

Geol. Bl. NO-Bayern	47 (1997)	Heft 1-4	Seite 303-320	Erlangen Juli 1997
------------------------	--------------	----------	---------------	-----------------------

Festschrift für Prof. Dr. J. Th. Groß

Die Plattformhangmorphologie der Pedro Bank in der Karibik

von Wolf-Christian Dullo

Mit 2 Abbildungen im Text und Tafel 21-22

Zusammenfassung

Die Karbonatplattform der Pedro-Bank in der Karibik zeichnet sich durch eine abweichende Tiefenlage der Plattformoberfläche aus. Diese liegt heute in 40 - 60 m Wassertiefe. Dennoch zeichnet sich die Plattform durch eine hohe Karbonatproduktion aus, besitzt aber kein typisches Korallenriff. Die morphologische Untersuchung der tiefen Plattformhänge mit dem Tauchboot JAGO ergab eine für die Karibik übereinstimmende bathymetrische und fazielle Zonierung. Tektonische Gründe für die abweichende Tiefenlage der Bankoberfläche können daher nicht geltend gemacht werden. Gründe werden hierfür im dem topographisch bedingten upwelling über dem Nicuarua Rücken gesehen, das sich in der dominanten Besiedlung durch nicht verkalkte Schwämme und das Fehlen der Steinkorallen dokumentiert.

Einleitung

Der Einsatz bemannter Tauchboote hat unsere Kenntnis über die tiefere Vorriffmorphologie bis zu einer heutigen Wassertiefe von 350 m wesentlich verbessert. Verkarstungen in bestimmten bathymetrischen Bereichen oder auffällige Terrassenstufen sind Zeugen ehemaliger Meeresspiegelstände. Durch die gezielte Probenahme geeigneter, kalkiger Organismen des ehemaligen Flachwassers, insbesondere Scleractinier, wurden neue Einblicke in den zeitlichen Gang des Meeresspiegels gewonnen. Untersuchungen im Roten Meer

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. W.-Chr. Dullo, GEOMAR, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel

(BRACHERT & DULLO 1990, 1991) und dem westlichen Indik (COLONNA et al. 1997; DULLO et al. 1996) zeigen eine sehr ähnliche Vorriffmorphologie in den verschiedenen Tiefenbereichen. Ebenso haben die Untersuchungen in der Karibik (z.B. LAND & MOORE 1977, JAMES & GINSBURG 1979, MACINYTRE et al. 1991, GRAMMER & GINSBURG 1992, GRAMMER et al. 1993) von den unterschiedlichsten Lokalitäten immer wieder ein ähnliches morphologisches Muster erbracht.

Die tiefe Vorriffentwicklung beginnt mit einem sedimentären Keil, dessen Material unverfestigt ist und dessen Entstehung mit dem frühen Holozän einsetzt. Auf diesem sedimentbedeckten Hang treten gelegentlich größere Rutschblöcke aus dem Flachwassermilieu auf (reef outrunners sensu BIDDLE et al. 1992 oder in der geologischen Überlieferung auch als Cipit boulders bezeichnet (i.c.)). Diese Lockersedimente überlagern einen zementierten Schuttbereich, dessen jüngste Zementationsereignisse erstmals durch GRAMMER & GINSBURG (1992) mit 14.000 und 10.000 Jahre vor heute (= Jvh) datiert wurde (konventionelle ^{14}C und ^{14}C AMS Alter). Darüber folgt eine steile Wand (the wall), die in unterschiedlicher Bathymetrie zwischen 180 und 110m Tiefe einsetzt und fast überall mit einem prominenten Terrassenknick in $60\text{m} \pm 10\text{m}$ endet. Eine ähnliche Riffmorphologie ist aus dem Roten Meer (BRACHERT & DULLO 1991) und von den Comoren im Indischen Ozean bekannt (DULLO et al. im Druck), wobei der Top der Wand oder des Kliffs dort bei $\pm 90\text{m}$ liegt, in $\pm 60\text{m}$ aber zusätzlich eine auffallende Terrassenstufe entwickelt ist. Datierungen von Flachwasserkorallen aus dieser Wand erbrachten für die Comoren ein Alter zwischen 42 ky und 30 ky U/Th TIMS Alter, belegen also ein Riffwachstum während Isotopenstadium 3. Auf dem Top dieser Wand in 60 m bzw. 90 m Tiefe, den Terrassenknick überwachsend, befinden sich in der Karibik (GRAMMER et al. 1993), dem Roten Meer und den Comoren ertrunkene Riffe, die sich während des Meeresspiegelanstieges nach dem letzten glazialen Maximum (LGM = 18.000 - 22.000 Jvh, U/Th TIMS Alter) dort an dieser strukturell begünstigten Stelle kurzfristig angesiedelt haben. Datierungen von den Comoren erbrachten Alter um 13.600 Jvh (U/Th TIMS Alter, DULLO et al. im Druck) für die Riffchen in $\pm 90\text{m}$, während die flacheren Strukturen in $\pm 60\text{m}$ in Karibik mit 11.400 und 10.500 Jvh konventionellen ^{14}C datiert wurden (GRAMMER et al. 1993). Nachdem in den Comoren auch in $\pm 60\text{m}$ kleine Riffstrukturen auftreten, belgen diese somit ein 'Ertrinken' durch den Bølling Schmelzwasserpuls (14 kyr, Termination 1A) und den Schmelzwasserpuls nach der Jüngeren Dryas (11.5 kyr, Termination 1B; BERGER, 1990)

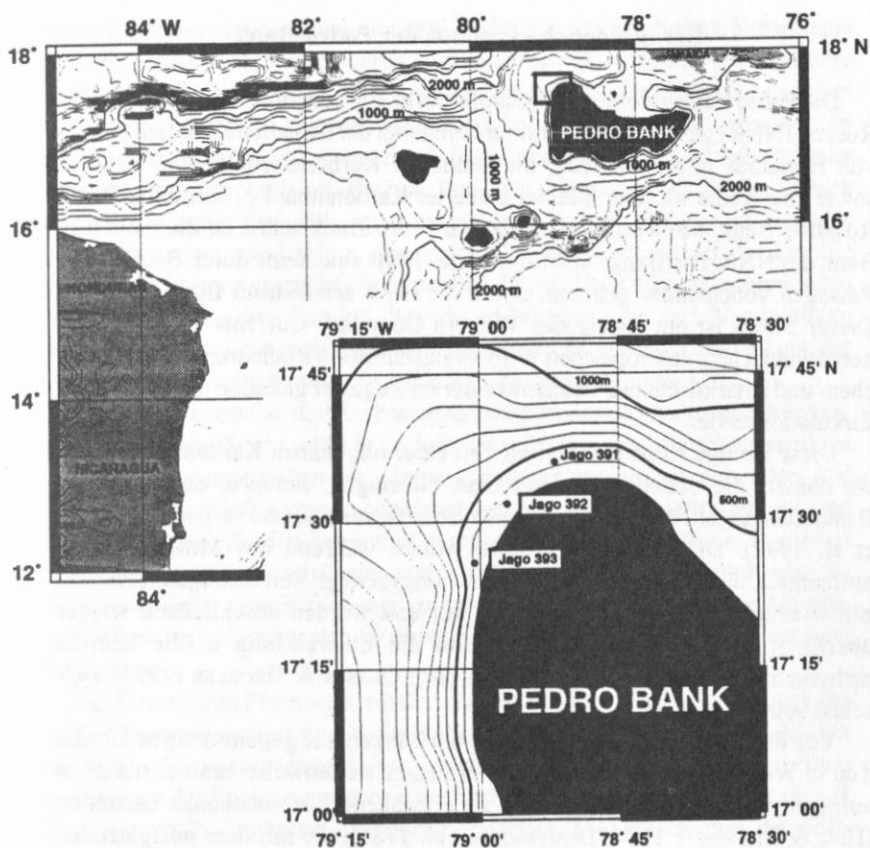


Abb. 1: Übersichtskarte des nördlichen Nicaragua Rückens und Detailkarte mit den Tauchpositionen.

Die Pedro-Bank ist Teil eines Karbonatplattformsystems, das sich dadurch auszeichnet, daß die Bank selten bis in den flachmarinen Bereich < 20 m hinaufreicht. Mehr als 70% der Bank liegen gegenwärtig zwischen 40 und 60 m Wassertiefe (HEINE & STEINMETZ 1984). Ziel der Untersuchungen war es daher der Frage nachzugehen, inwieweit sich diese übergeordneten, bathymetrischen Muster wieder finden lassen, oder ob die Pedro-Bank, ihre eigene Tiefenzonierung aufweist.

Der geologische Rahmen der Pedro-Bank

Die Pedro Bank ist eine Karbonatplattform, die zum nördlichen Nicaragua-Rücken (NNR) gehört. Diese Struktur beinhaltet die östlichen Karbonatschelfe von Honduras und Nicaragua, die südlichen Karbonatschelfe von Jamaica sowie eine Reihe weiterer, kleiner isolierter Karbonatbänke (Serranilla Bank, Rosalind Bank, Moskito Bank etc.). Die Pedro Bank selbst ist die östlichste Bank des NNR. Die Bänke und Schelfe des NNR sind heute durch Becken und Passagen voneinander getrennt, durch die der Karibikstrom fließt (Abb. 1). Dieser Strom ist ein Zweig des Western Boundary Currents innerhalb des nordatlantischen, subtropischen Wirbels und damit ein Rückstrom von Oberflächen- und antarktischem Zwischenwasser im Zuge der globalen thermohalinen Zirkulationszelle.

Diese heutige Konfiguration ist Teil einer oligozänen Karbonatplattform, die damals die Schelfe von Honduras, Nicaragua, Jamaica, den isolierten Bänken und sogar Teile des haitianischen Schelfes miteinander verband (DROXLER et al. 1992). Diese riesige Plattform wurde während des Miozäns durch horizontale Schertektonik (Blattverschiebung) zerlegt. Seit dem späten Pleistozän tauchten diese Bänke periodisch auf und wurden anschließend wieder überflutet. Die letzte Überflutung und die Entwicklung in die heutige bathymetrische Konfiguration, begann nach GLASER & DROXLER (1991) zwischen 9000-10000 Jvh.

Von diesen abgetrennten und isolierten Bänken, die gegenwärtig mit ihrem Top in Wassertiefen zwischen 40-60 m liegen, stellenweise kann es bis 25 m aufragen, nahm man lange an, daß sie ertrunkene Karbonatbänke darstellen (HINE & STEINMETZ 1984, DOMINGUEZ et al. 1988), die mit dem postglazialen Meeresspiegelanstieg nicht bis in das heutige Flachwassermilieu mitwachsen konnten. Daraus wurde lange Zeit der Schluß gezogen, daß die Bänke des NNR keine hohe Karbonatproduktion hätten, da sie nicht in der dafür notwendigen flachmarinen Bathymetrie liegen.

Untersuchungen, von GLASER (1991), GLASER & DROXLER (1993) und TRIFFLEMAN (1989) haben hingegen gezeigt, daß diese Bänke dennoch hochproduktive Karbonat-Milieus darstellen und der überwiegende Teil des biogen gebildeten Karbonats exportiert wird. Dieser Karbonatexport findet jährlich durch Wellenerosion, vornehmlich während der Hurrikan-Saison statt, wobei das Ausmaß der Erosion sehr stark schwankt.

Die Sedimente, die auf dem Top der Pedro Bank und den benachbarten Karbonatbänken und -schelfen des NNR gefunden werden, sind in ihrer

generellen Zusammensetzung sehr ähnlich. Kalkalgen, Mollusken, Schwämme und benthische Großforaminiferen sind die Primärproduzenten auf der Pedro Bank (ZANS 1958, DOLAN 1972). Lokal können einzelne Gruppen stärker in den Vordergrund treten, so insbesondere die Kalkalgen entlang des Südrandes, im bathymetrisch flacheren Teil der Bank. Steinkorallen sind auf der ganzen Bank unterrepräsentiert, auch im flachen Teil. Es fehlen vor allem die typisch schnellwüchsigen Vertreter der Acroporidae; auch Poritidae und Faviidae (Montastreaeinae) sind selten, nur speziell angepasste Vertreter der Familie Agariciidae können etwas häufiger werden. Unter den Karbonatkomponenten treten kryptokristalline Partikel, Peloide und Grapestones auf. Nur in einem sehr schmalen Streifen entlang des Südrandes gibt es eine Riffentwicklung, die eine ähnliche Diversität, wie die Riffe Floridas besitzt (DOLAN 1972)

Durch die Tatsache, daß Karbonatbänke nur in Zeiten produzieren können, zu denen sie überflutet sind (d.h. zu Zeiten von Meeresspiegelhochständen), ist die Exportrate unmittelbar an Meeresspiegelschwankungen gebunden und kann daher aus Tiefseekernen abgeleitet werden. Lose Skelettfragmente und abiogene Körner werden bevorzugt zu Meeresspiegelhochständen exportiert ('highstand shedding', sensu DROXLER et al. 1983), während zementierte Karbonatblöcke und Teile eines Riffes eher zu Zeiten eines sich absenkenden Meeresspiegel bzw. unter Niedrigstand-Situation in den Hangfußbereich der Plattform abrutschen.

Der Eintrag von Flachwassermaterial in die tieferen, die Plattformen umgebenden Becken, variiert durch die Zeit in Abhängigkeit von der Produktion neritischen Karbonatsediments und zeichnet sich in Sedimentkernen durch Änderungen der Zusammensetzung der Periplattformssedimente ab (GLASER & DROXLER, 1993). Während des letzten glazialen Maximums und der vollglazialen Sauerstoff-Isotopenstufen 2 und 6 war der Meeresspiegel zwischen 120 m und 150 m abgesenkt (CHAPPELL & SHACKLETON 1986, DULLO et al. im Druck). Da der Top der Pedro Bank heute in Wassertiefen zwischen 20-40 m liegt, haben die glazialen-interglazialen Meeresspiegelschwankungen der letzten 800.000 Jahre intensiv die Produktionsrate von Flachwasserkarbonaten beeinflusst, als der Top der Bänke periodisch überflutet oder aufgetaucht war und zugleich die Hangmorphologie im tieferen Bereich mitgeprägt.

Lage der Profile und Untersuchungsmethoden

Die untersuchten Profile liegen alle an der Nordwestseite der Pedrobank (Fig. 1). Auf Grund der Wettersituation konnten nur drei Einsätze mit JAGO

gefahren werden, da der Seegang mit einer Wellenhöhe von mehr als 1,5 m einen Einsatz und damit verbunden ein Aussetzen über die Bordwand von METEOR nicht zuließ. Das Zweimanntauchboot JAGO hat eine Tauchtiefe von 400 m. Die Bathymetrie der Tauchprofile wurde vor dem Einsatz mit Parasound und dem empfindlichen Echographen überprüft. JAGO wurde über die heckseitige Steuerbordwand ausgesetzt und wurde dann mit dem Schlauchboot zur Abtauchstelle geschleppt. Die Kommunikation zwischen der Tauchbootbesatzung und METEOR erfolgte über ein hydroakustisches System.

JAGO besitzt ein großes Frontfenster mit 60 cm Durchmesser, fünf Scheinwerfern und zwei starken Blitzleuchten für die Unterwasserfotographie. Ferner verfügt das Tauchboot über einen hydraulischen Manipulator und eine Probenkiste. Um Proben aus den bereits lithifizierten Sedimenten erhalten zu können, befestigten wir ein kräftiges U-Eisen am Kiel des Bootes. Damit gelang es uns, größere Hartgesteinsproben loszubrechen. Beim Abtauchen wurde in 10 m Intervallen die Temperatur gemessen. Die Profile wurden stets von der tiefsten Tauchposition aus nach oben abgefahren. Das Einfallen der Hangneigung wurde mit einem einfachen Klinometer gemessen, die jeweilige Tauchtiefe durch zwei analoge und einen digitalen Tiefenmesser erfaßt. Nach der Methode der Polkoordinaten (Winkel und Bathymetrie) konnte so die Morphologie der Plattformhänge konstruiert werden (Abb. 2). Sedimentbeschaffenheit und Besiedlung der Plattformhänge wurden neben schriftlichen Aufzeichnungen in Fotos und Videoaufnahmen dokumentiert, die für die Auswertung zur Verfügung stehen.

Die Morphologie der Plattformhänge

Die Plattformhänge am Nordwestrand der Pedrobank besitzen ein übergeordnetes Muster (Abb. 2), das große Ähnlichkeit zu anderen Vorriffhängen aufweist. Generell läßt sich ein tieferer Sedimenthang von einem bathymetrisch höher liegendem zementierten Hang unterscheiden, der nach oben in eine Steilwand übergeht (GRAMMER & GINSBURG 1992).

Der Sedimenthang

Der tiefste Abschnitt des Sedimenthanges unterhalb von 340 m Wassertiefe zeichnet sich durch siltige bis schlammige, unverfestigte Karbonate aus, die mit einer Hangneigung von 20° - 35° instabil sind und zu Rutschungen neigen. An vielen Stellen war jedoch die unverfestigte Sedimentbedeckung sehr dünn, was wir mit dem U-Eisen durch Eindringen feststellen konnten. Hangaufwärts

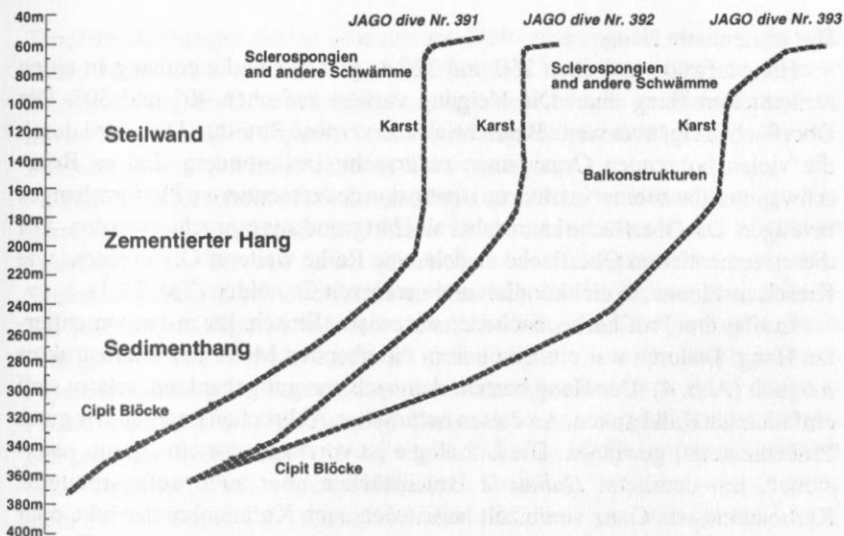


Abb. 2: Morphologie der Plattformhänge an der Pedrobank, nicht überhöht. Tiefenangaben in Meter unter der heutigen Wasseroberfläche.

nimmt die Korngröße allmählich zu. Die Sand- Feinkiesfraktion besteht aus einer Mischung von unverfestigtem Material (Bioklasten im weitesten Sinne) und korrodierten, aufgearbeiteten Karbonatpartikeln (Lithoklasten). Beide Komponenten unterscheiden sich durch ihre Färbung: die Bioklasten sind meist sehr hell bis weiß, während die Lithoklasten dunklere Beigetöne bis hellbraune Färbungen zeigen. Die Bioklasten bestehen im wesentlichen aus Mollusken und Molluskenbruch, Großforaminiferen, Seeigelresten und vor allem aus *Halimeda*-Plättchen. Diese Dominanz an *Halimeda* leitet sich von den ausgedehnten, lebenden Beständen auf der Plattform in gegenwärtig 60 m Wassertiefe ab.

Gelegentlich wurden auf dem Sedimenthang größere Blöcke angetroffen, die als Sturzblöcke aus dem flacheren Milieu angesprochen werden können. Ihr bathymetrisches Auftreten und ihre Orientierung am Hang lassen keine Verteilungsmuster erkennen, mit Ausnahme der, daß Sie flacher als 310 m nicht vorkommen. Sie stecken im unverfestigten Sediment und werden teilweise von diesem umflossen. Sie stellen bevorzugte Siedlungsflächen für Hartsubstrat-siedler dar.

Der zementierte Hang

Hangaufwärts zwischen 350 und 320 m geht der Sedimenthang in einen zementierten Hang über. Die Neigung variiert zwischen 40° und 50°. Die Oberfläche zeigt über weite Bereiche eine kavernöse Struktur. Dies wird durch die vielen bohrenden Organismen verursacht; insbesondere sind es Bohrschwämme, die zu einer intensiven Bioerosion des zementierten Plattformhanges beitragen. Die Oberfläche kann daher als Hartgrund angesprochen werden. Auf dieser zementierten Oberfläche siedeln eine Reihe weiterer Organismen, wie Kieselschwämme, Weichkorallen und vereinzelt Crinoiden (Taf. 21/1).

In allen drei Profilen beobachteten wir erosive Einschnitte in den zementierten Hang. Dadurch war ein Einblick in die obersten Meter der Internstruktur möglich (Abb. 4). Der Hang besteht demnach aus gut gebankten, relativ steil einfallenden Kalkbänken. An diesen natürlichen Abbrüchen konnten wir gutes Probenmaterial gewinnen. Die Lithologie ist vorzugsweise ein „grain-packstone“, mit dominant *Halimeda* Bruchstücken aber auch aufgearbeiteten Karbonatklasten. Ganz vereinzelt lassen sich auch Korallenbruchstücke oder Sclerospongien erkennen, die für die noch zu leistende Datierung von Bedeutung sind. Daneben beobachteten wir benthische Foraminiferen des flachen und tieferen Milieus. Es handelt sich also um lithifizierte Plattformschuttkalke, die faziell geometrisch den cliniformen „foreset-beds“ zugeordnet werden können.

Mit einem deutlichen Knick in 190 - 180 m Wassertiefe setzt die Steilwand oder das Kliff ein (75° - 90°). Diese Steilwand (= „wall“ sensu JAMES & GINSBURG 1979) ist ein ganz charakteristisches Merkmal für alle modernen Vorriffhänge oder Plattformränder (DULLO et al. 1990, GRAMMER & GINSBURG 1992). An der Steilwand wachsen horizontal nach draußen die Balkonstrukturen (= „ledges“ sensu BRACHERT & DULLO 1991), die dem Ganzen ein irreguläres Gepräge verleihen. Von den hervorstehenden Balkonstrukturen konnten mehrere Proben genommen werden. Auf der anderen Seite tragen die zahlreichen bohrenden Schwämme ebenfalls zu einer sehr stark korrodierten Erscheinung der Steilwand bei. Die Schwämme fallen durch ihre leuchtenden gelben und orangen Farbtöne im Scheinwerferlicht sofort auf. Ihre Häufigkeit nimmt nach oben deutlich zu.

Karst-Erscheinungen in Form von Höhlensystemen haben wir in geringem Umfang bereits in 146 m Tiefe beobachtet. Ausgedehnt in ihrer Dimension werden diese Erscheinungen aber erst bei 120 m Tiefe (Abb. 5). Dort erreichen die Höhlen Dimensionen von ca. 3,5 m Durchmesser, die sich mindestens bis zu mehr als 3 m tief in die Wand hinein fortsetzen; Anzeichen von Sinter- und

Tropfsteinbildungen fehlen (ebenso wie Höhlenbären oder eines grabenden Onkel Joschi). Die Oberfläche in unmittelbarer Umgebung der Höhlen zeigt Karrenbildung. Im Unterschied zu anderen Vorriffhängen ist dieser Karst nicht mit anderen, kalkigen Organismen überwachsen. Wir beobachteten nur weiche Schwämme und vereinzelt lebende Sclerospongien.

Der obere Abschnitt der Steilwand zwischen 120 m und 90 m zeigt eine sehr unregelmäßige Oberfläche. Bei näherer Beobachtung erkennt man zahlreiche Sclerospongien, die mit ihren sphärischen bis halbsphärischen verkalkten Skeletten diese „rauhe“ Oberfläche verursachen. Die lebenden Vertreter besitzen leuchtend orange Farbtöne, während die toten Skelette grau oder durch Rotalgenbewuchs rot bis rotviolett gefärbt sind. Daneben kommen auch Peyssoneliaceen vor, die an ihrer purpurroten Farbe zu erkennen sind. Mehrere Proben wurden für sclerochronologische und isopenchemische Untersuchungen geborgen. Neben den Sclerospongien kommen zahlreiche, nicht verkalkte Schwämme vor, die die unterschiedlichsten Formen (geweihartig verzweigt bis dicht becherförmig, Taf. 22/1) und Farben (tiefblau bis rosa) besitzen.

Auf dem Top der Wand konnten wir keine ertrunkenen Riffe beobachten, wie dies beispielsweise von Barbados durch MACINTYRE et al (1991) und in der Tonge of the Ocean durch GRAMMER & GINSBURG (1992) beschrieben wurde sowie auch vom Roten Meer (BRACHERT & DULLO, 1991) und den Comoren (DULLO et al im Druck) bekannt ist.

Diskussion

Datierte Proben von der Pedro-Bank liegen derzeit nicht vor. Daher kann die Diskussion nur auf Vergleiche aus anderen Gebieten aufbauen, die aber auf Grund ihrer sehr guten Übereinstimmung als gerechtfertigt erscheinen. Der tiefere Plattformhang unterhalb der Steilwand läßt sich lithologisch und zeitlich in den sedimentbedeckten Hang und den zementierten Hang differenzieren. Beide sind aus Flachwasserkomponenten aufgebaut, die auf der Plattform produziert, aber von dort exportiert wurden. In Analogie zu datierten Proben aus anderen zementierten Vorriffhängen (BRACHERT & DULLO 1991, GRAMMER & GINSBURG 1992, DULLO et al im Druck) handelt es sich bei den obersten, nur wenige decimeter mächtigen Lagen des zementierten Vorriffhanges um Sedimente, die während des letzten glazialen Meeresspiegeltiefstand abgelagert wurden, die jedoch bis Ende des Pleistozäns, also die noch die gesamte Termination I umfassend, zementiert wurden.

Der den zementierten Vorriffhang überlagernde sedimentbedeckte Vorriff-

hang ist jünger und damit rein holozänen Alters. Zwischen der Ablagerung beider Vorriffhangtypen ist eine zeitliche Unterbrechung anzunehmen, die zeitlich das frühe Holozän umfasst. Während dieser Zeit steigt der Meeresspiegel weiter an und die Plattform ist bereits weitestgehend überflutet, so daß zunächst das dort produzierte kalkige Skelettmaterial verbleibt, bevor es mit Verzögerung wiederum exportiert wird und den sedimentbeckten Vorriffhang bildet.

Die großen Sturzblöcke, die vereinzelt im Bereich des sedimentbedeckten Plattformhanges auftreten, gehören zeitlich nicht zu den Ablagerungen des sedimentbedeckten Hanges, da sie im Sediment drin stecken, teilweise sogar vom Lockersediment umflossen werden. Wir nehmen an, daß sich der größte Teil während des jüngsten Meeresspiegelanstiegs durch die transgressiv, erosiven Prozesse bei der Überflutung der Plattform gelöst haben und damit zeitlich dem Ende des Pleistozäns zuzuordnen sind.

Die bathymetrisch über dem zementierten Hang folgende Steilwand stellt ein älteres, pleistozänes Riffsystem dar. Datierbares Material konnten wir leider nicht bergen, so daß die Frage nach dem Alter offen bleiben muß. Aus einer vergleichbaren Hangposition an den Comoren konnten Alter für das frühe Isotopenstadium 3 (50 - 37 ky B.P.) nachgewiesen werden (DULLO et al. im Druck). Bemerkenswert ist aber der deutliche, morphologische Knick der Wand an ihrer Oberseite, der rasch vom vertikalen Abbruch in eine ebene „Terrassenfläche“ überleitet. Diese Morphologie ist auch am Belize Barrier Reef (JAMES & GINSBURG 1979) und der Bahamabank (GRAMMER & GINSBURG 1992) in der entsprechenden bathymetrischen Position von gegenwärtig $\pm 60\text{m}$ entwickelt. Diese Übereinstimmung in der Bathymetrie zwischen den drei weit auseinanderliegenden Riffen belegt deutlich, daß das „Ertrinken“ der Pedro Bank Plattform nicht auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist.

Daher stellt sich die Frage, warum die Karbonatbänke nicht bis in das übliche Falchwassermilieu gewachsen sind? Die Karbonatproduktion auf der Plattform selbst ist hoch genug, um dem ansteigenden Meeresspiegel mitfolgen zu können (GLASER & DROXLER 1993). Ein möglicher Schlüssel scheint in dem Fehlen der ganz jungen Riffstrukturen zu liegen, die sich während des postglazialen Meeresspiegelanstieges kurzfristig auf der Oberkante der Steilwand angesiedelt haben (MACINTYRE 1991, GRAMMER & GINSBURG 1992). Wir können nur spekulieren, daß es Ansiedlungen gab, die aber nicht überliefert wurden. Neben der Karbonatproduktion ist offensichtlich in hohem Maße ein Riffgerüst (framestone, bafflestone) notwendig, um das insitu gebildete Karbonat am Ort zu halten, einzufangen und zu fixieren. Der geringe Anteil an Scleractiniern auf

dem Top der Bank, auch entlang deren flacheren Südrand (ZANS 1958, DOLAN 1972), verdeutlicht, das Fehlen potentieller, stabiler Sedimentfänger und Gerüstbildner. Die große Schwammhäufigkeit auf der Plattform und an ihren steilen Hängen deutet auf eine höhere Nährstoffdichte (POC) hin, die das Wachstum der Filtrierer fördert (WILKINSON 1987, SAMMARCO 1987), zugleich aber so beschaffen ist, daß das ausgedehnte Wachstum von *Halimeda* nicht beeinträchtigt wird (LITTLER & LITTLER 1985). Neben den großräumigen Unterschieden in den Wasserkörpern der Karibik gegenüber dem offenen, westlichen Atlantik hinsichtlich Karbonatsättigung und Angebot im Bereich des Zwischenwassers (DROXLER et al. 1991), spielt hier das topographisch bedingte upwelling über dem NNR (HALLOCK et al. 1988) bis in den Wasserkörper oberhalb der Thermokline eine entscheidende Rolle. Dies erklärt die Spärlichkeit an lebenden Steinkorallen, und das ist der entscheidende Grund dafür, daß die Pedrobank, im Gegensatz zu anderen Plattformen in der Karibik, nicht mit dem Anstieg des Meeresspiegels mithalten konnte.

Ähnliche Bedingungen könnten für den Jura Süddeutschlands als steuernde Bildungsfaktoren bestimmend gewesen sein. Die Bänke und Plattformen des NNR sind in keiner Weise mit dem Ablagerungsraum und der Konfiguration des Süddeutschen Beckens vergleichbar, bieten aber ein aktuogeologisches Vergleichsbild, das unter diesen Aspekten genauer untersucht werden müßte.

Dank:

Die Untersuchungen sind Teil der METEOR-Ausfahrt M35 gewesen. Dem Fahrtleiter R. Zahn, der Schiffsbesatzung, vornehmlich dem Chief, Herrn Sack, besonders aber den treuen JAGO-nauten, Karen Hismann und Jürgen Schauer sowie Carlos Mendez gilt mein herzlicher Dank für Ihren Einsatz. Das Vorhaben wurde im Rahmen des Schwerpunktprogrammes METEOR durch die DFG (Du 129/11-1) gefördert.

Literatur

BARD, E., HAMELIN, B. & FAIRBANKS, R.G. (1990): U/Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. - *Nature* **345/31**: 405- 408; London.

BERGER, W.H. (1990): The Younger Dryas cold spell - a quest for causes. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **89**: 219-237; Amsterdam.

BIDDLE, K.T., SCHLAGER, W., RUDOLPH, K.W. & BUSH, T.L. (1992): Seismic model of a

progradational carbonate platform, Pico die Vallandro, the Dolomites, Northern Italy. AAPG Bull 76:14-30; Tulsa.

BRACHERT, T. C., DULLO, W.-Chr., (1990): Correlation of deep-sea sediments and foreereef carbonates: an important clue for basin analysis. - Marine Geology, 92: 255-267; Amsterdam.

-- & -- (1991): Laminar micrite crusts and associated foreslopes processes Red Sea. - Jour. Sed. Petrol., 61/3: 354- 363; Tulsa

CHAPPEL, J. & SHACKLETON, N. J. (1986): Oxygen Isotopes and Sea Level. - Nature, 324: 137-140; London.

COLLONA, M., CASANOVA, J., DULLO, W. CHR. & CAMOIN, G. (1997): Sea-level changes and $\delta^{18}\text{O}$ record for the past 34.000 years from Mayotte reef, Indian Ocean. - Quaternary Research 335-339, Washington.

DOLAN, P.B. (1972): Genesis and distribution of recent sediments on the Pedro Bank south of Jamaica [Doktorarbeit]. - 232 S., Univ. College, London.

DOMINGUEZ, L.L., MULLINS, H.T. & HINE, A.C. (1988): Cat Island Platform, Bahamas: An incipiently drowned holocene carbonate shelf. - Sedimentology, 35: 805-819; Oxford

DROXLER, A.W., SCHLAGER, W. & WHALLON, C.C. (1983): Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian carbonate ooze. - Geology, 11: 235-239; Boulder.

DROXLER, A.W., CUNNINGHAM, A.D., HINE, A.C., HALLOCK, P., DUNCAN, D.S., ROSENCRANTZ, E., BUFFLER, R. & ROBINSON, E. (1992): Miocene segmentation of the carbonate megabank covering the Northern Nicaragua Rise: Gateway opening for the initiation of the Caribbean Current. Revised Proposal #408-Rev. submitted to the JOIDES Office in December 1992.

DULLO, W.- CHR., MOUSSAVIAN, E. & BRACHERT, T. C. (1990): The foralgal crust facies of the deeper foreereefs in the Red Sea: A deep diving survey by submersible. - Géobios, 23/3: 261- 281; Lyon.

DULLO., W.C., CAMOIN, G.F., BLOMEIER, D., EISENHAEUER, T., THOMASSIN, B.A.(1996): Sealevel changes and Evolution of the foreslopes of the Comoro Islands: Direct observations from submersible.- In: In: Reitner, J., Neuweiler, F., Gunkel, F. (eds) Global and regional controls on biogenic sedimentation. I. Reef evolution. Research reports - Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, Göttingen, Sb 2: 19 - 22; Göttingen.

DULLO, W. CHR., CAMOIN, G.F., BLOMEIER, D. COLONNA, M., EISENHAEUER, A., FAURE, G., CASANOVA, J. & THOMASSIN, B.A. (in press): Morphology and sediments of the foreslopes of Mayotte, Comoro Islands: Direct observations from submersible. - In: Camoin, G., BERGERSON, D. & DAVIES, P. (eds.): Carbonate Platforms of the Indo Pacific Region. Int.

Ass. Sedimentol. Spec. Publ. in press Oxford.

GLASER, K.S. (1991): Late quaternary periplatform sediments and environments on the Northeastern Nicaragua Rise, Caribbean Sea [Doktorarbeit]. - Rice University, 244 S., Houston.

GLASER, K.S. & DROXLER, A.W. (1991): High production and highstand shedding from deeply submerged carbonate banks, northern Nicaragua Rise. - *Journ. Sediment. Petrol.*, **61/1**: 128-142; Tulsa.

-- & -- (1993): Controls and development of Late Quaternary periplatform carbonate stratigraphy in Walton Basin (Northeastern Nicaragua Rise, Caribbean Sea). *Paleoceanography*, **9/2**: 243-274; Washington.

GRAMMER, G.M. & GINSBURG, R.N. (1992): Highstand vs. lowstand deposition on carbonate platform margins: Insight from quaternary foreslopes in the Bahamas. - *Marine Geology*, **103**: 125-136; Amsterdam.

GRAMMER, G.M., GINSBURG, R.N. & HARRIS, P.M. (1993): Timing of deposition, diagenesis, and failure of steep carbonate slopes in response to a high-amplitude/high-frequency fluctuation in sea level, Tongue of the Ocean. - In: LOUCKS R.G. & SARG J.F. (eds.) *Carbonate sequence stratigraphy*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, **57**: 107-131; Tulsa.

HALLOCK, P., HINE, A.C., VARGO, G.A., ELROD, J.A. & JAAP, W.C. (1988): Platforms of the Nicaraguan Rise: Examples of the sensitivity of carbonate sedimentation to excess trophic resources. - *Geology*, **16**, 1104-1107; Boulder.

HINE, A.C. & STEINMETZ, J.C. (1984): Cay Sal Bank, Bahamas - A partially drowned carbonate platform. - *Marine Geology*, **59**: 135-164; Amsterdam.

JAMES, N.P. & GINSBURG, R.N. (1979): The seaward margin of Belize Barrier and Atoll reefs Morphology sedimentology organism distribution and late Quaternary history. - *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **3**: 191 pp. Oxford.

LAND, L.S. & MOORE, C.H. (1977): Deep fore reef and upper island slope, north Jamaica. - In: FROST, H.M., WEISS, M.P. & SAUNDERS, J.B. (eds.): *Reefs and related carbonates*. - *Am. Ass. Petrol. Geol. Studies in Geology*, **4**: 53-67; Amsterdam.

LITTLER, M.M & LITTLER, D.S. (1985): Factors controlling relative dominance of primary producers on biotite reefs. - *Proc. 5th Int. Coral. Reef Congr.*, v. **4**, 35-39; Moorea.

MACINTYRE, I.G., RÜTZLER, K., NORRIS, J.N., SMITH, K.P., CAIRNS, S.D., BUCHER, K.E. & STENECK, R.S. (1991): An early Holocene reef in the western Atlantic: submersible investigations of a deep relict reef off the west coast of Barbados, W.I. - *Coral Reefs*, **10**: 167-174; Heidelberg.

SAMMARCO, W. (1987): A comparison of some ecological processes on coral reefs of the

Caribbean and the Great Barrier Reef. - In: BIRKELAND, C. (ed.): Differences between Atlantic and Pacific tropical marine coastal ecosystems: Community structure, ecological processes, and productivity. - UNESCO Reports in Marine Science, 219- 238, Paris.

TRIFFLEMAN, N.J. (1989): Morphology, sediments and depositional environments of a partially drowned carbonate platform Seranilla Bank - Southwest Caribbean Sea. - Msc Thesis, Univ. of South Florida, FL. 201 S., Tampa.

WILKONSON, C. (1987): Interocean differences in size and nutrition of coral reef sponge populations.- Science, **234**, 1654-1657, Washington.

ZANS, V.A. (1958): The Pedro Cays and Pedro Bank; Report of Survey of the Cay (1955-1957). - Geol. Sur. Jamaica, 57 S., Kingston.

T a f e l 21

Fig. 1: Crinoide (ca. 50 cm hoch) auf dem zementierten Hang. Im Hintergrund erkennt man größere Lithoklasten. Profil Jago 393, 240 m Wassertiefe.

Fig. 2: Erosionsanschnitt im zementierten Hang. Deutlich ist die Bankung des zementierten Schuttes zu erkennen; Bankhöhe etwa 20 cm. Profil Jago 391, 260 m Wassertiefe.

