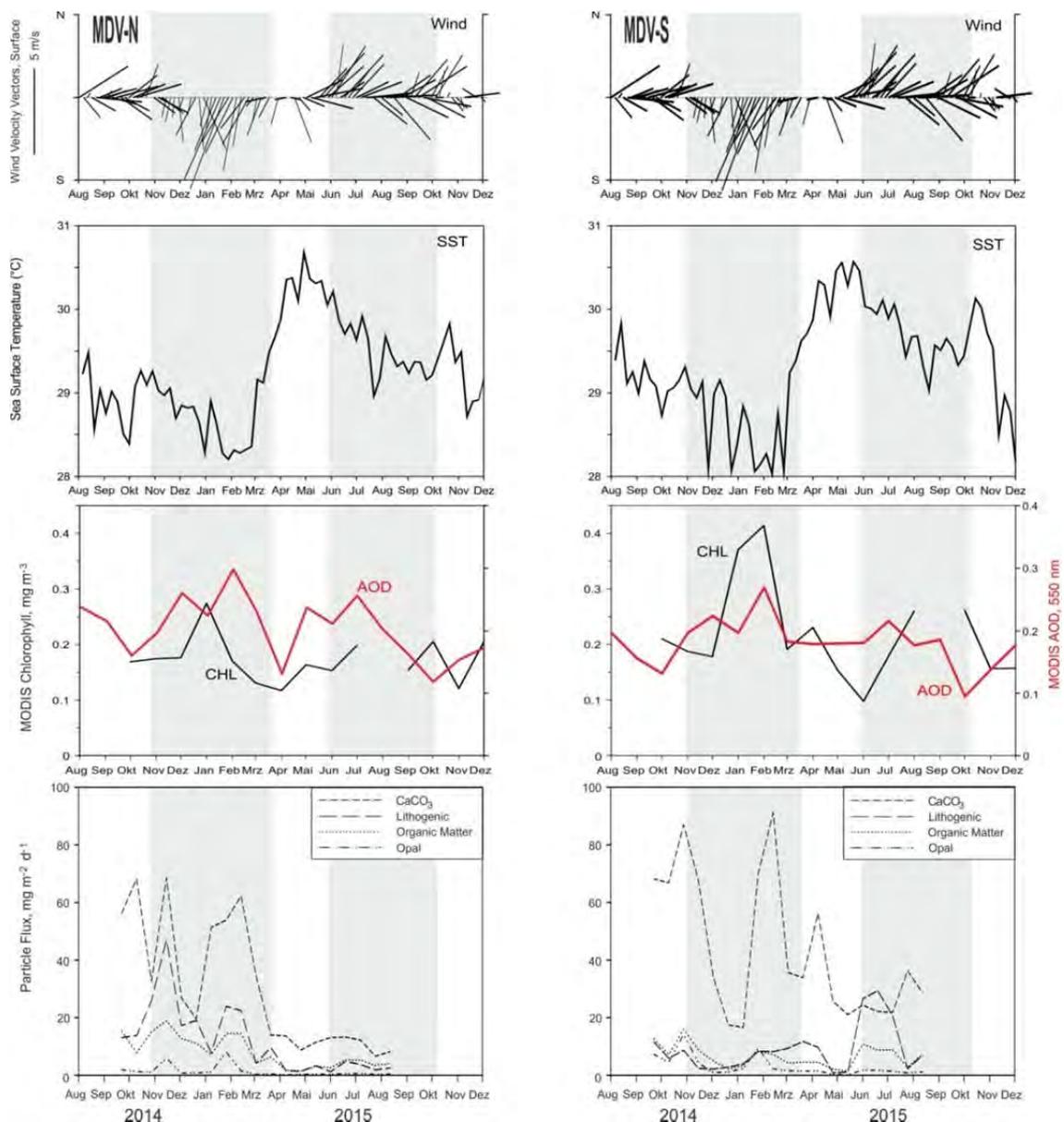


Abb. II.1.3-7. Windvektoren (950 hPa), Meeresoberflächentemperaturen, MODIS Chlorophyll-konzentrationen (mg m⁻³), MODIS Aerosol Optische Tiefe (AOD, 550 nm) und Zeitserie der Flussraten biogener und lithogener Komponenten in 200 m Wassertiefe an den Sedimentfallenstationen MDV-N und MDV-S in der nördlichen und südlichen Inner Sea von August 2014 bis November 2015.

II.1.4 Hydroakustik: Sedimentinstabilitäten im nördlichen Bereich der Inner Sea (S. Lindhorst, T. Lüdmann, C. Betzler)

Im Rahmen der Ausfahrt SO236 wurden im nördlichen Teil der Inner Sea erstmalig großmaßstäbliche Sedimentdeformationen dokumentiert. Die Genese dieser Strukturen ist nach jetzigem Stand der Auswertungen im Zusammenhang mit der Destabilisierung von Gashydraten zu sehen.

Datengewinnung und -bearbeitung

Zur Untersuchung der Sedimentinstabilitäten wurden neben hydroakustischen und seismischen Daten auch CTD-Messungen verwendet. Die hydroakustischen Daten (Multibeam und parametrisches Sedimentecholot) wurden mit den schiffseitig fest installierten Systemen des FS Sonne gewonnen (Beschreibung der Methodik im Folgenden). Die Akquisition der Seismik und CTD-Daten wird in den Kapiteln II.1.1 und II.1.3 dieses Berichtes näher beschrieben.

Multibeamdaten (Kongsberg Multibeam EM120, Nominalfrequenz 12 kHz, 191 beams per ping und 120-140° Öffnungswinkel, Kompensation für roll, pitch und yaw) dienen der bathymetrischen Kartierung des Untersuchungsgebietes zur Erfassung der Meeresbodenmorphologie, während das parametrische Sedimentecholot (Atlas Parasound PS70, Signalfrequenzen 18 kHz und 22 kHz, resultierendes Wavelet 4 kHz) Informationen zu den Sedimentgeometrien der ersten 100-200 m der Sedimentabfolge unterhalb des Meeresbodens liefert. Fächerecholot und parametrisches Sedimentecholot benötigen Informationen zur Schallgeschwindigkeit in der Wassersäule, welche den CTD-Profilen entnommen wurden. Hydroakustische Vermessungen wurden mit Fahrtgeschwindigkeiten zwischen 5 und 7 kn durchgeführt (5 kn, wenn parallel Mehrkanalseismik aufgezeichnet wurde). Die Bearbeitung der Fächerecholotdaten umfasste die Bereinigung von Fehlnotungen und von Reflektionen aus der Wassersäule sowie die Berechnung eines digitalen Meeresbodenoberflächenmodells (10 m laterale Auflösung). Für dieses Meeresbodenmodell wurden auch die Multibeamdaten der Ausfahrt Meteor M74/4 integriert, um so eine möglichst große räumliche Abdeckung zu erhalten. Verwendet wurden die Programmpakete Caris HIPS und IVS Fledermaus (Interactive Visualization Systems Inc.). Die Bearbeitung der Daten des parametrischen Sedimentecholotes umfasste Frequenzfilterung, Amplitudenverstärkung und Mittelung und wurde mit Hilfe des Programms ReflexW (Sandmeier Software) durchgeführt.

Meeresbodenmorphologie

Die Wassertiefe im zentralen und nördlichen Bereich der Inner Sea der Malediven liegt zwischen 300 und 1100 m, wobei die Wassertiefe nach Norden und Nordosten hin zunimmt. Die größte Wassertiefe wird im östlichen Kardiva Channel südlich des Faadhippolhu Atolls in der unmittelbaren Umgebung einer großen, ertrunkenen Karbonatplattform erreicht, wobei die Zone größter Wassertiefen das Atoll kränzförmig umgibt (Abb. II.1.4-1, -2).

Der Meeresboden der Inner Sea ist morphologisch stark differenziert: Im Bereich der Passagen zwischen den Atollen Ari und Goidhoo im Westen (Kardiva Kanal und Fuad Bank) und den Atollen Gafaaru und Faadhippolhu im Osten (Alhuras Kanal) wurden (teilweise bereits während der Ausfahrt Meteor M74/4) mehrere ertrunkene Karbonatplattformen gefunden, die heute in Wassertiefen von 250 bis 500 m liegen (Betzler et al., 2009, 2013; Lüdmann et al., 2013). Starke Bodenströmungen haben im Bereich der Passagen zwischen diesen ertrunkenen Atollen subaquatische Dünen ausgebildet, die einen netto Sedimenttransport in Richtung des Plattformerinneren anzeigen (Betzler et al., 2009). Im zentralen Teil der Inner Sea, insbesondere im Bereich westlich des Nord-Malé Atolls, treten zahlreiche zirkulare Depressionen auf, sogenannte Pockmarks (Betzler et al., 2011). Die Genese dieser Strukturen ist an Gasaufstiege aus tieferen Stockwerken der Karbonatplattform gekoppelt; ältere Strukturen zeigen darüber hinaus eine starke Überprägung durch Bodenströmungen.

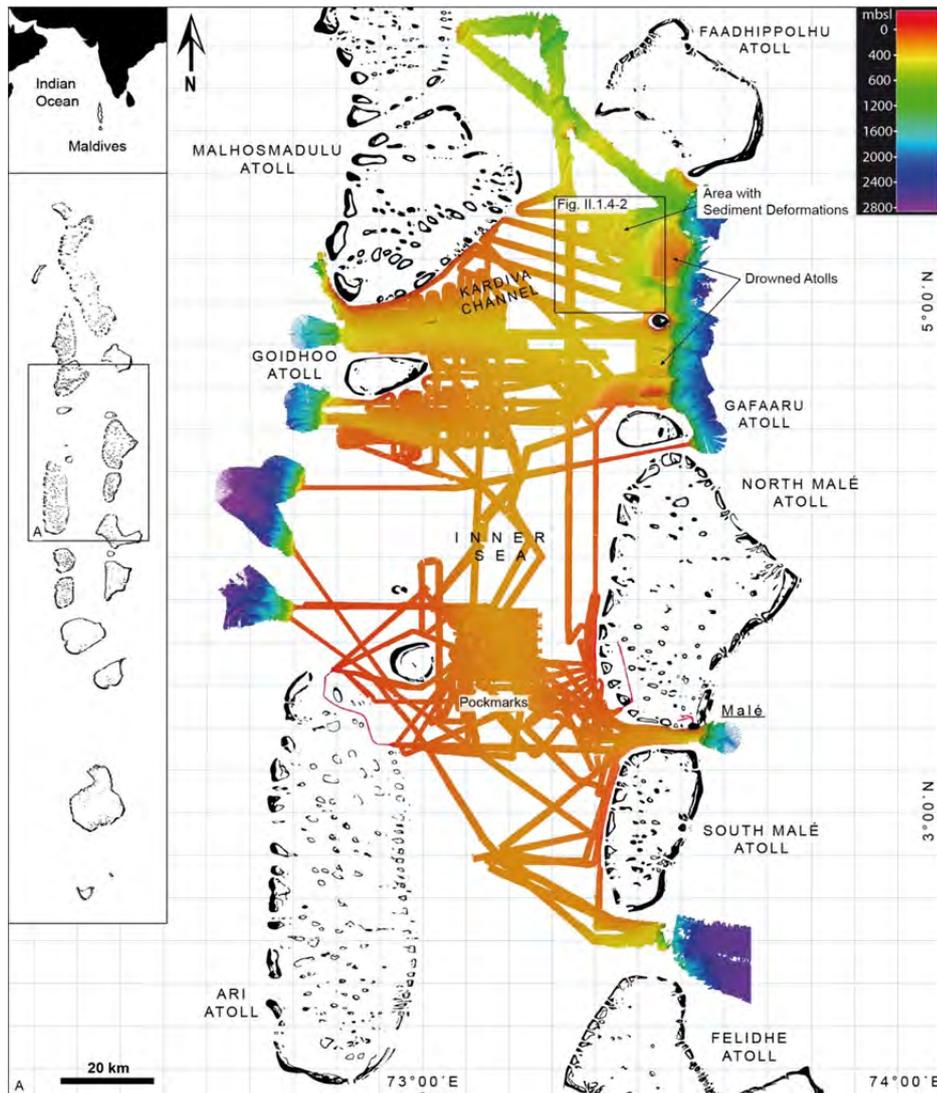


Abb. II.1.4-1. Bathymetrische Karte der Inner Sea der Malediven auf Basis der Multibeamdaten der Ausfahrten Meteor M74/4 und Sonne SO-236. Der schwarze Kasten zeigt das hier näher beschriebene Gebiet im Bereich der nördlichen Inner Sea.

Der Meeresboden im nördlichen Teil der Inner Sea unterscheidet sich morphologisch grundlegend von den weiter südlich gelegenen Bereichen: Im östlichen Teil des Kardiva Kanals, sowie im nördlichen Teil der Inner Sea, östlich des Malhosmadulu Atolls, treten nur vereinzelt Pockmarks auf. Prägende Elemente der Meeresbodenbathymetrie in diesem Bereich der Inner Sea sind hingegen gebogene, abflusslose Depressionen mit Hangwinkeln zwischen 8 und 13°, Rinnen, sowie irreguläre Meeresbodenstufen (Hangwinkel bis 24°) (Abb. II.1.4-2). Alle diese Strukturen sind an Wassertiefen > 500 m gebunden.

Sedimentäre Architektur der nördlichen Inner Sea

Die Sedimentabfolge im Bereich der Inner Sea ist geprägt durch pelagische Karbonate und Karbonatdrifts (Lüdmann et al., 2013). Dominierend sind über weite Strecken lateral aushaltende, flachlagernde Schichten. Eine Reihe weiterer Architekturelemente wurde in den reflexionsseismischen- und hydroakustischen Daten der Ausfahrt SO-236 dokumentiert und wird im Folgenden vorgestellt (Abb. II.1.4-2 bis -6).

Gasaufstiegsfade und Indikationen für Gas im Sediment

Die Schichtenfolge wird stellenweise von vertikal verlaufenden Zonen durchschlagen, die sich in den Daten der Seismik durch eine lokal reduzierte Signalamplitude

auszeichnen. Diese Zonen können wenigstens bis in eine Tiefe von >1.3 s TWT (ca. 1040 m) verfolgt werden (Abb. II.1.4-3 bis -6). Vergleichbare Strukturen weiter südlich in der Inner Sea wurden als Aufstiegskanäle (Chimneys) für Gase und/oder Fluide interpretiert und stehen dort in Zusammenhang mit der Bildung von Pockmarks (Betzler et al., 2011).

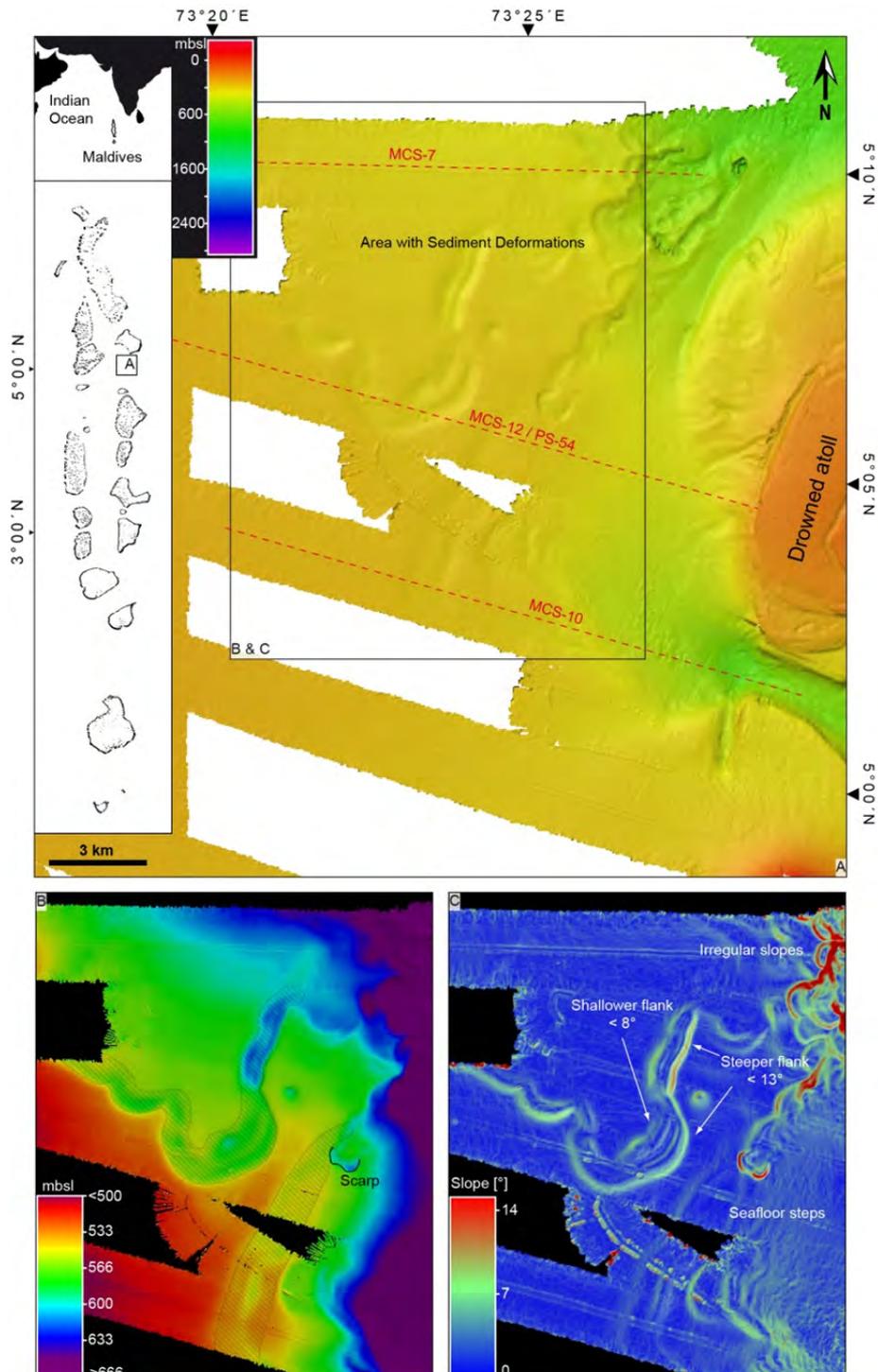


Abb. II.1.4-2. A) Bathymetrische Karte des Arbeitsgebietes. Die Bereiche mit Sedimentinstabilitäten sind durch elongierte Depressionen am Meeresboden charakterisiert. Rote Linien zeigen den Verlauf der genutzten reflexionsseismischen- und hydroakustischen Profile. B, C) Bathymetrische Detailkarte und Darstellung der Hangwinkel des zentralen Bereiches der Sedimentinstabilitäten mit höher auflösender Farbcodierung. Die bogenförmigen Meeresbodendepressionen öffnen sich in Richtung des bathymetrischen Gradienten.

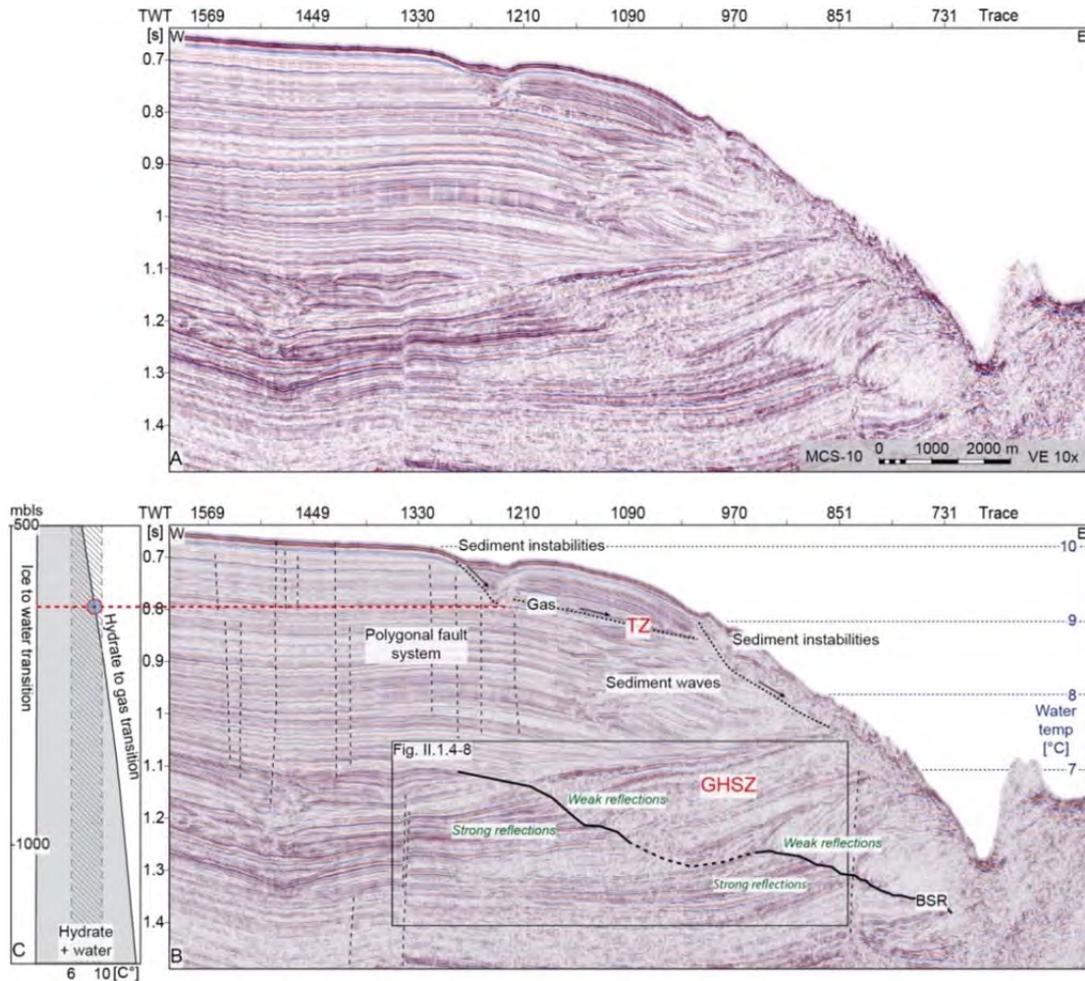


Abb. II.1.4-3. A) Ausschnitt der reflexionsseismischen Linie MCS-10 (zur Orientierung siehe Abb. II.1.4-2). B) Interpretation von A) mit Darstellung der Isothermen auf Basis der CTD Daten. BSR=Bottom Simulating Reflector. C) Phasendiagramm mit Gashydrat-Stabilitätszone (verändert nach Kvenvolden & McMenamin, 1980) sowie Projektion des Phasenüberganges Hydrat zu Gas (rote Linie).

Die Aufstiegskanäle treten isoliert oder in Gruppen auf, wobei hier zwei Kategorien unterschieden werden können. Zum einen gibt es mehrere Kilometer breite Bereiche in denen zahlreiche dieser Strukturen parallel verlaufen mit einem lateralen Abstand von im Mittel 400-500 m; Schichten zwischen diesen Kanälen sind dabei nach oben gewölbt (Abb. II.1.4.4 bis -5). Dieses Muster ist unabhängig von der Orientierung der seismischen Linien und wird als polygonales Störungssystem interpretiert, wobei die Störungsflächen Wegsamkeiten für den Aufstieg von Gasen und Fluiden bieten (Judd & Hovland, 2007; Andresen & Huuse, 2010; Betzler et al., 2011). Die Aufwärtswölbung der Schichten im Bereich der Aufstiegskanäle ist dabei auf eine Sedimentremobilisierung in Folge aufwärts migrierender Fluide und Gase zurück zu führen (Løseth et al., 2011). Polygonale Störungssysteme stellen eine nicht-tektonische Klasse von Störungen dar (Cartwright, 1994). Ihre Genese ist an eine frühe Konsolidierung des Sedimentes gebunden und wird als Folge von Fluidaufstiegen gesehen, wobei die unter Druck aufsteigenden Fluide und Gase das umgebende Sediment verdrängen und so ein System von Wegsamkeiten etablieren (Cartwright et al., 2003; Løseth et al., 2011). Die polygonalen Störungssysteme im nördlichen Bereich der Inner Sea erreichen teilweise den heutigen Meeresboden (Abb. II.1.4-3 bis -6). Dies deutet darauf hin, dass die polygonalen Störungssysteme und damit der Fluid- und Gasaufstieg rezent bis sub-rezent aktiv sind. Seismische Daten aus dem zentralen Bereich der Inner Sea zeigen, dass die Gasaufstiege an paläogene lakustrische

Sedimente des Grabensystems an der Basis des Malediven Karbonatsystems gebunden sind (Belopolsky & Droxler, 2004; Betzler et al., 2011).

Bei der zweiten Kategorie von vertikalen Aufstiegskanälen handelt es sich um Strukturen, die einen bis zu 1000 m breiten Bereich begrenzen, in welchem die Sedimentschichten nach unten gebogen und überdies gegenüber den angrenzenden Schichten abgeschoben sind (Abb. II.1.4-4). In den Daten des Sedimentecholotes ist zu erkennen, dass diese Zonen stellenweise bis an den rezenten Meeresboden heran reichen (Abb. II.1.4-4). Hierbei handelt es sich vermutlich nicht um zirkulare Strukturen, sondern um rezent bis subrezent aktive Störungen, deren Ursprung in tieferen Stockwerken der Malediven-Karbonatplattform, möglicherweise den Eozänen Gräben, zu suchen ist und die ebenfalls Wegsamkeiten für einen Gas- oder Fluidaufstieg zur Verfügung stellen.

Jene Aufstiegskanäle, die bis zum rezenten Meeresboden reichen sind vereinzelt mit schwachen Depressionen assoziiert (Abb. II.1.4-4), andere münden in Bereiche, die in der Seismik ein chaotisches Reflexionsmuster zeigen, das sich lateral parallel zur Schichtlagerung ausbreitet (Abb. II.1.4-5, -6). Letztere Bereiche zeigen im Parasound Undulationen der Schichtung und zylinderförmige, akustisch weitgehend transparente Bereiche. Hierbei handelt es sich um sogenannte Pagodenstrukturen, die mit dem Vorkommen von freiem Gas im Sediment in Verbindung stehen (Judd & Hovland, 2007). Pagodenstrukturen sind in ähnlicher Ausprägung bereits aus dem Pockmarkfeld der zentralen Inner Sea der Malediven bekannt (Betzler et al., 2011).

Weitere Indikatoren für das Vorhandensein von Gas im Sediment sind neben den bereits beschriebenen transparenten Bereichen Bright spots, charakterisiert durch eine Phasenumkehr der seismischen Reflexion (Abb. II.1.4-4), sowie lokal erhöhte Reflexionsamplituden (high-amplitude reflection packages) (Abb. II.1.4-6 bis -8) (Judd & Hovland, 1992).

Sowohl in den reflexionsseismischen- als auch den hydroakustischen Daten ist auffällig, dass in den akustisch weitgehend transparenten Bereichen noch Sedimentstrukturen abgebildet werden. Diese nur unvollständige Auslöschung der Reflexionen deutet auf eine nur geringe Gaskonzentration im Sediment hin.

Sedimentdeformationen

Die in den Multibeamdaten erfassten Meeresbodendepressionen korrelieren mit Deformationen der unterlagernden Sedimentabfolge (Abb. II.1.4-3, -4, -5). Bei den Deformationsstrukturen handelt es sich um Flexuren der Schichtenfolge sowie Abschiebungen. Daneben treten Truncationen der Schichten am Hang in Richtung auf die ertrunkenen Atolle im nordöstlichen Kardiva Kanal auf (Abb. II.1.4-4).

Die Deformationsstrukturen sind auf klar definierte Pakete im oberen Teil der Sedimentabfolge beschränkt (obere etwa 0.3 s TWT, entsprechend ca. 250 m) und treten vor allem im Randbereich der sedimentären Füllung der Inner Sea auf (Abb. II.1.4-1). Deformierte Sedimentpakete sind gegeneinander und gegen die unterlagernde, nicht-deformierte Schichtenfolge durch konkave Flächen begrenzt, die grob in Richtung des bathymetrischen Gradienten einfallen (Abb. II.1.4-2). Stellenweise sind horizontal lagernde, nicht deformierte Schichtpakete in die deformierte Schichtenfolge eingeschaltet (Abb. II.1.4-4).

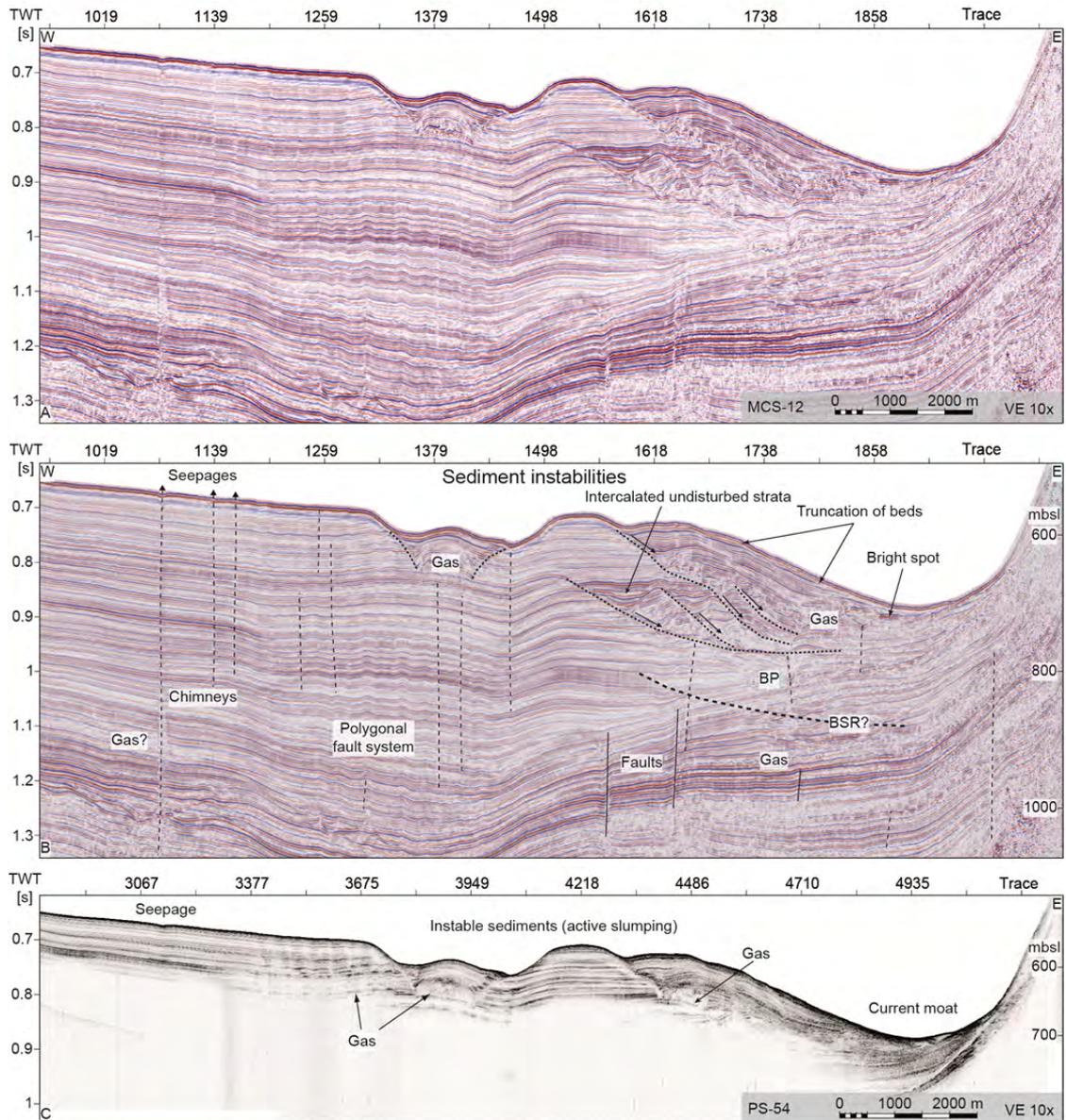


Abb. II.1.4-4. A) Ausschnitt der reflexionsseismischen Linie MCS-12 (vgl. Abb. II.1.4-2). B) Interpretation von A). BP=Buried Pockmarks; BSR=Bottom Simulating Reflector. C) Die Parasound Linie PS-54 zeigt die obersten ca. 100 m der Sedimentfolge. Aufgrund der höheren Auflösung der Daten bilden sich Gasaufstiegskanäle und freies Gas im Sediment besser ab, als in der Seismik. Die Gaskonzentration im Sediment ist vermutlich gering, da keine vollständige Auslöschung der Reflexionen stattfindet.

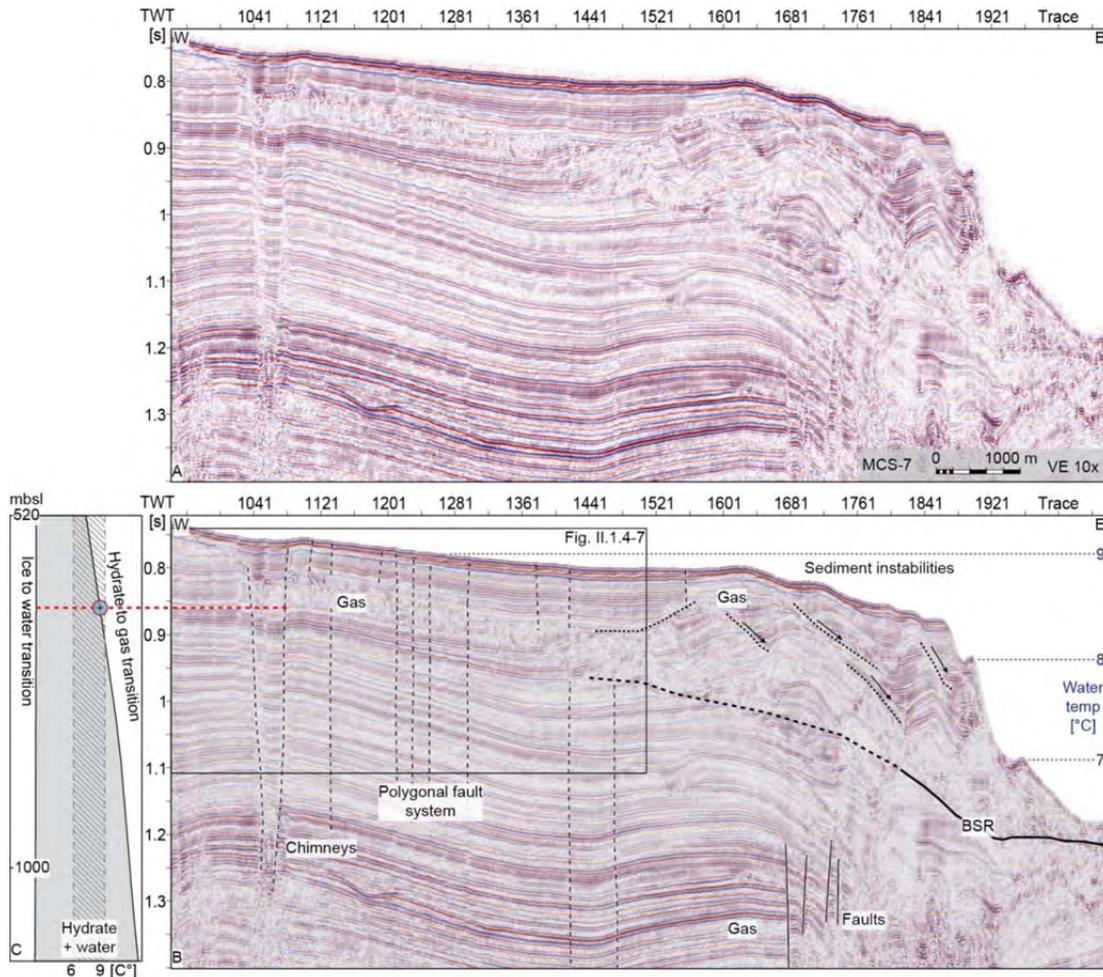


Abb. II.1.4-5. A) Ausschnitt der reflexionsseismischen Linie MCS-7 (vgl. Abb. II.1.4-2). B) Interpretation von A) mit Darstellung der Isothermen auf Basis der CTD Daten. BSR=Bottom Simulating Reflector. C) Phasendiagramm mit Gashydrat-Stabilitätszone (verändert nach Kvenvolden & McMenamin, 1980) sowie Projektion des Phasenüberganges Hydrat zu Gas (rote Linie).

Indikationen für das Vorhandensein von Gashydraten

Der Begriff Gashydrat beschreibt in festem Aggregatzustand vorliegenden Clathrate (sogenannte Einschlussverbindungen) aus Wasser und einem Gas, oftmals Methan (Kvenvolden, 1988; Buffett, 2000; Ojha & Sain, 2009). Physikalische Eigenschaften und kristalline Struktur der Gashydrate sind dabei mit Eisverbindungen vergleichbar (Buffett, 2000). Das Vorkommen von Gashydraten ist an bestimmte Temperatur- und Druckverhältnisse gebunden (Brooks et al., 1986; Kvenvolden, 1988; Bratton, 1999); ihre Bildung erfordert einen Zufluss freien Gases (Kvenvolden & McMenamin, 1980). Im marinen Raum treten Gashydrate in Wassertiefen von 550-3000 m und Temperaturen $< 20^{\circ}\text{C}$ auf, wobei sich ihr Vorkommen auf die oberen 600 m der Sedimentabfolge beschränkt (Bratton, 1999). Treten Gashydrate im Porenraum von nicht-lithifizierten Sedimenten auf, so können sie den Sedimentverband stabilisieren (Chand & Minshull, 2003).

In hydroakustischen Daten können Gashydrate durch höhere seismische Geschwindigkeiten innerhalb der Gashydratstabilisationszone (GHSZ) und durch das Auftreten einer Reflexionsanomalie (dem sogenannten bottom-simulating reflector, engl., BSR) an ihrer Basis identifiziert werden (Shipley et al, 1979; Kvenvolden, 1988; Lee & Dillon, 2001). Der BSR zeichnet sich häufig durch eine Phasenumkehr der seismischen Reflexion aus und verläuft parallel zum Meeresboden, wobei er die Schichtenfolge durchschlägt (Carpenter, 1981; Berndt et al., 2004). Ursache des BSR

ist der hydroakustische Impedanzkontrast am Übergang von hydrat-zementierten Sedimenten zu Sedimenten, deren Porenraum Gas enthält. Weitere Indikationen für das Vorkommen von Gashydraten sind eine Anhebung der Momentfrequenz im Bereich der GHSZ (eng. Instantaneous frequency) bei gleichzeitiger Reduktion der Amplitude des seismischen Signals als Folge eines reduzierten Impedanzkontrastes durch die Hydrat-Zementation des Porenraumes (Taylor et al., 2000; Lee & Dillon, 2001).

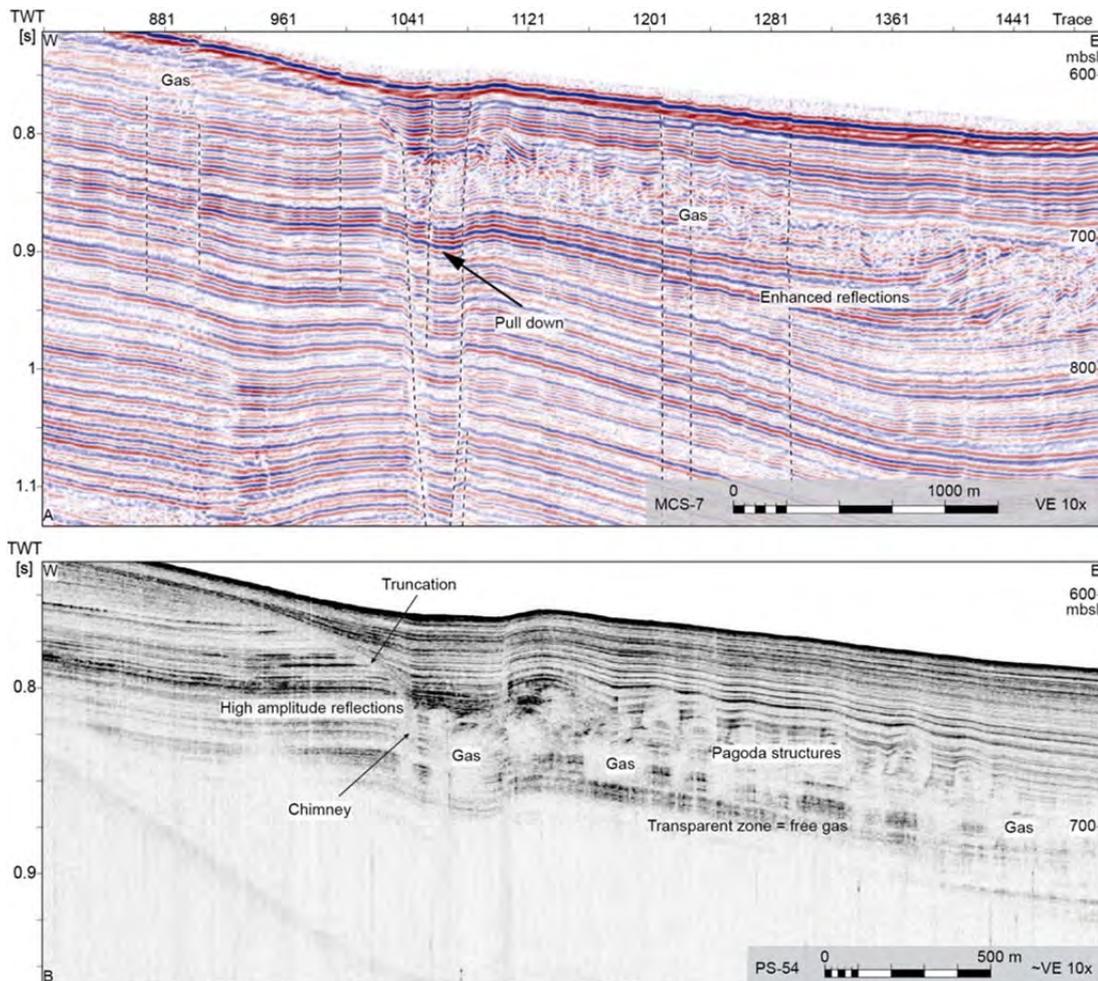


Abb. II.1.4-6. A) Ausschnitt der reflexionsseismischen Linie MCS-7 im Bereich einer meeresbodennahen Gasanreicherungszone knapp oberhalb der Hydrat-Gas-Übergangszone (vgl. Abb. II.1.4-6). B) Parasoundlinie PS-54 (Ausschnitt entspricht dem Abschnitt Trace 881 bis 1281 in A). Gasführende Sedimente erscheinen akustisch transparent.

Seismische Daten der Ausfahrt Sonne SO-236 zeigen im Bereich des nordöstlichen Kardiva Kanals Indikationen für das Vorkommen von Gashydraten. Hierbei handelt es sich vor allem um eine, diskordant zur Schichtung verlaufende, aber parallel zum Meeresboden ausgerichtete Zone, die durch eine starke Änderung der Amplitude der seismischen Reflexion gekennzeichnet ist. Schichten unterhalb dieser Zone generieren Reflexionen hoher Amplitude bei gleichzeitig niedrigerer Momentfrequenz, darüber liegende Schichten Reflexionen niedriger Amplitude und hoher Momentfrequenz (Abb. II.1.4-3, -5, -7). Diese Zone wird aufgrund der seismischen Charakteristik als Untergrenze einer Gashydratstabilitätszone interpretiert und ist in den Abbildungen mit dem hier informell genutzten Term „BSR“ markiert. Das Fehlen eines eindeutigen BSR wird als Folge einer unvollständigen oder nur lokalen Hydrat-Zementation des Porenraumes innerhalb der GHSZ gesehen. Dies ist möglicherweise auf die bereits vermutete geringe Gaskonzentration im Sediment zurück zu führen, die in den seismischen und hydroakustischen Daten durch eine nur unvollständige Abschwächung

der Reflexionen im Bereich gashaltiger Sedimente dokumentiert ist. Ob diese geringe Gaskonzentration die Folge einer geringen Zufuhr oder einer fehlenden Abdichtung und damit konstanten Entlüftung des Sedimentes ist, kann mit den zur Verfügung stehenden Daten nicht geklärt werden.

Die Kombination von CTD-gestützten Temperaturmessungen und bathymetrischen Daten der Ausfahrt Sonne SO-236 zeigt, dass die anhand der reflexionsseismischen Daten postulierte GHSZ im rechnerischen Stabilitätsfenster für Gashydrate liegt, während die Untergrenze der Sedimentdeformationen mit dem Phasenübergang Hydrat-Gas korreliert (Abb. II.1.4-3, -5).

Genese der Deformationsstrukturen

Abbildung II.1.4-8 zeigt eine schematisierte Zusammenfassung der im nördlichen Bereich der Inner Sea dokumentierten Architekturelemente. Der Bereich zwischen den Atollen der Malediven, die sogenannte Inner Sea, stellt eine natürliche Falle für pelagische und neritische Sedimente dar, die hier unter dem Einfluss von Strömungen zu einer mächtigen Abfolge von karbonatisch dominierten Driftsedimenten akkumuliert wurden. Nach Norden und Nordosten nehmen die Wassertiefen der Inner Sea zu, wobei die größten Tiefen im Bereich der ertrunkenen Karbonatbänke im nordöstlichen Kardiva Kanal zu verzeichnen sind; Schichten im Randbereich der Driftsedimente - d.h. in Richtung auf diese ertrunkenen Karbonatbänke - sind teilweise erosiv gekappt (Abb. II.1.4-4). Beides impliziert, dass starke, westwärts gerichtete, bodennahe Strömungen das Sediment hinter den Karbonatbänken ausräumen und so die sedimentäre Füllung der Inner Sea in den Randbereichen durch Übersteilung destabilisieren. Die Deformationsstrukturen sind dabei auf die Sedimente in den Randbereichen der sedimentären Füllung der Inner Sea beschränkt und werden als Folge gravitativer Massenbewegungen der durch Strömungserosion übersteilten Sedimentabfolge gesehen.

Die reflexionsseismischen und hydroakustischen Daten dokumentieren das Vorkommen von Gas im Sediment sowie die Aufstiegswege dieser Gase aus den tieferen Stockwerken der Malediven Karbonatplattform entlang von störungsinduzierten Wegsamkeiten. Hierbei handelt es sich sowohl um nicht-tektonische Schwächezonen in Form polygonaler Störungssysteme, als auch um lineare Störungen, die vermutlich tektonischen Ursprungs sind. Beide Arten von Schwächezonen erreichen den Meeresboden (Abb. II.1.4-4, -5, -6). Dies zeigt, dass sowohl Tektonik, als auch Gasaufstieg rezent aktiv sind. Inaktive Pockmarks in Tiefen > 100 m unter der Sedimentoberfläche belegen (Abb. II.1.4-4), dass der Gasaufstieg bereits seit längerer Zeit aktiv und damit kein Phänomen der jüngeren Entwicklung der Karbonatplattform ist.

Das Vorkommen von Gashydraten deutet sich in den reflexionsseismischen Daten durch eine nicht an die Schichtlagerung gekoppelte Veränderung der Momentfrequenz und der Reflexionsamplituden an (Abb. II.1.4-3, -7). Eine Abschätzung der Lage der Gas-Hydrat Phasenübergänge anhand der bodennahen Wassertemperatur und der Wassertiefe lassen ein Auftreten von Gashydraten plausibel erscheinen. Da jedoch ein klar definierter BSR fehlt, handelt es sich vermutlich um eine nur unvollständige Hydratzementation des Porenraumes.

Der Einfluss der Gashydrate auf die Sedimentstabilität im nördlichen Bereich der Inner Sea kann nicht eindeutig geklärt werden. Auffällig ist jedoch, dass die Abscherflächen der von Deformationen betroffenen Sedimentpakete mit der Tiefenlage des postulierten Hydrat-Gas Phasenübergänge korrelieren und rezent nur solche Sedimente destabilisiert werden, die oberhalb der Gashydratstabilitätszone liegen. Tieferliegende Sedimente werden daher möglicherweise durch die partielle Hydratzementation des Porenraumes stabilisiert.

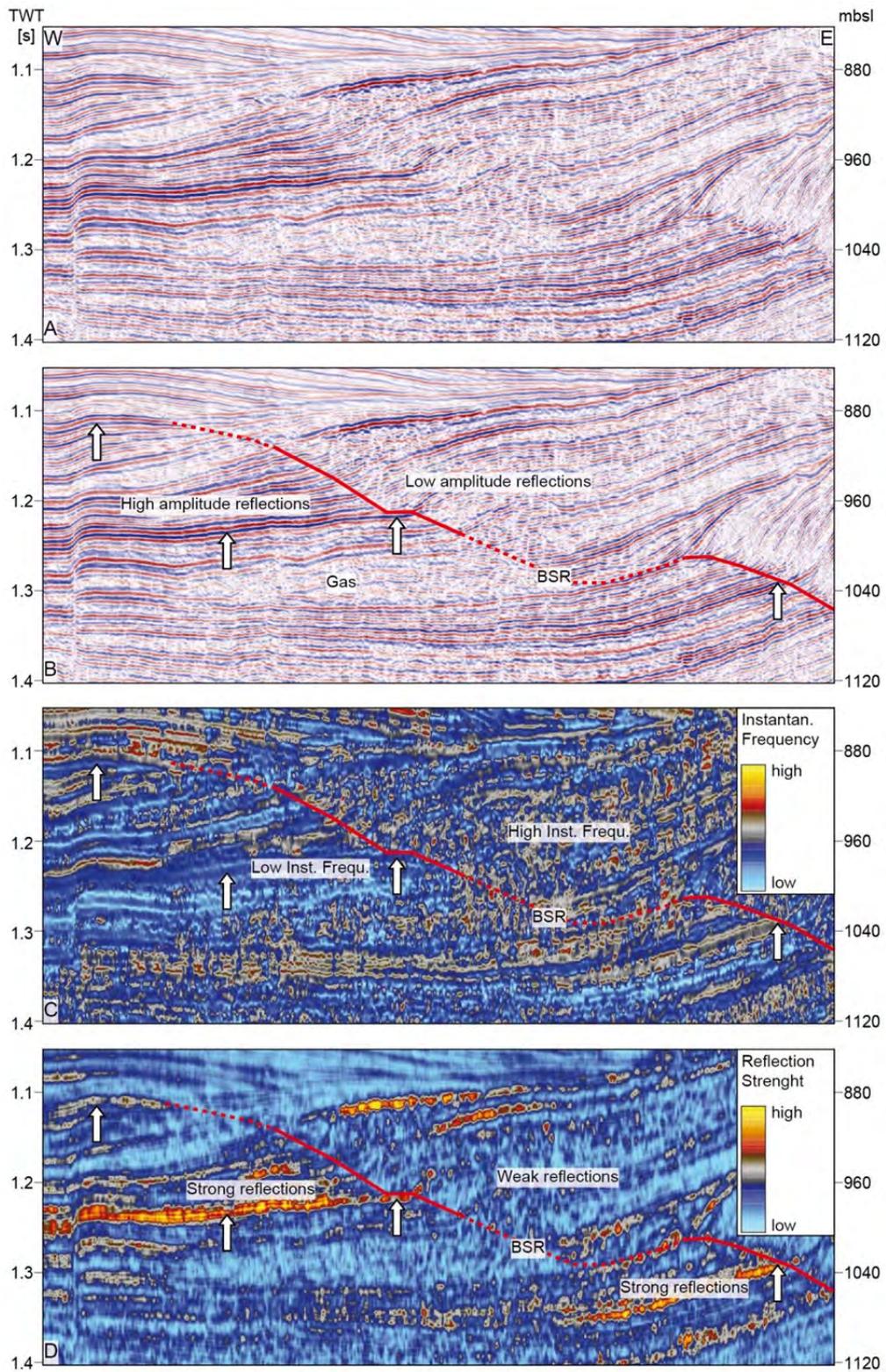


Abb. II.1.4-7. A) Ausschnitt der reflexionsseismischen Linie MCS-10 (vgl. Abb. II.1.4-3). B) Interpretation von A). C) Darstellung der Instantaneous Frequency der Daten in A). D) Darstellung der Reflexionsamplituden der Daten in A).

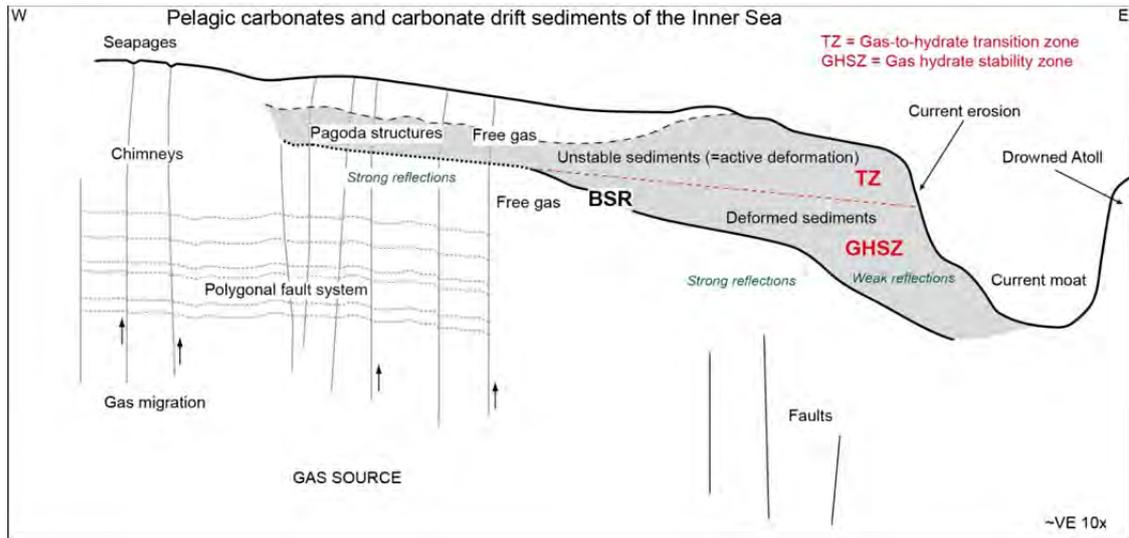


Abb. II.1.4-8. Synthetisches Modell der Randbereiche der Sedimentabfolge der Inner Sea der Malediven mit den wichtigsten Architekturelementen. Polygonale Störungssysteme, Pagodenstrukturen und singuläre Aufstiegskanäle mit Austritten am Meeresboden zeigen einen aktiven Gasanstieg an. Sedimentinstabilitäten treten vorwiegend entlang der durch Strömungserosion übersteilten Hänge auf. Diese Hänge sind in tieferen Schichten durch das Vorkommen von Gashydraten im Bereich der Gashydratsstabilitätszone (GHSZ) stabilisiert, während aktive Sedimentdeformation durch Rutschungen und Sedimentkriechen oberhalb dieser Zone auftritt. Die Abscherhorizonte der deformierten Sedimentpakete liegen dabei in der Übergangszone (TZ) zwischen gashydrat-stabilisierten Sedimenten und überlagernden gashydrat-freien Sedimenten.

Pakete deformierter Schichten sind durch horizontale, nicht deformierte Schichten voneinander getrennt (Abb. II.1.4-4). Dies impliziert, dass die Rutschungen episodisch auftreten und von Phasen der Sedimentstabilisierung unterbrochen werden. Eine genaue zeitliche Einordnung der Deformationsprozesse und eine Bewertung hinsichtlich möglicher Triggermechanismen, z.B. Meeresspiegelschwankungen oder langfristige Veränderungen der Stratifizierung der Wassersäule, sind mit den zur Verfügung stehenden Daten nicht möglich.

Intern zeigen die gerutschten Sedimentpakete eine Flexur der Schichten, bei gleichzeitigem Erhalt des Schichtenverbandes. Dieses Deformationsmuster ist als Hinweis auf ein eher langsames Abgleiten der Sedimente, anstelle einer schnellen Rutschung zu sehen. Ein spontanes Abrutschen größerer Sedimentpakete in Folge einer schnellen Destabilisierung der Gashydrate (z.B. durch eine überdurchschnittliche Erwärmung der meeresbodennahen Wassermassen) kann jedoch nicht generell ausgeschlossen werden. Ein solches Ereignis hätte dabei möglicherweise das Potential Tsunamis auszulösen und stellt daher eine potentielle Geogefahr für die Inseln der Malediven dar.

II.1. Zitierte Literatur

- Adams, C.G., 1984. Neogene larger foraminifera, evolutionary and geological events in the context of datum planes. In: Ikebe N., Tsuchi, R. (eds.), *Pacific Neogene Datum Planes: Contributions to Biostratigraphy and Chronology*, Univ. Tokyo Press, Japan, 47-67.
- Andresen, K.J., Huuse, M., 2010. "Bulls-eye" pockmarks and polygonal faulting in the Lower Congo Basin: relative timing and implications for fluid expulsion during shallow burial. *Marine Geology*, 279, 111–127.
- Aubert, O., Droxler, A.W., 1996. Seismic stratigraphy and depositional signatures of the Maldives carbonate system (Indian Ocean). *Mar. Petr. Geol.*, 13 (5), 503-536.
- Belopolsky, A.V., Droxler, A.W., 2004. Seismic Expressions and Interpretation of Carbonate Sequences: The Maldives Carbonate Platform, Equatorial Indian Ocean. *American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology*, 49, 46p.
- Berndt, C., Bünz, S., Clayton, T., Mienert, J., Saunders, M., 2004. Seismic character of bottom simulating reflectors: Examples from the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 723–733.
- Betzler, C., Eberli, G. P., Kroon, D., Wright, J. D., Swart, P. K., Nath, B. N., Alvarez-Zarikian, C. A., Alonso-Garcia, M., Bialik, O. M., Blattler, C. L., Guo, J. A., Haffen, S., Horozal, S., Inoue, M., Jovane, L., Lanci, L., Laya, J. C., Mee, A. L., Lüdmann, T., Nakakuni, M., Niino, K., Petruny, L. M., Pratiwi, S. D., Reijmer, J. J., Reolid, J., Slagle, A. L., Sloss, C. R., Su, X., Yao, Z., Young, J. R., 2016b. The abrupt onset of the modern South Asian Monsoon winds. *Scientific Reports*, 6, 29838.
- Betzler, C., Fürstenau, J., Lüdmann, T., Hübscher, C., Lindhorst, S., Paul, A., Reijmer, J.J.G., Droxler, A., 2013a. Sea-level and ocean-current control on carbonate-platform growth, Maldives, Indian Ocean. *Bas. Res.*, 25, 172-196.
- Betzler, C., Hübscher, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J.J.G., Braga, J.-C., 2016a. Lowstand wedges in carbonate platform slopes (Quaternary, Maldives, Indian Ocean). *Depos. Record*, doi: 10.1002/dep2.21.
- Betzler, C., Hübscher, C., Lindhorst, S., Reijmer, J.J.G., Römer, M., Droxler, A.W., Fürstenau, J., Lüdmann, T., 2009. Monsoonal-induced partial carbonate platform drowning (Maldives, Indian Ocean). *Geology*, 37, 867–870.
- Betzler, C., Lindhorst, S., Hübscher, C., Lüdmann, T., Fürstenau, J., Reijmer, J.J.G., 2011. Giant pockmarks in a carbonate platform (Maldives, Indian Ocean). *Marine Geology*, 289, 1-16.
- Betzler, C., Lüdmann, T., Hübscher, C., Fürstenau, J., 2013b. Current and sea-level signals in periplatform ooze (Neogene, Maldives, Indian Ocean). *Sed. Geol.*, 290, 126-137.
- Bratton, J. F., 1999. Clathrate eustasy: Methane hydrate melting as a mechanism for geologically rapid sea-level fall. *Geology*, 27, 915–918.
- Brooke, S., Ross, S.W., 2014. First observations of the cold-water coral *Lophelia pertusa* in mid-Atlantic canyons of the USA. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 104, 245–251.
- Brooks, J.M., Cox, H., Bryant, W.R., Kennicutt, M.C., Mann, R.G., McDonald, T.J., 1986. Association of gas hydrates and oil seepage in the Gulf of Mexico. *Organic Geochemistry*, 10, 221–234.
- Buffett, B.A., 2000. Clathrate Hydrates. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28, 477–507.
- Carpenter, G., 1981. Coincident sediment slump/clathrate complexes on the U.S. Atlantic continental slope. *Geo-Marine Letters*, 1, 29–32.
- Cartwright, J. A., 1994. Episodic basin-wide hydrofracturing of overpressured Early Cenozoic mudrock sequences in the North Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 11, 587–607.
- Cartwright, J., James, D., Bolton, A., 2003. The genesis of polygonal fault systems: A review. *Geological Society, London, Special Publications*, 216, 223–243.
- Chand, S. and Minshull, T.A., 2003. Seismic constraints on the effects of gas hydrate on sediment physical properties and fluid flow: A review. *Geofluids*, 3, 275–289.

- Das, R., Granat, L., Leck, C., Praveen, P.S., Roghe, H., 2011. Chemical composition of rainwater at Maldives Climate Observatory at Hanimaadhoo (MCOH). *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 3743-3755.
- Davies A.J., Wisshak M., Orr J.C., Roberts J.M., 2008. Predicting suitable habitat for the cold-water coral *Lophelia pertusa* (Scleractinia). *Deep-Sea Research Pt. I* 55:1048–1062.
- Davies, A.J., Duineveld, G., van Weering, T.C.E., Mienis, F., Quattrini, A.M., Seim, H.E, Bane, J.M., Ross, S.W., 2010. Short-term environmental variability in cold-water coral habitat at Viosca Knoll, Gulf of Mexico. *Deep Sea Research Pt. I*, 57,199–212.
- Davies, A.J., Wisshak, M., Orr, J.C., Roberts, J.M., 2008. Predicting suitable habitat for the cold-water coral *Lophelia pertusa* (Scleractinia). *Deep-Sea Research Pt. I*, 55,1048–1062.
- Dodds, L.A., Roberts, J.M., Taylor, A.C., Marubini, F., 2007. Metabolic tolerance of cold-water coral *Lophelia pertusa* (Scleractinia) to temperature and dissolved oxygen change. *J. Experim. Mar. Biol. Ecol.*, 349,205–214.
- Dullo, W.C., Flögel, S., Rüggeberg, A., 2008. Cold-water coral growth in relation to the hydrography of the Celtic and Nordic European continental margin. *Marine Ecology Progress Series*, 371,165–176
- Eck, T.F., Holben, B.N., Dubovik, O., Smirnov, A., Slutsker, I., Lobert, J.M., Ramanathan, V., 2001. Column-integrated aerosol optical properties over the Maldives during the northeast monsoon for 1998-2000. *J. Geophys. Res.*, 106, D 22, 28555-28566.
- Findlay, H.S., Hennige, S.J., Wicks, L.C., Moreno Navas, J., Woodward, E.M.S., Roberts, J.M., 2014. Fine-scale nutrient and carbonate system dynamics around cold-water coral reefs in the northeast Atlantic. *Scientific Reports* 4, 3671. Doi:10.1038/srep03671.
- Flögel, S., Dullo, W.C., Pfannkuche, O., Kiriakoulakis, K., Rüggeberg, A., 2014. Geochemical and physical constraints for the occurrence of living cold-water corals. *Deep-Sea Research II*, 99,19–26.
- Jorissen, F.J., de Stigter, H.C., Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats, *Marine Micropaleontology*, 26, 3–15.
- Judd, A.G., Hovland, M., 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, 12, 1081–1095.
- Judd, A.G., Hovland, M., 2007. *Seabed Fluid Flow*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Kendall, C.G.S.C., Schlager, W., 1981. Carbonates and relative changes in sea-level. *Marine Geology*, 44, 181-212.
- Kvenvolden, K.A., McMennamin, M. A., 1980. Hydrates of natural gas: A review of their geologic occurrence. *US Geological Survey Circular*, 825.
- Kvenvolden, K.A., 1988. Methane hydrate - A major reservoir of carbon in the shallow geosphere? *Chemical Geology*, 71, 41–51.
- Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292, 679-686.
- Lee, M., Dillon, W.P., 2001. Amplitude blanking related to the pore-filling of gas hydrate in sediments. *Marine Geophysical Researches*, 22, 101–109.
- Lobert, J.M, Harris, J.M., 2002: Trace gases and air mass origin at Kaashidhoo, Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 107, D19, 8013, doi:10.1029/2001JD000731.
- Løseth, H., Wensaas, L., Arntsen, B., Hanken, N.-M., Basire, C., Graue, K., 2011. 1000 m long gas blow-out pipes. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1047–1060.
- Lüdmann, T., Kalvelage, C., Betzler, C., Fürstenau, J., Hübscher, C., 2013. The Maldives, a giant isolated carbonate platform dominated by bottom currents. *Marine Petrol. Geol.*, 43, 326-340.
- Ojha, M. and Sain, M., 2009. Seismic attributes for identifying gas hydrates and free-gas zones: Application to the Makran accretionary prism. *Episodes*, 32, 264–270.

- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology*, 352, 111-154.
- Reolid, J., Reolid, M., Betzler, C., Lindhorst, S., Wiesner, M.G., Lahajnar, N., 2017. Upper Pleistocene cold-water corals from the Inner Sea of the Maldives: taphonomy and environment. *Facies*, 63, 8.
- Sasamal, S.K., 2007. Island wake circulation off Maldives during boreal winter, as visualised with MODIS derived chlorophyll-a data and other satellite measurements. *Int. J. Remote Sens.*, 28, 891-903.
- Satheesh, S.K., Ramanathan, V., Holben, B.N., Moorthy, K.K., Loeb, N.G., Maring, H., Prospero, J.M., Savoie, D., 2002. Chemical, microphysical, and radiative effects of Indian Ocean aerosols. *J. Geophys. Res.*, 107, D23, 4725, doi:10.1029/2002JD002463.
- Schmiedl, G., Mackensen, A., 2006. Multispecies stable isotopes of benthic foraminifers reveal past changes of organic matter decomposition and deepwater oxygenation in the Arabian Sea, *Paleoceanography*, 21, PA4213, 1–14, doi:10.1029/2006PA001284,.
- Shipley, T.H., Houston, M.H., Buer, R.T., Shaub, F.J., McMillen, K.J., Ladd, J.W., Worzel, J. L., 1979. Seismic Evidence for Widespread Possible Gas Hydrate Horizons on Continental Slopes and Rises. *AAPG Bulletin*, 63, 2204–2213.
- Taylor, M., Dillon, W., Pecher, I., 2000. Trapping and migration of methane associated with the gas hydrate stability zone at the Blake Ridge Diapir: New insights from seismic data. *Marine Geology*, 164, 79–89.

II.2 Wichtigste Positionen des zahlenmäßigen Nachweises

Siehe Abschnitt I.3 „Planung und Ablauf des Vorhabens“.

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 während des Vorhabens akquirierten seismischen Profile wurden für die Planung von zwei Bohrungen der IODP Expedition 359 eingesetzt (Site U1467 und Site U1469). Es sind derzeit zwei Publikationen in Bearbeitung, die alleine auf den Daten der Ausfahrt SO236 fundieren (Monsunsignal in der jüngsten sedimentären Abfolge, Sedimentinstabilitäten und Gashydrate in den Malediven). Die seismischen Daten sind integraler Bestandteil unserer derzeitigen Arbeiten am IODP Probenmaterial. Sie werden dabei zum einen eingesetzt um eine Korrelation der Bohrungen durchzuführen und zum anderen um ein sedimentologisches und geologisches Modell der miozänen Karbonatplattform und der Drifts aufzustellen.

Die laufenden Untersuchungen am Material und den Daten der Sedimentfallen werden das erste Daten-fundierte Modell der jahreszeitlichen ozeanographischen Veränderungen im Archipel liefern. Diese Daten werden in eine Publikation einfließen, die auch als Grundlage für weitere Arbeiten zur Paläozeanographie zu verstehen ist.

II.5 Fortschritte bei anderen Stellen

Keine bekannt.

II.6 Veröffentlichungen und Konferenzbeiträge

Publikationen

Betzler, C., Eberli, G. P., Kroon, D., Wright, J. D., Swart, P. K., Nath, B. N., Alvarez-Zarikian, C. A., Alonso-Garcia, M., Bialik, O. M., Blattler, C. L., Guo, J. A., Haffen, S., Horozal, S., Inoue, M., Jovane, L., Lanci, L., Laya, J. C., Mee, A. L., Lüdmann, T., Nakakuni, M., Niino, K., Petruny, L. M., Pratiwi, S. D., Reijmer, J. J., Reolid, J., Slagle,

A. L., Sloss, C. R., Su, X., Yao, Z., Young, J. R., 2016. The abrupt onset of the modern South Asian Monsoon winds. *Scientific Reports*, 6, 29838.

Betzler, C., Hübscher, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J.J.G., Braga, J.-C., 2016. Lowstand wedges in carbonate platform slopes (Quaternary, Maldives, Indian Ocean). *Dep. Record*, DOI: 10.1002/dep2.21.

Reolid, J., Reolid, M., Betzler, C., Lindhorst, S., Wiesner, M.G., Lahajnar, N., 2017. Upper Pleistocene cold-water corals from the Inner Sea of the Maldives: taphonomy and environment. *Facies*, 63, DOI 10.1007/s10347-016-0491-7.

Konferenzbeiträge

M. Reolid, J. Reolid, C. Betzler, S. Lindhorst, M.G. Wiesner and N. Lahajnar. Epibionts assemblages of Late Pleistocene cold-water corals from Maldives Archipelago. G. Meléndez, A. Núñez y M. Tomás (eds.). *Actas de las XXXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*. Cuadernos del Museo Geominero, nº 20. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2016. p 485-488.