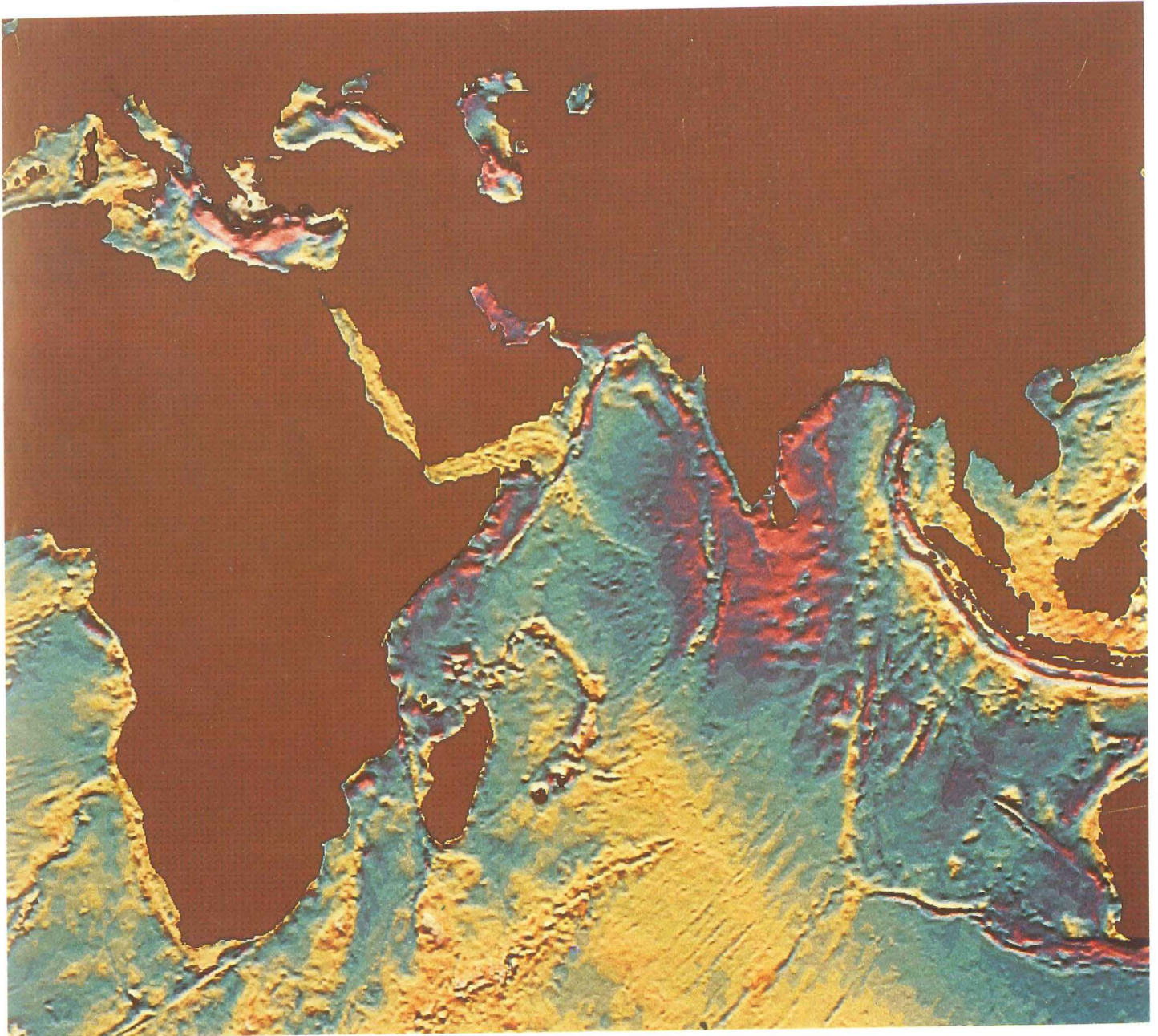


Die Geowissenschaften

Organ der Alfred-Wegener-Stiftung

1/89

Altersdatierung des Himalaya



*Sturzstrom im Veltlin
Die Entwicklung Gondwanas*

Das Alter des Himalaya

Geologische Dokumente aus dem Indischen Ozean

1 Einführung

Der Himalaya ist als höchstes Gebirgssystem unserer Erde wesentlich älter als vermutet. Bisher gingen Geowissenschaftler davon aus, daß der Aufstieg des Himalaya vor 10 Millionen Jahren begann. Jetzt konnte jedoch nachgewiesen werden, daß die Gebirgsbildung mindestens 10 Millionen Jahre früher begonnen hat, der Himalaya also doppelt so alt ist wie bisher angenommen.

Zu diesem Ergebnis kamen Meeresgeologen im Indischen Ozean an Bord des Bohrschiffes Joides Resolution während des Fahrtabschnittes (Leg) 116 des internationalen Tiefseebohrprogrammes ODP (Ocean Drilling Program) im Sommer 1987. Grundlage der Untersuchungen waren 3 Bohrungen 800 km südlich von Sri Lanka in 4700 m Wassertiefe (Abbildung 1). An der 43tägigen Expedition nahmen 25 Wissenschaftler (siehe Tabelle 1) und 18 Techniker aus Großbritannien, Frankreich, Indien, Italien, Japan, Kanada, Sri Lanka, USA und der Bundesrepublik Deutschland teil.

Den deutschen Beitrag finanzieren die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) und das Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT). An dem von der DFG eingerichteten Schwerpunktprogramm sind circa 80 Wissenschaftler in 30 Arbeitsgruppen beteiligt. Es wird von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover koordiniert. Die finanzielle Unterstützung des Schwerpunktprogrammes ODP/DSDP ermöglichte den deutschen Autoren die Teilnahme am Leg 116.

Ziel der Expedition war es, geologische Phänomene zu studieren, die mit der Kollision von Indien mit Eurasien verknüpft sind. Die wohl eindrucksvollsten Auswirkungen dieser Kollision sind das Himalaya-Gebirgssystem

und der Bengal-Tiefseefächer, die größten geologischen Einzelstrukturen auf unserer Erde, sowie die einzigartige Faltung der ozeanischen Kruste und der darauflagernden Sedimente im zentralen Indischen Ozean.

Der Bengal-Tiefseefächer erstreckt sich vom Ganges-Brahmaputra-Delta über mehr als 3000 km in den Indischen Ozean hinein. Er wird im Osten vom Ninetyeast-Rücken und im Westen vom Chagos-Laccadive-Rücken begrenzt (Abbildung 2). Insgesamt bedeckt dieser submarine Fächer eine Fläche von mindestens 3 Millionen km² – dies entspricht dem Gebiet von Westeuropa – und enthält circa 6×10^6 km³ an Sedimenten. Die im Tiefseefächer abgelagerten Sedimente bestehen hauptsächlich aus Erosionsprodukten des Himalaya. Sie wurden zunächst Hunderte von Kilometern von den Flüssen Ganges und Brahmaputra aus dem Himalaya zum Delta verfrachtet.

Von dort wurden sie als Trübestrome in submarinen Kanälen bis zu mehreren tausend Kilometern weit in den Indischen Ozean hinaus transportiert, ehe sie als sogenannte Turbidite auf dem Meeresboden abgelagert wurden. Menge und Zusammensetzung der Sedimente geben somit Aufschluß über die morphologische Geschichte des Himalaya. Die terrigene Sedimentation im Gebiet des Bengal-Tiefseefächers begann vor etwa 25 Millionen Jahren als Folge der Himalaya-Gebirgsbildung und dauert bis heute an. Während dieser Zeit wurden enorme Sedimentmengen in den Tiefseefächer geliefert. Bis zu 16 km beträgt die maximale Sedimentmächtigkeit im landnahen Gebiet des Tiefseefächers im Golf von Bengalen. In den landfernen Gebieten, über 3000 km von der Sedimentquelle entfernt, erreicht sie immer noch 1,5–2,0 km.

2 Die Geschichte des Indischen Ozeans

Die geologische Geschichte des Indischen Ozeans [1, 2, 3] begann vor 140 Millionen

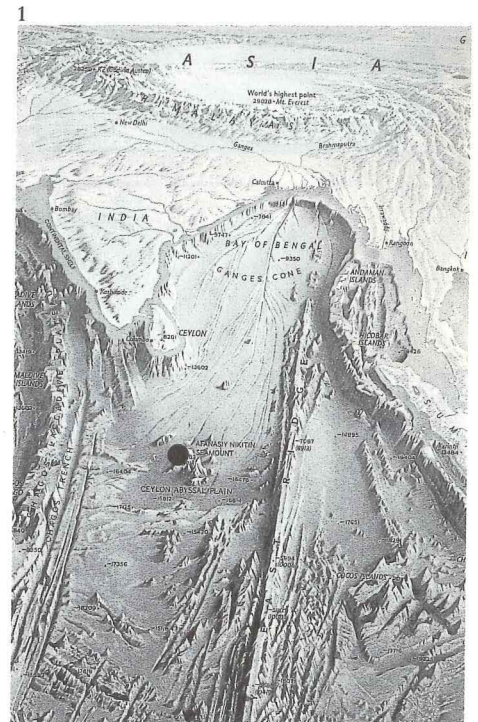


Abb. 1. Position der Tiefseebohrungen 717, 718 und 719 im Bengal-Tiefseefächer.

Jahren, als Indien noch Teil des Superkontinentes Gondwana auf der Südhalbkugel war (Abbildung 3a) und sich aus diesem Kontinentverband löste. Indien befand sich zu dieser Zeit circa 5000 km weiter südlich als heute, und der tibetanische Block lag an der Südküste Asiens etwa 2000 km südlich der derzeitigen Position. Während der Kreide zerbrach Gondwana, und es entstanden zunächst die Kontinente Afrika, Südamerika und Indien. Einige Zeit später trennten sich Antarktika und Australien voneinander (Abbildung 3b–c). Seitdem wandert Indien in nördlicher Richtung. Mit 15 cm/Jahr, einer extrem hohen Driftgeschwindigkeit, durchquerte Indien vor 90–53 Millionen Jahren zunächst die Tethys. In dieser Zeit wurde ein Großteil des neuen Indischen Ozeans, südlich Indiens, am Carlsberg- und Chagos-Laccadive-Rücken durch *sea-floor spreading* gebildet. Hierbei wurde das Weltmeer Tethys

*sowie weitere wissenschaftliche Teilnehmer des ODP Leg 116 (siehe Tabelle 1).

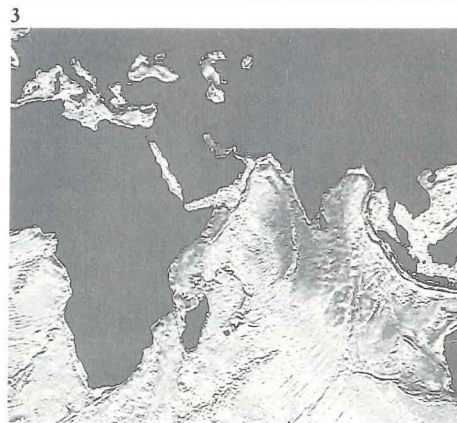
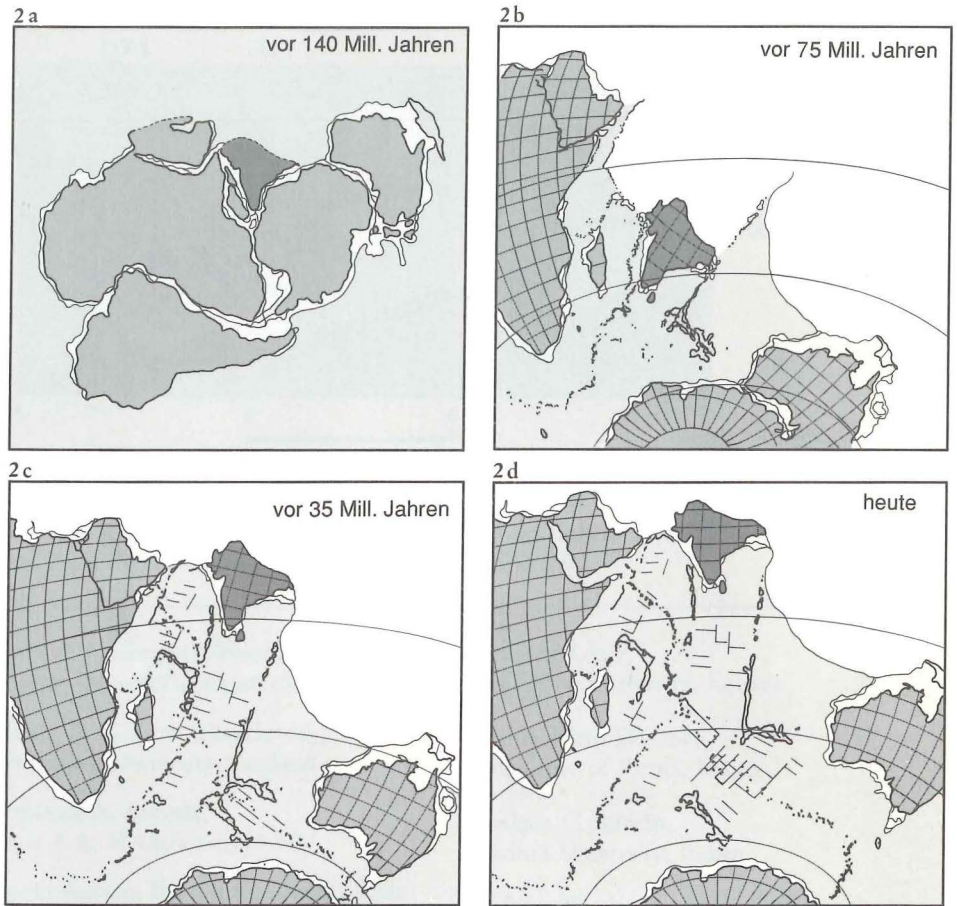
geschlossen und sein Boden unter dem tibetanischen Block subduziert.

Die sogenannte „weiche“ Kollision zwischen Indien und Asien und/oder einem Inselbogen südlich der asiatischen Küste vor 60–55 Millionen Jahren führte zu einer deutlichen Abnahme der Nordbewegung Indiens auf 5 cm/Jahr und weniger. Seitdem wurden zunehmend kontinentnahe Bereiche unter dem tibetanischen Block subduziert.

Erst die „harte“ Kontinent–Kontinent-Kollision zwischen Indien und Asien vor 40–35 Millionen Jahren hatte den Aufstieg des Himalaya und eine weitere Verringerung der Driftgeschwindigkeit Indiens auf 2 cm/Jahr zur Folge. Die Nordverlagerung Indiens wird seither hauptsächlich in Überschiebungen kompensiert. Das enorme Gewicht des Himalaya drückte die Indisch-Australische Platte südlich des neuen Gebirges nach unten, und es bildete sich ein Trog, der heutige Golf von Bengalen, in dem der Schutt des neuen Gebirgszuges seit nunmehr 20 Millionen Jahren, wie die Tiefseebohrungen jetzt zeigen, abgelagert wird.

2.1 Intraplatten-Deformation

Die klassische Plattentektonik geht davon aus, daß Lithosphärenplatten starre Einheiten sind, die nur an ihren Rändern verformt werden. Die Indisch-Australische Platte ist jedoch untypischerweise intern deformiert, wie geophysikalische Untersuchungen im zentralen Indischen Ozean zeigen. *Sea-floor spreading* am Süd-Ost-Indischen Rücken, der wachsende Widerstand an den Überschiebungen zwischen Indien und Asien und die Subduktion westlich des indonesischen Archipels führten zu starken Nord–Süd gerichteten Spannungen innerhalb der ozeanischen Kruste im zentralen Indischen Ozean. Intraplatten-Erdbeben, ein viel zu hoher Wärme- und Stromfluss, Ost–West verlaufende Schwereanomalien (Abbildung 3) sowie die einzigartige Verformung der ozeanischen Kruste und der darauf lagernden Sedimente resultieren aus diesen Spannungen. Seismische Profile zeigen Ost–West verlaufende Falten mit Wellenlängen von 200–300 km und Amplituden von 1–3 km im Gebiet zwischen dem Chagos-Laccadive- und dem Ninetyeast-Rücken und dem fünften nördlichen und südlichen Breitengrad. Innerhalb dieser Falten befinden sich außerdem bis zu 500 m vertikal versetzte, deformierte Blöcke, die durch steil einfallende Störungen (meist Aufschiebungen) im



Abstand von 5–20 km begrenzt werden (Abbildung 4).

3 Arbeitsgebiet und wissenschaftliche Ziele

Die Ziele des Leg 116 bestanden darin, die Geschichte des Himalaya anhand seiner Erosionsprodukte zu entschlüsseln und die Entwicklung und den zeitlichen Verlauf der Intraplattendeformation sowie Transport- und Ablagerungsprozesse im landfernen Gebiet des Tiefseefächers zu studieren. Hierzu wurden drei eng benachbarte Bohrungen im tektonisch deformierten Gebiet des Tiefseefä-

Abb. 2. Geographische Positionen der Kontinente Indien, Afrika, Südamerika, Australien und Antarktika vor 140, 75 und 35 Millionen Jahren sowie von heute (Plattentektonische Rekonstruktion nach [2]). Die geologische Geschichte des Indischen Ozeans begann vor 140 Millionen Jahren, als Indien noch Teil des Superkontinentes Gondwana auf der Südhalbkugel war (a) und sich während der Kreide aus diesem Kontinentverband löste. Als Gondwana zerbrach, entstanden zunächst die Kontinente Afrika, Südamerika und Indien und einige Zeit später Antarktika und Australien (c).

Abb. 3. Das Gravitationsfeld des Indischen Ozeans. Rote und gelbe Farbtöne kennzeichnen Gebiete mit einem relativ hohen negativen bzw. mit einem relativ hohen positiven Gravitationsfeld (siehe Titelbild). Die Ost–West verlaufenden Schwereanomalien und die deutlichen Gravitationsfeldunterschiede südlich von Sri Lanka sind das Resultat einer völlig untypischen und einzigartigen Verformung der ozeanischen Kruste im zentralen Indischen Ozean.

Abb. 4. Seismisches Profil entlang der Bohrpositionen 717, 718 und 719. Die Gesamtlänge des Profils beträgt circa 18 km. Ost-West verlaufende Falten mit Wellenlängen von 200–300 km und Amplituden von 1–3 km im Gebiet zwischen dem Chagos-Laccadive- und dem Ninetyeast-Rücken sind eine Folge von starken Nord-Süd gerichteten Spannungen innerhalb der ozeanischen Kruste im zentralen Indischen Ozean. Das Profil zeigt die Grenze zwischen tektonisch überprägten Sedimenten (prädeformativ) und Sedimenten, die während der tektonischen Deformation abgelagert wurden (syndeformativ), sowie den Übergang zur ozeanischen Kruste (Basalt). Die Grenze zwischen den syn- und den prädeformierten Sedimenten (seismischer Horizont A) markiert den Beginn der Intraplattendeformation vor circa 7 Millionen Jahren.

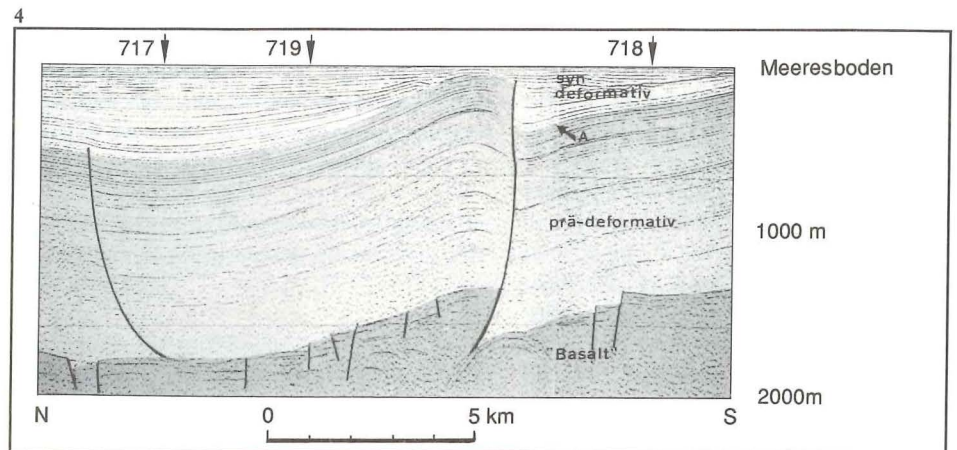


Tabelle 1. Wissenschaftliche Teilnehmer an Bord des Bohrschiffes Joides Resolution während des Fahrtabschnittes 116 in den Indischen Ozean.

chers, 800 km südlich Sri Lankas und 200 km nordöstlich des submarinen Gebirgszuges Afanasy Nikitin, niedergebracht. Die Bohrpositionen lagen entlang eines Nord-Süd verlaufenden Profils in 4 731 m–4 737 m Wassertiefe.

In seismischen Profilen des Arbeitsgebietes ist die Grenze zwischen tektonisch überprägten Sedimenten und Sedimenten, die während der tektonischen Deformation abgelagert wurden, sowie der Übergang zur ozeanischen Kruste deutlich zu erkennen (Abbildung 4). Die Mächtigkeit der tektonisch überprägten Sedimente beträgt durchschnittlich 1200 m. Im Gegensatz dazu variiert die Mächtigkeit der während der Deformation abgelagerten Sedimente zwischen 50 m und 600 m. Bohrung 717, im mächtigen Sedimentpaket der Mulde, und Bohrung 719, etwa 1 km südlicher, sollen vor allem Aufschluß über den zeitlichen Verlauf der Intraplattendeformation geben (Abbildung 4). Außerdem wurde an diesen Positionen eine aus seismischen Profilen gut bekannte Diskordanz durchteuft, die den Beginn der bis heute andauernden Deformation repräsentiert. Die Bohrung 718 befindet sich an der Flanke des südlich benachbarten Blockes (Abbildung 4). Die Mächtigkeit der während der Deformation abgelagerten Sedimente ist an dieser Position besonders gering, so daß hier die Möglichkeit bestand, die Tiefseefächersedimente zu durchteufen, um das Alter des Himalaya zu ermitteln.

James R. Cochran (Fahrtleiter), Lamont-Doherty Geological Observatory, USA	Gregory Leger, Dalhousie University, Kanada
Dorrik A. V. Stow (Fahrtleiter), Nottigham University, England	Franca Porto Decima, University of Parma, Italien
Christian A. Auroux, Texas A & M University, USA	Venkata C. Raman, Andhra University, Indien
Kazuo Amano, Ibaraki University, Japan	William W. Sager, Texas A & M University, USA
Peter S. Balson, British Geological Survey, England	Kozo Takahashi, Woods Hole Oceanographic Institution, USA
Jacques Boulegue, Piere & Marie Curie University, Frankreich	Thomas Thompson, 580 Euclid Ave, Boulder, Colo., USA
Garret W. Brass, University of Miami, USA	Jean-Jacques Tiercelin, Universite de Bretagne, Brest Cedex, France
Jeffrey Corrigan, University of Texas, USA	Mark Townsend, University of Nottingham, United Kingdom
Stefan Gartner, Texas A & M University, USA	Andreas Wetzel, Universität Tübingen, BRD
Stuart A. Hall, University of Houston, USA	N. P. Wiljayananda, National Aquatic Resources Agency, Colombo, Sri Lanka
Silvia Iaccarino, University of Parma, Italien	Colin Williams, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, USA
Toshio Ishizuka, University of Tokyo, Japan	
Irena Kaczmarska, Mount Allison University, Kanada	
Heidemarie Kassens, Universität Kiel, BRD	

4 Erste Ergebnisse

Die Bengal-Tiefseefächersedimente waren in bezug auf ihre Zusammensetzung bisher nur aus einer Tiefseebohrung (Deep Sea Drilling Project Leg 22, Bohrung 218) und weniger als 100 relativ kurzen Sedimentkernen (maximal 10 m) bekannt. Die Bohrung 218 liegt circa

1000 km weiter nördlich und endet in siltigen Turbiditen des späten Miozäns. Geologische Untersuchungen an Land ließen vermuten, daß die erste hauptsächliche Hebung des Himalaya mit der „harten“ Kontinent-Kontinent-Kollision im mittleren Miozän begann. Man hatte aus diesem Grund angenommen, daß die Entstehung des Bengal-Tiefseefä-

chers mit dieser Gebirgsbildungsepisode zeitlich übereinstimmt.

Die Bohrung 717 erreicht eine Teufe von 828 m und enthält eine fast lückenloses Profil der letzten 10 Millionen Jahre. Ältere Sedimente werden hauptsächlich mit der Bohrung 718 durchteuft (Abbildung 5). Dieses Bohrprofil mit einer Gesamtlänge von 962 m – in dieser Teufe mußte die Bohrung aus technischen Gründen abgebrochen werden – enthält zwar nur wenige Informationen über die Sedimentation während der letzten 10 Millionen Jahre, durchteuft dafür aber 775 m der tektonisch überprägten Sedimente. Das überraschendste Ergebnis der Expedition ist das Alter und die Mächtigkeit des Tiefseefächers, die in dieser Bohrung erreicht wurden (Abbildung 5). Denn die Bohrung endete in glimmerreichen, sandig, siltigen Turbiditen aus dem Unteren Miozän (vor circa 17 Millionen Jahren). Daraus folgt natürlich, daß zu dieser Zeit die Sedimentation in den Bengal-Tiefseefächer schon sehr gut entwickelt war. Dies setzt jedoch voraus, daß eine dem heutigen Relief vergleichbare Morphologie existierte und demzufolge die erste Gebirgsbildungsphase des Himalaya nicht, wie vermutet, im Mittleren Miozän (vor 16,6–11,2 Millionen Jahren), sondern wesentlich früher stattgefunden haben muß.

Die 3 Bohrungen durchteuften überwiegend Sedimente des Bengal-Tiefseefächers, die zwar ähnlich zusammengesetzt sind, aber als Folge der unterschiedlichen Bohrpositionen im Verhältnis zum deformierten Untergrund signifikante Mächtigkeitsunterschiede zeigen. Insgesamt können 5 unterschiedliche lithologische Einheiten identifiziert werden (Tabelle 2).

4.1 Turbidite und nichts als Turbidite

Die Bohrungen 717 und 719 bestehen fast ausschließlich aus Turbiditen (Abbildung 5). Obwohl die Mächtigkeit der Turbidite zum Teil stark variiert (0,01 m–2,5 m), können deren Sequenzen und zum Teil sogar einzelne Turbidite dieser Bohrprofile leicht miteinander korreliert werden. Durch Trübestrome wurden während der letzten Millionen Jahre

enorme Sedimentmengen zum landfernen Bereich des Tiefseefächers transportiert. Es gab Perioden, zum Beispiel im späten Pleistozän, in denen die Sedimentationsrate mehr als 350 m pro 1 Million Jahre betrug.

Folgende Liefergebiete wurden aufgrund der Turbiditzusammensetzung identifiziert (Abbildung 6):

Aus dem Ganges-Brahmaputra-Delta stammen graue, glimmerreiche Turbidite. Diese vorwiegend siltigen, fast ausschließlich aus terrigenen Komponenten bestehenden Turbidite sind der häufigste Faziestyp. Im Durch-

schnitt erreichten diese Turbidite den landfernen Tiefseefächer mit einer Frequenz von 1 pro 1000 Jahren während des Miozäns und im späten Pleistozän.

Dunkelgrüne und dunkelgraue, tonige Turbidite mit einem hohen Anteil von Pflanzenresten (bis zu 5 %) haben ihren Ursprung wahrscheinlich in Rutschungen von instabilen Sedimenten des unteren Kontinentalhanges im nördlichen und westlichen Golf von Bengalen. In diesem Bereich konnte eine Frequenz von 1 pro 10000 Jahren während des späten Miozäns und Pleistozäns ermittelt werden.

Tabelle 2. Lithologische Einheiten des Bengal-Tiefseefächers.

Einheit I	(2–6 m Teufe) Wechsellagerung von Foraminiferenschlamm mit tonigen Turbiditen
Einheit II	(100–150 m Teufe) sandig-siltige, siltig-tonige und tonige Turbidite
Einheit III	(10–150 m Teufe) Wechsellagerung von tonigen, hauptsächlich aus Skelettresten von Mikroorganismen bestehenden Turbiditen mit pelagischen Tonen
Einheit IV	(70–230 m Teufe) Wechsellagerung von siltigen und tonigen Turbiditen mit pelagischen Tonen
Einheit V	in den mittleren und unteren Bereichen der Bohrprofile dominieren siltige und siltig-tonige zum Teil grüne, rotbraune und weiße Turbidite sowie pelagische Tone

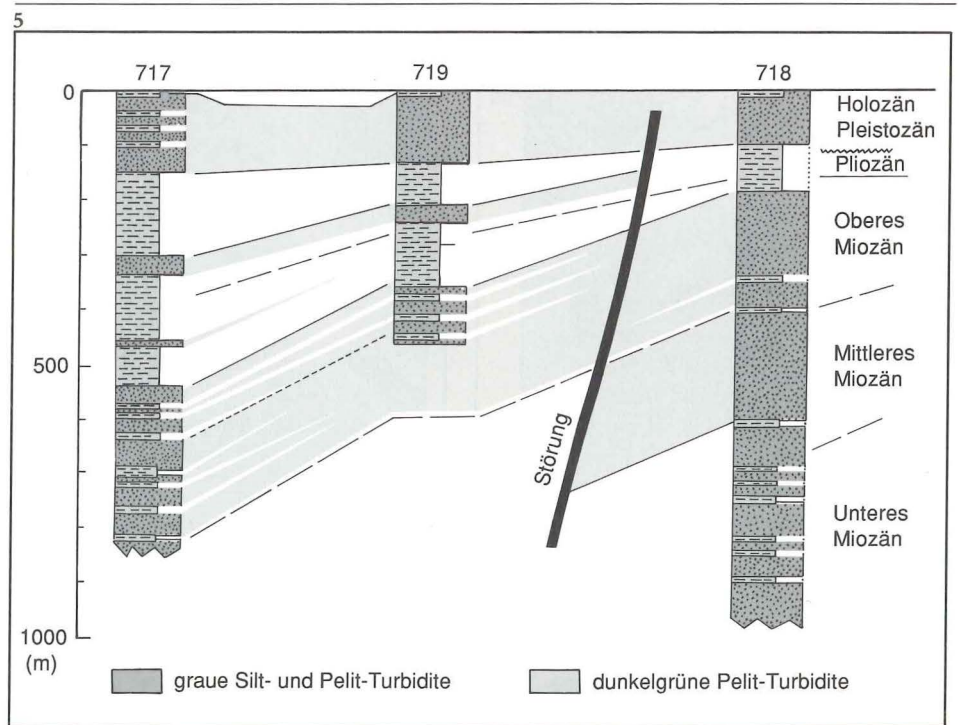


Abb. 5. Lithologie und Stratigraphie der Bohrungen 717, 718 und 719. Vom Unteren Miozän bis heute wurden im landfernen Gebiet des Bengal-Tiefseefächers fünf lithologische Einheiten identifiziert.

Im Gegensatz zu diesen Turbiditen, die hauptsächlich aus Erosionsprodukten des Himalayas bestehen, haben die folgenden, relativ seltenen (1 pro 100 000 Jahren) Faziestypen andere Sedimentquellen. So stammen weiße, fast ausschließlich aus Skelettresten von Mikroorganismen bestehende Kalkturbidite sicherlich von lokalen submarinen Bergen. Die Herkunft der grünen und rotbraunen, tonigen Turbidite mit einem hohen Anteil von Flachwasserforaminiferen und Diatomeen ist bisher noch unsicher. Hier werden die östlichen, sehr steilen Kontinentaltalhäufe von Sri Lanka und Indien als Sedimentquellen vermutet.

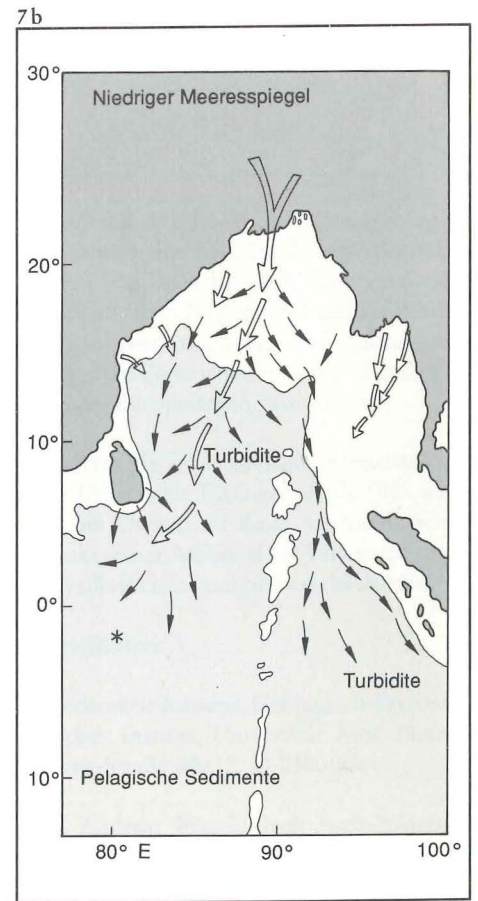
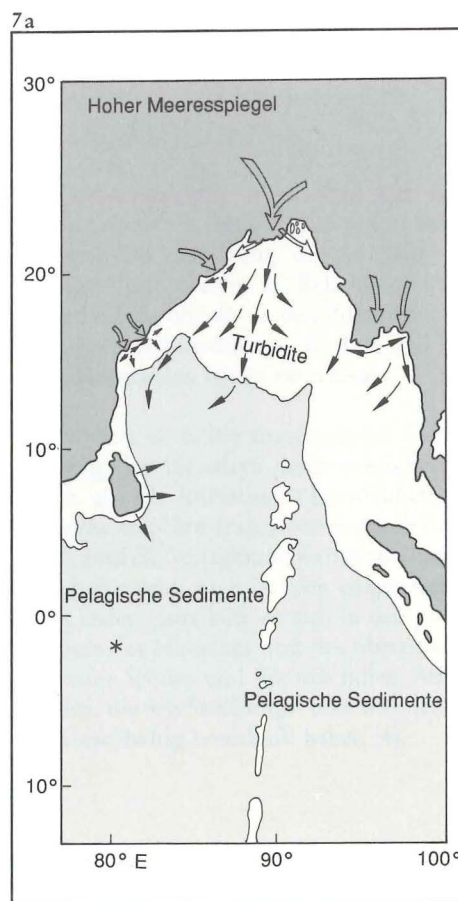
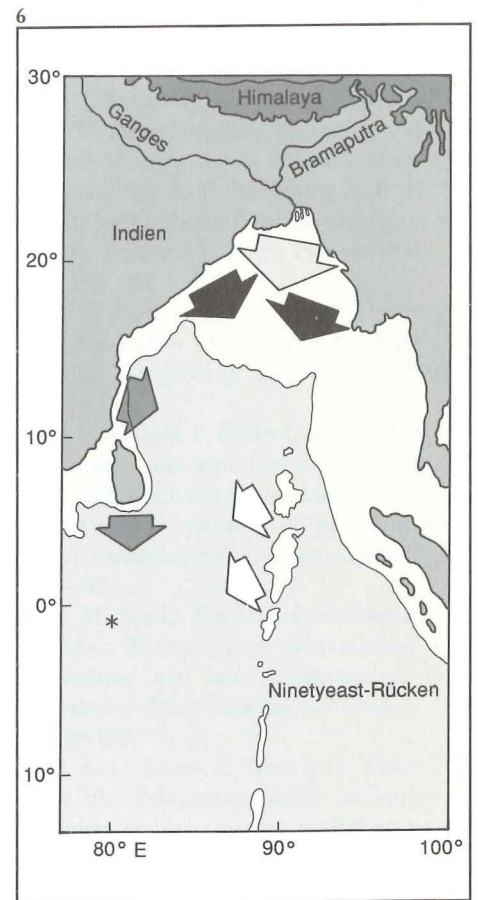
4.2 Steuerung der Sedimentation im Bengal-Tiefseefächer

Während der letzten 17 Millionen Jahre haben sich die Sedimentationsbedingungen im Bereich des landfernen Tiefseefächers häufig geändert. So kamen im Miozän und Pleistozän hauptsächlich siltige und sandige Turbidite zur Ablagerung, während im Pliozän tonige Turbidite und pelagische Tone dominieren. Dieser eindeutige Wechsel der Sedimente wird durch unterschiedliche Aufstiegs- und Erosionsraten des Himalaya, der größten Sedimentquelle, sowie durch Meeresspiegelschwankungen gesteuert. Generell besteht eine gute Korrelation zwischen den Hauptgebirgsbildungsphasen des Himalaya und den siltigen oder sandig-siltigen Turbiditen des Miozäns und späten Pleistozäns. Wahrscheinlich hatte der Aufstieg des Himalaya eine Erhöhung der Sedimentzufuhr zum Ganges- und Brahmaputra-Delta und somit die Ablagerung von grobkörnigen Turbiditen im landfernen Tiefseefächerbereich zur Folge.

Abb. 7. Quartäre Sedimentverteilung im Bengal-Tiefseefächer während eines hohen und niedrigen Meeresspiegelstandes. Meeresspiegelabsenkungen während der Eiszeiten hatten das Trockenfallen von großen Schelfgebieten zur Folge. Große Flüsse, wie zum Beispiel der Ganges und der Brahmaputra, mündeten dann viel näher am Kontinentalrand in die Tiefsee. Die Flußfracht wurde somit direkt in den Tiefseefächer transportiert. Im Gegensatz zu Warmzeiten (hoher Meeresspiegel) fehlten während der Eiszeiten die Schelfe als Sedimentfallen. Dies führte zu einer deutlichen Erhöhung der Sedimentationsraten und zur Ablagerung grobkörniger Sedimente im Gebiet des landfernen Tiefseefächers in Eiszeiten.

Andererseits korrelieren die siltigen und die tonigen Sedimentationszyklen auch mit eustatischen Meeresspiegelschwankungen. Der abrupte Übergang von überwiegend siltigen Turbiditen der lithologischen Einheit V zu mehr tonigen Turbiditen der Einheit IV fällt zusammen mit dem Meeresspiegelanstieg im Oberen Miozän. Das Einsetzen der siltigen Turbidite der lithologischen Einheit II korre-

Abb. 6. Sedimentquellen der im Bengal-Tiefseefächer abgelagerten Turbidite. Im landfernen Gebiet des Bengal-Tiefseefächers wurden hauptsächlich graue, glimmerreiche Turbidite aus dem Ganges-Brahmaputra-Delta abgelagert. Vom Kontinentaltalhang im nördlichen und westlichen Golf von Bengalen stammen dunkelgrüne und dunkelgraue, tonige Turbidite. Die lokalen submarinen Berge in der Umgebung der Bohrpositionen und die steilen Kontinentaltalhäufe von Sri Lanka und Indien werden als Liefergebiet der relativ seltenen weißen, fast ausschließlich aus Skelettresten von Mikroorganismen bestehenden Kalkturbidite bzw. der rotbraunen sowie der grünen Turbidite mit einem hohen Anteil an Flachwasserforaminiferen vermutet.



liert wiederum mit dem niedrigen Meeresspiegel im späten Pleistozän. Zu dieser Zeit waren die Schelfe trockengefallen. Dies hatte zur Konsequenz, daß die Flüsse viel näher am Kontinentalrand in die Tiefsee mündeten und somit der Schelf als Sedimentfalle entfiel. So konnte Flußfracht direkt in den Tiefseefächer transportiert werden (Abbildung 7). Zudem führen Instabilitätsprozesse an der Schelfkante zu Massenverlagerungen, die ebenfalls zum Aufbau des Tiefseefächers beigetragen haben können. Die vielen pliozänen/pleistozänen Meeresspiegelschwankungen und der allgemein hohe Meeresspiegel im Mittleren Miozän sind bisher jedoch nicht in den Bohrungen dokumentiert. Weitere Analysen werden zeigen, ob die Dokumentation der Meeresspiegelschwankungen in den Sedimenten tektonisch überprägt oder die Sedimentation vielleicht durch ganz andere Faktoren gesteuert wurde. So hat die Intraplattendeformation und die Verlagerung der submarinen Kanäle sowie die dadurch bedingte Verlagerung der Ablagerungszentren des Tiefseefächers sicherlich Einfluß auf die Sedimentation.

4.3 Eine Million Jahre fehlen

Ein Hiatus (Schichtlücke) zwischen dem Pliozän (5,3–1,6 Millionen Jahre) und dem späten Pleistozän kann in allen Bohrungen beobachtet werden. Hier fehlen die Sedimente von fast einer Million Jahre. Über die Ursachen und die regionale Ausbreitung dieses mächtigen Hiatuses gibt es bisher nur Vermutungen. Starke Bodenströmungen als Folge einer dramatischen Änderung der Paläoozeanographie im Zentralen Indischen Ozean könnten zum Beispiel dazu geführt haben, daß im Gebiet der Bohrposition keine Sedimente zur Ablagerung kamen. Eine weitere Alternative wäre eine Teilung der Hauptturbiditkanäle, dies würde ebenfalls zu einer drastischen Verringerung der Sedimentzufuhr führen.

4.4 Zeitlicher Verlauf der Intraplattendeformation

Alle 3 Bohrungen erreichen die tektonisch überprägten Sedimente und durchteufen somit den seismischen Horizont A, der den Beginn der Deformation markiert (Abbildung 4).

Seit circa 7 Millionen Jahren (Oberes Miozän) werden die ozeanische Kruste und die Sedimente im Zentralen Indischen Ozean in Fal-

ten gelegt. Dies ergibt eine erste stratigraphische Einstufung der Sedimente in der Umgebung des seismischen Horizontes A. Fast 350 m beträgt die Sprunghöhe der Verwerfung zwischen dem nördlichen und südlichen Block (Abbildung 4). Daraus ergibt sich eine durchschnittliche Aufstiegsrate von 50 m pro 1 Million Jahre.

Ein großes Problem für eine detaillierte Rekonstruktion der Deformationsgeschichte ist die Auflösung, die bei der stratigraphischen Einstufung dieser Sedimente erreicht werden kann. Diese Einstufung erfolgt ausschließlich mit Hilfe von Coccolithen, da andere Mikrofossilgruppen entweder nicht vorhanden oder nur schlecht erhalten sind. Zudem wurden in einigen Turbiditsequenzen bisher überhaupt keine Fossilien gefunden. Coccolithe, Teile von Coccosphären, sind mikroskopisch kleine einzellige Pflanzen mit einem Kalziumkarbonat-Skelett. Sie sind im Vergleich zu anderen kalkausscheidenden Mikroorganismen, z.B. Foraminiferen, wesentlich lösungsresistenter und sehr häufig im Sediment. Aufgrund ihrer geringen Größe können sie jedoch nur mit einem Rasterelektronenmikroskop eindeutig identifiziert werden. Da dies eine sehr aufwendige Analysemethode ist, wird es noch einige Zeit dauern, bis noch mehr Licht auf die Deformationsgeschichte fällt.

5 Ausblick

Neben den regionalen Aspekten seien einige weiter reichende Gesichtspunkte zum Schluß betont. Die Datierung der Sedimente im Bengal-Tiefseefächer in Relation zur Gebirgsbildung erlaubt es, den Zusammenhang zwischen Gebirgsbildung, Erosion und Sedimentationsraten besser zu erfassen.

Die früher als bisher angenommene Heraushebung des Himalaya hatte wahrscheinlich auch auf die klimatische Entwicklung der Nordhemisphäre drastischen Einfluß. Einerseits wird die Verlagerung warmer und feuchter Luftmassen nach Norden eingeschränkt, und andererseits können sich in den großen Höhen des Himalaya und des tibetanischen Plateaus Schnee und Eis mit hoher Albedo bilden, die den Strahlungs- und Wärmehaushalt nachhaltig beeinflusst haben [4].

Literatur

- [1] J. R. Curray, F. J. Emmel, D. G. Moore & R. W. Raitt: Structure, Tectonics, and Geological History of the Northeastern Indian Ocean, In: A. E. M. Nairn & F. G. Stehli (Eds.): The Ocean Basin and Margins. Vol. 6. New York and London: Plenum Press, 1982, S. 399–450.
- [2] D. McKenzie, J. G. Sclater: The Evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous; Geophys. J. R. astr. Soc. 25 (1971) 437–528.
- [3] P. Molnar, F. Pardo-Casas & J. Stock: The Cenozoic and Late Cretaceous evolution of the Indian Ocean Basin: uncertainties in the reconstructed positions of the Indian, African and Antarctic plates; Basin Research (1988) 23–40.
- [4] M. Kuhle: Eine reliefspezifische Eiszeittheorie. Nachweis einer tibetanischen Inlandvereisung und seine energetischen Konsequenzen; Die Geowissenschaften 6 (1988) 142–150.
- [5] K.-C. Emais, E. Suess & G. Wefer: Tektonik und Paläoozeanographie im Vorland der Anden. Untersuchungen im Rahmen des Internationalen Tiefseebohrprogramms; Die Geowissenschaften 6 (1988) 1–7.

Heidmarie Kassens ist Meeresgeologin an der Universität Kiel. Im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 313, Sedimentation im Europäischen Nordmeer, beschäftigt sie sich mit sedimentologischen und sedimentphysikalischen Eigenschaften von Tiefseesedimenten im Europäischen Nordmeer.

Andreas Wetzel ist zur Zeit Sedimentologe an der Universität Tübingen, Ende 1988 wird er an die Universität Basel wechseln. Schwerpunkt seiner Arbeit ist die Untersuchung von physikalischen Sedimenteigenschaften.

Anschriften:

Heidmarie Kassens, Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Kiel, Ludewig-Meyn-Straße 10/12, D-2300 Kiel.

Dr. Andreas Wetzel, Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Basel, Bernoullistraße 32, CH-4056 Basel.