

**Sedimentologie und Geobiologie von Riffassoziationen
in der Bahia Almirante (Archipel von
Bocas del Toro, Panamá)**

DISSERTATION
AN DER FAKULTÄT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN
DER LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT
MÜNCHEN

vorgelegt von
Matthias Boris Saric
aus Stuttgart

Tag der Einreichung: 25. Januar 2005

1. Berichtstatter:	Prof. Dr. Reinhold Leinfelder
2. Berichtstatter:	Prof. Dr. Alexander Altenbach
Tag der mündlichen Prüfung:	12.05.05

Kurzfassung

Die Rifffassoziationen der Bahia Almirante sind unterschiedlichen Stressfaktoren unterworfen, hervorgerufen durch die spezielle tektonische und ozeanographische Situation der Bucht. Dies lässt sich durch die Tektonik (Ausbildung der Beckenkonfiguration, Hebung und Senkung bestimmter Teilbereiche, Kontrolle des Wasseraustausches), durch die Ozeanographie (Zirkulation, Nährstoffeintrag und Salinitätsschwankungen), durch das Klima, durch den siliziklastischen Eintrag sowie durch die Selbstorganisation eines karbonatischen Systems beschreiben. Unter diesen Bedingungen hat sich ein karbonatisch-klastisches System stabilisiert, das im Wettlauf mit der Tektonik die Struktur der Bucht verändert. Die etwa alle 100 Jahre auftretenden schweren Erdbeben beeinflussen vor allem durch coseismische Senkungen Wasserzirkulation und Sedimentverteilung. Durch sedimentologische- und Isotopenuntersuchungen sollen Rolle und Auswirkungen der Steuerungsfaktoren auf das Riffwachstum bzw. auf die Zusammensetzung der Riffgemeinschaften aufgezeigt werden.

Es lassen sich zwei Haupttypen von Oberflächensedimenten unterscheiden. Karbonatsande und grobklastischer Riffschutt sind auf Buchtränder sowie auf Intrabecken-Hochgebiete beschränkt. Dort beträgt der Anteil der Ton- und Siltfraction etwa 30 Gew. %, der Karbonatgehalt etwa 60 Gew. %. Die schlammigen, siliziklastischen Sedimente sind im Buchtbecken konzentriert und nehmen flächenmäßig den größten Teil ein. Der Anteil der Ton- und Siltfraction beträgt 99,7 %, der Karbonatgehalt etwa 1,3 %. Der Gehalt von organischem Kohlenstoff (TOC) in den Oberflächensedimenten zeigt markante Verteilungsunterschiede. Im Riffgürtel beträgt der Gehalt etwa 0,5 bis 1 Gew. %, im Buchtbecken werden Gehalte von durchschnittlich 2 Gew. % erreicht. Die höchsten Gehalte mit über 5 Gew. % sind in Festlandsnähe, sowie in isolierten Buchten zu verzeichnen. Es ist ein eindeutiger Zusammenhang zwischen Relief, Strömungen und Korngrößenverteilung feststellbar.

Die hohen Niederschläge und der fluviale Süßwassereintrag haben eine Aussüßung der Oberfläche und eine Schichtung des Wasserkörpers zur Folge. Die Oberflächensalinität schwankt zwischen 35 ‰ in der Trocken- und 33 ‰ in der Regenzeit. Die Wassertemperatur bewegt sich zwischen 27°C in der Trocken- und 28,5°C in der Regenzeit, wobei sich in den Monaten Juni und Oktober eine Thermokline etabliert. Der Gehalt von gelöstem anorganischem Nitrat beträgt 0,5 µm/l, der von Phosphat 0,1 µm/l. Der Jahresgang von Nitrat und Phosphat ist mit der jährlichen Niederschlagsverteilung nur ansatzweise korrelierbar. Demgegenüber treten in der Regenzeit hohe, in der Trockenzeit niedrige Chlorophyll a-Gehalte auf. Die Gehalte von 1 bis zu 3,0 mg Chlorophyll a /m³ führen zu einer eutrophen Klassifizierung und liegen oberhalb der "Coral Reef Turn-on- / Turn-off-Zone". Terrigene Nährstoffe werden überwiegend während der Regenzeit über Strömungen eingetragen und lösen eine Phytoplanktonblüte aus. Dies spiegelt sich in Sichttiefen von etwa 10 m wider.

Sauerstoffisotopenuntersuchungen an Korallenbohrkernen belegen für die letzten 200 Jahre eine Salinitätszunahme und eine Temperaturabnahme unterhalb 4 m Wassertiefe. Als Ursache wird der verstärkte Zustrom von Karibikwasser höherer Salinität und geringerer Temperatur in die Bucht angesehen. Der verstärkte Zustrom wiederum wird durch coseismische Vertiefung und Verbreiterung der Kanal-

querschnitte hervorgerufen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte der Bohrkerne weisen einen eindeutigen Bezug zur jeweiligen ozeanographischen Lage in der Bucht auf. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von zwei Kernen zeigen den Suess-Effekt, der auch eine ungefähre Alterstellung liefert. Die ermittelten Wachstumsraten sind im Vergleich zu anderen Gebieten der Karibik niedrig und werden auf die Umweltbedingungen der Bucht zurückgeführt.

Sedimentkerne und Bohrungen belegen eine Zunahme der siliziklastischen Feinfraktion, des TOC und einen Rückgang des Karbonatanteils zur Sedimentoberfläche hin. Da jedoch die Proben aus den Bohrungen deutlich älter als 720 Jahre sind, ist eine anthropogene Einflussnahme auszuschließen, vielmehr ist wahrscheinlich auch hier ein verstärkter Zustrom von siliziklastischer Feinfraktion verantwortlich. Die Komponentenanalyse zeigt, dass überwiegend *Porites furcata* zum Aufbau der Riffstrukturen zwischen 0,5 und 10 m Wassertiefe beiträgt. Die Bohrungen belegen aber auch Abschnitte, in denen die Porites-Dominanz vorübergehend stark abnimmt und stattdessen *Agaricia* sp. und andere Arten häufiger vorkommen. Aufgrund der Alterstellung ist eine anthropogene Ursache auszuschließen. Da *Porites furcata* aufgrund der Salinitätstoleranz im Flachwasser begünstigt ist, spielen bei Veränderungen der Artenzusammensetzung eher Salinitätsschwankungen eine Rolle. Als Ursachen kommen tektonischen Bewegungen in den Verbindungskanälen oder Veränderungen der Niederschlagsverteilung in Frage.

Arten wie *Porites furcata*, *Agaricia tenuifolia* und *Siderastrea siderea* kommen mit erhöhtem Sediment- und Nährstoffeintrag sowie der Salinitätsreduktion besser zurecht als *Montastrea annularis*. N-Isotopenwerte zeigen, dass bei diesen erfolgreichen Arten eine markante heterotrophe Ernährungskomponente vorhanden ist. Die niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte werden durch eine dominant heterotrophe Ernährung hervorgerufen, weil unter reduzierten Lichtverhältnissen weniger Stickstoff assimiliert wird und die Fraktionierung zunimmt. Für eine stark heterotrophe Lebensweise sprechen zudem die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte der untersuchten Korallenarten sind je nach Wuchsform unterschiedlich. Massive Formen wie *Siderastrea siderea* oder *Montastrea annularis* weisen eher schwerere Werte, ramose Formen wie *Porites furcata*, *Madracis mirabilis* und foliose Formen wie *Agaricia tenuifolia* weisen dagegen vergleichsweise leichte Werte auf. Folglich ist anzunehmen, dass bei der heterotrophen Ernährung verschiedene Faktoren wirksam sind, die sich, je nach Art und Standort, in unterschiedlichen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten widerspiegeln. Von Bedeutung sind zudem Art und Herkunft der Nahrung, die Wuchsform und der Ernährungsmodus.

In den letzten Jahrzehnten verstärken anthropogene Einflüsse (erhöhter Eintrag von terrigenem Material und Nährstoffen, Überfischung) die natürliche Stressfaktoren. Da es sich dabei nicht um einzelne kurzfristige Ereignisse handelt, sondern die Belastung schon mehrere Jahrzehnte anhält, sind nur wenige Arten in der Lage, sich anzupassen. Derartige Veränderungen der Artenzusammensetzung können als Beginn einer Entwicklung interpretiert werden, bei der komplexe, weitgehend oligotrophe Riffgemeinschaften durch angepasste ersetzt werden. In der atlantischen Riffprovinz mit ihrem relativ geringen Arteninventar besteht die Gefahr, dass die Stressfaktoren lang andauernd und überregional wirken und die Veränderungen irreversibel werden. Werden oligotrophe, hochdiverse Riffe durch niederdiverse Assoziationen ersetzt, stellen derartige Veränderungen angesichts der Bedeutung der heutigen Riffe für Umwelt, Ernährung, Ökonomie und Medizin eine ernstzunehmende Bedrohung dar. Die Riffassoziationen der Bahia Almirante bieten die einmalige Möglichkeit, Ursachen und Auswirkungen von Veränderungen

der Artenzusammensetzung unter Bedingungen zu erfassen, bei denen sowohl keine als auch starke anthropogene Einflüsse wirksam sind. Auf diese Weise können Gefährdungspotentiale definiert und eine Kalibrierung von Riffen als Anzeiger für regionale und globale Umweltveränderungen erfolgen.

Abstract

Reef development in Bahia Almirante is controlled by a number of factors: (1) tectonics (basin configuration, uplift and subsidence of certain areas, control of water circulation and currents), (2) oceanographic (temperature, currents, nutrient input and salinity changes), (3) climate, (4) terrigenous input and, (5) internal controls from within the carbonate setting. Under these conditions a mixed carbonate-clastic system has developed which determines, together with tectonic controls, the structure of the bay. Regional seismic activity results in large earthquakes recurring in hundred year intervals influencing water circulation and distribution of sediments. The goal of this research is to decipher the influence of the above mentioned controls on reef growth, and composition of the reef associations as well as sediments.

Two main types of sediments occur within the bay. Carbonate sand and reef rubble are restricted to shallow water areas close to shore and to elevated intrabasinal areas. In these areas the mud fraction constitutes up to 30 wt. % of the sediment, carbonate content averages 60 wt. %. Muddy sediments are concentrated in the basin below 18 m waterdepth and dominate most of the seafloor of Bahia Almirante. The mud fraction in these areas is up to 99,71 % and consists mostly of siliciclastic terrigenous material, the average carbonate content of the mud fraction is 1,33 %. Total organic carbon (TOC) in the surface sediments fluctuates significantly both in content and distribution. In the reef areas TOC ranges from 0,5 to 1 wt. %, whereas in the basin the average content is about 2 wt. %. The highest values of 5,2 wt. % are found close to the mainland and in isolated bays. TOC is related to the morphology of the bay, stream location und grain size distribution.

High rainfall and freshwater input by rivers are responsible for a layer of reduced salinity at the surface and a stratification of the water column. The salinity varies from 35 ‰ in the dry season to 33 ‰ in the rainy season. The water temperature fluctuates from 27°C in the dry season to 28,5°C in the rainy season. A significant thermocline is established in June and October. Contents of dissolved inorganic nitrate (0,5 µm/l) as well as dissolved inorganic phosphate (0,1µm/l) are low. The annual fluctuations of dissolved inorganic nitrate and phosphate show a weak positive correlation with rainfall. In contrast high chlorophyll a content can be observed in the rainy season whereas in the dry season chlorophyll a is relatively low. The input of terrigenous nutrients during the rainy season by rivers and streams is responsible for a phytoplankton bloom on the shelf and inside the bay. Throughout the year chlorophyll a ranges from 1 to 3 mg/m³. Hence, Bahia Almirante can be classified as a eutrophic regime, forming outside to the so-called "Coral Reef Turn-on / Turn-of-Zone".

Stable oxygen isotopes from coral cores (*Siderastrea siderea*) indicate a trend of increasing salinity and decreasing water temperature below water depths of 4 m in Bahia Almirante over the last 200 years. Increasing inflow of water from the open Caribbean with higher salinities and lower temperatures appears responsible for the observed pattern. Subsidence caused by seismic events resulted in a deepening of channels those connect the bay with the Caribbean and are a possible control for the change of inflow.

The stable oxygen isotopes from coral cores correlate well in terms of their oceanographic position. Furthermore, two coral cores show a significant decrease in $\delta^{13}\text{C}$ which can mainly be attributed to the well-known Suess-effect caused by fossil fuel burning and deforestation starting in the middle of the 19th century. Compared with other areas in the Caribbean the growth rates of species sampled at Bahia Almirante are low, which is attributed to the specific environmental conditions (e.g. low light penetration due to terrigenous material, high nutrients and fluctuating salinities).

Sediment cores and drilled sediment samples suggest an increase of the siliciclastic clay- and siltfraction as well as TOC and a decrease of carbonate from bottom to top. Drilled sediment samples below 2 m mangrove peat are older than 720 years. Therefore human perturbation can be excluded. An increased input of land-derived siliciclastics is a likely cause of the observed pattern in the cores. *Porites furcata* skeletons form the reef structures between 0,5 and 3 m waterdepth. However, within the cores the dominance of *Porites furcata* decreases downcore in stages whereas *Agaricia* sp. and other coral species increases in these intervals. Human perturbation can not have been responsible for this phase shift since it took place 720 year ago. The fact that *Porites furcata* is resistant to low salinity conditions could point to changing salinity conditions as the cause of the changes in species composition. Responsible for changing salinity conditions are seismic subsidence of the channels connecting the bay with the open Caribbean or periods of increased rainfall.

Dominant coral species of the bay such as *Porites furcata*, *Agaricia tenuifolia* and *Siderastrea siderea* are less affected by terrigenous input, nutrient enrichment and low-salinity than *Montastrea annularis*. The diet of these dominant species in Bahia Almirante is more heterotrophic as evidenced by lower $\delta^{15}\text{N}$ -values. Lower $\delta^{15}\text{N}$ -values in turn are caused by a heterotrophic diet since under low-light conditions less dissolved nitrogen is assimilated and fractionation increases. Low $\delta^{13}\text{C}$ -values also support the assumption of heterotrophic feeding. $\delta^{15}\text{N}$ -values of different species also vary remarkably according to growth form. Massive growth forms like *Siderastrea siderea* or *Montastrea annularis* tend to exhibit heavier values whereas branched corals like *Porites furcata*, *Madracis mirabilis* and the blade-like *Agaricia tenuifolia* show lighter values. Accordingly the observed $\delta^{15}\text{N}$ -values vary according to species, growth form and location. Type and origin of the diet and the way of consumption are additional factors influencing the $\delta^{15}\text{N}$ -values.

During the last decades anthropogenic influence (increasing terrigenous input and nutrients, overfishing) intensified the natural stress factors. This can be seen from the fact that only a few coral species with wide environmental tolerances are able to grow in a disturbed ecosystem like the modern Bahia Almirante. Shifts in species composition of a reef system can therefore be interpreted as the beginning of a change from a complex oligotrophic to a low-diversity reef association. In the Atlantic reef-province with its low coral diversity the danger exists that these changes in species composition become irreversible if the

degradation increases with combined natural and human perturbations. A change of species composition is therefore a major threat for modern reefs which are important as a food source, for economic means or pharmaceutical purposes. Reef associations of Bahia Almirante are an excellent example for understanding causes and effects of changes in species composition under natural and human perturbation. Hence, it is possible to calibrate and use reefs as proxies for local and global environmental change.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	3
1.1 Arbeitsgebiet	4
1.2 Vorarbeiten	7
2. Geologischer und bathygraphischer Überblick	9
2.1 Regionale Tektonik Nordwestpanamás und der Bahia Almirante	10
2.2 Tektonik und Riffwachstum	14
2.3 Stratigraphie	17
2.4 Bathygraphie	18
3. Klima und Ozeanographie	20
3.1 Klima	20
3.2 Wassertemperaturen und Salinität	22
3.3 Strömungen, Sedimenteintrag, Wellengang und Tiden	27
3.4 Nährstoffe	31
4. Geländemethodik	37
5. Sedimentologische Analysen	41
5.1 Oberflächensedimente	41
5.1.1 Methodik	41
5.1.2 Sedimentbeschreibung und Transportprozesse	43
5.1.3 Korngrößenverteilung	46
5.1.4 Komponentenanalyse	48
5.2 Sedimentation und Riffwachstum	52
5.2.1 Die Karbonatfabriken der Bahia Almirante	52
5.3 Muster des Riffwachstums	61
5.3.1 Korngrößenanalyse der Bohrungen	62
5.3.2 Komponentenanalyse der Bohrungen	66
6. Kohlenstoffanalytik	74
6.1 Grundlagen und Methodik	74
6.2 TOC-, TIC- und TC-Gehalte der Oberflächensedimente	78
6.3 Karbonat- und Siliziklastikagehalte der Oberflächensedimente	81
6.4 TOC-, TIC- und TC- sowie Karbonat- und Siliziklastikagehalte der Sedimentkerne	86
6.5 TOC-, TIC- und TC- sowie Karbonat- und Siliziklastikagehalte der Bohrungen	94

7. $\delta^{13}\text{C}$-, $\delta^{18}\text{O}$- und $\delta^{15}\text{N}$-Isotopenuntersuchungen	98
7.1 Grundlagen $\delta^{13}\text{C}$ -, $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{15}\text{N}$ Isotopen	98
7.1.1 Radiographien und Wachstumsraten	101
7.1.2 Kernbeschreibungen	103
7.2 $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenmessungen	111
7.2.1 Methodik	111
7.2.2 $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen von KB 3, BG 28 und KB 20	112
7.2.3 $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopensignal und Salinität	131
7.2.4 $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopensignal und Wassertemperatur	133
7.3 $\delta^{15}\text{N}$ -Isotopenmessungen	142
7.3.1 Methodik	144
7.3.2 $\delta^{15}\text{N}$ -Isotopenmessungen	145
8. Zusammenfassung	154
8.1 Tektonik und Ozeanographie als Hauptsteuerungsfaktoren	154
8.2 Schwankungen der Artenzusammensetzung	156
8.3 Eutrophierung und Sedimenteintrag	158
8.4 $\delta^{15}\text{N}$ und heterotrophe Ernährung	161
9. Danksagung	164
10. Literatur	165

Anhang

1. Einleitung

Korallenriffe wurden im Laufe der Erdgeschichte mehrfach stark dezimiert und verschwanden teilweise über viele Millionen von Jahren. Dennoch ergibt sich, trotz aller Korallenriffkrisen, wechselnder Häufigkeiten und Faunenwechsel ein gerichteter Trend: zunehmende Einnischung in superoligotrophe Bereiche bei abnehmender ökologischer Toleranzbreite der Riffe. Diesem stressgetriebenen Trend der Verkleinerung der ökologischen Fenster liegt eine Komplexitätssteigerung der riffbildenden Module zu Grunde: Nacheinander in der Erdgeschichte entstandene karbonatgenerierende Module (unter anderem mikrobielle, enzymatische, photosymbiontische Kontrolle der Kalksekretion, Eindringen coralliner Rotalgen in höchstenergetische Bereiche) sind in heutigen Riffen insgesamt noch vorhanden (LEINFELDER & NOSE, 1999).

Das Beispiel der Jurariffe zeigt, dass Betrachtungen zur Funktionsmorphologie und Biodiversität die Toleranzen von Riffwachstum abschätzen lassen. So war ein gewisser Eintrag von terrigenem Material förderlich für die Steigerung der lokalen Diversitäten, was durch eine noch wenig effiziente Photosymbiose-Beziehung erklärbar ist (NOSE & LEINFELDER, 1997). In Verbindung mit Untersuchungen zur Sedimentationsrate und zum generellen geologischen Kontext reflektieren Diversitätsunterschiede früher wie heute unterschiedliche Stressparameter von Riffstandorten. Datenbankgestützte globale Betrachtungen der jurassischen Riffdiversität unterstützen diese Interpretation (LEINFELDER et al., 2002).

Moderne Riffe unterliegen extremem Stress etwa durch Wassererwärmung, Überfischung und Landwirtschaft. Ist nur monokausaler Stress vorhanden, können manche früher in der Erdgeschichte wichtigen Strategien wieder verstärkt eingesetzt werden. So sind z.B. die durch terrigenen Eintrag gestressten brasilianischen Abrolhos-Riffe kalkalgenreich (Rotalgen-Korallenriffe) (LEÃO, 1996; LEÃO & GINSBURG, 1997).

Die Riffrasen im durch Nährstoff- und Sedimenteintrag beeinflussten Archipel von Bocas del Toro werden dominiert von der ramosen Art *Porites furcata*. Kohlenstoff- und Stickstoffisotopenwerte dieser Art deuten auf ein dominant heterotrophe Ernährung hin (LEINFELDER et al., 2002). Dies kann als Beginn einer Entwicklung interpretiert werden, bei der komplexe oligotrophe Riffgemeinschaften durch angepasste, meist endemisch ersetzt werden, wenn sich die Umweltbedingungen verschlechtern. So etwa im Falle der brasilianischen Abrolhosriffe die Ersetzung durch reliktsche Assoziationen, oder die Ablösung von oligotrophen Riffgemeinschaften durch nichtkarbonatproduktiven Weichorganismenassoziationen.

Superoligotrophe, hochdiverse Riffe können in ihrer Komplexität aber nicht durch niederdiverse reliktsche Assoziationen ersetzt werden. Dies lässt die Bedrohung der heutigen Riffe bei Berücksichtigung ihrer Bedeutung für Umwelt, Ernährung, Ökonomie und Medizin in einem beängstigenden Licht erscheinen.

1.1 Das Arbeitsgebiet und sein Modellcharakter für fossile Vorkommen

Der Archipel von Bocas del Toro mit der Bahía Almirante liegt im Nordwesten Panamás an der Karibikküste (Abb. 1). Er erstreckt sich von 8°30' bis 9°40' nördlicher Breite und von 82°56' bis 81°80' westlicher Länge, wobei eine Gesamtfläche von etwa 8917 km² eingenommen wird. Die Bahía Almirante und die etwas größere Laguna de Chiriquí sind durch Inseln, beziehungsweise Halbinseln von der offenen Karibik abgeschildert. Die Bahía Almirante wird im Nordosten von den Inseln Colón und Bastimentos gegen die Wellen der Karibik geschützt (GREB et al., 1996). Der Laguna de Chiriqui ist die Halbinsel Valiente vorge-lagert.

Nordwestlich der Bahía Almirante hat sich auf den Schwemmfächern des Rio Changuinola ein ausge-dehnter Mangrovensumpf entwickelt (PHILIPS & BUSTIN, 1996). Die ersten Hügel- und Bergzüge im Hinter-land gehören zur Baja Talamanca-Region. Dahinter erheben sich die ersten Ausläufer der Cordillera Central, deren höchste Erhebung mit 3475 m der Vulkan Barú ist.



Abb. 1: Lage des Archipels von Bocas del Toro mit der Bahía Almirante.

Durch die Lage im Backarc des mittelamerikanischen Inselbogens ist für den Archipel von Bocas del Toro ein stetiger, tektonisch verursachter morphologischer Wandel kennzeichnend (SEYFRIED, 1991). Hohe Niederschlagsmengen mit bis zu 3305 mm/Jahr (GREB et al., 1996) führen in der Bucht zu ausgeprägten Salinitätsschwankungen und erhöhtem siliziklastischen Sedimenteintrag.

Neben den natürlichen Stressfaktoren wirken in den letzten Jahrzehnten auch zusätzlich anthropogene Einflüsse auf die Stabilität die Riffgemeinschaften ein. Die Abholzung im Hinterland, der Bau neuer Verkehrswege, die intensive Landwirtschaft sowie der zunehmende Tourismus führten zu einer Zunahme des terrigenen Eintrags und zu einer fortschreitenden Eutrophierung sowie zu einem Rückgang der Fischpopulationen in der Bucht.

Die Riffgemeinschaften befinden sich deshalb oft am Rand oder außerhalb des ökologischen Riff-Fensters. Dennoch reicht das Spektrum von biogenen Akkumulationskörpern, schwamm-dominierten Fleckenriffen und niederdiversen Rasenriffen bis hin zu verschiedensten Entwicklungsstadien von Saumriffen. Hochdiverse Schwamm-Korallen Biozönosen prägen das Buchtinnere, während die der offenen Karibik zugewandten Bereiche von morphologisch gut entwickelten aber niederdiverseren Korallenriffen wie dem Saumriff von Cayos Zapatilla bewachsen sind (GREB et al., 1996).

Kennzeichnend ist ein Riffgürtel, der die Abhänge an den Buchträndern säumt und bis etwa 25 m Tiefe reicht. Einen großen Flächenanteil nehmen dabei die *Porites furcata*-Rasenriffe ein, welche die Flachwasserzonen bestimmen. Auch die in dieser Arbeit erstmals beschriebenen Intrabecken-Hochzonen in der Bucht, werden großflächig von *Porites furcata* eingenommen. Der *Porites furcata*-Rasen kann als das beste bisher bekannte moderne generelle Pendant zu den weitverbreiteten Korallenrasen und Biostromvergesellschaftungen aus ramosen und phaceloiden Korallen des höheren Jura, wie sie etwa in Iberien häufig auftreten (LEINFELDER, 2001), angesehen werden.

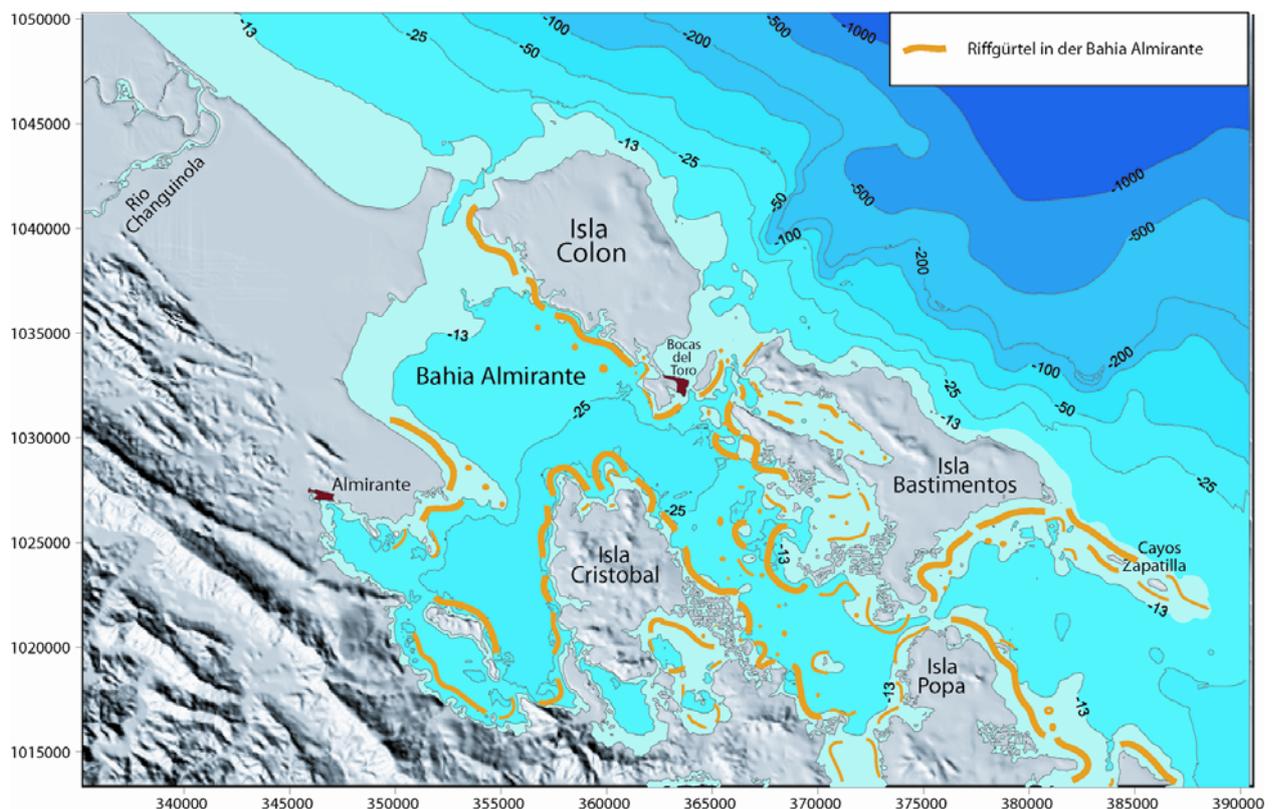


Abb. 2: Der Riffgürtel in der Bahia Almirante. Intrabeckenhochgebiete mit Riffwachstum sind gelb punktiert.

Trotz der prinzipiell ungünstigen Umweltbedingungen ist die Korallenbedeckung innerhalb der Bahia Almirante mit 35% die höchste in Panamá. Die Diversität erreicht mit etwa 60 Arten eine beachtliche Größenordnung (GUZMAN & GUEVARA, 1999). Im Vergleich dazu weist der ozeanische Riffkomplex von San Andres (Abb. 1) nur eine Bedeckung von 22-28 % und eine Diversität von 57 Arten auf (WILKINSON, 2002).

Auch in der jüngeren geologischen Vergangenheit (Pleistozän, Pliozän, Obermiozän) war der gesamte Backarc sehr stark klastisch dominiert (SEYFRIED et al., 1991; AMANN 1993; BOTAZZI et al., 1994; MENDE

2000). Das Gebiet des Archipels von Bocas del Toro schien jedoch zeitweise weniger unter diesem klastischen Stress gelitten zu haben. Gehobene fossile Riffe an Land (zum Beispiel auf der Isla Colón) zeugen von punktuell reichem Riffwachstum in der Vergangenheit. Die während des postglazialen Meeresspiegelanstiegs ertrunkenen Saumriffe am Schelfrand vor der Halbinsel Valiente übertreffen mit einer Mächtigkeit von 30 m und einer bisher unbekanntenen Ausdehnung die rezenten Riffe um das Vielfache (GREB et al., 1996).

Viele der Riffe des Archipels von Bocas del Toro wachsen auf kleinräumigen Rampensystemen, andere anscheinend unter starker Kontrolle vorgegebener morphotektonischer Strukturen. Rampensysteme unterschiedlicher Dimensionen stellen den dominierenden Karbonatplattformtyp in der Erdgeschichte dar (SCHLAGER, 2003). Riffgesäumte Schelfe, die heute überwiegen, sind dagegen eher untergeordnet vertreten (SCHLAGER, 2003). Ursache dafür ist insbesondere, dass Riffsysteme erst durch die verstärkte Entwicklung der korallinen Rotalgen ab der Oberkreide befähigt waren, hochenergetische Milieus einzunehmen. Erst ab dem mittleren Tertiär war die Ausbildung von Rotalgenriffkämmen im höchstenergetischen, abrasiven Milieu möglich (LEINFELDER & NOSE, 1999). Dadurch war erstmalig eine besonders vollständige scharfe Abteibildung in nieder- und sehr hochenergetische Flachwasserareale möglich, welche die Ausbildung von riffgesäumten Schelfen unterstützte (LEINFELDER 1994; LEINFELDER et al. 1996). Weitere Faktoren für die neogene Dominanz von gesäumten Schelfsystemen sind der niedrige Meeresspiegel und die damit verbundenen schmalen Schelfe, sowie ererbte, durch pleistozänes Auftauchen bedingte Morphologien (vgl. PURDY 1972; PURDY & BERTRAM 1993).

Moderne tropische, subtropische und aride Rampensysteme sind selten. Beispiele sind der Persische Golf (SCHOLLE et al, 1983) oder die Shark Bay in Australien (FLÜGEL, 2004). Rampen überwiegen heute eher in Kaltwassergebieten; der abrasiven Wirkung tiefgreifender Sturmwellen (zum Beispiel die 'shaved shelves' in Südaustralien) (JAMES et al., 1992) können die Organismen bei diesen Temperaturen kein Äquivalent zu den Riffkämmen tropischer Meere entgegensetzen. Den auf Rampen gelegenen Riffen von Bocas del Toro kommt damit besondere Bedeutung als Modell zu.

Die karbonatdominierten Rampensysteme des nördlichen Tethysshelfes zur Zeit des höheren Jura sind besonders reich an Riffen unterschiedlichster Ausbildung (LEINFELDER 1994; LEINFELDER 2001; LEINFELDER et al. 2002). Meeresspiegelschwankungen bestimmen das Auftreten von Riffen im besonderen; Prädisposition für verbreitetes Riffwachstum ist insbesondere während Meeresspiegelanstiegen gegeben (LEINFELDER 2001).

Ogleich in geotektonisch anderer Position wäre der Archipel von Bocas del Toro das bislang einzige bekannte geeignete Vergleichsobjekt, nicht nur zu den jurassischen Vorkommen, sondern auch zu paläozoischen Vorkommen, etwa im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. Auch hier wandeln sich klassische terrigen-karbonatische Rampensysteme nach tektonischer Strukturierung zu morphologisch stark differenzierten Sedimentationssystemen.

Die heutige Situation im Archipel von Bocas del Toro beruht auf der tektonischen Modifizierung der ererbten, verhältnismäßig gleichmäßig einfallenden pliozänen Rampe. Nach wie vor finden sich aber

auch größere 'klassische' homoklinale Rampenabschnitte (beispielsweise auf der Südseite der Isla Colón).

In Gebieten, in denen eine tektonische oder halokinetische Strukturierung die Rampenmorphologie modifiziert, ist der Einfluss physiko-chemischer und morphologischer Parameter besonders offensichtlich (terrigenen Eintrag, Nährstoffverteilung, Wasserenergie, ererbtes Relief, etc.). Das Lusitanische Becken, ein atlantisches komplexes Riftbecken, zeigt besonders gut, wie sich im mehrfachen Wechsel von tektonisch ruhigen zu tektonisch aktiven Zeiten klassische Rampenkonfigurationen und durch Keilbecken und Halbgraben-Strukturen überprägte Rampen abwechseln können (LEINFELDER 1994; LEINFELDER 1997; LEINFELDER & WILSON 1998). Gerade hierfür bedarf es rezenter Vergleichsbeispiele, und diese fehlen bislang völlig.

Anhand der Riffassoziationen in der Bahia Almirante wird aufgezeigt, auf welche Weise und wie stark die Biodiversitätsmuster von den Faktoren Sedimentation und Nährstoffeintrag in einem tektonisch extrem mobilen Gebiet beeinflusst und welche Strategien dabei eingesetzt werden.

Wie bereits angeführt, sind superoligotrophe Riffe durch Umweltstress zunehmend gefährdet und können in ihrer Komplexität nicht durch angepasste, meist endemisch entwickelte, oft reliktsche Assoziationen ersetzt werden. Die weit verbreiteten *Porites furcata*-Rasenriffe in der Bahia Almirante können als Beispiel für derartige niederdiverse und deshalb erfolgreiche reliktsche Assoziationen stehen.

1.2 Vorarbeiten

Es sind keine Untersuchungen aus der Zeit vor 1996 bekannt, die sich mit der marinen Ökologie und rezenter Sedimentologie dieses Gebietes beschäftigen. Die im Frühjahr 1995 durchgeführte Unterwasserkartierung ausgewählter Bereiche stellt somit die erste Bestandaufnahme der ökologischen und sedimentologischen Situation im Archipel von Bocas del Toro dar. Die Ergebnisse dieser ersten Geländekampagne wurden 1996 (GREB et al., 1996) veröffentlicht.

Susan Kidwell von der University of Chicago führte Untersuchungen mit taphonomischen Schwerpunkt durch (BEST & KIDWELL, 2000). HAVACH & COLLINS (1997) untersuchten die Verteilung rezenter benthischer Foraminiferen im Archipel von Bocas del Toro.

Aufbauend auf der Arbeit von GREB et al. (1996) führten Guzman und Guevara vom Smithsonian Tropical Research Institute Panamá / USA weitere ökologische Kartierungen an verschiedenen Riffen im Archipel von Bocas del Toro durch. Korallenriffe wurden bis zu einer Tiefe von 23 m hinab kartiert und Daten zu Diversität, Bedeckung und Zonierung für jedes einzelne Riff erhoben (GUZMAN & GUEVARA, 1998a, 1998b, 1999, 2001, 2002).

Die erwähnten Studien schufen zwar eine umfassende Datengrundlage, machten aber auch die Notwendigkeit von Detailuntersuchungen deutlich, die auch stärker prozessbezogene Aspekte berücksichtigen. Daher führten die Universitäten München und Stuttgart die Untersuchungen insbesondere im Rahmen von Diplomarbeiten fort (GRAML, 2000; MÄRZ, 2002; VON GLASNER & SCHMIDT, 2002).

CARRUTHERS (2003) belegen durch $\delta^{15}\text{N}$ -Isotopenuntersuchungen an *Thalassia testudinum* den anthropogenen Einfluss durch Abwässer in der Bahia Almirante. ARONSON et al. (2004) untersuchten anhand von Bohrkernen Veränderungen in den Riffgemeinschaften der Bahia Almirante.

Neben den bisherigen Arbeitsgebieten an der Leeseite der Isla Colón (AG I), am Hospital Point (AG II) und in der Laguna Bocatorito (AG IV), welche im Wesentlichen mit denen der Geländekampagne von 1995 (GREB et al., 1996) identisch sind, bildet das *Porites*-Riff (Coco Key-Riff, AG V/2) an der Nordspitze der Insel Cristóbal den Schwerpunkt dieser Arbeiten (großräumige Entnahme von Sedimentproben und Kartierung des Riffs). Es ist Teil des Arbeitsgebiet V, welches die West- und Nordostseite von Cristóbal umfasst.

Das Arbeitsgebiet in der Laguna Bocatorito (AG IV) wurde um eine Mangroveninsel auf der leewärtigen Seite erweitert. Aus Zeit- und Logistikgründen konnte das hochenergetische Arbeitsgebiet bei den Cayos Zapatilla (AG III) nicht bearbeitet werden.

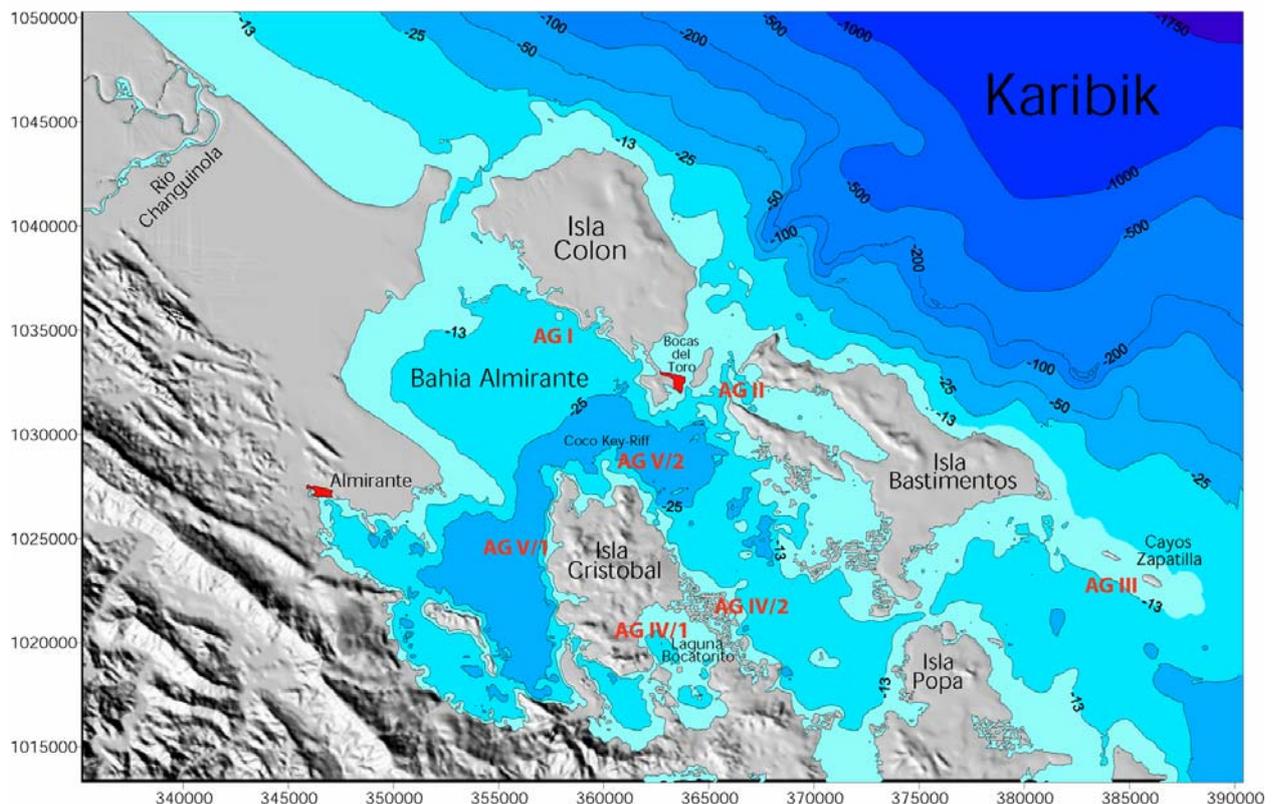


Abb. 3: Lage der Arbeitsgebiete in der Bahía Almirante.

Geologische und paläontologische Arbeiten, welche die Bocas del Toro-Region in anderem Zusammenhang (hauptsächlich im Hinblick auf die Bestimmung des Zeitpunkts der Schließung des Isthmus von Panamá) erwähnen, stammen von PLAFKER & WARD (1992); COATES et al. (1992); COLLINS (1993); COLLINS et al. (1995, 1996) und COATES et al. (2003). Die Sedimentologie des Mangrovensumpfes von Changuinola und der Einfluss von coseismischer Subsidenz auf dessen Geometrie und Entwicklung wurde von PHILIPS & BUSTIN (1996) untersucht.

2. Geologischer und bathygraphischer Überblick

Die mittelamerikanische Landbrücke hat aufgrund ihrer Lage zwischen den beiden Großkontinenten Nord- und Südamerika auf das Klima und das globale Zirkulationsmuster der Ozeane einen bedeutenden Einfluss (HAUG & TIEDEMANN, 1998). Dabei kommt nach HOERNLE et al. (2002) dem Galápagos-Hotspot bei der Entwicklung der mittelamerikanischen Landbrücke eine wichtige Rolle zu.

Demnach bildete sich vor ca. 85 Millionen Jahren auf der Farallon-Platte das karibisch-ozeanische Plateau (CLIP) über dem Galápagos-Hotspot und driftete nach Nordosten in Richtung des Großen Antillen-Bogens (Abb. 4a). Aufgrund der großen Mächtigkeit am östlichen Rand des Plateaus wurde vor ca. 70-75 Millionen Jahren die ostwärts abtauchende Subduktion der Farallon-Platte unter die Antillen blockiert, was zur Hebung des Antillenbogens führte. Diese in der späten Kreidezeit

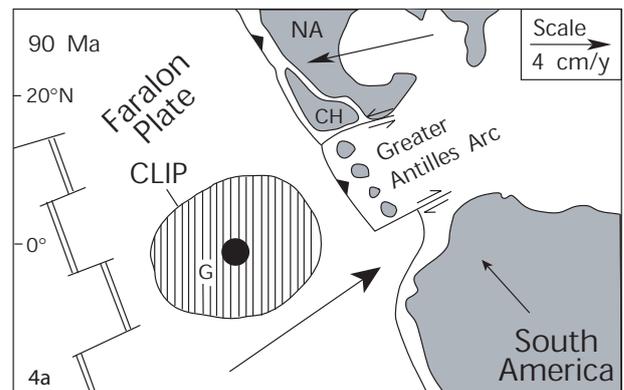


Abb. 4a: Bildung des CLIP in der Oberkreide.

entstandene und möglicherweise bis ins frühe Paläozän bestehende Landbrücke ermöglichte den Arten-tausch zwischen Nord- und Südamerika (ALVARADO, 1994: in HOERNLE et al., 2002).

Am Ostrand des Antillenbogens entwickelte sich eine westlich abtauchende Subduktionszone, welche die blockierte Subduktion an der Westseite des Bogens kompensierte (HOERNLE et al., 2002). Die Ausbildung einer weiteren Subduktionszone am Westrand des Plateaus führte zur Bildung des mittelamerikanischen Inselbogens (Abb. 4b). SEYFRIED et al. (1991) und KRAWINKEL et al. (2000) stellen den Beginn einer Subduktionszone am Süd- bzw. Südwestrand eines initialen Inselbogens oder eines ozeanischen Plateaus in das Campan.

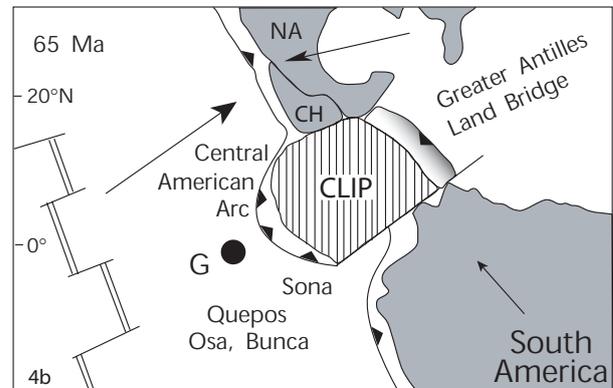


Abb. 4b: Subduktionszone in der späten Oberkreide.

Im Verlauf des Maastrichts und Eozäns, in dem sich das karibische Plateau ostwärts verlagerte, entwickelte sich durch fortlaufende Subduktion ein stabiler Inselbogen mit den morphotektonischen Einheiten: Tiefseerinne – Forearc – kalkalkaliner magmatischer Bogen – Backarc (SEYFRIED et al., 1991). Daran akkretionierten sich Seamounts, Ozeaninseln und aseismische Rücken (Abb. 4c), die seit dem Maastricht vom Galapagos-Hotspot erzeugt

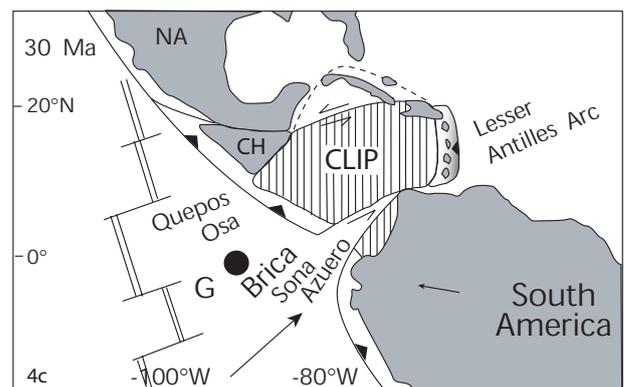


Abb. 4c: Akkretion von ozeanischen Plateaus im Oligozän.

wurden und heute Teile von Halbinseln (z.B. Soná, Burica, Azuero) bilden (HOERNLE et al., 2002). In dieser Zeit wurden auch mächtige Sedimentabfolgen in den Forearc- und Backarc-Becken abgelagert. Während des Miozäns kam es entlang von dextralen Seitenverschiebungen zur Teilung der Farallónplatte in die Cocos- und Nazcaplatte (Abb. 5).

HAUG & TIEDEMANN (1998) bringen die Schließung des Seeweges zwischen Nord- und Südamerika mit der Neuorganisation des ozeanischen Zirkulationsmusters und einem Klimawandel vor 4,6 Millionen Jahren in Verbindung. Seit dem Plio-/Pleistozän führt die Subduktion des aseismischen Cocosrückens (Abb. 4c) zu einer Kompression und zur Anhebung des magmatischen Bogens von Mittel- und Südcosta Rica (Cordillera de Talamanca) sowie Westpanamá (Cordillera Central) (VON HUENE et al., 1980).

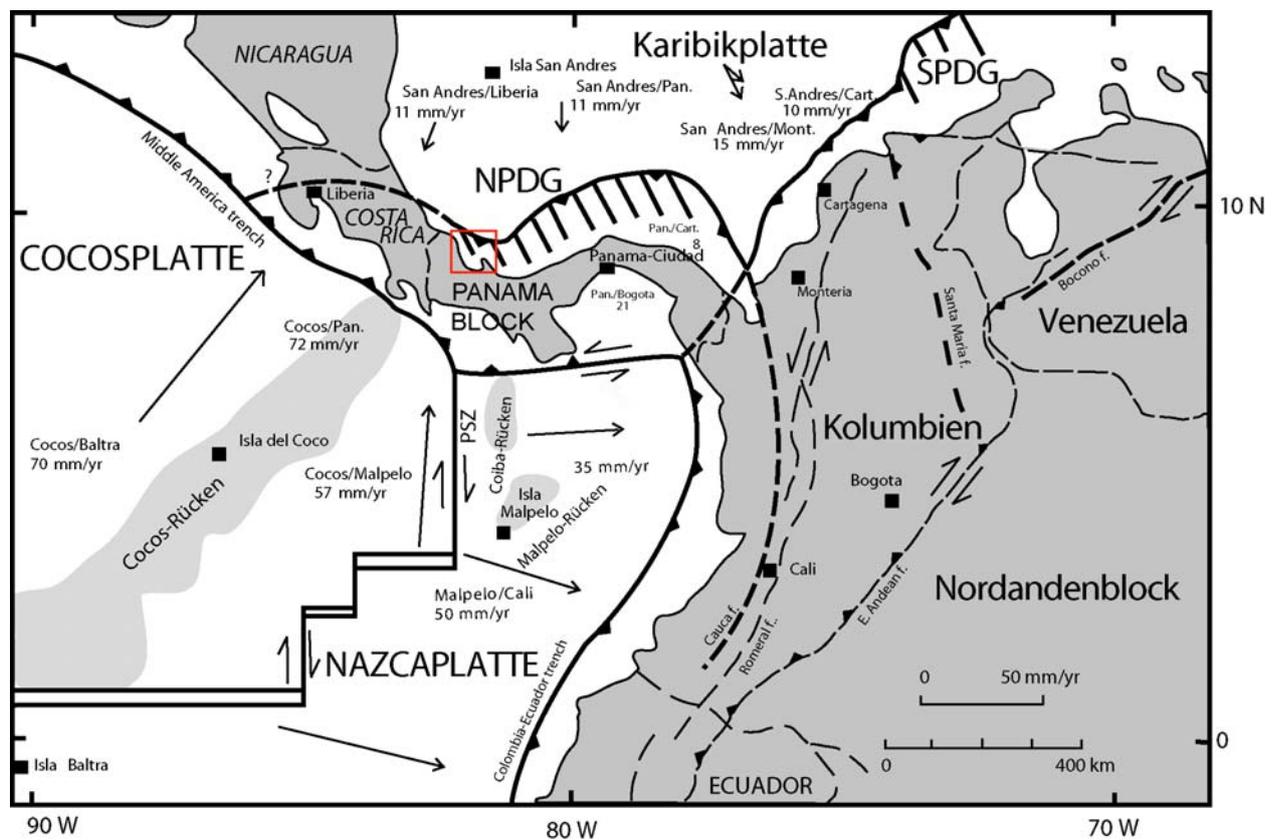


Abb. 5: Heutige Plattentektonische Situation Panamás mit den dazugehörigen Bewegungsrichtungen und –geschwindigkeiten und Deformationsgürteln: NPDG (Nordpanamá-Deformationsgürtel), SPDG (Südpanamá-Deformationsgürtel), PSZ (Panamá-Störungszone) (verändert nach KELLOGG & VEGA, 1995).

2.1 Regionale Tektonik von Nordwest-Panamá und der Bahia Almirante

Die Hebung des magmatischen Bogens im Bereich von Mittel- und Südcosta Rica bzw. von Westpanamá kann vom struktureologischen Standpunkt her auch als "Push-up"-Struktur (positive Blumenstraußstruktur) im Spannungsfeld der Südwestecke der Karibischen Platte erklärt werden (GREB et al., 1996). Die Subduktion des Cocosrückens verstärkt diesen Spannungszustand und führt zum Aussetzen des Inselbogenvulkanismus (Abb. 6).

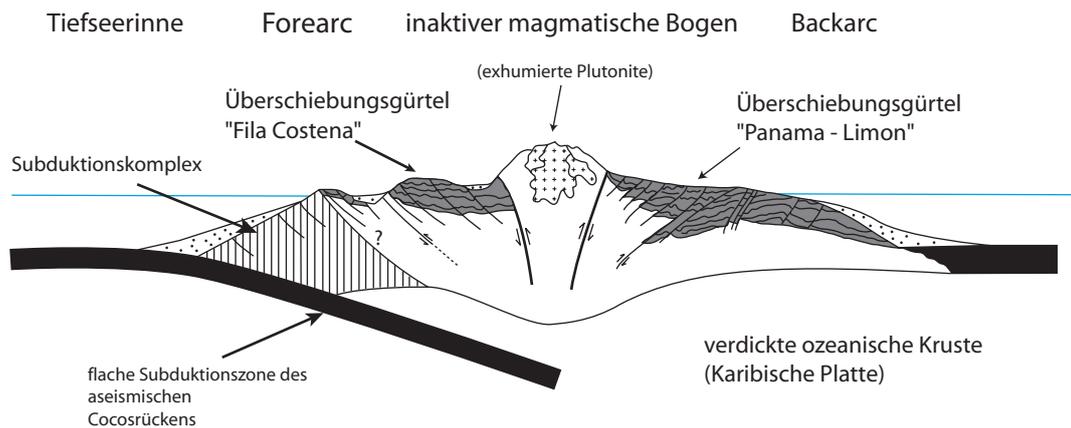


Abb. 6: Stark kompressive Entwicklungsphase des Inselbogens vom Obermiozän bis Pleistozän mit Überschiebungsgürteln im Forearc- und Backarc (verändert nach MENDE, 1999).

Die Hebung löste sowohl auf der Pazifik- als auch auf der Karibikseite verkürzende Auf- und Überschiebungsprozesse aus (SEYFRIED et al., 1991). Auf der Pazifikseite ist der Überschiebungsgürtel der Cordillera Costeña das Produkt dieser Verkürzungen, auf der Karibikseite ist es der Panamá-Limón-Überschiebungsgürtel, der sich nach Osten hin in den Nordpanamá-Deformationsgürtel (NPDG) fortsetzt.

Der Backarc gliedert sich in einen nicht deformierten nördlichen Bereich ("Tortuguero-Becken") mit bis heute andauernder Subsidenz und einen südlichen Bereich ("Baja Talamanca-Becken") mit Faltungs- und Überschiebungstektonik (MENDE, 1999). Im Grenzgebiet von Costa Rica und Panamá wandert die Überschiebungsfront des Deformationsgürtels vom Kontinentallhang in den Schelfbereich hinein (Abb. 7) (SILVER et al., 1995).

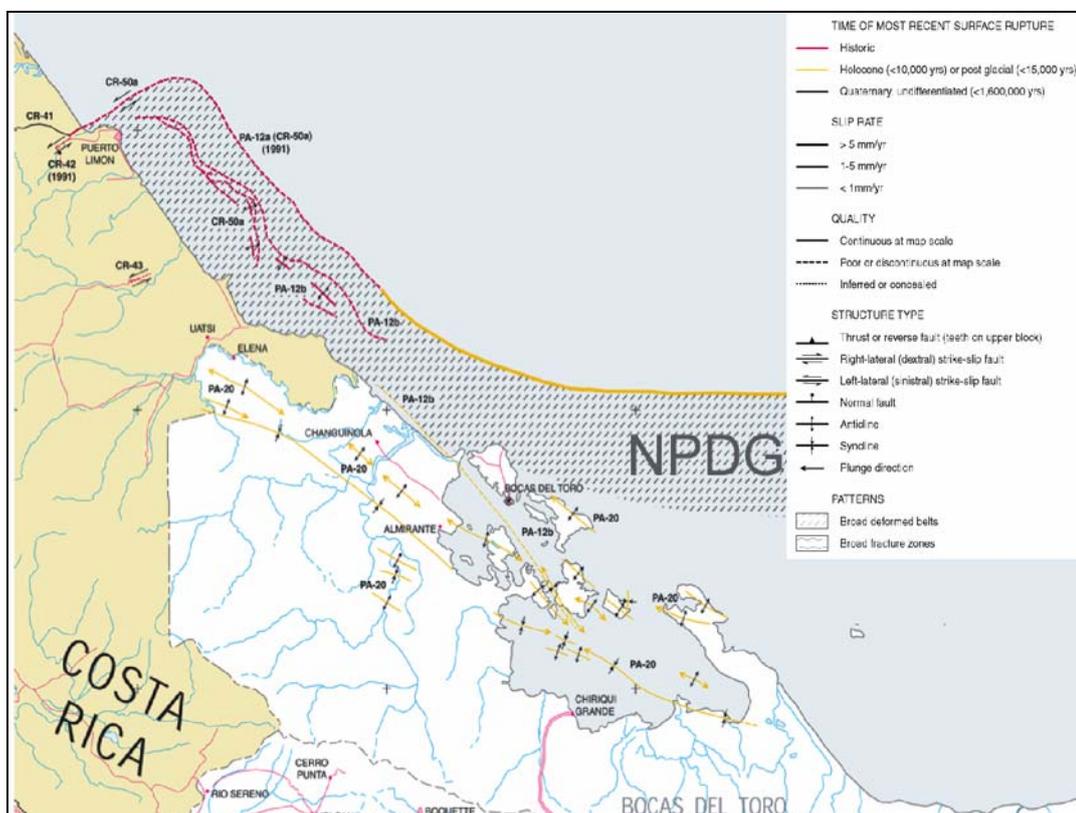


Abb. 7: Wandern der Überschiebungsfront in den Schelfbereich und Übergang in den Panamá-Deformationsgürtel (verändert nach USGS, 1998).

Dieser ungewöhnliche Prozess könnte mit der hohen Sedimentzufuhr des Costa Rica-Fächers zusammenhängen, der aufgrund seiner Sedimentmenge dem Überschiebungsprozess Widerstand leistet und ihn dazu zwingt, an einer anderen Stelle, nämlich im Schelfbereich, anzugreifen (SILVER et al., 1995).

Im Ausbiss präsentieren sich die Überschiebungen als verhältnismäßig flache Decollements. Hinter den Überschiebungsfronten bildeten sich Rucksack-Becken, vor ihnen Vorland-Becken. Die Bahia Almirante und die Laguna de Chiriqui im Archipel von Bocas del Toro sind solche Rucksack-Becken, die während des postglazialen Meeresspiegelanstiegs geflutet wurden.

Die Überschiebungsfronten werden teilweise von tektonisch beeinflussten Kliffs auf den Ostseiten der Inseln nachgezeichnet oder finden unter Wasser als von Riffen bewachsene strukturelle Hochgebiete ihre Fortsetzung (GREB et al. 1996). Markantes Beispiel ist das Saumriff von Cayos Zapatilla, das auf dem Ausbiss einer Überschiebungsbahn (Abb. 8) liegt. Sattel- und Muldenstrukturen treten ebenfalls auf. Eine tektonisch angelegte präexistente Topographie kann deshalb für die meisten Riffe der Bahia Almirante angenommen werden.

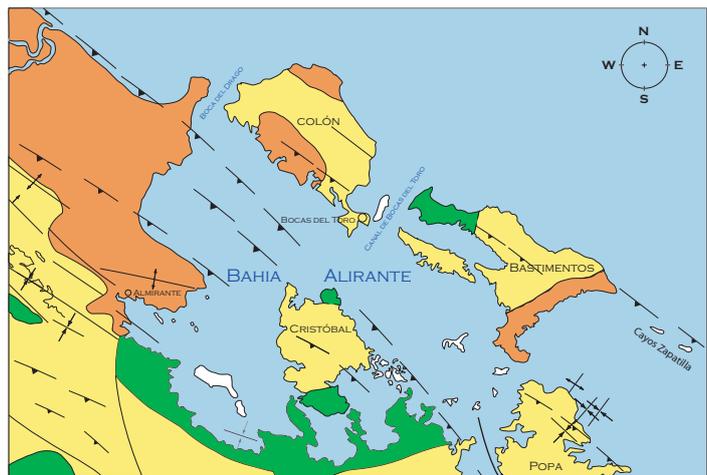


Abb. 8: Überschiebungs- und Faltentektonik in der Bahia Almirante (verändert nach USGS, 1998).

Das letzte schwere Erdbeben in der Region (22. April 1991, Magnitude 7,5) verursachte coseismische Senkungen und auch Hebungen im Meterbereich. Das Epizentrum lag 90 km westlich der Bahia Almirante im Tal des Rio Estrella (Abb. 7). Insgesamt war ein Küstenstreifen von 150 km Länge entlang der Karibikküste Costa Ricás und Panamás und einer Ausdehnung von mehr als 15000 km² betroffen. (CAMACHO & VIQUEZ, 1994)

Coseismische Senkungen traten vor allem entlang eines 30 km langen Streifens von der Mündung des Rio Changuinolas bis zum Hospital Point auf der Insel Solarte auf (Abb. 8, 9). An der Mündung des Rio Changuinola waren es etwa 30 cm, bei Boca del Drago 50 cm und noch weiter südöstlich an der Insel Carenero waren es sogar 70 cm (PHILIPS & BUSTIN, 1996). Die Absenkung ganzer Uferabschnitte entlang der Inseln Colón, Carenero, Cristóbal und Cayos Zapatilla (Abb. 9) zeigt sich auch am Absterben der Ufervegetation was entweder durch die Absenkung selbst oder durch Salzwasserintrusionen in den Grundwasserkörper der Inseln verursacht wurde.

Neben dem jüngsten Auftreten von Subsidenz gibt es auch deutliche Hinweise auf Absenkungen in historischer Zeit am Hospital Point (Abb. 3). Dort finden sich auf der Abrasionsplattform runde Senken in denen Kaolinit ansteht. Da Kaolinit nur unter terrestrischen Bedingungen gebildet werden kann, muss

dieser Bereich über dem Meeresspiegel gelegen haben (SARIC, 1996). Auch die geringmächtige Riffakkretion an der Steilwand am Hospital Point spricht für eine Flutung in historischer Zeit.

Auch an anderen Stellen in der Bahia Almirante gibt es Hinweise auf junge bzw. andauernde Absenkung. So wurde an der Nordwestspitze der Insel Cristóbal bei Sondierungen unter Riffsedimenten in 1 m Tiefe Mangroventorf angetroffen. Nach PHILIPS & BUSTIN (1996) ist auch in den Flachwassergebieten im nordwestlichen Teil der Bucht großflächig Mangroventorf unterhalb von Karbonatsanden anzutreffen.

Die heutige geologische Situation legt nahe, dass sich die Bucht in Zukunft weiter vertiefen wird. Die größten Absenkungen sind daher entlang der Uferabschnitte zu erwarten. Lokale Hebungen sind an Deckenstirnen gebunden, die entlang der Ostseiten der Inseln ausstreichen. In den Verbindungskanälen Boca del Drago und Bocas del Toro kann die anhaltende Subsidenz wohl nicht durch die Sedimentation kompensiert werden, da dort die hohe Wellenenergie und Strömungen eine Sedimentation nicht zulassen. Daher ist, wie möglicherweise schon in der Vergangenheit geschehen, von einer fortschreitenden Vertiefung der Verbindungskanäle auszugehen, was wiederum Veränderungen in der Ozeanographie der Bucht mit sich bringt und/oder schon gebracht hat. Wie schon das Erdbeben von 1991 gezeigt hat, ist die Subsidenz kein kontinuierlicher, allmählich ablaufender Prozess, sondern tritt schubweise als coseismisches Ereignis auf.

Eine ausgeprägte Verlandungstendenz betrifft vor allem die ausgedehnten Mangrovenarealen im östlichen Buchtteil. Eine geringe Wellenenergie, ein relativ schwacher terrigener Einfluss und die plattformartigen Habitatflächen mit Wassertiefen zwischen 2 und 15 m begünstigen dort den Verlandungsprozess. In den zentralen Beckenbereichen kann wahrscheinlich die Sedimentation die anhaltende Subsidenz nicht kompensieren. Beleg dafür ist finden sich im westlichen Buchtteil, wo Mangroventorf unterhalb rezenten Riffsedimenten erbohrt wurde (PHILIPS & BUSTIN, 1996).

Die Ökosysteme der Bahia Almirante können durch die coseismischen Bodenbewegungen geschädigt werden, etwa durch direkte Zerstörungen im Riffgerüst während eines Erdbebens. Nach STODDART (1972) und CORTÉZ et al. (1994) können schweren Erdbeben erhebliche Schäden verursachen. Sie reichen von einer Fragmentierung der Korallen, über ein Abbrechen und Abrutschen und bis hin zu Rissen und Spalten im Riffkörper selbst. Auch kann eine lokale Zunahme des artesischen Grundwasserzustroms infolge der Subsidenz zur einer Beeinträchtigung der Riffwachstums führen. Coseismische Bodenverflüssigungen oder Schlammvulkane können zu einer spontan hohen Belastung mit feinkörnigen Sedimenten führen. Vor allem Riffbereiche, die sich am Übergang in den schlammigen Buchtboden befinden, könnten davon betroffen sein. Beben mit der Stärke 7,5 wiederholen sich im Retroarc im Schnitt alle 100 bis 200 Jahre (PIAFKER & WARD, 1992; CAMACHO & VIQUEZ, 1994) und beeinflussen nachhaltig die Ozeanographie, die Sedimentverteilung und damit auch das Riffwachstum in der Bucht.

2.2 Tektonik und Riffwachstum

Die Rolle der Tektonik als wichtiger Kontrollfaktor wird besonders bei der Lineationsauswertung deutlich. Die Lineationen belegen einen engen Zusammenhang zwischen tektonischen Strukturen des Überschiebungsgürtels einerseits und Riffwachstum andererseits. Abbildung 9 zeigt, dass die Lineationen in drei Hauptstreichrichtungen auftreten. Zwei Lineationshaupttrichtung streichen zwischen 300° und 330° , sie sind schwarz bzw. rot eingezeichnet. Diese beiden Lineationshaupttrichtung verlaufen markant an den Nordost- und Südwestseiten der Inseln sowie am Festland. Diese Lineationen entsprechen in ihrem Verlauf dem großräumigen NW-SE Streichen der Überschiebungsbahnen im Archipel von Bocas del Toro wie es in Abb. 9 ersichtlich ist.

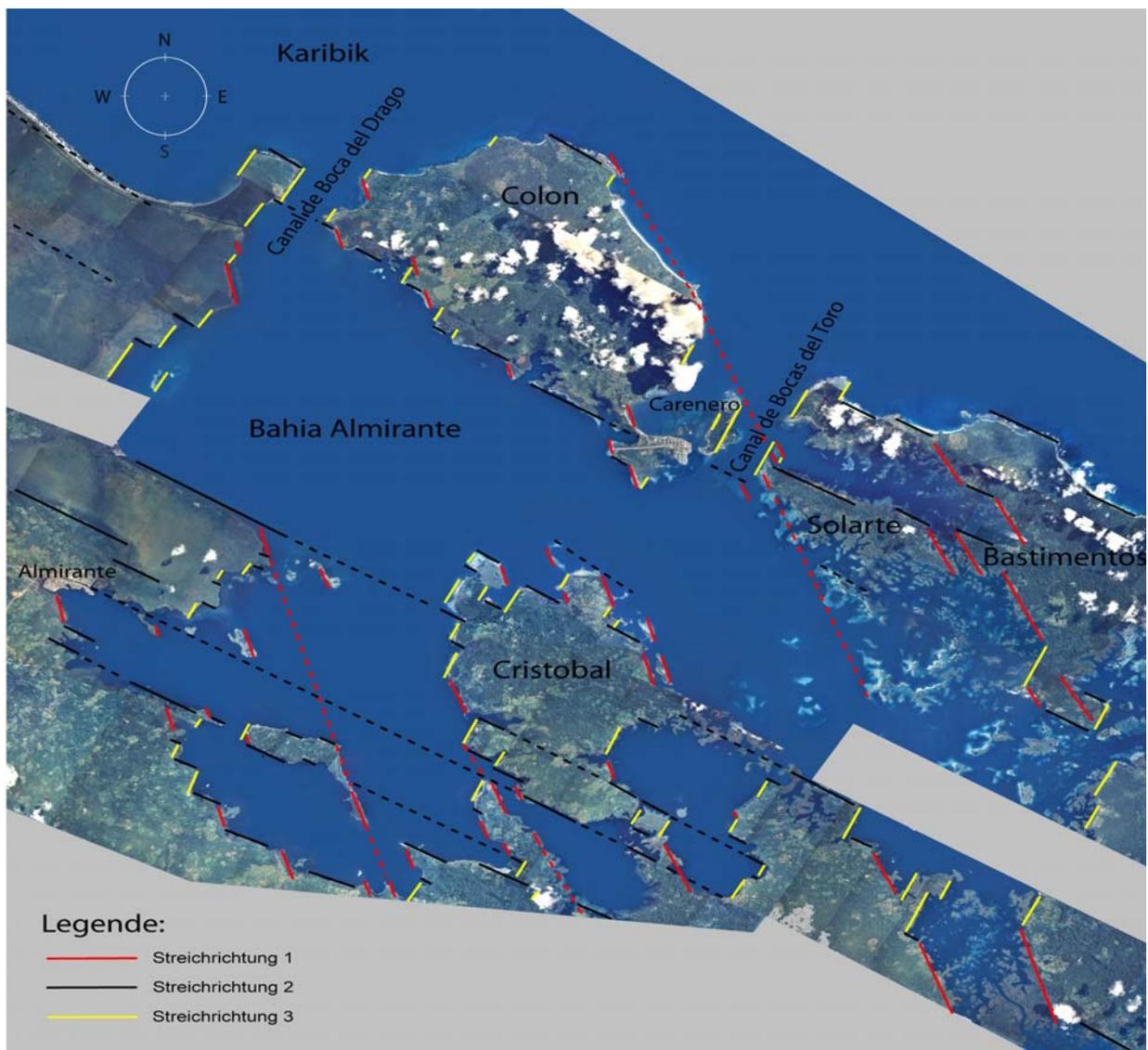


Abb. 9: Lineationen in der Bucht von Almirante.

Eine weitere markante Lineationsrichtung verläuft in etwa NE-SW und ist gelb markiert. Diese Lineationen sind häufig an den Ost und Westseiten der Inseln zu finden und werden als "Tear faults" interpretiert.

"Tear faults" stellen die seitlichen Begrenzungen der Schubmassen dar, die sich aus steilen Querverschiebungen entwickeln und oft nur den Gesteinsbereich zwischen Oberfläche und Basis der Decken queren. Die Querverschiebungen sind Bestandteil von Transferzonen an denen sich der Betrag der Gesamteinengung von einer Überschiebung auf die andere verlagern kann und somit der Betrag der Gesamteinengung innerhalb des Überschiebungsgürtels erhalten bleibt (EISBACHER, 1991). Die Querverschiebungen

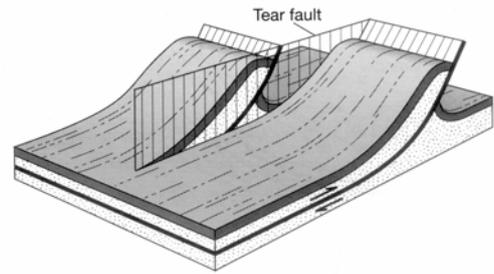


Abb. 10: Tear-faults in einem Überschiebungsgürtel (TWISS & MOORES, 1992).

oder "tear faults" sind offenbar maßgeblich an der tektonischen Anlage der Kanäle „Canal de Bocas del Toro“ und „Canal de Boca del Drago“ beteiligt (Abb. 9). Über die Kanäle, welche die Bucht mit der offenen Karibik verbinden, werden die ozeanographischen Bedingungen der Bucht gesteuert.

Der Zusammenhang zwischen Riffwachstum und tektonischen Strukturen wird auch an der Nordseite der Insel Cristóbal deutlich, wo auch kleinräumig dieselben Hauptlineationsrichtungen kartiert wurden (Abb. 11). Das Punta Juan-Riff oder das Coco Key-Riff sind entlang tektonischer Lineationen zu finden.

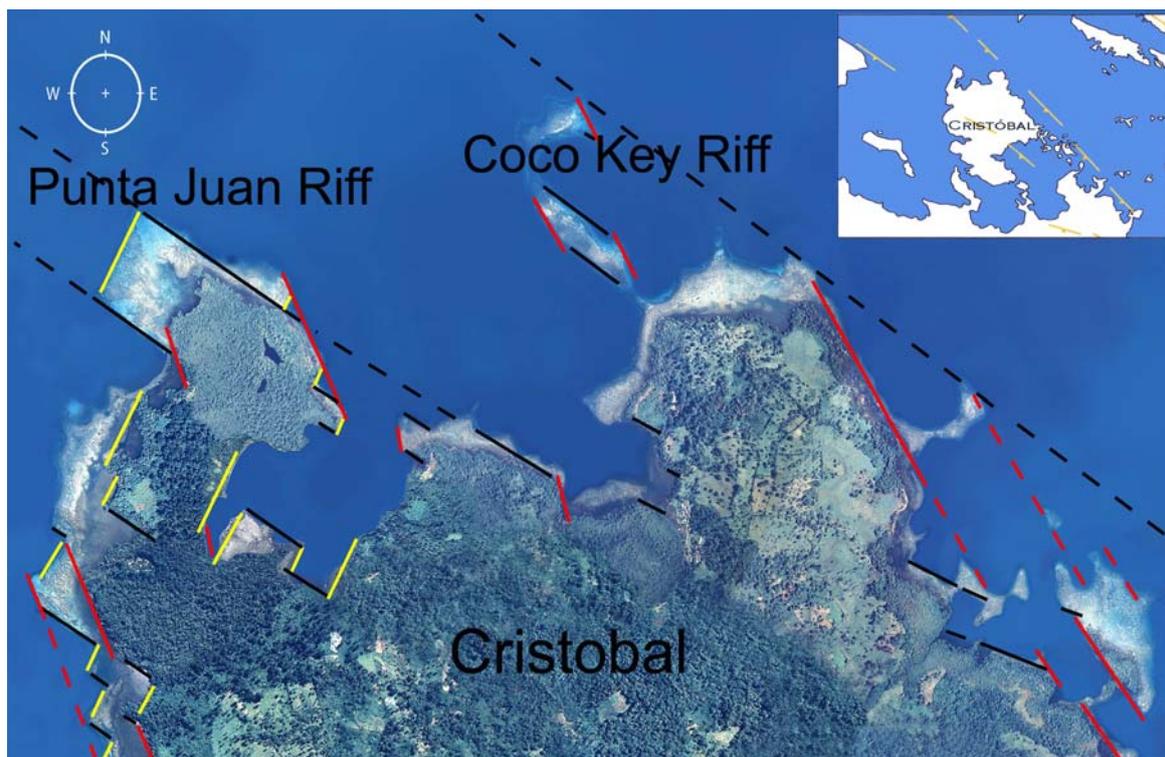


Abb. 11: Nordseite der Insel Cristóbal mit tektonischen Lineationen (verändert nach VON GLASNER & SCHMIDT, 2002).

Vor allem die Landspitze südlich des Punta Juan-Riffs ist in Subsidenz begriffen. Auf der Flachwasserplattform wurde unterhalb von Riffsedimenten Mangroventorf erbohrt. Über Vegetationsunterschiede lassen sich an dieser Stelle die in Subsidenz befindlichen Teile erkennen. So markiert die sich östlich der Flachwasserplattform anschließende Mangrovenvegetation den in Subsidenz befindlichen Teil.

Abb. 12 zeigt ein tektonisches Model der Situation der Bahia Almirante im Bereich des Coco Key-Riffs. Vom Abscherhorizont, der nach SW einfällt, verlaufen Überschiebungen zur Oberfläche, die ebenfalls nach SW einfallen und die kompressiven Kräfte ausgleichen.

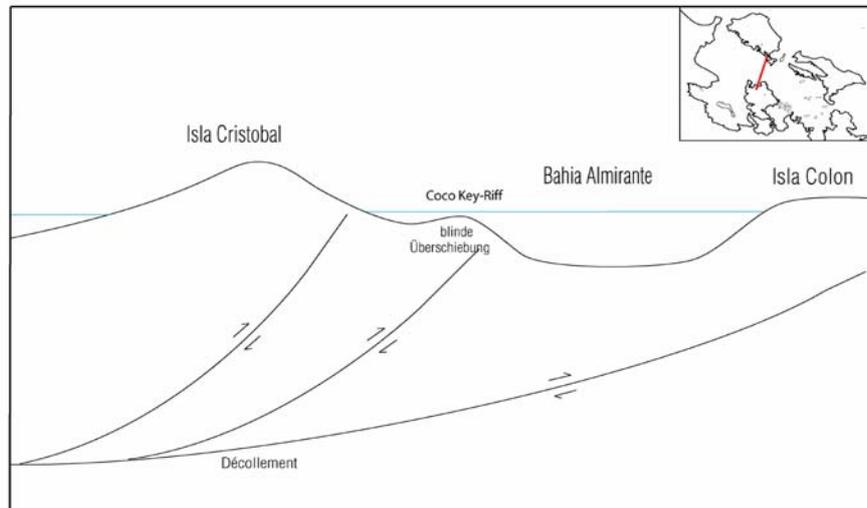


Abb. 12: Tektonisches N-S-Profil durch die Bucht. Die Blinde Überschiebung bildet ein für das Riffwachstum günstiges strukturelles Hoch (verändert nach VON GLASNER & SCHMIDT, 2002).

Eine nicht bis zur Oberfläche durchgedrungene Überschiebung (Blinde Überschiebung) und eine daraus resultierende Faltung führen an der Oberfläche zu einer strukturellen Hebung. Dies begünstigte die Riffentwicklung, da das strukturelle Hoch über dem Sedimentationsspiegel des Buchtbeckens liegt.

Zusammenfassung

Tektonische Strukturen schaffen Relief, der topographische Gradient des Reliefs wiederum bestimmt die Art und Weise des Riffwachstums und der Sedimentation. So sind die an die Lineationen gebundenen ausgeprägten Reliefunterschiede das Ergebnis von Bruchtektonik im Falten- und Überschiebungsgürtel von Bocas del Toro. Solche Reliefunterschiede wiederum sind Voraussetzung, damit sich Riffe in einem Gebiet mit hohem terrigenem Eintrag ausbreiten können.

Auch das stark differenzierte Faziesspektrum im Archipel ist auf die neotektonischen Reliefunterschiede zurückzuführen. Der tektonische Einfluss erfolgt zum einen über Reliefbereitsstellung, zum andern auch über die Kontrolle der ozeanographischen Bedingungen der Bucht. Beide Komponenten wirken sich entscheidend auf die Riffökosysteme und damit auf die Karbonatproduktion in der Bahia Almirante aus. Zwar kann ein tektonischer Einfluss für die meisten der Riffstrukturen angenommen werden, aber es existieren auch Bereiche, wo andere reliefgestaltende Prozesse wirksam sind. So etwa scheinen im östlichen Buchtteil, der durch ausgedehnte Plattformbereiche geprägt ist, die dort vorkommenden, ausgedehnten Poritesrasen nicht durch eine vorgegebene, tektonisch geprägte Morphologie bestimmt zu sein. Hier dürfte die Entwicklungsreihe Sand-Seegras-Poritesrasen und das erhebliche Akkumulationspotential ihrer Bestandteile einen starken, reliefgestaltenden Einfluss ausüben. Denkbar ist aber auch,

dass das vorgegebene pleistozäne Relief, etwa in Form von konkaven Erosionsformen, die Ansiedlung von Sedimentfängern, wie Seegras, begünstigte.

Die Subsidenz in den Verbindungskanälen Boca del Drago und Bocas del Toro spielt sich schubweise und als coseismisches Ereignis innerhalb von wenigen Stunden ab. Da bei einer Wassertiefe von nur etwa 15 m der Kanalquerschnitt durch die spontane Absenkung der Kanalsohle um einen Betrag von 0,7 m nicht unerheblich vergrößert wird, intensiviert sich spontan der Zustrom in die Bucht. Somit können sich die ozeanographischen Bedingungen in der Bahia Almirante innerhalb kürzester Zeit ändern, was wiederum für die Ökosysteme zumindest kurzfristig Stress zur Folge hat. Langfristig negative Konsequenzen wären, wenn durch den intensivierten Instrom, auch verstärkt terrigenes Material in die Bucht gelangen würde.

2.3 Stratigraphie

Die heutige südliche Landbrücke im Bereich Panamá setzt sich aus dem karibischen Ozeanplateau und dem aktiven Inselbogen, der sich am Südwestrand dieses Plateaus bildete, zusammen. Die Gesteine des Inselbogens im Gebiet der Cordillera Central (Panamá) bestehen hauptsächlich aus pleistozänen und tertiären Andesiten und Basalten (WEYL, 1980), die Bildungen des kalkalkalinen Inselbogenvulkanismus darstellen. Zusätzlich wurden während des Tertiärs, vor allem im Miozän, auch Laven, Pyroklastika und Ignimbrite differenzierter Magmen abgelagert (WEYL, 1980).

Im Archipel von Bocas del Toro sind Sedimentgesteine der jüngsten Backarc-Suite aufgeschlossen. Das Deckgebirge hat eine Gesamtmächtigkeit von 8 km. Es beginnt mit oberkretazischen tiefmarinen Ablagerungen der Formation Changuinola und endet in neogenen flachmarinen bis kontinentalen Ablagerungen (MENDE, 1996). Der Übergang von marinen zu terrestrischen Ablagerungen lässt sich tendenziell an die Wende Obermiozän/Pliozän stellen (AMANN, 1993). Seitdem ist der Bereich des Bocas del Toro-Beckens episodisch gehoben und gesenkt worden, wobei die Hebung langfristig überwogt. Es kam zur Ausbildung eines Rampensystems, das durch eine flachmarine gemischt karbonatisch-klastische Sedimentation gekennzeichnet ist.

In der Bucht von Almirante bildet die miozäne Gatún-Formation mit den Einheiten Gatún und Uscari die stratigraphische Basis. Sie wird hauptsächlich aus Schlammsteinen, Konglomeraten und Pyroklastika aufgebaut. Lokale Aufschlüsse finden sich in Form von Kliffs etwa am Hospital Point oder an der Nord- und Westseite der Insel Cristóbal. Die Erosion dieser Kliffs führt zu lokalem siliziklastischen Eintrag.

2.4 Bathygraphie

Die Küsten von Panamá und Costa Rica zeigen den für Inselbögen typisch schmalen, ungegliederten Schelf. Eine Ausnahme bildet der Archipel von Bocas del Toro, dessen Schelfbereich stark gegliedert ist. Auffallend ist das canyonähnliche Einrücken der Schelfkante zwischen Isla Colón und Isla Bastimentos. Der Canyon liegt genau in Verlängerung der Achse des „Canal de Bocas del Toro“, dessen tektonische Anlage aus Abb. 9 ersichtlich wird. Somit ist auch bei diesem Canyon eine tektonische Anlage wahrscheinlich.

Während des letzten glazialen Meeresspiegeltiefstandes könnte die Bahia Almirante über ein Incised Valley in diesem Canyon entwässert worden sein (SARIC, 1996). So vermuten PHILIPS & BUSTIN (1996), dass der Rio Changuinola durch das Becken der heutigen Bahia Almirante floss und über den Canal de Bocas del Toro in die Karibik mündete.

Auf der Höhe des östlichen Endes der Isla Bastimentos entfernt sich der Schelfrand von der Küste. Vor Cayos Zapatilla ist der Schelfrand etwa 10 Kilometer entfernt. Nordöstlich von Cayos Zapatilla ist die Wassertiefe über weite Bereiche gleichbleibend flach, so wurde noch in 8 Kilometer Entfernung eine Wassertiefe von 15 bis 20 m gelotet. Diese rampenartige Plattform zeichnet sich durch ein überwiegend flaches, ebenes Relief aus. Auf der Höhe der Isla Bastimentos ist der Schelf mit ungefähr 5 Kilometer Breite jedoch besonders schmal.

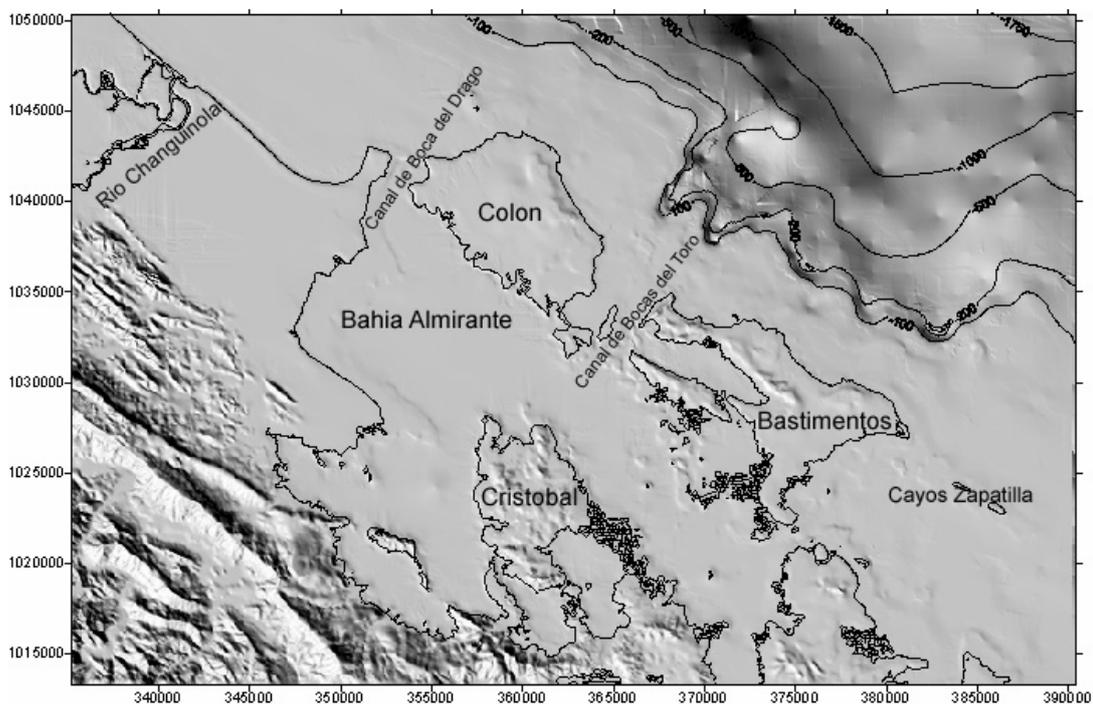


Abb. 13: Bathygraphie im Archipel von Bocas del Toro (verändert nach GREB et al., 1996).

An diesen schmalen Schelf schließt sich ein steiler Abbruch an. So werden 9,6 Kilometer ozeanwärts der Insel Bastimentos Wassertiefen von 1000 Metern, in 22 Kilometer Entfernung bereits 2000 Meter erreicht. Mit ungefähr fünf Kilometern Breite, auf Höhe der Isla Bastimentos, ist der Schelf besonders schmal. Der sich anschließende Kontinentalabhang leitet in das östlich gelegene, über 4000 Meter tiefe Colombia-Becken über (DENGO & CASE, 1990).

Die Bahia Almirante ist überwiegend zwischen 20 und 25 Metern tief, an wenigen Stellen wie östlich der Insel Cristóbal können auch 32 m erreicht werden. Der Buchtboden zeichnet sich durch ein flaches Relief aus. Das Westufer wird durch eine breite Flachwasserzone bestimmt, die eine durchschnittliche Wassertiefe von 5 m aufweist. Die ufernahen Bereiche entlang den Inseln Cristóbal und Colón haben ein stark ansteigendes Relief. Das südwestliche Ende der Bucht wird durch ausgedehnte Flachwasser- und Mangrovegebiete geprägt. Sowohl im Canal de Bocas del Toro als auch im Canal de Baca del Drago ist die Wassertiefe mit etwa 10 Metern deutlich niedriger als im Buchtbecken der Bahia Almirante (SARIC, 1996).

3. Klima und Ozeanographie

3.1 Klima

Panamá liegt zwischen der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) und den großen Hochdruckzentren des nordatlantischen Rossbreitengürtels. Das jahreszeitliche Wandern der ITCZ nach Norden bzw. nach Süden bestimmt das Muster der jährlichen Niederschlagsverteilung und hat die Ausbildung einer Regen- und einer Trockenzeit zur Folge.

Die Regenzeit entsteht, weil die Nordgrenze der ITCZ zwischen Mai und Dezember leicht nördlich von Panamá liegt. Dies gilt mit geringen Einschränkungen auch für die Region Bocas del Toro. Dort verzeichnen die Monate Juli und Dezember die meisten Regentage. In der Haupttrockenzeit zwischen Januar und April befindet sich die ITCZ leicht südlich von Panamá. Eine weitere niederschlagsarme Periode tritt auch in den Monaten September und Oktober auf. Der jährliche Gesamtniederschlag im Gebiet Bocas del Toro beträgt etwa 3000 mm (GUZMAN & GUEVARA, 1998a). Zum Vergleich kann die Klimastation Cristóbal herangezogen werden. Sie liegt nahe der Stadt Colón, somit auf gleicher geographischer Breite und nur etwa 260 km von Bocas del Toro entfernt. Die Trockenzeit liegt auch hier in den Monaten Januar bis April. Während dieser Zeit wird ein durchschnittlicher Monatsmittelwert von 38 mm gemessen. Der November ist mit 566 mm der feuchteste Monat. Der Jahresmittelwert wird dort mit 3305 mm angegeben (DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, 1958; WALTER & LIETH, 1960).

In der Regenzeit wehen die Winde nur schwach und aus unregelmäßigen Richtungen. Die Monate September und Oktober gelten mit einer mittleren Windstärke von 3 Bft. als die ruhigsten.

In der Trockenzeit wehen starke Passatwinde aus nordöstlicher Richtung. Die größte mittlere Windstärke erreicht der Passat in den westindischen Gewässern mit 4,5 Bft. fast überall um die Jahreswende. In Abb. 14 wird deutlich, dass der Archipel von Bocas del Toro zu den Gebieten Panamá's gehört, indem die höchsten Windgeschwindigkeiten auftreten.

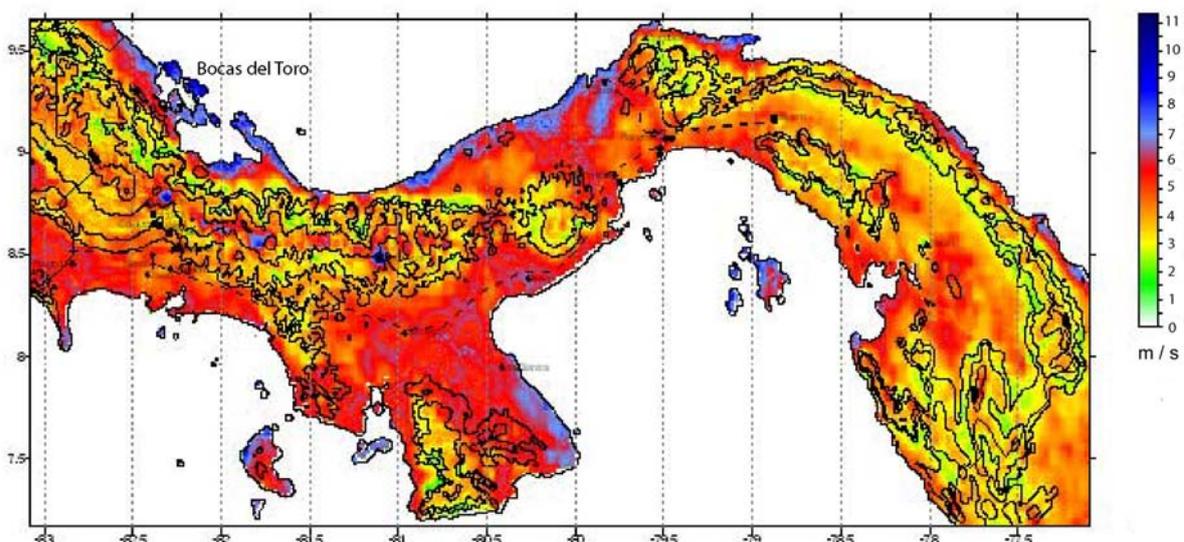


Abb. 14: Windgeschwindigkeiten in Panamá (www.hidromet.com.pa/mapa_eolico.htm, 2004).

Tropische Wirbelstürme sind in der westlichen Karibik während der Hurrikanzeit zwischen Mai und November zu erwarten. Meist werden sie jedoch über die Antillen nach Nordwesten abgelenkt und erreichen somit selten das mittelamerikanische Festland (DUNN & MILLER, 1960). Es sind keine Wirbelstürme seit 1871 bekannt, die Panamá erreicht haben (NEUMANN et al., 1987 in: ARONSON et al., 2004).

Als Anhaltspunkt für die Lufttemperaturen können auch hier die Werte der Klimastation Cristóbal Colón herangezogen werden. Hier schwankt die Temperaturkurve im Tagesrhythmus um einen Wert von 5°C. Die mittleren Monatsdurchschnittstemperaturen liegen relativ konstant im Bereich um 27°C. Das mittlere tägliche Minimum des kältesten Monats liegt bei 23,9°C, das mittlere tägliche Maximum des wärmsten Monats bei 30°C (DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, 1958; WALTER & LIETH, 1960).

3.2 Wassertemperaturen und Salinität

Wassertemperaturen

Die mittleren Temperaturen des Oberflächenwassers der Karibik vor Panamá werden im Westindien-Handbuch (DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, 1958) für die Monate Januar bis März mit 26,6°C, für die Monate Juli bis September mit 28,5°C angegeben.

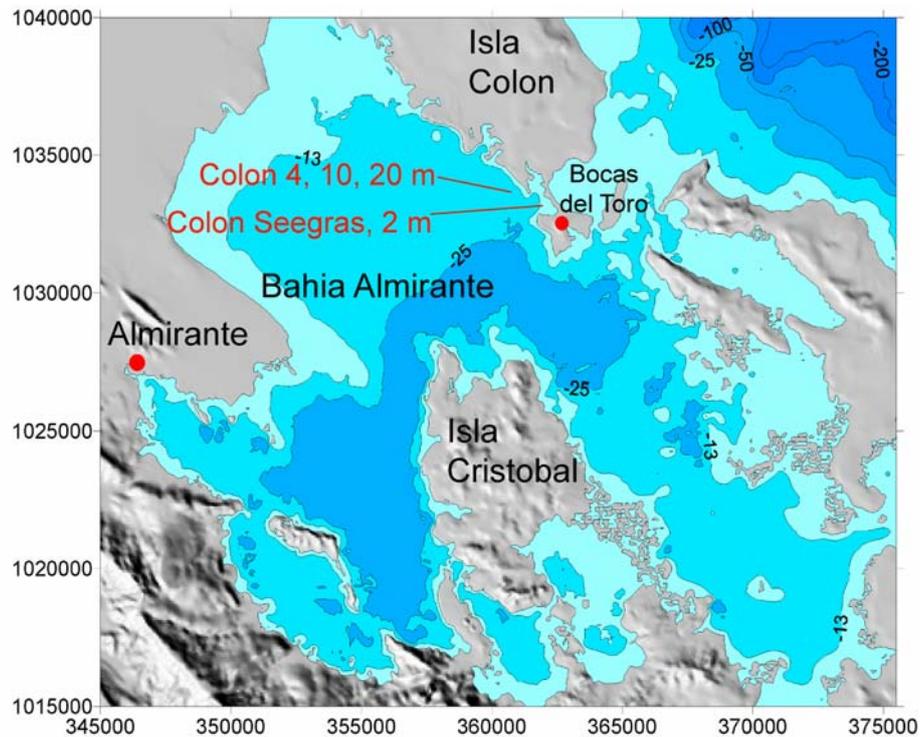


Abb.15: Messstationen des STRI an denen im Rahmen des MESP-Programms die Wassertemperaturen gemessen wurden.

In der Bucht zeigen die Durchschnittsoberflächentemperaturen im Zeitraum 1999 bis 2001 einen klaren Zusammenhang zu den Regen- und Trockenzeiten (Abb.16). Von Ende Dezember bis Februar, während der Trockenzeit, liegt die Wassertemperatur im Jahresgang am niedrigsten.



Abb. 16: Durchschnittsoberflächentemperaturen in den Jahren 1999 bis 2001 (STRI-MESP, 2003).

Im Februar wird mit 26,5°C die tiefste Temperatur erreicht. Sie steigt dann mit Beginn der Regenzeit im Mai auf ca. 29,5°C, fällt bis Juli leicht auf 28°C ab, steigt dann bis Oktober wieder auf 29,5°C an und fällt von Dezember bis Februar wieder auf ihre Tiefststände.

Bei der Betrachtung von Messreihen der Wassertemperaturen in Einzeljahren und in unterschiedlichen Wassertiefen zeigen sich dann weitere Zusammenhänge (Abb.17).

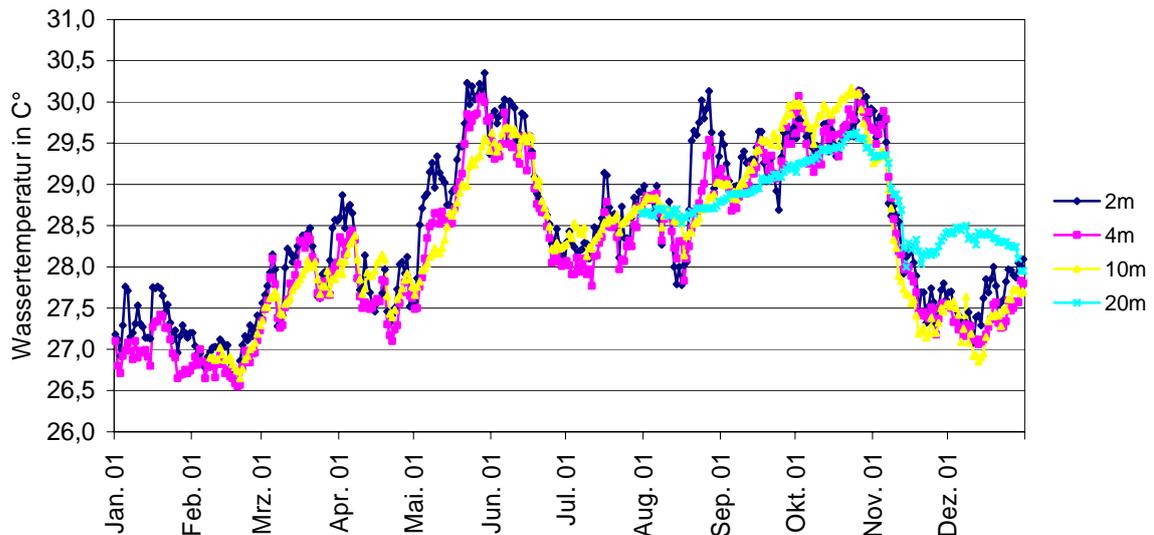


Abb. 17: Wassertemperaturen 2001 Isla Colón in 2, 4, 10 und 20 m Tiefe. Von Januar bis Juli liegen für 20 m Tiefe keine Daten vor (Daten von STRI-MESP, 2003).

Die Daten wurden an der Südseite der Insel Colón gewonnen. In 2 m Wassertiefe (Seegraswiese) werden im Juni 30,4°C erreicht, im September etwa 30,2°C. Dagegen wird in 4 m Wassertiefe nur in den Monaten Juni und November die 30°C Marke geringfügig überschritten. Zeitweise ist die Temperatur in 10 m Tiefe höher als an der Oberfläche. In den Monaten November bis Januar ist die Temperatur in 20 m Tiefe um fast 2°C höher als die Oberflächentemperatur.

Im Jahr 2002 zeigen die Messreihen einen deutlichen Anstieg der Temperaturen im Vergleich zum Vorjahr.

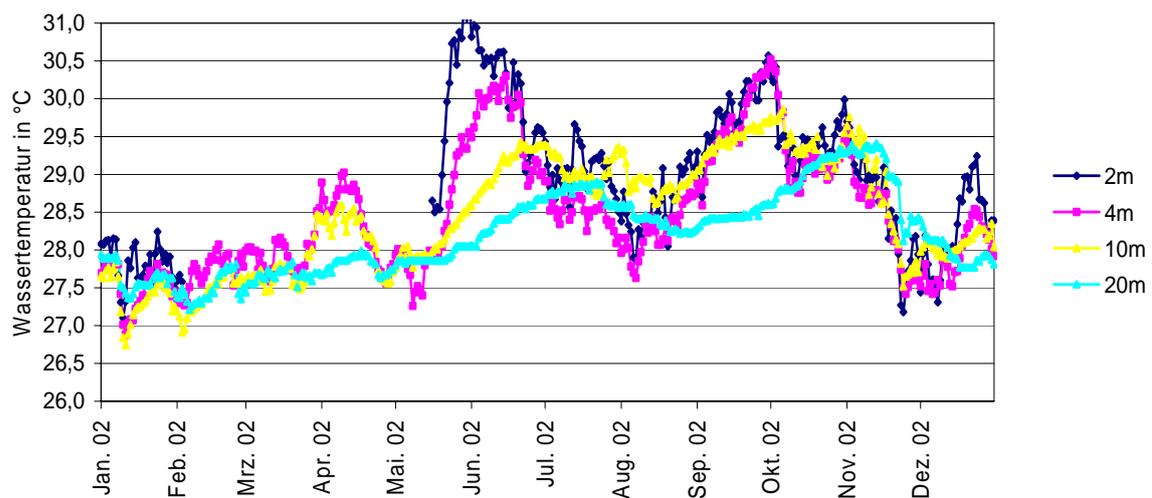


Abb. 18: Wassertemperaturen 2002 Isla Colón, in 2, 4, 10 und 20 m Tiefe. Von Februar bis Mai liegen für 2 m Tiefe keine Daten vor (Daten von STRI-MESP, 2003).

In den Monaten Juni/July sowie im Oktober ist eine Thermokline stark ausgeprägt. Das Oberflächenwasser ist bis zu 2,5°C wärmer als tiefer liegende Wasserschichten und bildet in diesen Monaten zwei

deutliche Temperaturspitzen aus. Die Wassertemperaturen in 10 und 20 m Tiefe steigen zwar ebenfalls, folgen aber weniger sprunghaft und sind entsprechend ihrer Tiefenlage zeitversetzt.

In den Monaten Januar, Februar, Mai, August und Dezember sind die Temperaturgegensätze weniger ausgeprägt und die Temperatur in 10 und 20 m Tiefe ist höher als die in 4 m Tiefe. Im Juni und Juli sowie im Oktober steigt die Wassertemperatur auf über 30°C an. Der starke Temperaturanstieg im Juni ist wahrscheinlich für das Bleaching-Ereignis im selben Monat verantwortlich, das neben den ungewöhnlich hohen Temperaturen mit einer extrem niedrigen Tide und einer ebenfalls ungewöhnlich niedrigen Salinität in der Nähe der Feldstation des Smithsonian Tropical Research Institute (STRI) einherging. Davon waren vor allem Riffe in Bocas del Toro bis 5 m Wassertiefe betroffen. Auch im darauf folgenden Monat war der zentrale, nördliche Teil der Bahia Almirante von einer extrem niedrigen Tide und von einer Süßwasserlinie betroffen (<http://www.coral.noaa.gov/agra/news/news.html>, 2003). Nach BROWN & OGDEN (1993) wurde in den letzten Jahren in manchen Gebieten der Karibischen See eine Erhöhung der Durchschnittstemperaturen auf 31 bis 32°C gemessen. Im Jahre 1987 lagen die durchschnittlichen Oberflächentemperaturen in der Karibik generell unter 30°C.

Innerhalb der Bucht von Almirante zeigen sowohl die Oberflächentemperaturen als auch der Temperaturverlauf im Tiefenprofil, je nach Standort, beträchtliche Unterschiede.

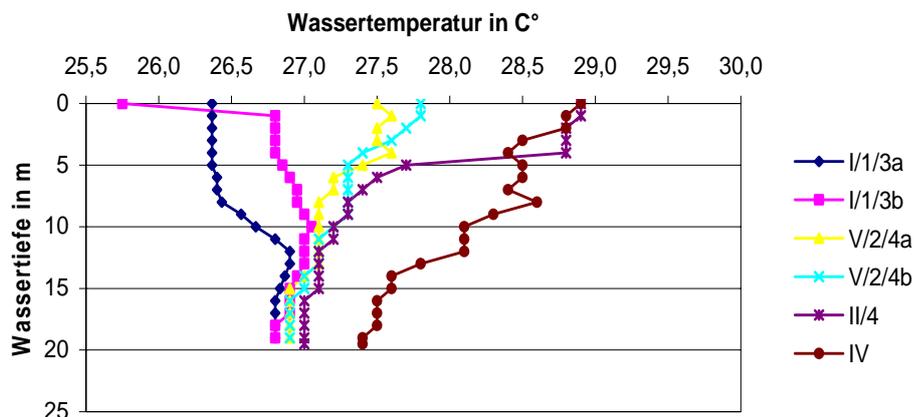


Abb. 19: Temperaturverlauf in der Wassersäule an verschiedenen Stationen in der Bucht von Almirante im März 2000. Die niedrige Oberflächentemperatur bei I/1/3b kann auf den Niederschlag zurückgeführt werden, der vor den Messungen niedriger ging (GRAML, 2000). Lage der Arbeitsgebiete siehe Abb. 3.

Bei Station I (Leeseite Insel Colón) tritt tendenziell ein Anstieg der Wassertemperatur mit zunehmender Wassertiefe auf. Im Gegensatz dazu ist bei den Stationen V (Nordküste der Insel Cristóbal), II (Hospital Point) und IV (Laguna Bocatorito) ein Rückgang der Wassertemperaturen mit zunehmender Tiefe zu beobachten. Ab 15 m Wassertiefe nähern sich die Temperaturverläufe aller Stationen bis auf AG IV aneinander an. Bei Station IV liegt die Temperatur in 15 m Tiefe 0,5°C höher. Das kann auf die abgeschnürte Beckensituation der Laguna Bocatorito zurückgeführt werden. Die relativ niedrige Oberflächentemperatur bei Station I/1/3b (Leeseite Insel Colón) ist wahrscheinlich auf Niederschläge zurückzuführen, die kurz vor der Messung niedergingen.

Im Tagesgang liegen die Werte in Oberflächennähe zwischen 26,5°C und 28,5°C. Die Temperaturunterschiede von bis zu 2°C sind auf Niederschläge zurückzuführen. Nach längeren Regengüssen können die niedrigen Temperaturen an ruhigen Tagen und bei bedecktem Himmel den ganzen Tag über anhalten (GREB et al., 1996).

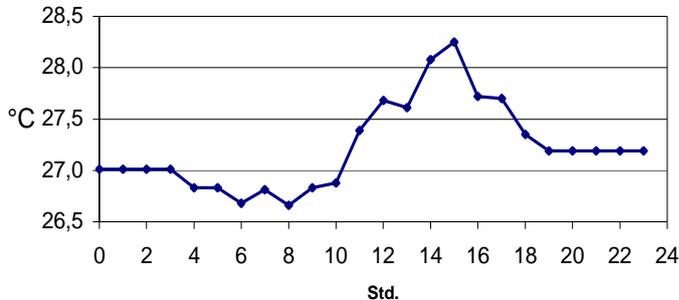


Abb. 20: Wassertemperatur im Tagesgang in 2 m Tiefe, Seegraswiese Isla Colón, 15.03.00 (STRI-MESP, 2003).

Salinität

GRAML (2000) ermittelte im Monat März eine durchschnittliche Oberflächensalinität in der Bahía Almirante von 33,58 ‰, wobei die Schwankungsbreite zwischen 31,9 und 35,5 ‰ liegt. Die Oberflächensalinität der Bucht liegt somit deutlich unter den 36-36,5 ‰, die vom deutschen Hydrographischen Institut (1958) für die offene Karibik vor der Küste Panamás angegeben wird. Die Oberflächensalinität der Bucht ist vermutlich stark an die jeweiligen Niederschlagsbedingungen im Jahresgang gekoppelt. Da GRAML (2000) die Messungen in der Trockenzeit durchgeführt hat, kann davon ausgegangen werden, dass in der Regenzeit die Salinität nochmals deutlich niedriger ist. In der Regenzeit bedingen die hohen Niederschläge und der fluviale Eintrag eine deutlich verminderte Salinität und begünstigen die Entstehung von Süßwasserlinsen. Starke Süßwasserzuflüsse können zu einer Zirkulationsarmut führen und eine Schichtung des Wasserkörpers, etwa in Form einer Chemokline, zur Folge haben.

Den Hinweis auf die Existenz einer Chemokline in der Bahía Almirante ergab die Auswertung der vertikalen Messreihen von GRAML (2000). Sie belegen einen deutlichen Anstieg der Salinität von ca. 33,58 ‰ auf bis zu 35,5 ‰ zwischen 6 und 10 m Wassertiefe (siehe Abb. 21).

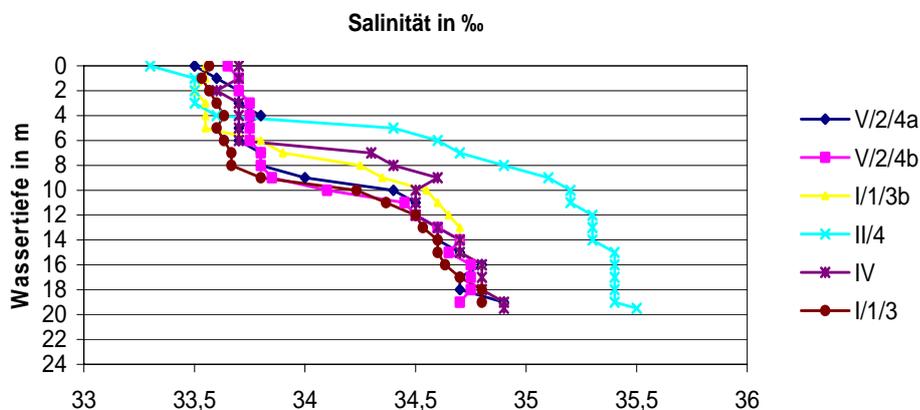


Abb. 21: Salinitätsschwankungen in der Wassersäule an verschiedenen Stationen im März 2000. Auffallend ist die deutliche Salinitätszunahme zwischen 6 und 10 m Wassertiefe (GRAML, 2000). Lage der Arbeitsgebiete siehe Abb. 3.

Die deutliche Salinitätszunahme ab 6 m wurde an der Leeseite der Insel Colón (I/19,2 m, I/1/3), an der Nordseite der Insel Cristóbal (V/2, V/22,2 m) und in der Laguna Bocatorito (IV) gemessen. Lediglich im Arbeitsgebiet Hospital Point (II/19,4 m) steigt die Salinität schon bei 4 m, um dann bei etwa 20 m 35,5 ‰ zu erreichen. Im Durchschnitt liegt die Salinität unterhalb von 10 m bei 34,5 ‰, wobei mit zunehmender Wassertiefe ein weiterer Anstieg beobachtet wurde. Da das Sondenkabel nur 20 m lang war, ist eine weitere Salinitätszunahme bis zum Erreichen des Buchtbodens bei 32 m nicht auszuschließen.

Die Hauptursache für den Ausnahmecharakter der Messreihe II/4 (Hospital Point) ist in der dortigen Lage zu suchen. Die Messreihe II/4 befindet sich im Übergangsbereich des Canal de Bocas del Toro und der Karibischen See, wo die Wasserkörper der Bucht und der offenen See aufeinander treffen. Über den Canal de Bocas del Toro strömt salzarmes Wasser aus der Bucht zurück in die Karibik (siehe Abschnitt Strömungen).

Ab 4 m Wassertiefe liegt die Salinität an der Station II/4 (Hospital Point) deutlich höher als innerhalb der Bucht. Dafür kann es mehrere Ursachen geben.

Im Bereich des Canal de Bocas del Toro wird die Tiefenlage der Chemokline durch den ansteigenden Meeresboden in Form von Schwellen und Hochgebieten nach oben gedrückt. Deswegen ist die Position von stärker salzhaltigem Wasser deutlich höher als innerhalb der Bucht. Eine andere Ursache könnte der vollmarine Einfluss der Karibik an dieser Station sein. Das Buchtbecken mit der niedrigeren Salinität ist von dieser Station durch Schwellen getrennt, so dass hier schon zwischen 4 und 20 m der Einfluss der offenen Karibik zu erkennen ist.

Außerdem ist festzuhalten, dass die Salinität in der durch Mangroven geschützten Laguna Bocatorito, nur wenig von der restlichen Bahía Almirante abweicht. Eine Ursache hierfür ist sicher das Fehlen von größeren Süßwasserzuflüssen in die Laguna Bocatorito.

3.3 Strömungen, Sedimenteintrag, Wellengang und Tiden

Strömungen

Vor der Karibikküste Panamás ist eine nordwestliche, küstenparallele Strömung vorherrschend, die von Nicaragua und Costa Rica kommend das Gebiet von Bocas del Toro erreicht. Sichtbar wird die Strömung an den Sedimentfahnen der Flüsse Sixaola und Changuinola. Die Strömung bewegt sich mit einer Geschwindigkeit von 0,74 – 1,48 km/h der Küste entlang (DIETRICH & ULRICH, 1968). Zwischen Juni und August rückt die Strömung näher an die Küste heran und beeinflusst das Gebiet von Bocas del Toro in diesem Zeitraum stärker (GREB et al., 1996; GUZMÁN & GUEVARA, 1998a).

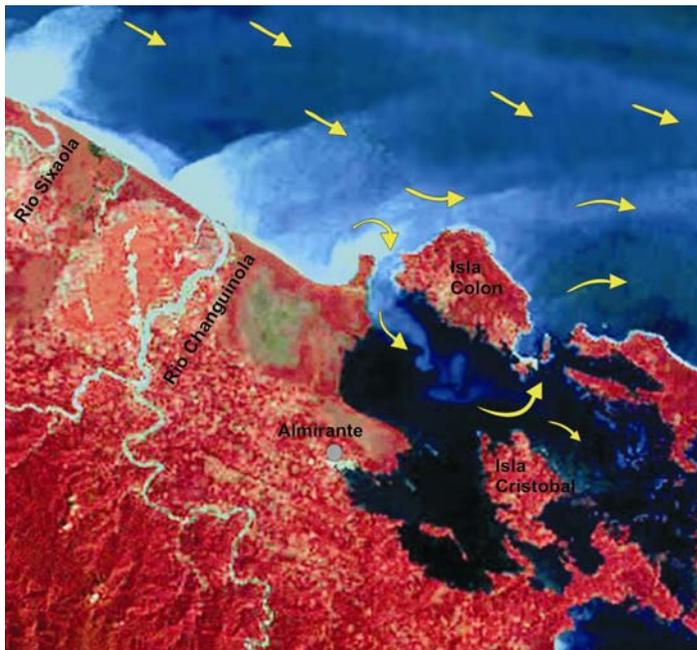


Abb. 22: Die Meeresströmungen und Sedimentfahnen im Archipel von Bocas del Toro (gelbe Pfeile: beständige NW-Strömung). Eine unbeständige, küstenparallele SE-Strömung ist nicht eingezeichnet (SPOT 3, 1994).

Ausläufer der küstenparallelen NW-Strömung werden über den Canal Bocas del Drago in die Bucht von Almirante abgelenkt und verlassen diese durch den Canal Bocas del Toro (DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, 1972). Dabei entsteht entlang der SW-Küste der Isla Colón eine südostwärts verlaufende Strömung. Dieser Strömungsverlauf ist anhand der Sedimentfahnen in Abbildung 22 gut zu erkennen. An etlichen Stellen wurden eine Vielzahl von Pteropoden (*Creseis acicula* und *virgula*) in Oberflächensedimentproben gefunden. Diese Formen scheinen zwar etwas flacher als sonstige Pteropoden aufzutreten, deuten aber doch darauf hin, dass auch Tiefenströme in die Bucht einfließen (vor allem wohl am westlichen Buchtende bei Bocas del Drago) und damit Nährstoff- und ozeanographisches Geschehen wesentlich mitbestimmen.

Die Strömung im Canal de Boca del Drago ist unregelmäßig; zeitweilig überwiegen die wechselnden Gezeitenströme. Im Canal de Bocas del Toro ist mit einer verstärkten Ausflusströmung (bis zu 1 sm/h) zu rechnen, wenn sich der auslaufende Gezeitenstrom und der Ausflusstrom aus der Bucht überlagern (DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, 1972). Dies kann eine Ursache dafür sein, dass der etwa 14 m tiefe Meeresboden im äußeren Bereich des Canal de Bocas del Toro frei von Sediment ist. Ein weiterer Strömungsaustritt findet vermutlich auch durch die Mangrovenkanäle zwischen dem Festland und der Insel Popa am südöstlichen Ausgang der Bahia Almirante in die Laguna de Chiriquí statt.

Neben der durch die Bucht laufenden NW-Strömung beeinflussen nach GUZMAN & GUEVARA (2002) auch die im Tagesverlauf wechselnden Windrichtungen das Strömungsregime in der Bucht.

Strömungen und windgetriebene Wasserbewegungen spielen eine wichtige Rolle bei der Verbreitung des Planktons (WILLIAMS & ENGLISH, 1992). So kommt nach GUZMAN & GUEVARA, (1999) der küstenparallelen NW-Strömung beim Transport von Korallenlarven eine große Bedeutung zu.

Im Mischungsbereich von Küstenwasser und ozeanischen Wassermassen liegen auch gute Bedingungen für Planktonaggregation vor (THORROLD, 1992). Auch Verwirbelungen des Wasserkörpers, etwa durch Inseln oder Riffe verursacht, können die Planktonaggregation begünstigen.

Sedimenteintrag in die Bahia Almirante

Sowohl der Archipel von Bocas del Toro als auch der davor liegende Schelfbereich sind einem deutlichen terrigenen Eintrag unterworfen.

Die Sedimentfahnen des Rio Changuinola, dessen Mündung etwa 11 km nordwestlich der Bahia Almirante liegt, erstrecken sich während der Regenzeit mehr als 30 km in die Karibik hinaus und gelangen über den Canal de Boca del Drago auch in die Bucht (Abb. 22 und 23).

Im Einzugsbereich des Rio Changuinola sind kretazische bis pleistozäne Sedimente abgeschlossen (MENDE, 1999). Im Unterlauf stehen miozäne und pliozäne Tonsteine an. Maßgeblichen Anteil an der hohen Sedimentfracht hat die Bodenerosion durch Landwirtschaft, Holzeinschlag und durch den Bau

neuer Verkehrswege im Hinterland. Eingebracht werden vor allem terrigene Siliziklastika der Schlammfraktion. Da der Fluss vor seiner Mündung ausgedehnte Bananenplantagen durchquert ist auch ein verstärkter Nährstoffeintrag wahrscheinlich.

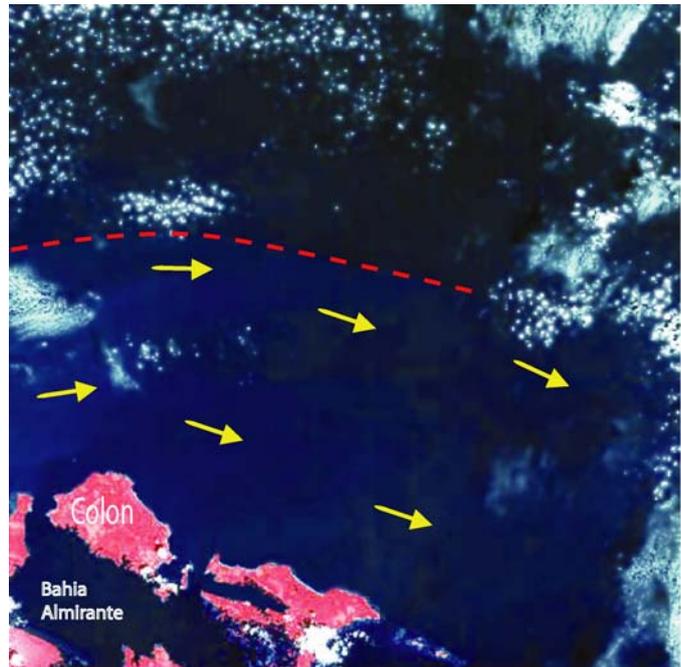


Abb. 23: Sedimentfahnen vor dem Archipel in der Regenzeit. Die rot gestrichelte Linie markiert die Ausdehnung der Sedimentfahnen (verändert nach SPOT 4, 1999).

Die Herkunft der Siliziklastika, die Sedimentationsart und -rate sind von den Wetterbedingungen im Jahresgang abhängig. In der Regenzeit wird verstärkt Sediment von außen in die Bucht eingetragen, in der Trockenzeit führen starke Winde zu Resuspension und Resedimentation bereits abgelagerter Sedimente. Dies hat zwei unterschiedliche Sedimentationstypen zur Folge:

1. der Sedimenteintrag vom Typ a ist fluvialen Ursprungs und tritt hauptsächlich während der Regenzeit auf.
2. Sedimenteintrag vom Typ b, ist dagegen auf Resuspensions- und Resedimentationsvorgänge durch die starke Wasserturbulenz in der Trockenzeit zurückzuführen.

Sedimenteintrag bzw. Sedimentation vom Typ a tritt großräumig auf (Abb. 24), während Sedimenteintrag bzw. Sedimentation vom Typ b auf die luvseitigen Gebiete in der Bucht beschränkt ist. Das betrifft in der Trockenzeit vor allen die Nordostseiten der Inseln und des Festlandes.

In der Regenzeit variiert die Sedimentationsbelastung und auch -rate entlang eines Nordwest-Südost-Profiles durch die Bucht (BEULIG, 1999). Dies ist in Abb. 22 und 24 gut erkennbar. Die Sedimentfahnen werden beim Eintritt in die Bucht verwirbelt und erstrecken sich entlang der Südküste der Insel Colón. Betroffen ist auch die Nordseite der Insel Cristóbal. Richtung Osten dünnen die Sedimentwolken aus. Die Ursache liegt im Nachlassen der Strömung, dabei wird zuletzt der Feinfraktionsanteil ausgefällt.

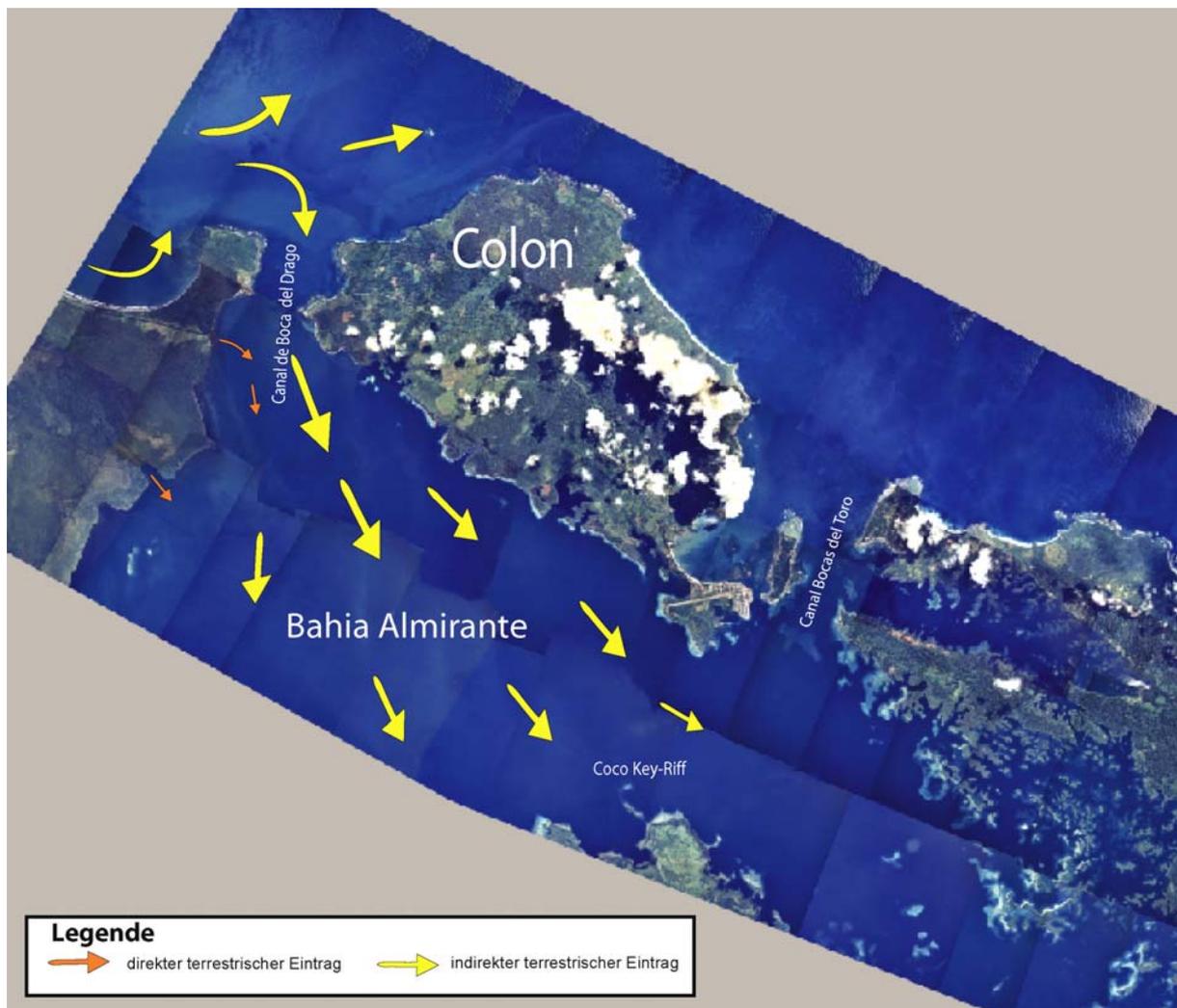


Abb. 24: Eintritt der Sedimentfahnen über den Canal de Boca del Drago in die Bahía Almirante.

Auf dem Luftbildmosaik (Abb. 24) ist zu erkennen, dass besonders der nordwestliche Teil der Bahía von den Sedimentwolken betroffen ist. Nach dem Eintritt über den Canal de Boca del Drago breiten sie sich großflächig in der Bucht aus und wirken sich dadurch auch auf die Durchlichtung des Wasserkörpers aus. Die Durchlichtung ist ein wichtiger Faktor hinsichtlich der Photosyntheseleistung im Wasser.

Photosynthese ist bis in Tiefen mit $> 1\%$ des Oberflächenlichts möglich. Dieser Bereich wird als euphotische Zone bezeichnet. Als Faustregel gilt: Tiefe der euphotischen Zone ist etwa zwei- bis dreimal die Sichttiefe (SOMMER, 1998). Sichttiefenmessungen mit der Secchi-Scheibe ergaben in den äußeren

Bereichen der Laguna de Chiriqui Werte zwischen 9 und 16 m (BEST & KIDWELL, 2000). GREB et al. (1996) gehen in der Bahia Almirante während der Trockenzeit von einer durchschnittlichen Sichttiefe von 19 m aus.

In der Regenzeit dürfte sich Eintrag von terrigenen Schwebstoffen negativ auf Sichttiefe auswirken und es ist daher in den Monaten von Mai bis Dezember von einer erheblich reduzierten Durchlichtung auszugehen. Die Sichttiefen in der Bahia Almirante liegen deutlich unter den gemessenen Sichttiefen in anderen Teilen der Karibik (20-30 m) oder unter denen des zentralen Pazifiks wo 40-50 m angegeben werden (HALLOCK, 1987). Da sich der Riffgürtel in der Bahia Almirante aber höchstens bis in eine Tiefe von 20 m erstreckt, dürften auch die am tiefsten gelegenen Riffe noch innerhalb der euphotischen Zone befinden. In zirkulationsarmen Teilen der Bucht, wie etwa in der Laguna Bocatorito oder in Buchten an der Nordseite der Insel Cristóbal, die von einem starken Sedimenteintrag betroffen sind, ist die Durchlichtung erheblich reduziert. Dies hat zur Folge, dass die Riffe dort hauptsächlich im Flachwasser wachsen (eigene Beobachtung).

Jedoch wird Sichttiefe und damit die Durchlichtung nicht nur von Anteil der terrigenen Feinfraktion, sondern auch vom Chlorophyll a-Gehalt bestimmt. Darauf soll im weiteren Verlauf dieses Kapitels eingegangen werden.

Wellengang und Tiden

In den westindischen Gewässern ist der Seegang eng an die vorherrschende Passatwindrichtung gebunden (DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, 1958). Demzufolge rollen die Wellen in der Regel aus nordöstlichen Richtungen auf die Küste Nordwestpanamás zu. Wind, Tidenhub und Wellengang haben aber, aufgrund vorgelagerter Inseln und Riffe, in der Bahia Almirante einen geringeren Einfluss als auf die offenmeerischen Bereiche des Archipels. Trotzdem führen die hohen Windgeschwindigkeiten des NE-Passats in der Trockenzeit (Abb. 14) zu beachtlichen Wellenhöhen auch innerhalb der Bucht (eigene Beobachtung). Betroffen ist dabei die Nordseite der Insel Cristóbal. Neben der Wellenhöhe hängt es vor allem von Wellenperiode und Wellenlänge ab, wie viel Energie bis zu welcher Tiefe auf den Meeresboden übertragen wird (MUNK & SARGENT, 1954, in: GEISTER, 1975 und FÜCHTBAUER, 1988). Daher lässt sich vermuten, dass aufgrund der begrenzten Wasserflächen in der Bahia Almirante keine langperiodischen Wellen auflaufen können. Entsprechend wird die Wellenbasis in den geschützten Leelagen der Bucht auf maximal 10 m geschätzt. Auf den flachen Schelf stellt sich die Situation anders dar.

Die Tiden im Archipel von Bocas del Toro sind semi-diurnal mit einer Amplitude von 2-15 cm und haben Strömungsgeschwindigkeiten von < 40 cm/sec auf (GUZMAN & GUEVARA, 2002). Der US Natl. Ocean Serv. (1987, in: CUBIT et al., 1989) gibt für die Karibikküste Panamás etwa 30 cm Tidenhub an. Für die Bucht von Almirante oder der Laguna Bocatorito kann deshalb mit Sicherheit von einem erheblich niedrigeren Tidenhub ausgegangen werden. Dagegen konnten an exponierten Küstenabschnitten wie Hospital Point oder in Bocas del Toro diese Werte aufgrund persönlicher Beobachtungen bestätigt werden.

3.4 Nährstoffe

Nitrat

Der Gehalt an Nitrat ist über das ganze Jahr hinweg mit max. 0,8 $\mu\text{m/l}$ etwas erhöht. Dabei ist in den Monaten Januar und Februar der Gehalt tendenziell höher als in den restlichen Monaten mit Ausnahme im Oktober. Dabei ist auf den ersten Blick kaum ein Zusammenhang mit der Niederschlagsverteilung im Jahresgang zu erkennen.

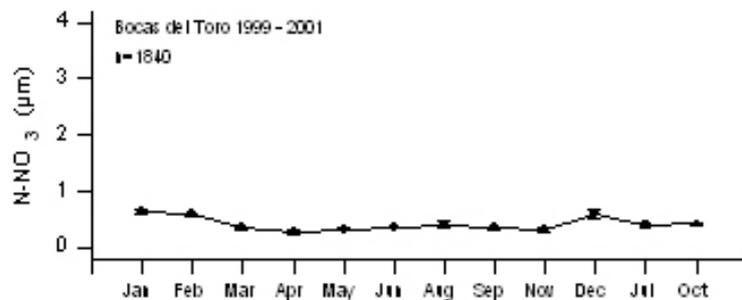


Abb. 25: Gehalt an Nitrat in der Bucht von Almirante (STRI-MESP, 2003).

In niederschlagsarmen Monaten Januar und Februar treten die höchsten Gehalte auf. In den darauf folgenden niederschlagsreichen Monaten bis September sind die Werte niedrigerer. Ab Oktober ist ein Anstieg zu beobachten. Die Werte bleiben bis Februar auf einem relativ hohen Niveau um dann im März wieder deutlich abzufallen. Der Durchschnittsgehalt liegt ungefähr bei 0,5 $\mu\text{m/l}$. Im Vergleich dazu zeigen nach CROSSLAND (1987) typisch oligotrophe tropische Riff-Regionen Gehalte zwischen 0,1 bis 0,3 $\mu\text{m/l}$. Die Werte in Bocas del Toro liegen zwischen 0,4 und 0,8 $\mu\text{m/l}$ und somit darüber. Die Situation kann daher als schwach mesotroph bis mäßig oligotroph bezeichnet werden.

Phosphat

Auch der Phosphat-Gehalt ist mit max. 0,2 $\mu\text{m/l}$ sehr niedrig. Er zeigt über das Jahr hinweg eine ähnliche Verteilung wie Nitrat, zeigt aber eine etwas deutlichere Kopplung an die Niederschlagsverteilung. Mit dem Einsetzen der Regenzeit im April nimmt der Phosphat-Gehalt zu.

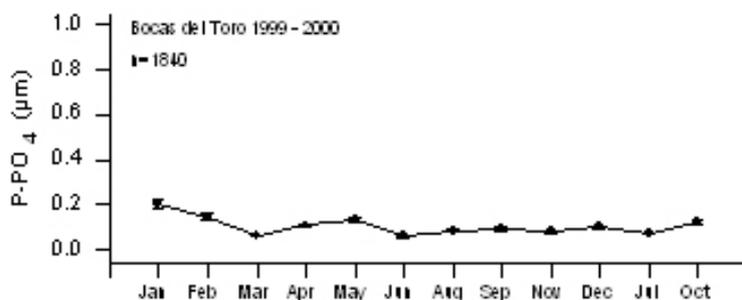


Abb. 26: Phosphat-Gehalt in der Bucht von Almirante (STRI-MESP, 2003).

In den niederschlagsarmen Monaten Januar und Februar werden die höchsten Gehalte mit bis 0,2 $\mu\text{m/l}$ erreicht. Bis zum März tritt ein deutlicher Abfall auf. In den darauf folgenden niederschlagsreichen Monaten steigt bis der Gehalt bis Mai wieder deutlich an um dann im Juni wieder auf etwa 0,1 $\mu\text{m/l}$

abzufallen. Ab Juni steigt der Gehalt wieder langsam an, ab November ist wieder ein deutlicher Anstieg zu beobachten. Aufgrund der niedrigen Gehalte zwischen 0,1 und 0,2 $\mu\text{m/l}$ kann hier die Situation als eindeutig oligotroph bezeichnet werden. So zeigen im Vergleich klassisch oligotrophe tropische Riff-Regionen Werte von $< 0,3 \mu\text{m/l}$ Phosphat (CROSSLAND, 1987).

Chlorophyll a

DEA & JACKSON (2002) gehen von hohen Chlorophyll a Gehalten in der Bahia Almirante aus (Abb. 27). So steigt der Gehalt an Chlorophyll a zu Beginn der Regenzeit im April von 1,0 mg/m^3 auf bis zu 3,0 mg/m^3 und bleibt bis zum Beginn der Trockenzeit auf diesem Niveau.

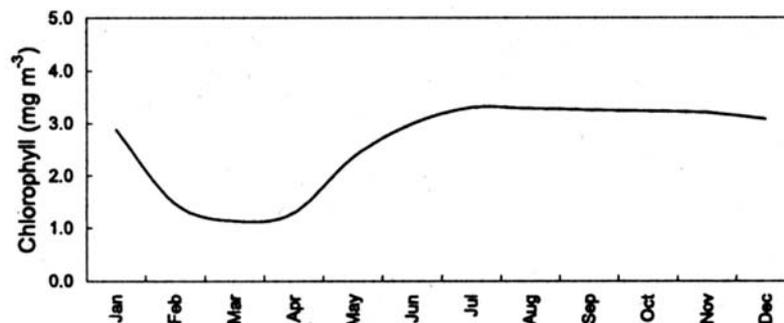


Abb. 27: Gehalt an Chlorophyll a in der Bucht von Almirante (DEA & JACKSON, 2002).

Im Januar beginnt der Gehalt deutlich zu fallen, in den Monaten Februar und März werden die niedrigsten Gehalte von etwa 1,0 mg/m^3 erreicht. In Abb. 27 wird die eindeutige positive Kopplung der Chlorophyll a-Gehalte an die Niederschlagsbedingungen im Jahresgang sichtbar.

Auch SeaWiFS-Satellitenaufnahmen (Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor) zeigen für den Archipel von Bocas del Toro Gehalte von bis zu 3,0 $\text{mg Chlorophyll a /m}^3$ an. Die Aufnahmen belegen zudem relativ hohe Chlorophyllgehalte an der Karibikküste Costa Ricás und Panamás in der Regenzeit. Möglicherweise tragen Flüsse während der Regenzeit verstärkt terrigenes Material und Nährstoffe in die Küstengewässer ein. Dies führt zu einer Phytoplanktonblüte was die damit verbundenen hohen Chlorophyll a-Gehalte erklären könnte.

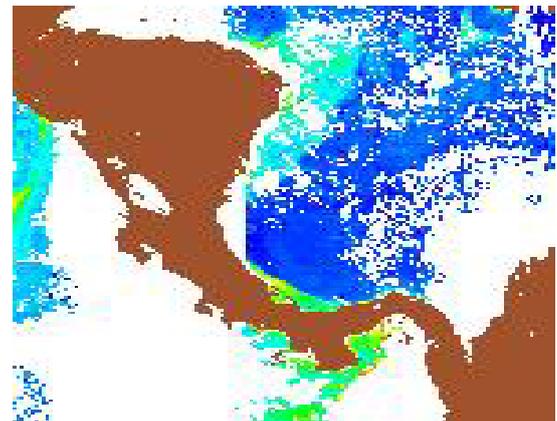
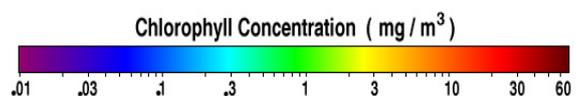


Abb. 28: Chlorophyllkonzentration (19.3.03)
(<http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS.html>).



Beim Betrachten der Werte von Nitrat, Phosphat und Chlorophyll a zeigt sich ein Widerspruch zwischen den geringen Nitrat- und Phosphatgehalten einerseits, die eher oligotrophe Verhältnisse anzeigen und den hohen

Chlorophyll a-Gehalten andererseits, welche für eine Eutrophierung sprechen. Darauf soll im nächsten Abschnitt näher eingegangen werden.

Diskussion der Nährstoffsituation der Bahia Almirante

Die Werte von gelöstem anorganischem Nitrat mit $0,5 \mu\text{m/l}$ und Phosphat mit $0,1 \mu\text{m/l}$ weisen die Bucht als schwach mesotrophes bis oligotrophes Milieu aus (CROSSLAND, 1987). Die Gehalte sowie deren jahreszeitliche Verteilung bewegen sich etwa im selbem Rahmen, wie er von D'CROZ et al. (1998) für das oligotrophe Milieu der Korallenriffe von San Blas an der Karibikküste Panamás beschrieben wurde. Zum Vergleich können auch die Bahamas herangezogen werden, wo Nitratgehalte von $0,29$ und Phosphatgehalte von $0,08 \mu\text{m/l}$ gemessen ermittelt wurden (FERRER & SZMANT, 1988). In neunzig Prozent aller Riffgebiete, so ermittelten KLEYPAS et al. (1999a), ist der Nitratgehalt geringer als $0,6 \mu\text{m/l}$ und der Phosphatgehalt geringer als $0,2 \mu\text{m/l}$.

Im Kontrast dazu stehen die Chlorophyllgehalte von über $0,5 \text{mg/m}^3$, die zu einer mesotrophen bis eutrophen Klassifizierung der Bahia Almirante führen und somit nach HALLOCK (2001) zu einer Lage noch innerhalb beziehungsweise außerhalb in der „Coral Reef Turn on / Turn of Zone“. DEA & JACKSON (2002) gehen während der Regenzeit sogar von Chlorophyll a-Gehalten von bis zu 3mg/m^3 aus (Abb. 27). Schwellenwert für eine Eutrophierung ist nach BELL (1999), zitiert aus D'CROZ et al. (1998) eine Chlorophyllkonzentration von mehr als $0,5 \text{mg/m}^3$. Nach HALLOCK et al. (1993) sind oligotrophe Bedingungen ab einem ständigen Chlorophyll a-Gehalt von unter $0,1 \text{mg/m}^3$ gegeben.

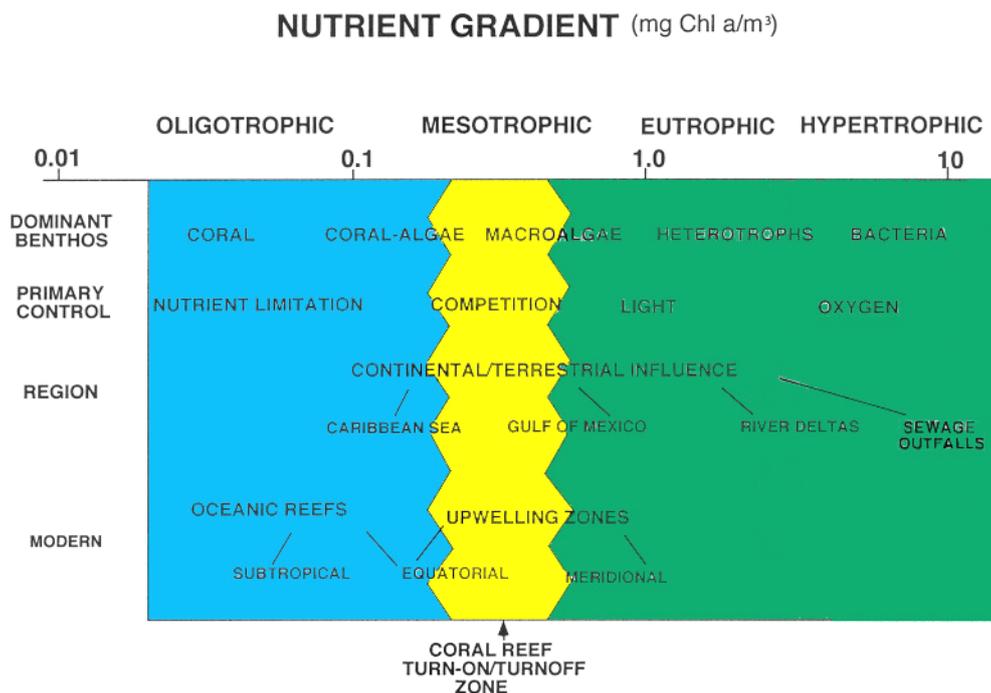


Abb. 29: Nährstoffgradienten (verändert nach HALLOCK, 2001).

Da die Chlorophyll a-Konzentration ein Anzeiger für den Nährstoffgehalt ist, aber die Gehalte von gelöstem anorganischem Nitrat und Phosphat niedrig sind, muss es für die hohe Chlorophyll a-Konzentration andere Ursachen geben. Einen Hinweis liefert dabei der Zusammenhang von Chlorophyll a-Gehalt und jährlicher Niederschlagsverteilung. Demnach treten hohe Chlorophyllgehalte in der Regenzeit auf, ein Rückgang auf niedrigere Werte ist mit Einsetzen der Trockenheit zu beobachten (Abb. 27). Dies führt zur Vermutung, dass terrigener gelöster/(partikulärer) organischer Stickstoff hauptsächlich während der

Regenzeit über Flüsse bzw. Strömungen in die Bucht eingetragen wird, was eine Zunahme der Phytoplanktonproduktion zur Folge hat.

Als Hauptquellen kommen die Flüsse Changuinola und Sixaola in Frage, die auf ihren Lauf durch die Küstenebene ausgedehnte Bananenplantagen durchqueren. Ein Eintrag der Sedimentfracht dieser Flüsse in die Bucht ist durch Satelliten- und Luftbilder belegt (Abb. 22 und 25).

DEA & JACKSON (2002) stellen ebenfalls einen Zusammenhang zwischen terrigenem Eintrag und hoher Phytoplanktonkonzentration während der Regenzeit her. Dieser Zusammenhang wurde von D`CROZ et al. (1999) für das Gebiet San Blas (Kuna Yala), Karibikküste, Panamá dokumentiert. Auch CARRUTHERS (2003) geht von einem hohen Nährstoffeintrag in die Bahia Almirante aus, der vor allem auf Düngemittel aus der Landwirtschaft zurückzuführen ist. Ein hoher Nährstoffgehalt wird auch von weiteren Beobachtern beschrieben: „...Bocas del Toro where seawater is routinely discolored by the presence of dissolved organic molecules“ (<http://www.coral.noaa.gov/agra/news/news.html>, 2003).

Kapitelzusammenfassung

Die Trockenzeit zeichnet sich durch eine hohe Salinität und niedrige Wassertemperaturen aus. Tendenziell sind die Temperaturunterschiede im Wasserkörper in der Trockenzeit geringer als in der Regenzeit. Starke Nordostwinde (Abb. 14) führen in der Trockenzeit zu einer verstärkten Zirkulation, was eine erhöhte Durchmischung des Wasserkörpers der Bahia Almirante zu Folge hat. Somit wird die Ausbildung einer Schichtung erschwert. Die Nordostwinde bewirken zudem eine erhöhte Wellentätigkeit, die vor allem an den Luvseiten der Inseln lokale Resuspensions- und Resedimentationsvorgänge zur Folge hat (BEULIG, 1999).

Die Regenzeit ist durch eine niedrige Salinität und höhere Wassertemperaturen gekennzeichnet. Die niedrigen Windgeschwindigkeiten (Abb. 14) und der Süßwassereintrag führen zu einer Zirkulationsarmut und haben eine Schichtung des Wasserkörpers zur Folge. Der Süßwassereintrag und die reduzierte Umwälzung begünstigen zudem die Ausbildung von Süßwasserlinsen in der Bucht. Die im Vergleich zur Trockenzeit höheren Wassertemperaturen können auf die eingeschränkte Wasserumwälzung zurückgeführt werden. Aber auch der Eintrag von Süßwasser fluvialen Ursprungs, welches wärmer als Regenwasser ist, könnte zu höheren Wassertemperaturen in der Regenzeit beitragen. Folgendes Szenario wäre in der Regenzeit denkbar: Warmes Flusswasser mit einem hohen Anteil gelöster/partikulärer Nährstoffe (Stickstoff /Phosphat) terrigener Herkunft sowie hoher Sedimentfracht gelangt in den Schelfbereich. Dies löst Phytoplankton-Blüten aus, die wiederum zu einem starken Anstieg der Chlorophyll a-Konzentration führen. Über den Canal de Boca del Drago gelangen die Wassermassen in die Bahia Almirante.

Dort sinkt der Chlorophyll a-Gehalt im Jahresverlauf nicht unter $0,5 \text{ mg/m}^3$ (DEA & JACKSON, 2002). Deshalb ist für die Bahia Almirante von mindestens mesotrophen Bedingungen auszugehen. Nach HALLOCK (2001) sind mesotrophe Bedingungen vorhanden, wenn die Chlorophyll a-Konzentration zwischen $0,1$ und $0,5 \text{ mg/m}^3$ liegt. NACH DEA & JACKSON (2002) liegen die Chlorophyll a-Gehalte in der Trockenzeit bei 1 mg/m^3 , in der Regenzeit sogar bis zu 3 mg/m^3 . Demnach wäre die Bucht sogar als stark eutroph bis hypertroph einzustufen und als Milieu zu klassifizieren, wo nach HALLOCK (2001) keine Riffe und auch

keine Korallenrasen vorkommen können (Abb. 29). Die Zunahme der Phytoplanktonkonzentration in der Wassersäule führt in mesotrophen und eutrophen Milieus zu einer reduzierten Durchlichtung. Dies kann zur Folge haben, dass sich der Beitrag der phototrophen Symbionten an der Korallenernährung reduziert. Eine Folge könnte dann ein geändertes Ernährungsverhalten der Korallen sein. Wenn eine Anpassung nicht möglich sein sollte, werden sie von anderen Benthosorganismen verdrängt. In diesem Fall würde der Anteil von filtrierenden und partikelfressenden Benthosorganismen, wie Bivalen, Schwämmen und Echinodermen stark zunehmen (HALLOCK, 2001).

Schon unter mesotrophen Bedingungen wird das Algen- und Schwammwachstum durch die hohe Verfügbarkeit von gelösten und partikulären Nährstoffen begünstigt (HALLOCK, 2001). Davon werden vor allem Bioerosion betreibende Organismen, wie etwa Bohrschwämme profitieren, was wiederum zu einer hohen Bioerosionsrate führt. Das hat zur Folge, dass sich die Umsetzung von Korallenskeletten zu Sediment beschleunigt. Nach HALLOCK (2001) bleiben unter mesotrophen Bedingungen zwar die Wachstumsraten der Korallen hoch, aber die Fähigkeit der Gerüstbildung geht aufgrund der hohen Bioerosionsrate signifikant zurück. Da in mesotrophen Milieus der Wettbewerb um den besiedlungsfähigen Raum der Hauptkontrollfaktor ist, treten zunehmend Demospongier als Raumkonkurrenten für riffbildende Korallen auf. Bei mesotrophen bis eutrophen Verhältnissen, die durch Chlorophyll a-Gehalte von über $0,5 \text{ mg/m}^3$ gekennzeichnet sind, sind die Folgen für das Riffwachstum noch gravierender. Die Bioerosionsrate nimmt weiter zu. Daher ist keine, oder nur eine geringe Gerüstbildung zu erwarten. Aufgrund der stark reduzierten Durchlichtung nimmt die Photosyntheseleistung der Zooxanthellen ab, was einen signifikanten Rückgang der Wachstumsraten bei Korallen zur Folge hat (HALLOCK, 2001).

Auch die hohen Wassertemperaturen, vor allem während der Regenzeit, können sich negativ auf die Symbionten auswirken. Das Bleaching-Ereignis vom Juni 2002 könnte auf die Kombination mehrerer Faktoren, wie einer extrem niedrigen Tide, ungewöhnlich hohen Meerwassertemperaturen und einer ebenfalls ungewöhnlich niedrigen Salinität zurückzuführen sein. Betroffen waren vor allen Riffe bis 5 m Wassertiefe (<http://www.coral.noaa.gov/agra/news/news.html>, 2003).

Die vor allem in der Regenzeit auftretende Schichtung des Wasserkörpers in der Bucht beeinflusst möglicherweise das Riffwachstum. So etwa könnte die Schichtung zu einer tiefenabhängigen Ernährungsstrategie der Korallen führen, weil die Schichtung für Nährstoffe oder bestimmte Algen ein Hindernis darstellt und somit unterschiedliche Nährstoffsituationen in der Wassersäule zur Folge hat. So ist in der Bahia Almirante, unterhalb der Chemokline, ab etwa 10 m Wassertiefe, der sogenannte „Meeresschnee“ anzutreffen, der oberhalb kaum vorhanden ist. Diese äußerst fragilen, millimetergroßen, weißlichen Flocken verfügen über eine gallertartige Matrix und bestehen aus lebenden Plankton und Detritus. Es kann sich hierbei um eine Form von Aggregatbildung handeln. Sie entstehen vermutlich durch Verkleben viskoser, organischer Substanzen, die von lebenden Organismen und von Detritus abgegeben werden. Häufig spielen auch die Exuvien planktischer Crustaceen eine große Rolle als Kristallisationskerne des Meeresschnees. Sie werden dicht von Bakterien und Bakterivoren besiedelt und sind Orte stark erhöhter mikrobieller Aktivität. Die gelösten Nährstoffkonzentrationen innerhalb der Matrix sind meistens um einige Zehnerpotenzen höher als im freien Wasser (SOMMER, 1994). Möglicherweise spielt dieser „Meeres-

schnee“ eine Rolle bei der Schwamm- und Korallenernährung. In Kapitel wurde 2 wurde bereits darauf hingewiesen, dass Subsidenz in den Verbindungskanälen Canal de Boca del Drago und Canal de Bocas del Toro die Ozeanographie und damit auch die Schichtung des Wasserkörpers in der Bucht beeinflussen kann.

Um die Zusammenhänge zu verdeutlichen, wurden die klimatischen, ozeanographischen und sedimentologischen Rahmenbedingungen der Bahia Almirante in Abb. 30 zusammengefasst.

	Regenzeit	Trockenzeit
Wasserstand¹	Hoch	Niedrig
Sonneneinstrahlung¹	Niedrig (von Mai bis November)	Hoch (von November bis April)
Niederschlag	Mai bis Dezember (Peaks im Sept. und Dez., 600 mm/Monat)	100-200 mm/Monat
Windgeschwindigkeit¹	Niedrig	Hoch
Salinität	relativ niedrig von Mai bis September, ca. 33 ‰	Normalmarin Ø ca. 35 ‰
Wassertemperatur	Hoch, ca. 28,5°C von Mai bis November höher als in der Trockenzeit	Niedrig, ca. 27°C
Sedimentation Typ a: fluvial Typ b: resedimentation	Insgesamt niedrig, aber Zunahme im Juli und Dezember: Typ a: Sedimentation durch externen fluvialen Eintrag	Am Anfang der Trockenzeit (Januar) ist der Eintrag am höchsten, danach mehr oder weniger abnehmend: Typ b: Resedimentation aufgrund der windinduzierten Wellentätigkeit
Gehalt von gelöstem anorganischen Nitrat²	Insgesamt niedrig, mit 0,5 µm/l, leicht höher als in der Trockenzeit	Insgesamt niedrig, 0,4 µm/l, im Dezember Peak
Gehalt von gelöstem anorganischen Phosphat²	Niedrig, zwischen 0,1 und 0,2 µm/l schwankend (unterhalb photometrischer Nachweisgrenze) tendenziell höher als in der Trockenzeit	Niedrig, zwischen 0,1 und 0,2 µm/l schwankend (unterhalb photometrischer Nachweisgrenze)
Chlorophyll a³	Hoch, zwischen 0,8 und bis zu 3 mg/m ³ (je nach Quelle)	Relativ niedrig, zwischen 0,5 und 1,0 mg/m ³ (je nach Quelle)

Tab. 1: Ozeanographische und klimatische Bedingungen in der Bahia Almirante basierend auf Daten von GUZMAN & TUDHOPE, (1998)¹, STRI-MESP (2003)² und DEA & JACKSON (2002)³.

4. Geländemethodik

Die vorliegende Arbeit basiert auf Unterwasserkartierungen, Tiefenmessungen, Messungen ozeanographischer Parameter und der Entnahme von Sedimentproben und Korallenbohrkernen, die in mehrwöchigen Geländeaufenthalten in den Jahren 2000 und 2001 in der Bahia Almirante, Panamá gewonnen wurden. Arbeiten unter Wasser wurden mit einer Schnorchel- /Taucherausrüstung bis zu einer Wassertiefe von 25 m durchgeführt. Die Standortbestimmung wurde mit einem GPS (Garmin 12 und Garmin e-trex) durchgeführt.

Im Gegensatz zu GREB et al. (1996) beschränkte sich das Arbeitsgebiet auf die Bahia Almirante. Die Bestimmung der benthischen Organismen erfolgte nach SMITH, (1971), WIEDENMAYER, (1977), KAPLAN (1982), TUCKER ABBOTT, (1984), ABBOTT & DANCE, (1986), ZEA (1987), COLIN (1988), LITTLER et al. (1998), HUMANN (1999a, 1999b) und VERON (2000). Die Schwammnadelpräparate wurden durch Dr. Helmut Lehnert bestimmt.

Feldarbeiten

Zur Durchführung der Feldarbeiten wurden Boote gemietet. Im Jahr 2000 handelte sich um einen ca. 8 m langen aber nur ca. 1,2 m breiten Einbaum, der mit einem 25 PS starken Außenborder motorisiert war. Im darauf folgenden Jahr stand ein bequemes 7 m Fiberglasboot mit einem 65 PS Außenbordmotor zur Verfügung.

Bathymetrie

Die Bathymetrie wurde entlang von Transekten aufgenommen. Dazu wurde ein Echolot (Garmin 240) verwendet, das auf den Booten installiert war. Parallel dazu wurde die Position der Transekte und Lotungen mit einem GPS erfasst. Als Kartengrundlage dienten folgende topographische und bathygraphische Karten:

Topographische Karte 1: 50 000, Blatt 3743 I (Isla Popa, mit Hospital Point & Cayos Zapatilla)

Topographische Karte 1: 50 000, Blatt 3743 IV (Almirante)

Topographische Karte 1: 50 000, Blatt 3744 IV (Bocas del Toro)

Topographische Karte 1: 50 000, Blatt 3744 III (Isla Colón)

Nautische Karte 1: 75 000, Blatt 28041 (Bocas del Toro & Laguna de Chiriqui)

Nautische Karte 1: 35 000, Blatt 28042 (Laguna de Chiriqui & Chiriqui Grande)

Nautische Karte 1: 12 160, Blatt 28044 (Canal de Bocas del Toro)

Messungen von Wassertemperatur, Salinität und Nährstoffen

Eigene Messungen von Temperatur und Salinität wurden mit einem Multiparametermessgerät der Firma WTW (MultiLine P4) durchgeführt. Damit wurden auch Sauerstoffgehalt und pH-Wert gemessen. Die 20 m langen Sondenkabel ermöglichten eine vertikale Profilaufnahme in der Wassersäule wobei die Parameter in 1 m Abstand erfasst wurden. Die Messungen erfolgten pro Messprofil zweimalig, sowohl beim Herablassen als auch beim Hochziehen der Sonde. Die ebenfalls durchgeführten Sauerstoffmessungen stellten sich als problematisch heraus, da die Messwerte bei jeder Bewegung der Sonde erheblich schwankten.

Der Datensatz der Temperaturmessungen 1999 bis 2002 stammt von Smithsonian Tropical Research Institut (STRI), das im Rahmen der MESP-Programms auch ozeanischen Daten in der Bahia Almirante erfasst hat.

Während der Geländekampagne 2000 wurde auch versucht, den Gehalt von Nitrat, Phosphat und Ammonium photometrisch zu bestimmen. Es stellte sich aber dabei heraus, dass die Gehalte weit unterhalb der photometrischen Nachweisgrenze lagen. Deshalb wurde auch hier auf den STRI-MESP Datensatz zurückgegriffen.

Unterwasserkartierung

Für die Profilaufnahme wurden 50 m Maßbänder, Meterstab und Plastikschiebtafeln verwendet. Das Einmessen der aufgenommenen Profile erfolgte mit einem GPS. Zur Orientierung wurde ein Tauchkompass (Suunto SK 7) verwendet, als Tiefenmesser wurden zwei Tauchcomputer (Uwatec Aladin Pro und Citizen Hyper Aqualand) mitgeführt. Für Tiefenmessungen vom Boot aus kam ein dort installiertes Echolot Garmin 240 zum Einsatz. Zur photographischen Dokumentation wurde eine Unterwasserkamera Nikonos V mit Blitz verwendet.

Probenahme von Korallenbohrkernen

Zur Probengewinnung der Korallenbohrkerne wurde eine Unterwasserkernbohrausrüstung verwendet, die die Konstruktion von HEISS (1994) zum Vorbild hatte, aber modifiziert wurde.

Dazu wurde eine handelsübliche Druckluftbohrmaschine Rodcraft 4200 verwendet. Diese arbeitet mit 2000 Umdrehungen pro Minute bei einem Luftverbrauch von 220 l/min. Der Arbeitsdruck beträgt laut Hersteller 6 bar. Die Luftversorgung erfolgt über



Abb. 30: Bohrmaschine (1) mit Bohrkronen (2), Druckluftschlauch (3), 1. Stufe (4) und Verlängerungsstange (5).

normale Pressluftflaschen, die mit 220 bar gefüllt sind. Um den notwendigen Arbeitsdruck der Bohrmaschine von 6 bar zu erreichen wurde eine 1. Stufe mit Finimeter dazwischen geschaltet. Ein handelsüblicher Druckluftschlauch von 8 m Länge stellt die Druckluftversorgung zwischen Bohrmaschine und Pressluftflasche her. Als Bohrer wird eine Diamantbohrkronen des Herstellers Carbodiam mit 41 mm Durchmesser und 450 mm Nutzlänge verwendet. Ein 13 mm Sechskant-Anschluß M16-Zapfen stellt die Verbindung zum Bohrfutter der Bohrmaschine her.

Um auch längere Kerne gewinnen zu können, wird eine Verlängerungsstange von 1 m Länge zwischen Bohrkronen und Bohrmaschine verwendet. Es handelt sich um eine handelsübliche Stahlsondierstange mit

Gewindenippeln an deren Enden die Bohrkronen, bzw. über den Sechskant-Anschluß M16-Zapfen, die Bohrmaschine befestigt werden.

Das Ansetzen der Bohrkronen auf der Kolonie war der schwierigste Teil der Bohrungen. Dabei musste die Bohrkronen beim Ansetzen mit der Hand stabilisiert werden. Der weitere Bohrvorgang gestaltete sich unkompliziert, jedoch hing der Bohrfortschritt maßgeblich von der Skelettdichte der jeweiligen Korallenart ab. So waren für einen 450 mm langen Kern bei der Art *Siderastrea siderea* 8 Flaschenfüllungen notwendig, während etwa bei der Art *Diploria labyrinthiformis* eine Flaschenfüllung für dieselbe Länge ausreichend war. Mit diesem System ließen sich vollständige Kerne aus bis zu 1,5 m hohen Kolonien gewinnen. Die Wassertiefen in denen gebohrt wurde, betragen zwischen 1,0 um 18 m. Bis zu einer Wassertiefe von 7 m konnte der Flaschenwechsel bequem vom Boot aus durchgeführt werden, da der Druckluftschlauch entsprechend lang war.

Probenahme von Oberflächensedimentproben

Mit einem Van Veen-Bodengreifer wurden Proben des Oberflächensediments gewonnen. Der Bodengreifer hat ein Volumen von 2 l, eine beprobbare Oberfläche von 250 cm² und erreicht eine Beprobungstiefe bis ca. 0,15 m im Sediment. Die Wassertiefe betrug zwischen 1,0 m und 27,6 m. Die Position der Stationen wurde mit einem Garmin GPS ermittelt. Bei der Probenahme von schlammigen und



Abb. 31: Bodengreifer.

sandigen Oberflächensediment hat sich der Bodengreifer hervorragend bewährt. Damit konnte schnell und effektiv ein Arbeitsgebiet beprobt werden, was sonst nur unter großem Aufwand mit dem Tauchgerät möglich gewesen wäre.

Probenahme von Sedimentkernen

Mit einem Kolbenlot (Niemestölot) das vom Institut für Ostseeforschung zur Verfügung gestellt wurde, wurden Sedimentkerne gezogen. Ziel war, Informationen über den Internaufbau der Sedimente des Buchtbeckens zu erhalten.

Die maximale gewonnene Kernlänge betrug 70 cm. Die Eindringtiefe des Kolbenlotes ist maßgeblich von der Sedimentbeschaffenheit abhängig. Die besten Ergebnisse wurden im weichen, schlammigen Sediment erzielt. Bei sandigem Substrat oder größeren Komponenten im Sediment war es sehr schwierig, Sedimentkerne mit einer auswertbaren Länge zu gewinnen.



Abb. 32: Kolbenlot.

Eine Rammkernsonde (1 m lang, ca. 45 mm Durchmesser mit PVC-Innenliner zur Kernaufnahme und Kernfänger) kam ebenfalls zum Gewinnen von Sedimentkernen zum Einsatz

Mit einem Handbohrstock: (7 cm Edelman- und 7 cm Riversidebohrer sowie Verlängerungsstangen mit einer Gesamtlänge 6 m) wurden Bohrungen durchgeführt, um Einblicke in den Internaufbau der Mangroveninseln zu gewinnen.

Probenlagerung und –vorbereitung

Sedimentproben

Das in dieser Arbeit untersuchten Probenmaterial wurde, soweit möglich, noch im Gelände gekühlt und nach der Ankunft in Labor bis zu weiteren Bearbeitung eingefroren und gelagert.

Bei der Probenaufarbeitung wurde nach folgendem Arbeitsschema vorgegangen:

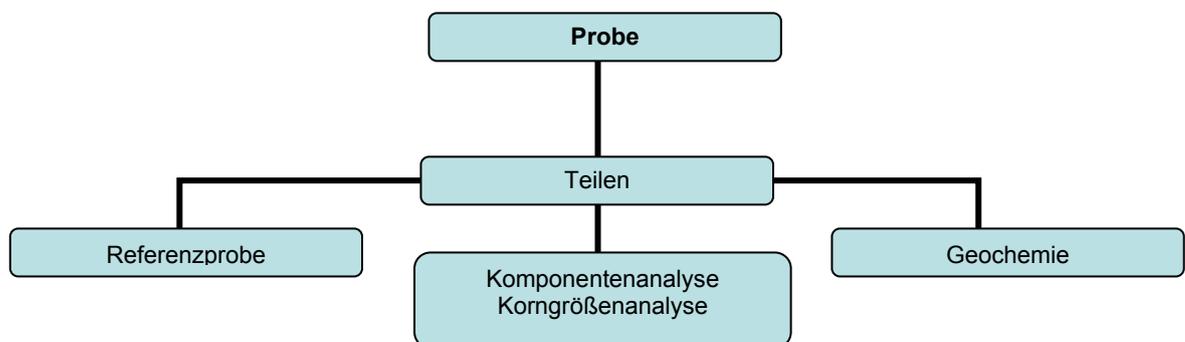


Abb. 33: Vereinfachte schematische Darstellung der Probenaufbereitung der Sedimentproben.

In den jeweiligen Kapiteln werden die einzelnen Arbeitsschritte der Probenaufbereitung und die geochemischen Methodiken ausführlich beschrieben.

5. Sedimentologische Analysen

5.1 Die Oberflächensedimente der Bucht von Almirante

In der Verteilung und Zusammensetzung der Korngrößen im Sediment spiegelt sich das Zusammenwirken von Materialangebot und Strömungsenergie wider und ist somit Ausdruck der jeweiligen Umwelt- und Ablagerungsbedingungen. Ablagerungsräume mit starken Strömungen sind häufig durch hohe Anteile größerer Komponenten gekennzeichnet, während niederenergetische Verhältnisse durch höhere Anteile der Feinfraktion charakterisiert sind. Ziel war, die Korngrößenverteilung und Komponentenzusammensetzung, die wirkenden Transport- und Exportprozesse sowie das Sedimentverteilungsmuster in der Bahia Almirante zu untersuchen. Eine weitere Fragestellung war, wo und wie sich das Vermischen von siliziklastischen und karbonatischen Sedimenten vollzieht.

5.1.1 Methodik

Das für diese Arbeit ausgewertete Probenmaterial wurde während der Geländeaufenthalte 2000 und 2001 gewonnen. Oberflächensedimentproben wurden an insgesamt 105 Stationen zwischen den Inseln Colón, Carenero, Cristóbal, Bastimentos und dem Festland sowie in der Laguna Bocatorito entnommen.

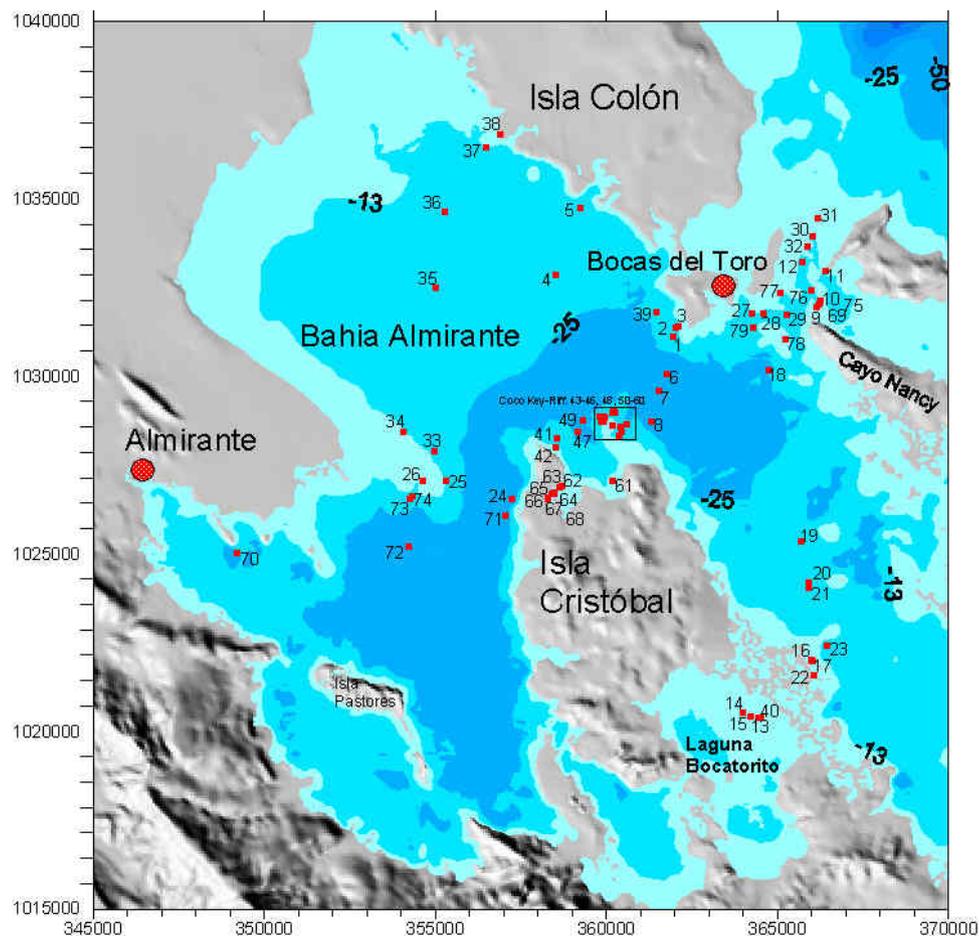


Abb. 34: Lage der Probennahmestationen in der Bahia Almirante.

Davon wurden 79 Proben mit dem Van Veen-Bodengreifer gewonnen. Beim restlichen Teil erfolgte die Probenahme entweder mit dem Presslufttauchgerät oder die Proben wurden direkt am Strand ent-

nommen. Die Wassertiefe an den beprobten Stationen betrug zwischen 1,0 m und 27,6 m. Die Position der Stationen wurde mit einem Garmin GPS ermittelt. Eine Liste mit den Stationsdaten befindet sich im Anhang. Die Probenaufbewahrung erfolgte tiefgefroren in PE-Schraubdeckeldosen. Für die weitere Bearbeitung wurden die Proben mit destilliertem Wasser mehrfach gespült, im Trockenschrank bei 40 °C getrocknet und mit einer Labor- und Analysenwaage "Satorius BP 1200" gewogen.

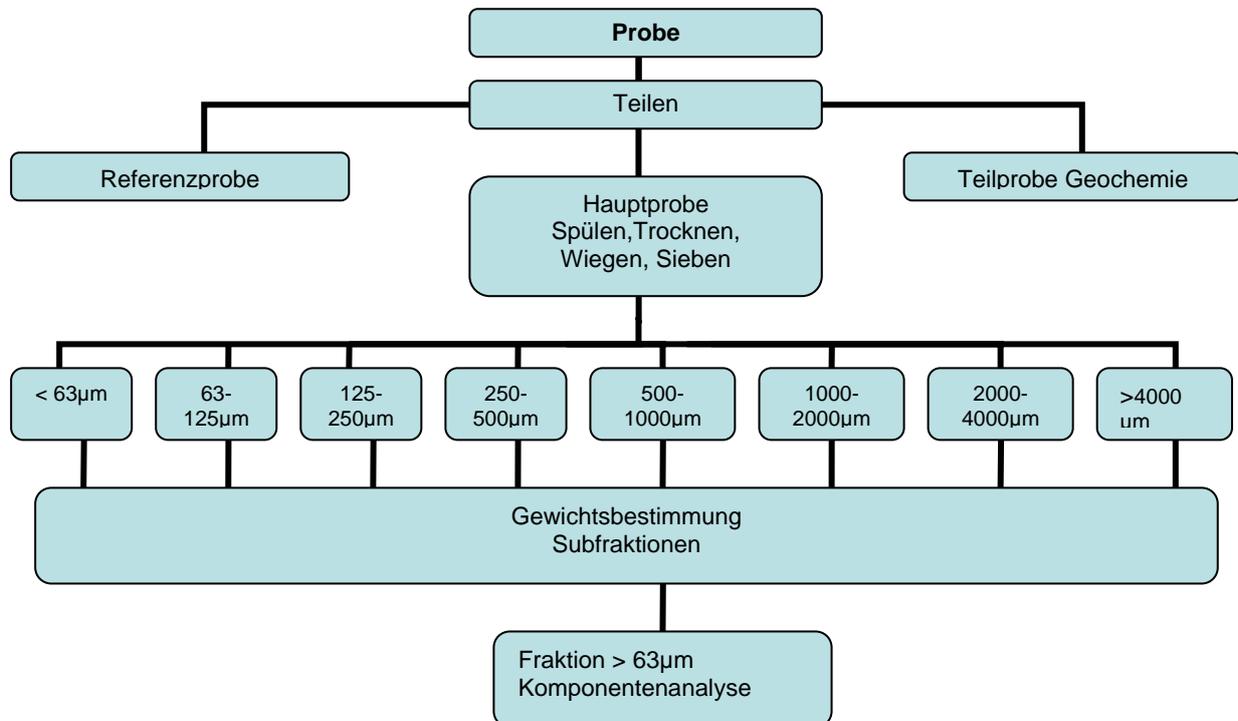


Abb. 35: Arbeitsschritte der Probenbearbeitung.

Korngrößenbestimmung

Die Proben wurden durch Nasssiebung an einer Siebmaschine "Retsch AS 200 digit" mit einem Sieb der Maschenweite von 63 µm nassgesiebt, um die Feinfraktion <63 µm von der Grobfraktion >63 µm zu trennen. Im nächsten Arbeitsschritt wurde die Grobfraktion getrocknet und gewogen. Anschließend wurde die Grobfraktion durch Trockensieben in die Einzelfraktionen 63-125 µm, 125-250 µm, 250-500 µm, 500-1000 µm, 1000-2000 µm, 2000-4000 µm und >4000 µm getrennt und diese dann gewogen. Ebenso wurde die Feinfraktion getrocknet und gewogen, um auch hier die Massenanteile zu bestimmen. Die Gewichtsanteile der Grobfraktion, der Feinfraktion und der Einzelfraktionen wurden über die jeweilige Teilmenge auf das Gesamtgewicht bezogen und in Gewichtsprozent ausgedrückt.

Komponentenanalyse

Die Analyse der Grobfraktion dient der Untersuchung von Komponenten unterschiedlicher Herkunft, sowie der Bildungs- und Transportvorgänge. Bei der Grobfraktionsanalyse wurden alle Komponenten größer als 2 mm bestimmt und ausgezählt. Die Untersuchungen erfolgten mit einem Binokular M 38 der Firma Wild.

Ergebnisse

5.1.2 Sedimentbeschreibung und Transportprozesse in der Bahia Almirante

In der Bahia Almirante lassen sich zwei Haupttypen von Oberflächensedimenten unterscheiden (Abb. 36). Karbonatdominierte Sedimente (Karbonatsande und grobklastischer Riffschutt) beschränken sich überwiegend auf die Buchtränder sowie auf Intrabecken-Hochgebiete. Die schlammigen, siliziklastischen Sedimente sind im Buchtbecken konzentriert. Sie nehmen flächenmäßig den größten Teil Bucht ein.

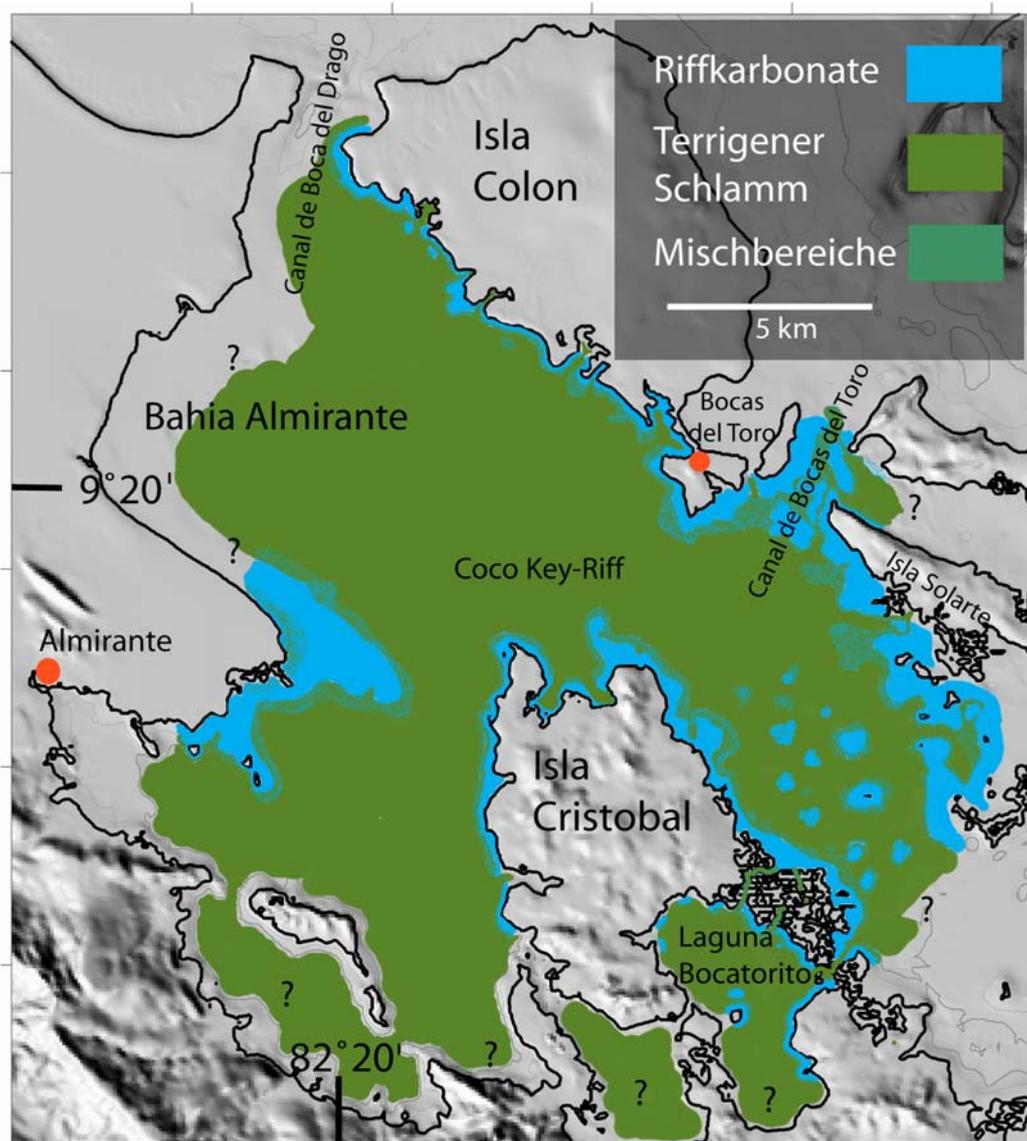


Abb. 36: Verteilung der Hauptsedimentfaziestypen der Bahia Almirante.

Der größte Teil der Karbonatproduktion erfolgt in den ufernahen Riffgürteln der Inseln Cristóbal und Colón. Innerhalb des Buchtbeckens, etwa beim Coco Key-Riff oder östlich der Insel Cristóbal, erheben sich innerhalb des Buchtbeckens Intrabeckenhochgebiete, deren Sedimente überwiegend aus Karbonatsanden und Riffschutt bestehen.

Sedimenttransport im Riffgürtel

Aufgrund der Reliefunterschiede erfolgt der Transport der karbonatischen Sandfraktion aus dem ufernahen Karbonatgürtel in das Becken in linearen Sedimentkanälen, die im Hang senkrecht zum Streichen des Riffgürtels verlaufen (Abb. 37).

Transportwirksame Prozesse sind dabei Sedimentkriechen und -rutschen. Ein Strömungstransport ist aufgrund des niederenergetischen Milieus der Bucht unterhalb ca. 6 m Wassertiefe auszuschließen. Der bodenwärtige Transport führt in den unteren Hangbereichen zum Mischen der Fein- und Grobfraktion. Eine Siliziklastikaanreicherung ist stellenweise im unteren und mittleren Teil des Riffgürtels zu beobachten. Dort sind zwischen dem Korallenstotzen wannenartige Vertiefungen eingelassen (Abb. 38). In diesen Sedimentwannen lagern sich feinkörnige Siliziklastika ab.

Das Mischen karbonatischer und siliziklastischer Sedimente findet am Übergang Riffhang-Buchtbecken statt. Es erfolgt also linienhaft, entlang eines definierten räumlich begrenzten Abschnitts, der, je nach Relief, etwa 10 bis 20 m Breite misst (Abb. 39).

Bei steilem Relief kann sich in diesem Streifen auch Blockschutt (Riffталus) anreichern. Beispiele dafür sind die Steilwand am Hospital Point oder die Nord- und Westseite der Isla Cristóbal. In diesen Bereichen geht der karbonatische Sedimentanteil schnell und markant zurück. Diese Übergänge stellen Schlüsselpositionen dar, an denen Riffkarbonate unter typischen Verzahnungsmustern mit den Siliziklastika sedimentiert werden. In der Misch- oder Übergangszone erfolgt eine punktuelle Karbonatproduktion auf einzelnen verteilten Karbonathartsubstratblöcken, die ursprünglich entweder Riffталus oder fast im Sediment versunkene Korallenkolonien darstellten. Im Umkreis um die Blöcke findet ein "in situ mixing" statt.



Abb. 37: Sedimentkanal an der Südseite der Insel Colón in 17 m Wassertiefe.



Abb. 38: Sedimentwannen in 15 m Wassertiefe.



Abb. 39: Übergang Riffhang zum Buchtboden in 18 m Tiefe.

Beim Auftreffen der Sedimentkanäle auf den Buchtboden bilden sich Schuttfächer, an denen punktuell Riffkarbonate weiter ins Becken transportiert werden. Dort kann es durch Bioturbation tiefer in die unterlagernden Sedimente eingearbeitet werden (vergleiche LEINFELDER, 1994). Eine Mobilisierung der Karbonatsedimente im Flachwasser bzw. am Hang und ihre Verfrachtung ins Becken kann episodisch durch Stürme und durch coseismische Rutschungen erfolgen.

Gemischt siliziklastisch-karbonatische Sedimente sind häufig in den Verbindungskanälen (Canal de Boca del Drago und Canal de Bocas del Toro). Dort liegen die Sedimente als Sandfraktion vor. Auffallend ist hier ein hoher Anteil an sandigen, nichtkarbonatischen Komponenten. Ursache ist, dass am Untergrund die überwiegend siliziklastische miozäne Gatun-Formation ansteht, die durch die hohe Wellenenergie erodiert wird.

Die siliziklastisch dominierten Beckensedimente zeichnen sich durch hohe Anteile terrigener Ton- und Siltfraktion aus. Sie sind überwiegend von grün-grauer Farbe und riechen häufig stark nach Schwefelwasserstoff. Die Oberfläche ist großflächig von Bakterien- / Algenmatten bedeckt (Abb. 40). Besonders dicht treten die Bakterien- / Algenmatten in der Laguna Bocatorito auf. Proben in Landnähe, insbesondere festlandsnah, sind stark schwarz verfärbt und weisen einen erhöhten Holzanteil auf und riechen zudem stärker nach Schwefelwasserstoff. Röhrenartige, konkretionär verdickte Wohnbauten zeigen, dass der Schlamm teilweise stark bioturbiert ist. Im Sediment finden sich häufig auch Schalenreste einer Bivalvenfauna. Hauptherkunftsquelle der Beckensedimente sind feinkörnige, terrigene Siliziklastika, die durch Strömungen von außen eingetragen werden. Lokale siliziklastische Sedimentquellen in der Bucht sind Kliffs, die erodiert werden.



Abb. 40: Algenmatten im Buchtbecken, 19 m Wassertiefe.

5.1.3 Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente

Die Sedimente des Buchtbeckens unterhalb etwa 20 m Wassertiefe werden von der Ton- und Siltfraktion (< 0,063 mm) bestimmt. Im nordwestlichen Buchtbecken, entlang eines Profils zwischen der Isla Colón und dem Festland, beträgt der Anteil der Feinfraktion 99,71 % (Abb. 41). Ähnlich hohe Werte mit bis zu 99 % treten auch zwischen der Südspitze der Isla Colón und der Nordseite der Isla Cristóbal auf. Weiter, in den östlichen bzw. südöstlichen Teil der Bucht geht die Feinfraktion auf etwa 90 % zurück. Westlich des Mangrovengürtels, der die Laguna Bocatorito von der Bahía Almirante trennt, geht der Anteil der Feinfraktion schließlich auf ca. 44 % zurück.

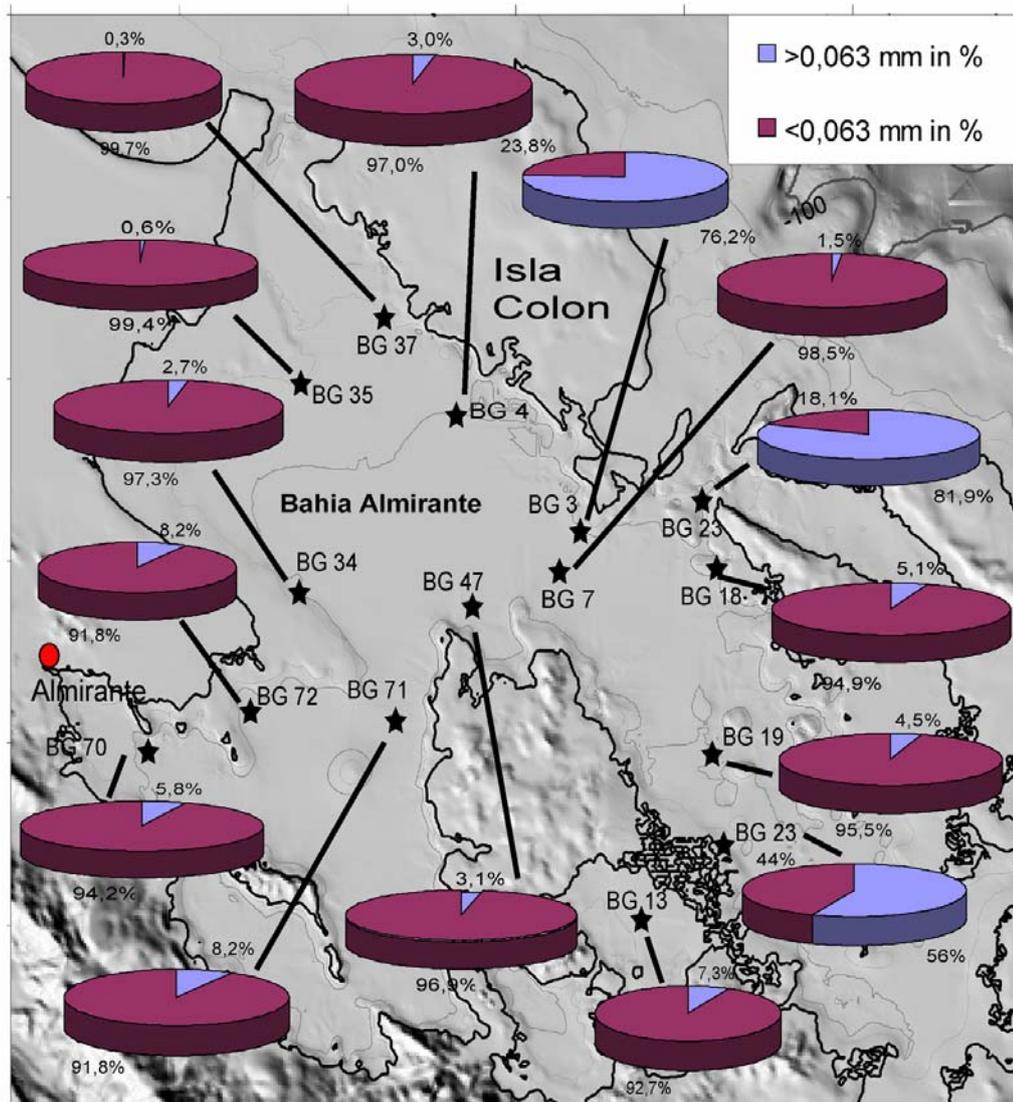


Abb. 41: Verteilung der Feinfraktion < 0,063 mm in der Bahía Almirante.

Ein signifikanter Rückgang der Feinfraktion tritt im Übergangsbereich zwischen Buchtbecken und Riffgürtel auf. Dort beträgt der Feinfraktionsanteil etwa 23 %. Beispielsweise geht bei Probe BG 3, die im Bereich des Hangfuß entnommen wurde, der Anteil der Feinfraktion auf 23,8 % zurück, während der Anteil der Grobfraction auf 76,2 % steigt. Nach GREB et al. (1996), die vor allen die Sedimente des Riffgürtels untersuchten, schwanken dort die Feinfraktionsanteile etwa zwischen 2 und 35 %. Die Oberflächensedimente oberhalb von 20 m Wassertiefe werden von der Sandfraktion (> 0,063 mm) bestimmt (GREB et al., 1996), die im Allgemeinen auf die Buchränder beschränkt ist.

Sandige Sedimente (Karbonatsande) beschränken sich vorwiegend auf die Buchtränder sowie auf Intra-becken-Hochzonen. Signifikante Anreicherungen des Sandgehaltes sind zudem am Pondssock-Riff oder im Bereich des Canal de Bocas del Toro zu beobachten.

Ursache für die markanten Korngrößenverteilungsunterschiede zwischen dem Buchtbecken und den Buchträndern ist die Wasserenergie. In den Flachwassergebieten des Riffgürtels und vor allem in den Verbindungskanälen, wie im Canal de Bocas del Toro, verhindert die Wasserenergie eine Sedimentation der Feinfraktion, so dass entlang der Beckenränder Riffschutt und Karbonatsande bestimmend sind. Die sandigen Strandsedimente bei Boca del Drago und die Kanalbodensedimente zeigen eine gute Sortierung, was auf eine hohe Wellenenergie schließen lässt. Erst ab etwa 6 m Wassertiefe nimmt der Feinanteil zu.

Das in die Bucht eingetragene Material wird entsprechend der Strömung und der Sinkgeschwindigkeit der einzelnen Partikel verfrachtet und sedimentiert. Die Tonminerale bleiben dabei aufgrund ihrer geringen Größe länger in Suspension. Schon geringe Strömungsgeschwindigkeiten bewirken eine weitere Verweildauer der Partikel in der Wassersäule. Die in die Bucht einlaufenden Strömungen und die Gezeitenströme erschweren somit eine schnelle Sedimentation der Feinfraktion. Zusätzlich sorgen höhere Windgeschwindigkeiten in der Trockenzeit für eine höhere Wasserturbulenz, die wiederum auch die Feinfraktion länger in Suspension hält.

Sedimentation und Absinken der Feinfraktion können aber auch durch biogenen Einfluss beschleunigt werden. So spielt nach ALLDREDGE & SILVER (1988) beim Absinken der Tonminerale zum Meeresboden der "marine snow" eine Rolle. Zudem ist auch ein Absinken der Tonminerale durch Kotpillenbildung von Zooplankton bekannt (ALLDREDGE & SILVER, 1988). Wie bereits in Kapitel 3 geschildert ist, in der Bahia Almirante unterhalb ca 6 m Wassertiefe eine hohe Konzentration des sogenannten "marine snow" vorhanden, welcher wiederum die Sedimentation der Tonpartikel erleichtern könnte.

5.1.4 Komponentenanalyse der Grobfraction

Im Rahmen der Grobfractionsanalyse (> 2 mm) konnten in den Beckensedimenten vier übergeordnete Partikelgruppen unterschieden werden:

1. Planktonische Komponenten: Planktonische Gastropoden
2. Benthische Komponenten: Poriferen, Mollusken, Foraminiferen, Echinodermen, Scleractinier
3. Terrigene Komponenten: Gesteinsfragmente, Holz
4. Authigene Komponenten: Aggregate

Scleractinier

An Scleractinieren wurden Fragmente von *Porites furcata*, *Eusmilia fastigiata*, *Acropora cervicornis*, *Cladocera* sp., *Siderastrea* sp., *Oculina* sp. und *Agaricia tenuifolia* bestimmt. Als einzige Hydrozoe wurde *Millepora* sp. identifiziert.

Echinodermen

Als Überreste von Echinodermen finden sich in den Sedimenten nur vereinzelte Skelettfragmente. Dazu zählen Gehäusebruchstücke und Stacheln. Es handelt sich überwiegend um Skelettelemente irregulärer Seeigel.

Grünalgen

An Grünalgen konnten lediglich Skelettfragmente von *Halimeda* sp. identifiziert werden.

Mollusken

Am häufigsten finden sich in den schlammigen Beckensedimenten Schalenreste verschiedener Bivalvenarten wie *Tellina exilis*, *Tellina martinicensis*, *Tellina radiata*, *Laevicardium laevigatum*, *Phacoides muricatus*, *Macoma tageliformis* und *Pitar cordatus*. Offensichtlich handelt es sich um eine, für die Beckensedimente charakteristische Bivalvenfauna, auf die nachfolgend noch näher eingegangen wird.

Die am häufigsten vorkommenden Gastropoden sind *Mitrella nitens* und *Nuculana acuta*. Es konnten zudem Pteropoden der Arten *Creseis acicula* und *Creseis virgula* bestimmt werden. Die Arten können überwiegend pelagisch aber auch epipelagisch im Karibikraum und in der Sargasso See vorkommen. Die meisten Exemplare sind aber deutlich kleiner als 2 mm und daher in der untersuchten Grobfraction (> 2 mm) selten.

Poriferen

Aufgrund der gewählten Betrachtungsgröße von (> 2 mm) konnten nur größere Gewebestücke von Demospongieren gefunden werden.

Rotalgen

An Rotalgen wurden articulate und crustose Formen identifiziert. Eine nähere Bestimmung wurde nicht durchgeführt.

Bryozoen

An Bryozoen wurden, wie schon bei den Rotalgen, ästige und crustose Formen gefunden.

Crustaceen

Es konnten lediglich Fragmente von Crustaceen-Panzern identifiziert werden.

Lithoklasten

Lithoklasten > 2 mm finden sich nur in unmittelbarer Umgebung von Kliffs, an denen pleistozäne oder jungtertiäre Gesteine erodiert werden. Auffallend ist ein hoher Anteil von kohligen Komponenten in der Umgebung des Pondssock-Riffs.

Holz

Als Holzbestandteile kommen Ast- und Blattteile vor.

Aggregatkörner

Als Aggregatkörner wurden kugelige Komponenten bezeichnet, die aus tonig-schluffigem Material bestehen. Sie sind sekundärer Natur und wahrscheinlich beim Siebvorgang durch Verklumpen entstanden.

Vergleich der Komponenten von Riffgürtel und Buchtbecken

In der Komponentenverteilung der Fraktionen > 2 mm werden signifikante Unterschiede zwischen den Sedimenten des Buchtbecken und des Riffgürtels sichtbar. Die Komponentenzusammensetzung des Riffgürtels der Bahia Almirante wurde bereits von GREB et al. (1996) und die des Coco Key-Riffs von VON GLASNER & SCHMIDT (2002) ausführlich beschrieben. Im Coco Key-Riff nehmen beispielsweise Korallen mit durchschnittlich 45 % den größten Anteil ein, gefolgt von Halimeda mit 16 %, Mollusken mit 10 % und Rotalgen mit 7 %. Biogene Komponenten stellen den größten Anteil der Grobfraktion. Abb. 42 zeigt, dass selbst noch im Übergangsbereich vom Riffhang zum Buchtboden an der Südseite der Insel Colón der Korallenanteil mit 65 % vergleichsweise hoch ist.

Dagegen sind die Beckensedimente arm an biogenen Komponenten, so fehlen Korallen und Grünalgen vollständig. Die häufigsten biogenen Komponenten im Buchtbecken sind Schalenreste von Bivalven. Ihr Anteil schwankt zwischen 25 % im ufernahen Riffgürtel und bis zu 88 % in den Beckenbereichen (Abb. 42). Röhrenartige, konkretionär verdickte Wohnbauten zeigen, dass der Schlamm teilweise stark bioturbiert ist. Als ein Erzeuger konnte *Calianassa* sp. identifiziert werden.

Aus Abb. 42 geht eine Zunahme der Benthosdiversität vom nordwestlichen in den südöstlichen Teil der Bucht hervor. Ebenso kann eine Zunahme der Benthosdiversität auch mit zunehmender Entfernung vom Festland entlang eines Profils von Hafen Almirante bis zur Südseite der Insel Colón beobachtet werden. Im westlichen Teil stellen vor allem Bivalven, aber auch Gastropoden, den alleinigen Anteil der biogenen Grobfraktion. Im den mittleren und östlichen Bereichen steigt der Anteil von Echinodermenkomponenten

an. Einen sehr hohen Gastropodenanteil verzeichnen auch die Proben BG 70 und 72 aus dem südlichen Buchtbecken zwischen der Hafenstadt Almirante und westlich der Isla Cristóbal.

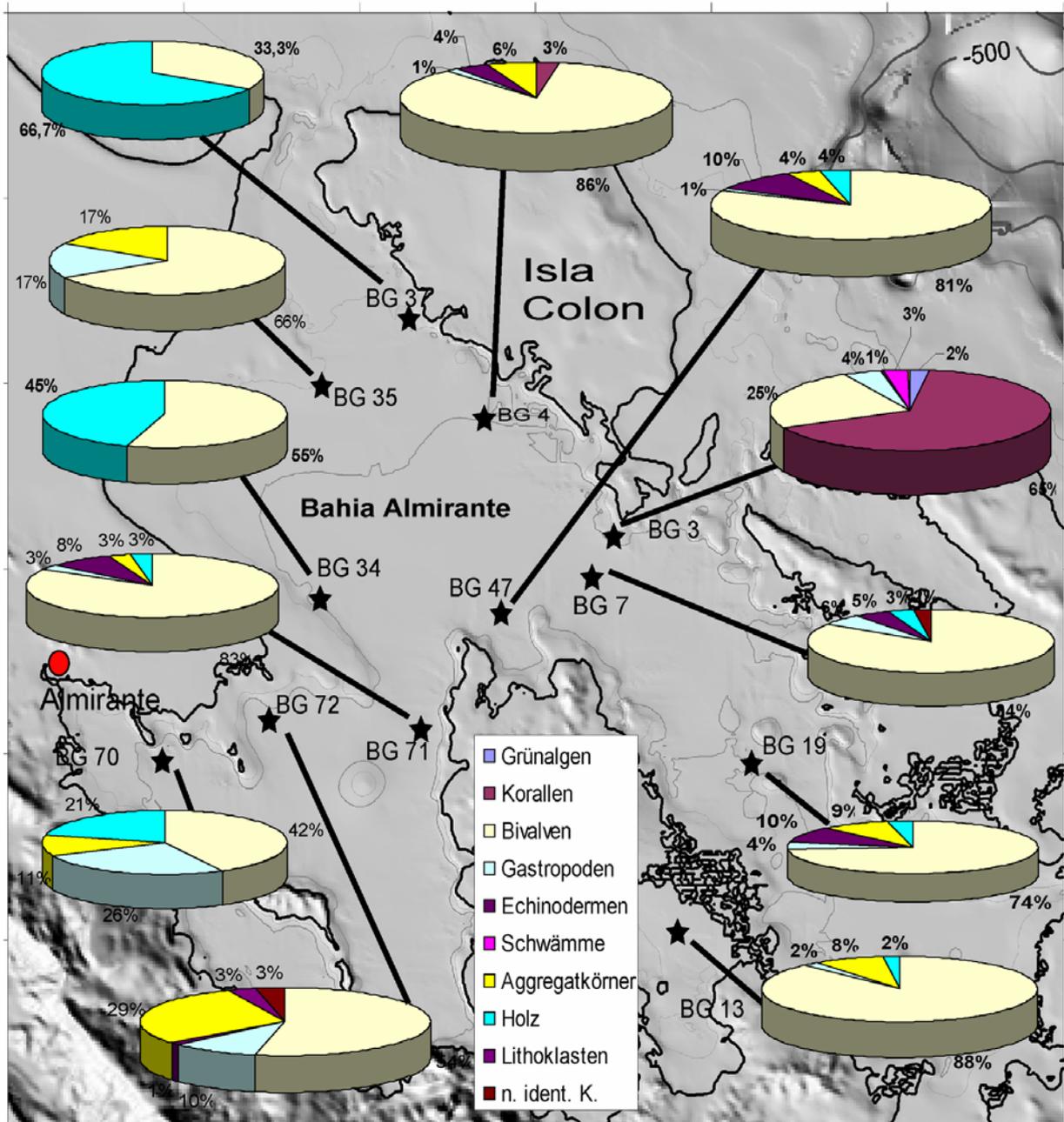


Abb. 42: Verteilung der Komponenten > 2 mm in der Bahia Almirante.

Hohe Holzanteile sind im südlichen Buchtbecken und südlich der Isla Colón zu finden. Hier tritt insbesondere an den Einmündungen tief eingeschnittener Buchten ein hoher Holzanteil auf. In der Laguna Bocatorito und südlich der Isla Cristóbal ist der Holzanteil, trotz ausgedehnter Mangrovenwälder vergleichsweise gering. Die erhöhten Holzkonzentrationen in Festlandsnähe und im westlichen Buchtteil, lassen auf einen verstärkten Holzeintrag in diesen Gebieten schließen. Ursache dürfte in erster Linie die intensive landwirtschaftliche Nutzung sein. Der hohe Holzanteil an den Stationen 34 und 37 deutet, darauf hin, dass das Holz über den Canal de Boca del Drago in die Bucht eingetragen wird, also aus dem Einzugsbereich des Rio Changuinola stammen muss.

Charakteristische Bivalven- und Gastropodenfauna der Beckensedimente

Eine Bestimmung der Bivalven und Gastropoden zeigt, dass einige bestimmte Arten in den schlammigen Sedimenten des Buchtbeckens ausgesprochen häufig vorkommen. Bei den Bivalven sind es vor allem die Arten *Laevicardium laevigatum* und *Tellina exilis*. Untergeordnet kommen auch *Tellina martinicensis*, *Tellina radiata*, *Macoma tageliformis*, *Phacoides muricatus* und *Pitar cordatus* vor. Bei den Gastropoden treten vor allen die Arten *Mitrella nitens* und *Nuculana acuta* auf.

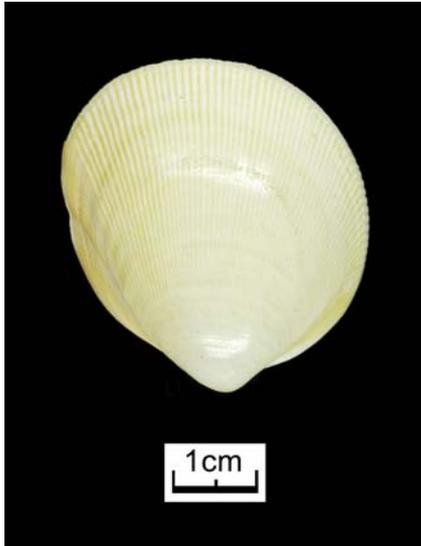


Abb. 43: *Laevicardium laevigatum*.

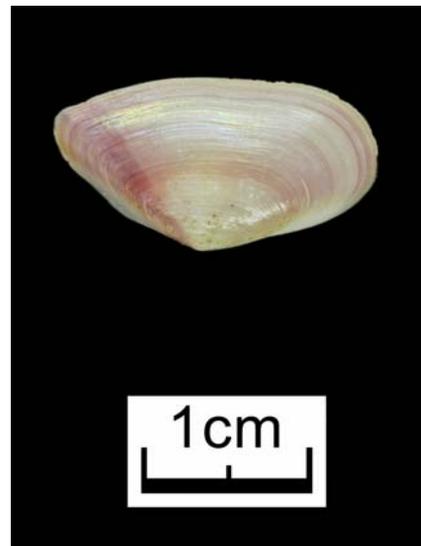


Abb. 44: *Tellina exilis*.

Diese Bivalven- und Gastropodenfauna unterscheidet sich beträchtlich von der des Riffgürtels, wie sie von VON GLASNER & SCHMIDT (2002) im Bereich des Coco Key-Riffs beschrieben wurde. Da schon der Riffgürtel in Biofazieszonen (GREB et al, 1996; VON GLASNER & SCHMIDT, 2002) untergliedert wurde, lassen sich ebenso die Beckensedimente anhand der typischen Arten charakterisieren. Daher werden die schlammigen Beckensedimente als *Laevicardium-Tellina*-Sedimentfazies bezeichnet.

Planktonische Gastropoden *Creseis acicula* und *virgula*

Auffallend ist das Vorkommen von Pteropoden der Arten *Creseis acicula* und *C. virgula*, vor allen in der Fraktion < 2 mm, in der die Flügelschnecken massenhaft auftreten. Pteropoden zeigen eine pelagische, selten eine epipelagische Lebensweise, daher es ist unwahrscheinlich, dass diese in der Bahia Almirante selbst vorkommen. Das deutet darauf hin, dass die Pteropoden durch einen kräftigen Instrom, wohl vor allem über den Canal de Boca del Drago, in die Bucht gelangen müssen. Das Vorkommen der Pteropoden ist ein weiterer wichtiger Hinweis, dass suspensionsreiche Strömungen in die Bucht einfließen und damit das Nährstoff- und ozeanographische Geschehen wesentlich mitbestimmen.

5.2 Sedimentation und Riffwachstum

5.2.1 Die Karbonatfabriken der Bahia Almirante

In der Bahia Almirante sind zwei Typen von Karbonatfabriken entwickelt, die auf unterschiedlichen Riff-typen basieren. Karbonatfabrik vom Typ 1 entspricht dem Riffgürtel, der entlang der Buchtränder etabliert ist, beispielsweise entlang der Südseite der Isla Colón oder der Nord- und Westküste der Insel Cristóbal. Dieser Riff-typ zeigt eine klare, uferparallele Zonierung (GREB et al., 1996). Das Mischen karbonatischer und siliziklastischer Sedimente findet am Übergang Hangfuß-Buchtbecken statt, also linienhaft, entlang eines definierten räumlich begrenzten Abschnitts. Karbonatfabriken vom Typ 2 sind Intrabecken-Hochgebiete, wie etwa das Coco Key-Riff. Aber auch die Riffe entlang der Westküste der Isla Cristóbal oder die Riffe im Bereich des Mangrovengürtels sind diesem Typus zuzurechnen. Eine ausführliche Beschreibung der Zonierung und der Diversität der Riffe in der Bahia Almirante findet sich bei GREB et al. (1996), bei GUZMAN & GUEVARA (1998) sowie bei VON GLASNER & SCHMIDT (2002). An dieser Stelle soll vielmehr auf die Unterschiede des Reliefs und der Sedimentation und ihre Folgen auf Wachstum und Morphologie eingegangen werden.

Karbonatfabrik Typ 1 (Beispiel Südseite Isla Colón)

Entlang der Buchränder ist das Relief deutlich positiv und neigt sich rampenartig mehr oder weniger steil ins Buchtbecken. Das gilt für die Südseite der Isla Colón und insbesondere für die Nord- und Westseite der Isla Cristóbal. Ursache für die ausgeprägten Reliefunterschiede ist ein ererbtes pleistozänes Relief, welches sich über den Sedimentationsspiegel des Buchtbeckens erhob. Das Sediment konnte dadurch auch in späteren Stadien des Riffwachstums und beim holozänen Meeresspiegelanstieg ins tiefer liegende Becken abgeführt werden.

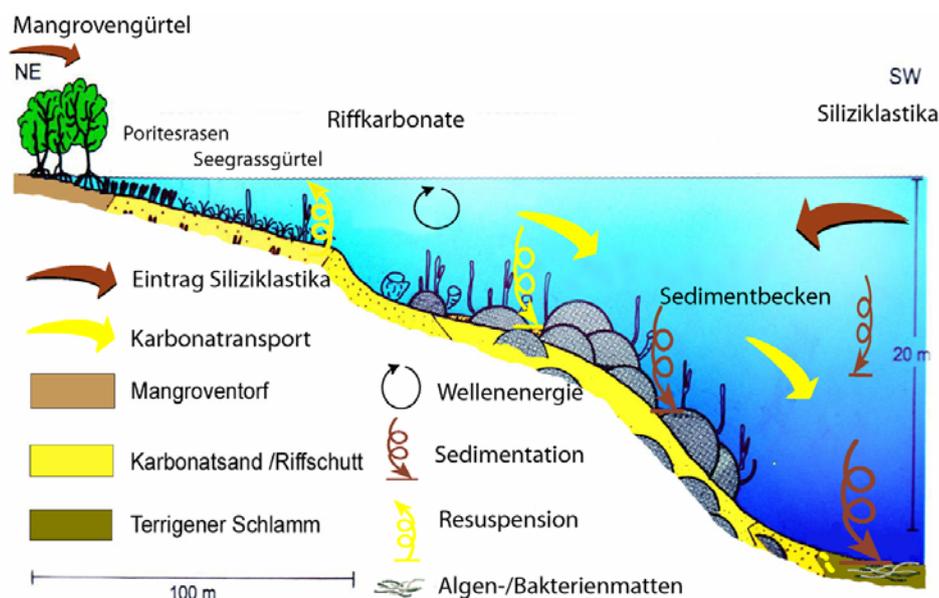


Abb. 45: Sedimentzonierung und -Transport an der Südseite der Isla Colón.

Zudem ist der Riffgürtel vom Hinterland durch einen intakten Mangrovengürtel gegenüber terrigenem Eintrag abgeschirmt. Der Teil, der von den Mangrovenwurzeln nicht zurückgehalten werden kann, wird vom uferparallelen Seegrassgürtel abgefangen und gebunden. Somit ist eine Voraussetzung für die

Bildung eines rigiden Riffgerüsts gegeben. Durch das steile Relief werden überwiegend Karbonatsande und Riffschutt gravitativ über Sedimentkanäle durch die Karbonatsandzone 2 und die Riffzone 3 nach unten, an den Rand des Buchtbodens abgeführt. Der Massentransport erfolgt über Rutschungen, da ein Strömungstransport aufgrund des niederenergetischen Milieus der Bucht in dieser Wassertiefe auszuschließen ist. Im oberen und mittleren Teil der Riffzone ist die Gefahr, dass die Korallen im Sediment versinken folglich gering. Zudem sorgt im Flachwassergürtel bis 6 m Wassertiefe die Wasserturbulenz dafür, dass die Feinfraktion entsorgt wird. Im unteren und mittleren Teil des Riffgürtels sind zwischen dem Korallenstotzen wannenartige Vertiefungen eingelassen, in denen sich auch Sediment sammelt.

Am unteren Ende des Riffgürtels staut sich das von oben kommende Material beim Auftreffen auf den Buchtboden. Da der Buchtboden gleichzeitig mit Siliziklastika aufsedimentiert wird, ist in diesem Bereich von hohen Sedimentationsraten auszugehen. Korallen in dieser Lage sind einem hohen Stress ausgesetzt. Ihr Wachstum muss den Sedimentschüttungen mithalten, andernfalls besteht die Gefahr, dass sie zusedimentiert werden.

In Abb. 46 wird das Wechselspiel zwischen Korallenwachstum und Sedimentation in derartigen Lagen sichtbar. Die rot gestrichelte, waagrechte Linie markiert die rezente Sedimentoberfläche. Der darunterliegende Bereich steckte etwa 30 cm tief im Sediment. Es sind 5 domartig gewachsene Kolonien von *Montastrea cavernosa* erkennbar, die jeweils lagenartig übereinander liegen. Nach dem Absterben oder einer Wachstumsunterbrechung erfolgte wieder eine Neubesiedlung. Der über das Sediment herausragende Teil war überwiegend von crustosen corallinen Algen sowie crustosen Schwämmen bewachsen. An wenigen Stellen war der Versuch einer Neubesiedlung, vermutlich durch *Stephanocoenia* sp., zu beobachten.

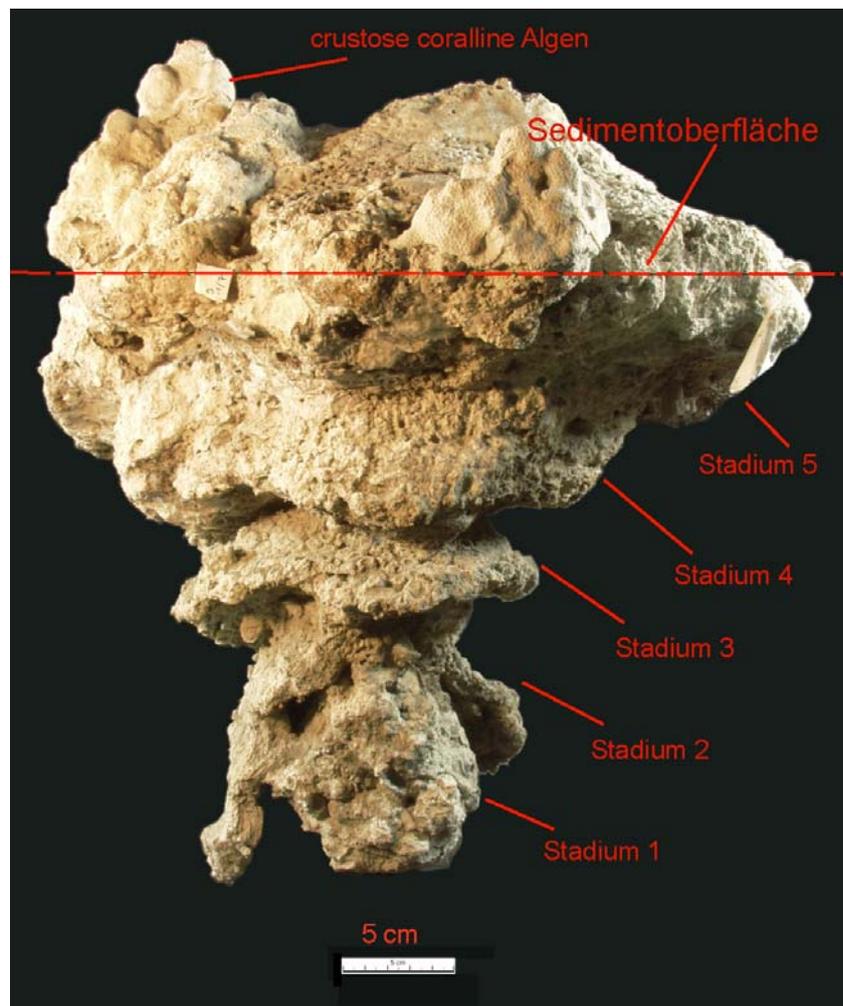


Abb. 46: Lagig übereinander wachsende Kolonien von *Montastrea cavernosa*.

In den ältesten Bereichen, die dem Stadium 1 entsprechen, findet sich eine, durch crustose coralline Algen zementierte Schuttlage, die Skelettbruchstücke von *Agaricia* sp. und *Montastrea annularis*

enthält. Die Wachstumsunterbrechungen spiegeln möglicherweise Zeiten wider, die von einem besonders starken Sedimentanfall betroffen waren oder stellen mehrere Sedimentationsevents wie Mini-turbidite dar, bei denen das Sediment am Hang instabil wurde und abrutschte. Als Auslöser für derartige Ereignisse kommen Erdbeben in Frage. Auf die starke seismische Aktivität in diesem Gebiet und mögliche Auswirkungen auf das Riffwachstum wurde bereits in Kapitel 2 hingewiesen.

Die Vermutung, dass starker Sedimentanfall die Ursache der Wachstumsunterbrechungen ist, bestätigt sich bei einem Schnitt durch die Kolonie. In Abb. 47 sind die Stadien 1 bis 5 sichtbar. Diese sind stellenweise durch Bioerosionshorizonte voneinander getrennt, aber vor allem durch in das Skelett eingelagerte Sedimentlagen.

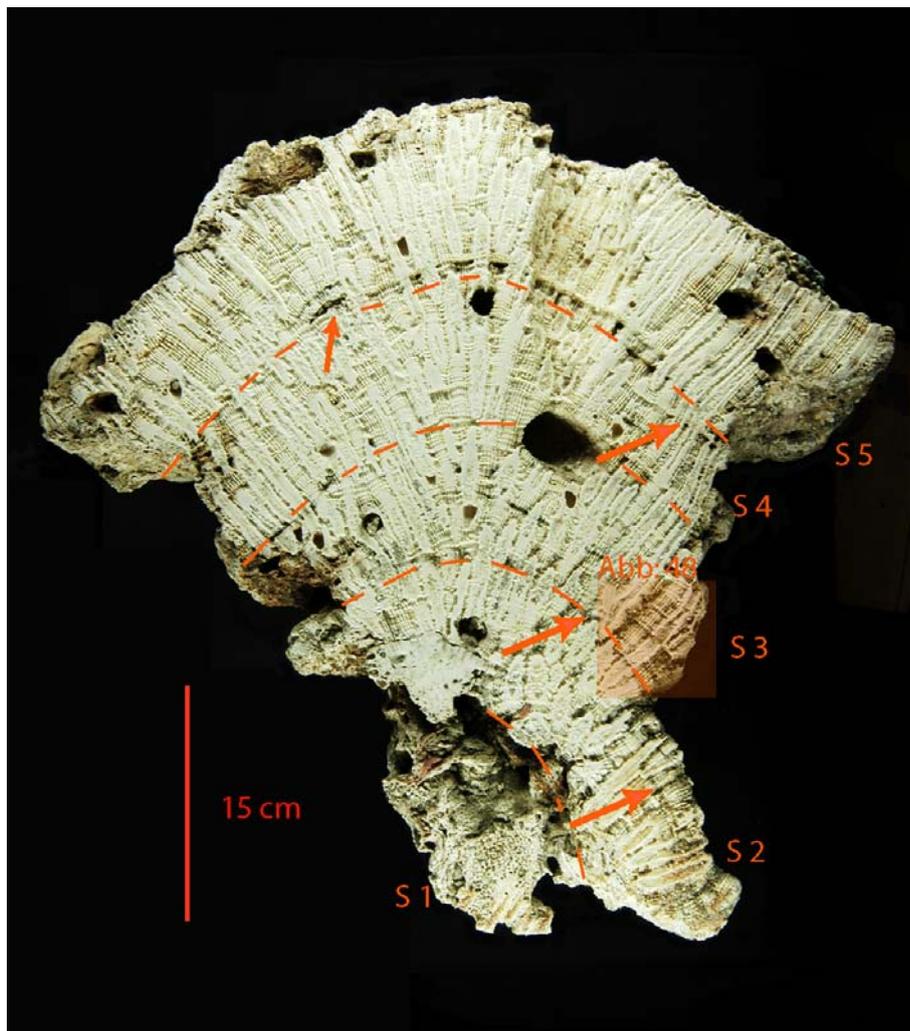


Abb. 47: Schnitt durch die Kolonie.

Abb. 48 zeigt einen Detailausschnitt der Sedimentlagen, die durch Pfeile markiert sind. Auffallend ist, dass vor allen die randlichen Bereiche stärker von der Sedimenteinklagerung betroffen sind. Im Gegensatz dazu finden sich im zentralen Teil kaum Sedimenteinklagerungen. Bei Vergleich beider Randbereiche fällt auf, dass die rechte Seite stärker von Sedimenteinklagerung betroffen als die gegenüberliegende, linke Seite. Bemerkenswert ist auch, dass das eingelagerte Sediment auf der rechten Seite ein größeres Korngrößenspektrum aufweist, also nicht nur Partikel der Ton- und Schlufffraktion enthält. Daraus lassen sich

folgende Schlüsse ableiten. 1.) Für die Wachstumsrückgänge und –unterbrechungen ist wohl in den meisten Fällen starker Sedimentanfall verantwortlich. 2.) Die Konzentration der unsortierten Sedimente auf einer Kolonieseite lässt den Schluss zu, dass es sich hier um die hangwärtige Seite handeln muss, an der sich das herabrutschende, unsortierte Sediment gestaut hat. Als Folge war vor allem an dieser Seite das Wachstum langsamer, da hier der Energieaufwand für die Polypen zur Sedimententfernung bedeutend größer war als etwa im zentralen Teil. Das kann eine Ursache der domartigen Wuchsform sein. Bei massiven Rutschungsereignissen sind allerdings auch ganze Teile der Kolonie sofort verschüttet worden. Diese Kriterien können bei der Interpretation fossiler Situationen Anwendung finden.

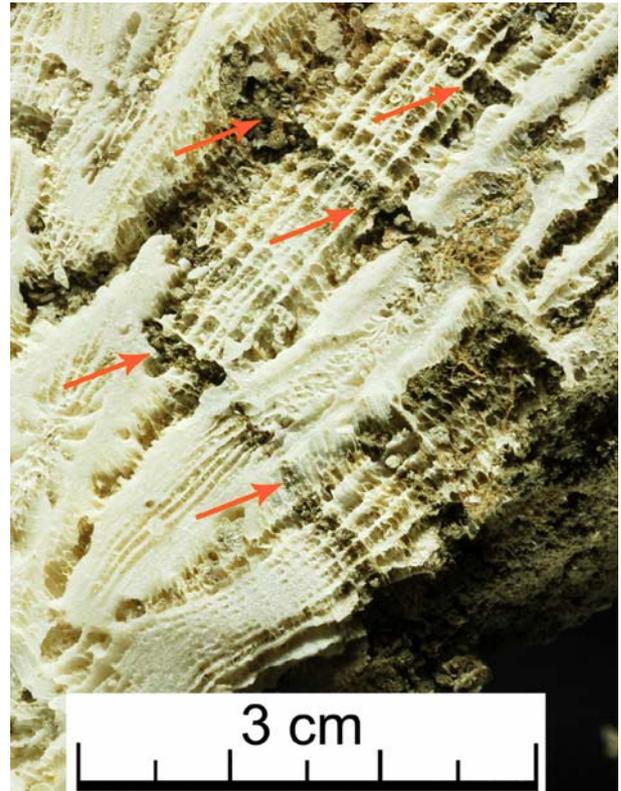


Abb. 48: Inkorporierte Sedimentlagen.

Abb. 49 zeigt eine weitere Korallenkolonie, die ebenfalls im Übergangsbereich Riffhang-Buchtbecken im Sediment eingebettet war. Bemerkenswert ist dabei, dass die Kolonie „Kopfüber“ im Sediment steckte. Die Kolonie ist also nicht in situ einbettet worden, sondern muss von ihrem ursprünglichen

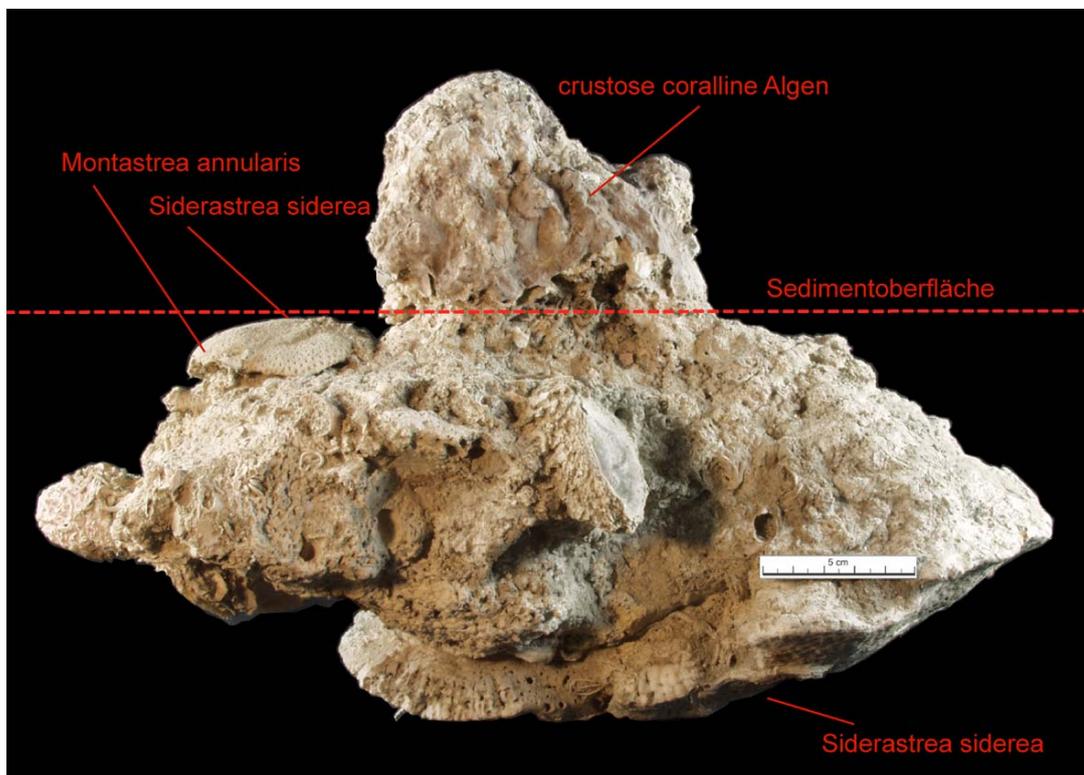


Abb. 49: Abgestorbene Kolonie, die in dieser Lage eingesedimentiert wurde. Wassertiefe ca. 18 m.

Standort dort hin transportiert worden sein. Eine Erklärung wäre, dass die Kolonie durch ein Erdbeben vom Untergrund losgerissen wurde, den Riffabhang heruntergestürzt und dieser Lage zum Liegen kam, wo sie dann eingebettet wurde. Die rezente Sedimentoberfläche ist durch die rot gestrichelte Linie markiert. Nur noch ein kleiner Rest der alten Unterseite, der von crustosen corallinen Algen bewachsen ist, ragt über das Sediment hinaus. Nachdem die Kolonie mit der Oberseite auf dem Sediment zum Liegen kam, war ein Versuch der Neubesiedlung zuerst durch *Montastrea annularis* und später auch durch *Siderastrea siderea* nicht erfolgreich. Weitere "Mitbesiedler" waren Solitärkorallen, Schwämme, Rotalgen, Serpeln und Bivalven. Die komplette Lebensgemeinschaft wurde vollständig zusedimentiert. Die letzte Besiedlung auf der ursprünglichen Oberseite erfolgte durch *Siderastrea siderea*.

Möglicherweise ist die Kolonie während des schweren Erdbebens von 1991 von Riff abgebrochen (siehe auch Kapitel 2). Beim gleichen Erdbeben wurde auch das Saumriff von Cahuita an der Karibikküste Costa Ricas schwer beschädigt. Nach CORTÉZ et al. (1994) brachen dabei Teile des Riffs ab und stürzten in tiefere Bereiche. Vergleichbares kann sich auch bei der beschriebenen *Siderastrea siderea*-Kolonie abgespielt haben. In diesem Fall wäre seit 1991 fast 20 cm Sediment abgelagert worden. Das entspräche einer Sedimentationsrate von 2 cm/Jahr. Dies erscheint einerseits ziemlich hoch, andererseits sind am Fuß des Riffgürtels hohe Sedimentationsraten zu erwarten.

Karbonatfabriken Typ 2

Coco Key-Riff

Im Gegensatz zu den deutlichen Reliefunterschieden, wie sie an der Südseite der Isla Colón auftreten, zeigen die Karbonatfabriken vom Typ 2 eine andere Morphologie. So zeichnet sich das Coco Key-Riff durch einen terrassenartigen Aufbau aus (GLASNER & SCHMIDT, 2002). Es sind mehrere reliefarme Plattformen bis zu einer Tiefe von 20 m vorhanden. Ab einer Wassertiefe von etwa 6 m sind Terrassen im Ostteil des Riffs großflächig mit dichten Matten von articulaten Rotalgen bewachsen. Als Substrat dienen den Rotalgen bevorzugt abgestorbene Korallenkolonien. Große Kolonien von lebenden Korallen sind selten, vereinzelt ist *Agaricia* sp. zu finden, relativ häufig tritt *Siderastrea siderea* auf. *Agaricia*-Komponenten stellen einen großen Teil des Grobschutts, der wiederum von corallinen Algen und Schwämmen bewachsen ist. Als Matrix tritt schlammiger, grünlicher Sand auf. Zumindest stellenweise sind Korallenbruchstücke schwarz verfärbt. Insgesamt wurde eine hohe Bodenbedeckung durch Korallen und Rotalgen auf den Terrassen angetroffen. Vor allem *Siderastrea siderea* wächst auf den terrassenartigen geschützten Plattformen in einer Tiefe von 6 bis 20 m in einer hohen Individuendichte.

Die Assoziationen zeigen aber kein biokonstruktives Potential. Die Korallen stecken vielmehr regelrecht im weichen Sediment (Abb. 50) und können deshalb im Sinne von GÖTZ (1998) als Mudsticker-Assoziationen bezeichnet werden. Die Kelche zeigen zudem deutlich korrosive Anlösungsspuren.

Die Sedimentation ist im Bereich des Coco Key-Riff sehr hoch und stammt aus zwei Quellen. Sedimentfahnen gelangen über den Canal de Boca del Drago in die Bucht und treffen auf die Westseite des Coco Key-Riffs (Abb. 22). Aufgrund des langen Transportweges stammt aus dieser Quelle ausschließlich die Tonfraktion. Zweite Sedimentquelle ist die nahe am Coco Key-Riff liegende Insel Cristóbal. Wegen der räumlichen Nähe können auch Komponenten der Sandfraktion das Riff erreichen. Verschlechternd kommt dazu, dass das Relief an der Nordseite der Insel Cristóbal so steil ist, dass kein abschirmender Mangrovengürtel entstehen konnte.



Abb. 50: Kegelförmige Wuchsform: "Mudsticker"

Aufgrund der geringen Reliefunterschiede auf den Plattformen kann das Sediment nicht, wie etwa an der Südseite der Isla Colón, gravitativ abgeführt werden. Ab 6 m Wassertiefe ist zudem die Wellenenergie, bzw. die Strömungsenergie zu gering, um eine Sedimentation des Feinanteils zu verhindern. Dies ist nur in den exponierten Bereichen des Coco Key-Riffs oberhalb 6 m Wassertiefe möglich. Daher muss die

Sedimentfracht in situ zwischen den benthischen Organismen eingelagert werden woraus sich biogen-sedimentäre Wechselwirkungen ergeben. Die Wechselwirkungen zwischen Besiedlungsdichte, Neubesiedlungsrate und Sedimentationsrate führen zu einem autoregulativen Sedimentationsprozess. Er gleicht die vertikale Sedimentakkumulationsrate der besiedelten Plattformbereiche an das Höhenwachstum der benthischen Organismen, insbesondere an das der Korallen, an. Dieser Prozess ist dabei unabhängig von der Sedimentationsrate, da durch eine Veränderung der Besiedlungsdichte, Schwankungen der Sedimentationsrate gepuffert werden (sensu GÖTZ, 1998). Das Sedimentationsgeschehen muss somit als biogen geregelt angesehen werden und führt auf den Plattformen des Coco Key-Riffs zu hohen Akkumulationsraten.

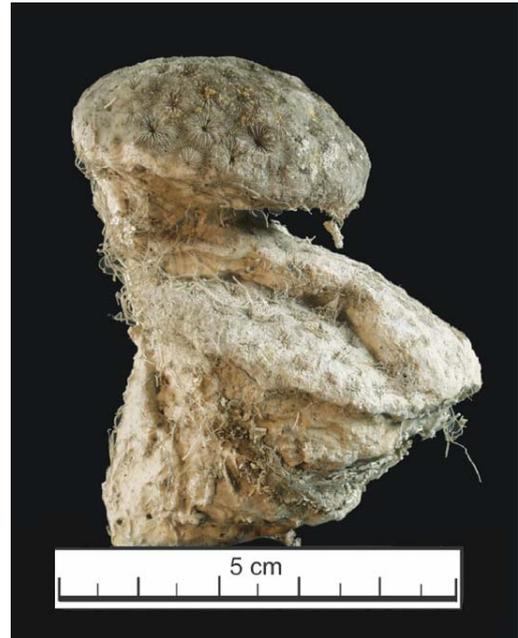


Abb. 51: *Siderastrea siderea* in mehreren Stadien übereinander wachsend.

Das führt bei massiv wachsenden Korallenarten zu einem pilzförmigen Wachstum. Ziel ist offenbar die Schaffung einer breiten Auflagefläche, mit der ein Absinken in das weiche, schlammige Sediment verhindert wird. In Abb. 51 wird aber auch deutlich, dass kein kontinuierliches Wachstum von nur einer Kolonie erfolgt, sondern dass hier eine Abfolge mehrerer, übereinander wachsender Kolonien vorliegt. Offenbar haben schon kurz nach erfolgreicher Neubesiedlung Prozesse eingesetzt, die zum Absterben geführt haben. Möglicherweise hat die Sedimentationsrate so stark zugenommen, bis die Kolonie vollständig oder nur bis auf eine kleine Fläche von Sediment bedeckt wurde. Auf dieser Fläche konnte anschließend wieder Wachstum bzw. eine Neubesiedlung stattfinden. Diese Wuchsformen können vor allem in Bereichen hoher Sedimentation, wie etwa am Hangfuß oder auf Habitatflächen mit nur geringem Relief, wie etwa zwischen den Mangroveninseln beobachtet werden. Viele Korallenkolonien in diesen Gebieten zeigen derartige Ausbildungen, bei denen das Wechselspiel zwischen Absterben und Neubesiedlung sichtbar ist. Bei Abb. 52 kann die Wachstumsart auch Fluchtwuchsform interpretiert werden. Bei späteren Wachstumsstadien ist der Versuch erkennbar, sich von der Sedimentoberfläche zu entfernen. Aber der Rückgang der Wachstumsrate, erkennbar in der Radiographie (Abb. 81) führt dazu, dass die Kolonie nicht länger mit dem steigenden Sedimentspiegel mithalten konnte und schließlich zusedimentiert wurde.



Abb. 52: Wuchsform von *Montastrea annularis*.

Auf den Habitatplattformen des Coco Key-Riffs besitzen, neben den Korallen, auch die großflächig auftretenden articulaten Rotalgen (Abb. 53) ein relativ hohes Aggradationspotential. Der feine Sediment-

anteil wird durch die Rotalgen eingefangen bzw. fixiert. Die hohen Akkumulationsraten begünstigen ein schnelles Höhenwachstum. Weil aber kein rigides Riffgerüst mit einem steilen Relief entsteht, führt der hohe Anteil von Lockersediment zu einer reliefarmen Riffmorphologie, wie sie am Coco Key-Riff beobachtet werden kann. Nimmt die Sedimentfracht zu, ist ein Rückgang oder gar das Absterben sedimentempfindlicher Arten die Folge.

Dieser Effekt kann im Bereich des Coco Key-Riffs beobachtet werden, wo viele ehemals gut entwickelte Kolonien der sedimentempfindlichen Art *Montastrea annularis* fast vollständig abgestorben sind. Im Gegensatz zum Coco Key-Riff sind an der Südseite der Insel Colón die Kolonien von *Montastrea annularis* in einem guten Zustand. Verantwortlich ist der Einfluss der Sedimentfahnen auf das Coco Key-Riff und dabei vor allem der erhöhte Anfall von Feinfraktion.

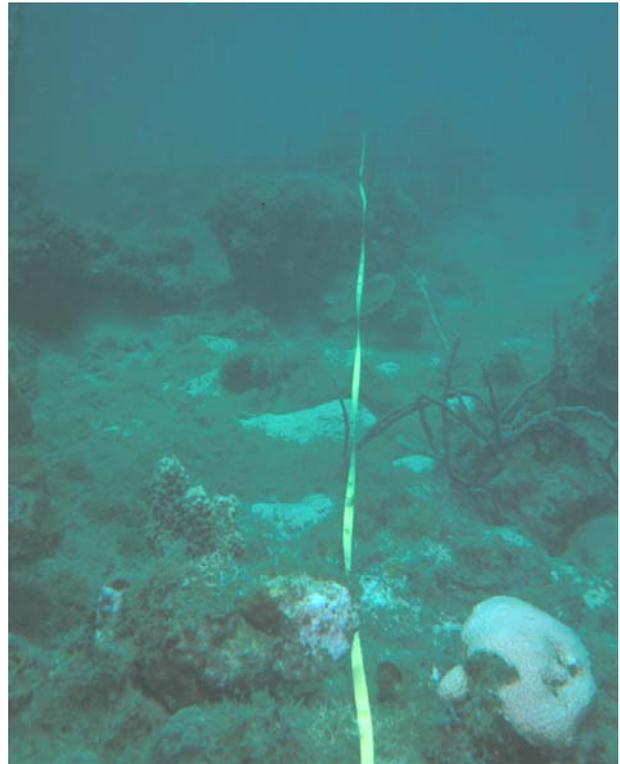


Abb. 53: Rotalgentteppich auf einer Plattform des Coco Key-Riffs. Die Wassertiefe beträgt etwa 12 m.

Daher dürfte das fossile Erhaltungspotential der Plattformassoziationen des Coco Key-Riffs insgesamt gut sein. Die hohen Sedimentationsraten und die Ruhigwasserbedingungen begünstigen hier eine in-situ Erhaltung. Die für die Bahia Almirante vergleichsweise hochenergetische Situation auf der Plattform des Coco Key-Riffs ist dafür verantwortlich, dass sich keine Mangrovenvegetation ausbilden kann.

Bei Erkundungsfahrten mit dem Echolot konnten in der östlichen Umgebung des Coco Key-Riffs mehrere unterschiedlich große "Mound"-Strukturen identifiziert werden. Die Strukturen erheben sich zwischen 2 und 10 Meter über dem 22 Meter tiefen Meeresboden. Auffallend ist die linienhafte Orientierung des Coco Key-Riffs und der aufgefundenen Hügelstrukturen entlang des Ausbisses einer Überschiebungsbahn. Denkbar wäre, dass tektonische Bewegungen entlang der Überschiebungsbahn strukturelle Hochgebiete schaffen, die zuerst von Muscheln, Schwämmen und Rotalgen besiedelt werden. Eine konsolidierte Lage von Muschelschalen, Schwämmen und Algen inmitten des weichen Schlammgrundes könnte als Besiedlungsgrundlage für ramose Arten wie *Porites furcata* oder *Madracis mirabilis* gedient haben.

Korallenassoziationen der Mangrovenfazies (Arbeitsgebiet IV)

Wie beim Coco Key-Riff ist in diesen Gebieten ebenfalls nicht der Aufbau eines rigiden Riffgerüsts verwirklicht. Auch hier führen Wechselwirkungen zwischen Besiedlungsdichte, Neubesiedlungsrate und Sedimentationsrate zu einem autoregulativen Sedimentationsprozess, dessen daraus resultierende Erscheinungsformen auch hier zu beobachten sind.

Die etwa 15 m tiefen Becken zwischen den Mangroveninseln sind großflächig reliefarm und zeichnen sich durch Ruhigwasserbedingungen aus. Tauchgänge und Bodengreiferproben zeigen eine hohe Besiedlungsdichte durch *Siderastrea siderastrea*, *Siderastrea radians* und *Agaricia tenuifolia* sowie durch diverse Demospongier. Auch hier wird das anfallende Sediment „in situ“ eingelagert und trotz hoher Besiedlungsdichte ist kein biokonstruktives Potential vorhanden. Bei der Entnahme von Korallenkolonien zeigte sich, dass diese, wie beim Coco Key-Riff, nur im locker im Sediment stecken und nicht Bestandteil eines festen Riffgerüsts sind. Die biogen-sedimentären Wechselwirkungen haben hohe Akkumulationsraten zur Folge. Das Ergebnis sind aggradierende Sedimentationsmuster, die sich in der verstärkten Verlandungstendenz dieser Gebiete widerspiegeln.

Die beschriebene Situation ist nicht nur repräsentativ für den breiten Mangrovgürtel, der die Laguna Bocatorito von der Bahia Almirante trennt, sondern kann auch auf dem kompletten mangrowendominierten Ostteil der Bucht angewendet werden. Das bedeutet, dass die Mangrovegebiete Endglieder des beschriebenen autoregulativen Sedimentationsprozesses darstellen. Wenn durch den Akkumulationsprozess der benthischen Organismen (Korallenrasen oder Korallenteppiche) Flachwasserbedingungen erreicht werden, kann über den Riffsedimenten Mangrovenwachstum einsetzen. In diesem Gebiet sind eine Vielzahl von hügelartigen Hochgebieten (mounds) zu beobachten, die sich in verschiedenen Stadien des Höhenwachstums befinden (teilweise dicht unter der Wasseroberfläche, teilweise, wie mit dem Echolot beobachtet, in größerer Wassertiefe). All diese Hügelstrukturen sind von ästig wachsenden Korallen (*Porites furcata* und *Madracis mirabilis*) und Schwämmen besiedelt. Vor allem die ästigen Korallen als Sedimentbaffler besitzen eine erhebliches Aggregationspotential, welches zu einem schnellen Höhenwachstum der mounds führt.

Ideale Ausgangsvoraussetzungen für derartige Prozesse werden durch tektonische Prozesse bereitgestellt. Das Auftreten ist entlang einer Überschiebungsbahn konzentriert, auf welcher der Mangrovgürtel und das Coco Key-Riff liegen. Ausgangspunkt der Riffentwicklung könnten daher tektonische Bewegungen entlang der Überschiebungsbahn gewesen sein. Sie ermöglichten die Bildung von strukturellen Hochs, die sich günstig über dem Sedimentationsspiegel der Umgebung erhoben und daher bevorzugt von benthischen Organismen besiedelt wurden.

Wie schon beim Coco Key-Riff dürfte das fossile Erhaltungspotential der Plattformassoziationen des Mangrovgürtels sehr hoch sein. Die hohen Sedimentationsraten und die Ruhigwasserbedingungen begünstigen hier eine in-situ Erhaltung.

5.3 Muster des Riffwachstums

Um Einblicke in den Internaufbau der Poritesriffe und der Mangroveninseln zu erhalten wurden mit einem Handbohrstock 4 Bohrungen abgeteuft. Trotz der einfachen Bohrtechnik konnten Bohrungen bis zu einer Tiefe von 5,8 m niedergebracht werden (ausführliche Beschreibung siehe Kapitel Geländemethodik). Die gewonnenen Proben sind zwar gestört, liefern aber trotzdem gute Hinweise auf Schichtung und Zusammensetzung der Sedimente. Ziele waren, einem Einblick in den Internaufbau der Riffe und Mangroveninseln zu erhalten und die Organismengruppen zu erfassen, die als Hauptsedimentproduzenten zum Aufbau und damit zur Reliefgestaltung beitragen.

Methodik

Bohrung 1 wurde an der Südostspitze der Isla Colón, Bohrung 2 wurde auf einer Mangroveninsel im Nordteil der Laguna Bocatorito erbohrt. Bohrung 3 wurde ebenfalls auf einer Mangroveninsel abgeteuft. Die Mangroveninsel ist Teil eines Mangrovgürtels, der die Laguna Bocatorito von der Bahia Almirante trennt (Abb. 54). Bohrung 4 wurde auf dem Coco Key-Riff abgeteuft.

Eine ausführliche Beschreibung der Bohrtechnik und Probengewinnung findet sich in Kapitel 4. Die Beprobung erfolgte dort, wo markante Veränderungen der Komponentenzusammensetzung sichtbar wurden. Bis zur weiteren Bearbeitung wurden die Proben in PE-Schraubdeckeldosen tiefgefroren gelagert. Nach der Korngrößenbestimmung wurde an der Grobfraktion > 2 mm eine Komponentenanalyse durchgeführt.

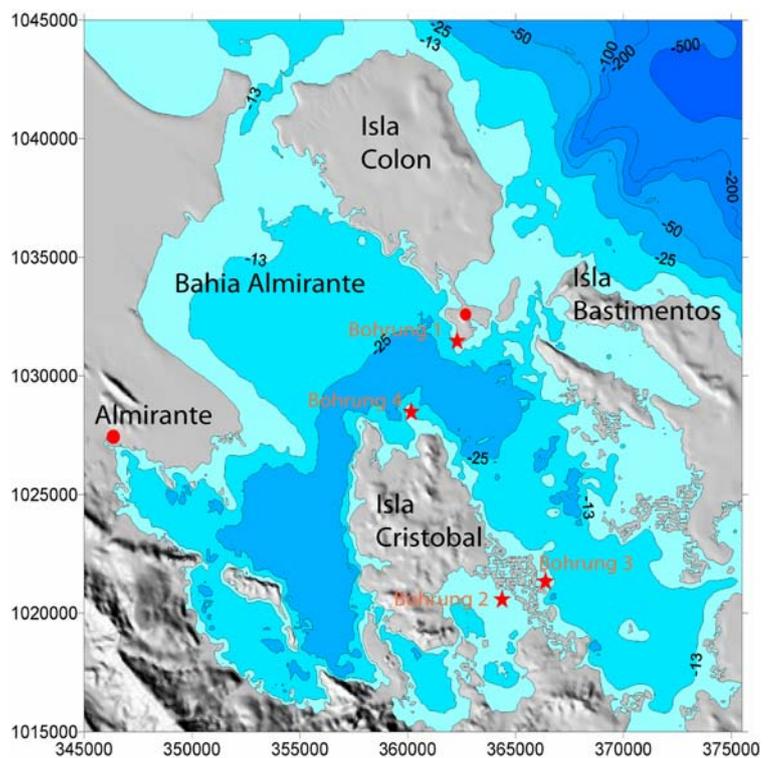


Abb. 54: Lage der Bohrungen.

5.3.1 Korngrößenanalyse der Bohrungen

Bohrung 1 (Leeseite der Insel Colón)

Bohrung 1 erfolgte in 0,2 m Wassertiefe am Mangrovensaum. Aufgrund eines massiven Bohrhindernisses konnte nur eine Endteufe von 4,1 m erreicht werden. An der Oberfläche stehen Karbonatsande an. Bis 1,10 m sind zwei Lagen Mangroventorf zwischen Poritesschutt bzw. Feinsand eingeschaltet. Unterhalb 1,10 m wurde kein weiterer Mangroventorf erbohrt.

Bohrprofil

0-	0,06 m	Fein- bis Mittelsand, weiß
0,06-	0,80 m	Feinsand/Mangroventorf mit Poritesschutt
0,8-	1,05 m	Feinsand mit Poritesschutt
1,05-	1,10 m	Mangroventorf
1,10-	4,20 m	Poritesschutt mit Feinsand, schlammig, grau-grün, stark nach Schwefelwasserstoff riechend, bei ca. 3,0 m Horizont mit hohem Schwammnadelanteil
Ab 4,20 m		Bohrhindernis

Tab. 2: Bohrprofil Bohrung 1.

Die Ton-/ Schlufffraktion (T/U) zeigt von 4,10 m bis 2 m Sedimenttiefe eine kontinuierliche Zunahme um 5 Gew. %, die Sandfraktion (S) nimmt ebenso kontinuierlich um fast 10 Gew. % zu. Die Grobfraktion (G) nimmt dagegen um 10 Gew. % ab.

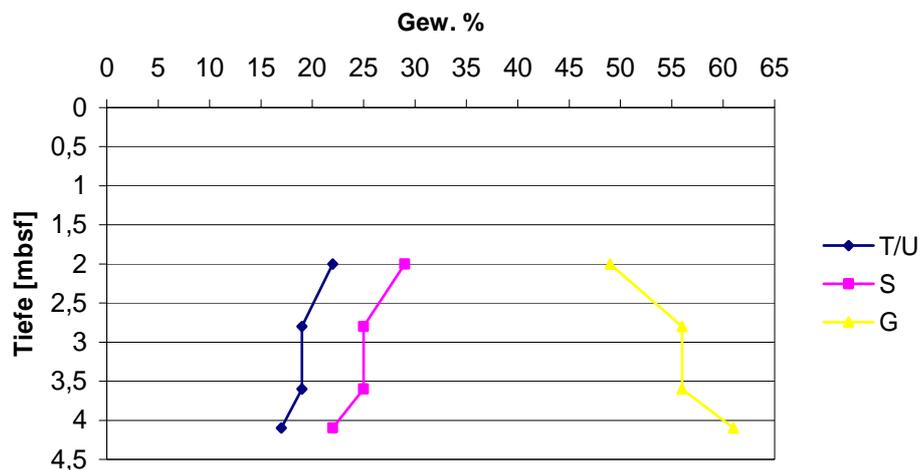


Abb. 55: Anteil von T/U, S und G in Bohrung 1.

Der Durchschnitt der Ton-/ Schlufffraktion beträgt 19 Gew. %, der Durchschnitt der Sandfraktion 25 Gew. % und der Durchschnitt der Grobfraktion 56 Gew. %.

Bohrung 2 (Mangroveninsel 1, Laguna Bocatorito)

Die Bohrung wurde auf dem freiliegenden Mangroventorf am Top der Insel in 0,1 m Wassertiefe angesetzt. Die Mächtigkeit des Mangroventorfs beträgt 1,8 m. Darunter standen unverfestigte Riffsedimente an, die bis zu einer Tiefe von 5,3 m erbohrt wurden. Der Bohrfortgang gestaltet einfach, da aber nicht mehr Bohrgestänge vorhanden war, konnte die Bohrung nicht weiter abgeteuft werden. Der Bohrung wurde durch den sehr weichen und schlammigen Untergrund begünstigt.

Bohrprofil

0-	1,80 m	Mangroventorf, stark durchwurzelt
1,80-	5,30 m	Korallenschutt
Ab	5,30 m	?

Tab. 3: Bohrprofil Bohrung 2.

Von 5,3 bis 4,1 m nimmt der Anteil der Ton-/ Schlufffraktion (T/U) um etwa 5 Gew. % zu. Ab 4,1 bis 1,8 m nimmt der Anteil von 19 auf 14 Gew. % ab. Die Sandfraktion (S) schwankt über den gesamten Abschnitt zwischen 29 und 41 Gew. %, zeigt bei 4,1 m das Maxima mit 41 Gew. %.

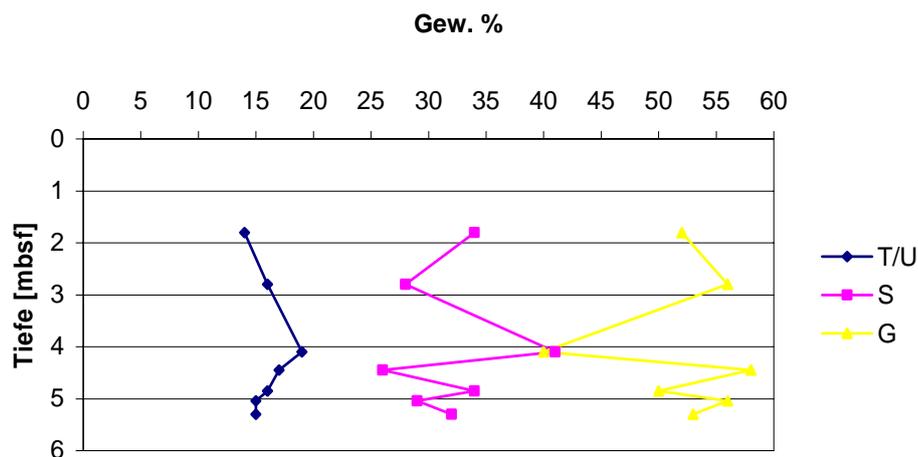


Abb. 56: Anteil von T/U, S und G in Bohrung 2.

Die Grobfraktion (G) nimmt von 5,3 m bis 4,45 m auf 58 Gew. % zu, bei 4,1 m tritt ein starker Abfall bis 40 Gew. % auf. Bis 1,8 m ist wieder eine leichte Zunahme auf 52 Gew. % zu beobachten.

Auffallend ist bei 4,1 m der starke Rückgang der Grobfraktion, verbunden mit einem starken Anstieg der Sandfraktion, die Ton-/ Schlufffraktion zeigt einen nur geringen Anstieg.

Der Durchschnitt der Ton-/ Schlufffraktion beträgt 16 Gew. %, der Durchschnitt der Sandfraktion 32 Gew. % und der Durchschnitt der Grobfraktion 52 Gew. %.

Bohrung 3 (Mangroveninsel 3 im Mangrovenürtel nordöstlich der Laguna Bocatorito)

Die Bohrung wurde auf dem freiliegenden Mangroventorf am Top der Insel in 0,10 m Wassertiefe angesetzt. Bei Bohrung 3 betrug die Mächtigkeit des Mangroventorfs 1,8 m. Darunter standen unverfestigte Riffsedimente an, die bis zu einer Tiefe von 5,1 m erbohrt wurden. Danach verhinderte ein massives Bohrhindernis einen weiteren Bohrfortschritt.

Bohrprofil

0-	2,17 m	Mangroventorf, stark durchwurzelt
2,17-	5,10 m	Korallenschutt, jedoch relativ wenig <i>Porites furcata</i> , stattdessen <i>Acropora cervicornis</i> , <i>Eusimilia fastigiata</i> und <i>Madracis mirabilis</i> , erst im weiteren Verlauf nach unten nimmt der <i>Porites furcata</i> -Anteil zu
Ab 5,10 m		Bohrhindernis

Tab. 4: Bohrprofil Bohrung 3.

Der Anteil der Ton-/ Schlufffraktion (T/U) nimmt von 5,1 bis 2,17 m kontinuierlich zu, der Rückgang bei 3,6 m ist auf einen Siebverlust zurückzuführen. Die Sandfraktion (S) geht von 5,1 m bis 3,6 m zurück, zeigt anschließend aber eine starke Zunahme um 20 Gew. % bis auf fast 40 Gew. %.

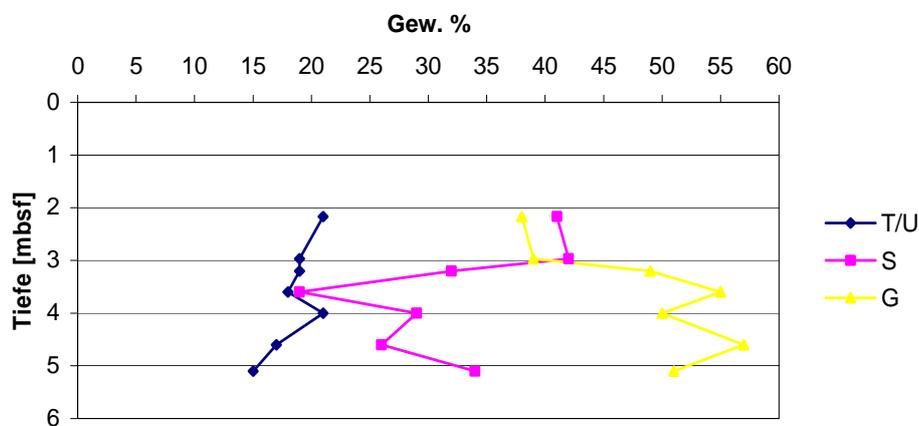


Abb. 57: Anteil von T/U, S und G in Bohrung 3.

Der Anteil der Grobfraktion (G) bewegt sich zwischen 5,1 und 3,6 m zwischen 50 und 60 Gew. %. Danach ist bis 2,17 m ein starker Rückgang auf etwa 38 Gew. % zu verzeichnen.

Der Durchschnitt der Ton-/ Schlufffraktion beträgt 18 Gew. %, der Durchschnitt der Sandfraktion 32 Gew. % und der Durchschnitt der Grobfraktion 50 Gew. %.

Bohrung 4 (Coco Key-Riff)

Bohrung 4 wurde auf dem Riffdach in einer Lücke innerhalb des Poritesrasens abgeteuft. Die Wassertiefe betrug 3 m.

Es wurden nur 2 Proben aus 5,0 und 5,8 m Sedimenttiefe gewonnen. Der Anteil der Ton-/ Schlufffraktion (T/U) beträgt 14 Gew. %, der Anteil der Sandfraktion (S) nimmt von 5,8 m bis 5,0 m auf 36 Gew. % zu. Die Grobfraktion (G) geht dagegen von 64 auf 50 % in 5 m Sedimenttiefe zurück.

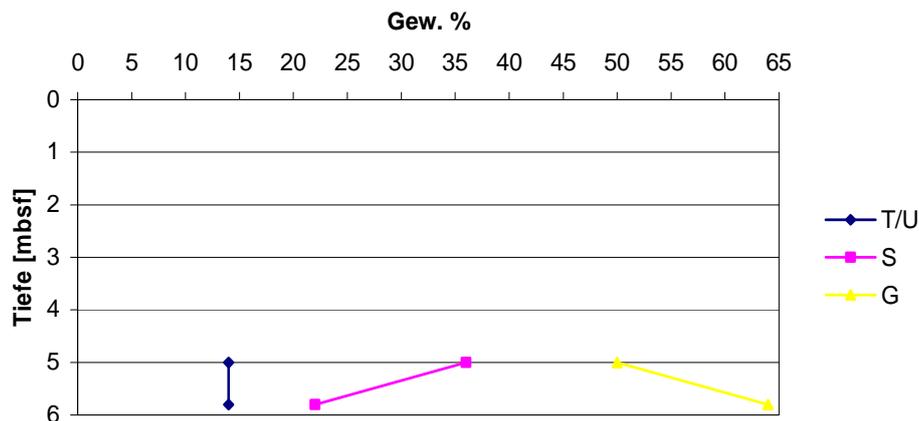


Abb. 58: Anteil von T/U, S und G von Bohrung 4.

Der Durchschnitt der Ton-/ Schlufffraktion beträgt 14 Gew. %, der Durchschnitt der Sandfraktion 29 Gew. % und der Durchschnitt der Grobfraktion 57 Gew. %.

Da bei Bohrung 4 nur zwei Proben genommen wurden, können auf dieser Grundlage keine sichere Einstufung und kein sinnvoller Vergleich mit den Bohrungen 1 bis 3 erfolgen. Trotz können die Werte als allgemeiner Anhaltspunkt angesehen werden.

Vergleich der Bohrungen

Die Bohrungen 1 bis 3 zeigen innerhalb der Ton-/ Schlufffraktion Anteile zwischen 16 und 19 %. Dabei zeigt Bohrung 2 mit 16 % den geringsten durchschnittlichen Anteil. Die Werte von Bohrung 1 und 3 sind vergleichbar.

Bei der Sandfraktion zeigen die Bohrungen 2 und 3 mit 32 % den höchsten durchschnittlichen Anteil, während Bohrung 1 nur einen Anteil von 25 % aufweist.

Den größten Anteil von Grobfraktion mit 56 % verzeichnet Bohrung 1, gefolgt von Bohrung 2 mit 52 %, Bohrung 3 liegt mit 50 % nur geringfügig dahinter.

Zum Vergleich, Bohrung 4, weist mit 56 % den höchsten Grobanteil und mit nur 14 % den niedrigsten Feinanteil auf.

Die Bohrungen 1 und 3 zeigen zur Oberfläche hin eine Zunahme der Ton-/ Schluff- sowie der Sandfraktion, parallel dazu nimmt die Grobfraktion in beiden Bohrungen ab. Dagegen zeigt Bohrung 2 eher einen Rückgang der Feinfraktion zur Oberfläche hin, während sowohl Sand- als auch Grobfraktion keine

eindeutigen Trends zeigen. Das wird als Hinweis darauf interpretiert, dass die Laguna Bocatorito von Rest der Bahia Almirante abgekoppelt ist. Nur wenig terrigene Feinfraktion gelangt durch den Mangrovengürtel in dieses Gebiet. Dagegen spiegelt sich in den Bohrungen 1 und 3 die Lage in der offenen Bucht wider. Hinweise darauf liefert zum einen der höhere Anteil der Feinfraktion, der wahrscheinlich aus terrigenen Quellen stammt, zum anderen zeigt die Zunahme der Feinfraktion nach oben hin, eine Intensivierung des terrigenen Eintrags. Die durch den Mangrovengürtel isolierte Laguna Bocatorito war offenbar nicht davon betroffen. Als Ursache wird angenommen, dass vor allen über den Canal de Boca del Drago verstärkt terrigenes Material in Form von Feinfraktion in die Bucht gelangte.

5.3.2 Komponentenanalyse der Bohrungen

Bohrung 1 (Südseite Isla Colón)

Die ersten 2 m der Bohrung wurden nicht beprobt. Auch im weiteren Verlauf der Bohrung, bei 2,0, bei 2,8, bei 3,6 und bei 4,1 m ist die Grobfraktion durch *Porites furcata*-Fragmente dominiert. Zwischen 4,1 m und 2,0 m nimmt der Porites-Anteil von 90,1 auf 97,1 % zu. Auffällig ist die starke Fragmentierung der ästigen Porites-Komponenten im erbohrten Abschnitt.

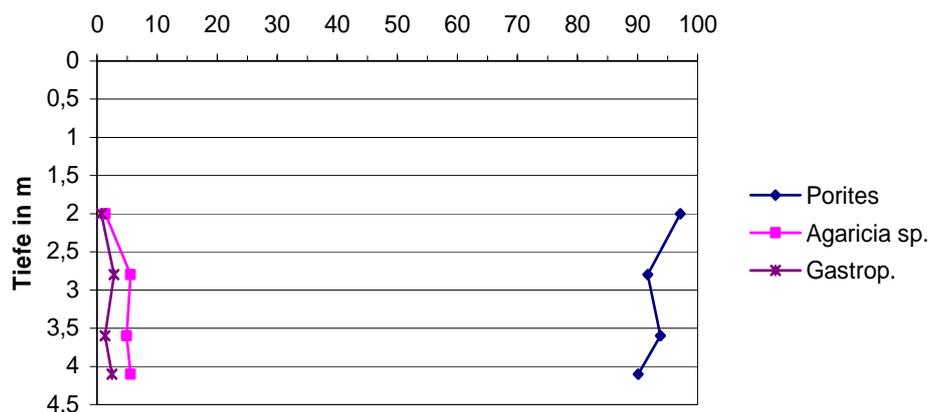


Abb. 59: Komponentenverteilung von Bohrung 1 in %.

Der Anteil von *Agaricia* sp. nimmt zwischen 4,1 und 2 m von 5,6 auf 1,4 % ab. In 4,1 m Tiefe treten, wenn auch in geringer Anzahl, Fragmente von *Siderastrea* sp. und *Oculina* sp. auf.

Tiefe [mbsf]	<i>Porites furcata</i>	<i>Agaricia</i> sp.	<i>Siderastrea</i> sp.	<i>Oculina</i> sp.	Gastrop.	Bivalven
2	97,1	1,4			0,7	0,7
2,8	91,7	5,6			2,8	
3,6	93,8	4,9			1,3	
4,1	90,1	5,6	0,6	0,6	2,5	0,6

Tab. 5: Komponentenverteilung von Bohrung 1 in %.

Das Vorkommen von *Siderastrea* sp. und *Oculina* sp. in 4,1 Tiefe lässt auf eine höhere Diversität in diesem Abschnitt schließen. In 4,1 m Tiefe konnte aufgrund eines Bohrhindernisses nicht weitergebohrt

werden. Dort stehen entweder die ehemalige pleistozäne Landoberfläche oder eine massive Korallenkolonie an.

Bohrung 2 (Mangroveninsel 1, Laguna Bocatorito)

Wie schon bei Bohrung 1 wird der Hauptteil der Grobfraction > 2 mm durch *Porites furcata*-Schutt gestellt. Jedoch schwankt der Anteil innerhalb des Bohrprofils beträchtlich. In 5,3 m Tiefe beträgt der Anteil 93,5 % und steigt bis 5,04 m Tiefe auf 96,5 % an. Anschließend fällt ein markanter Rückgang auf, dabei wird bei 4,45 m mit 50,3 % der niedrigste Anteil erreicht. Bis 1,8 m steigt der Anteil wieder auf 93,3 % an. Auffallend ist, dass die *Porites*-Komponenten weniger stark fragmentiert sind als die von Bohrung 1.

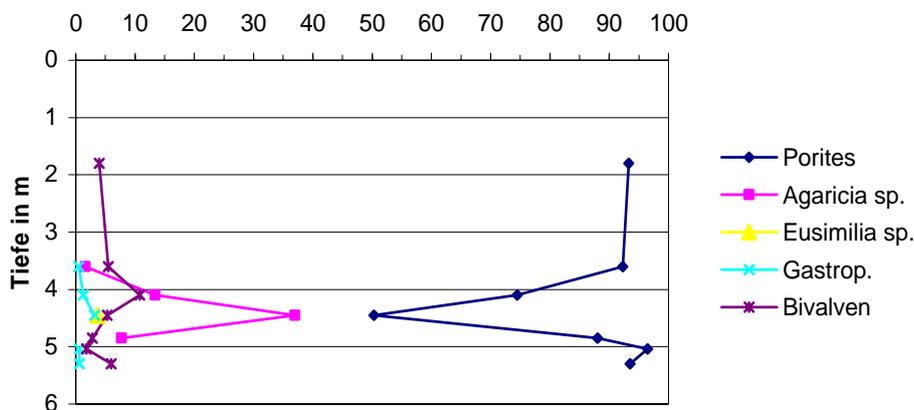


Abb. 60: Komponentenverteilung von Bohrung 2 in %.

Zwischen 4,85 und 3,6 m steuert *Agaricia* sp. einen Anteil von bis zu 37 % zum Grobschutt bei. Also gerade in dem Abschnitt, in dem *Porites furcata* stark zurückgegangen ist. Bei 4,45 m ist auch *Eusimilia* cf. *fastigiata* vorhanden. Offensichtlich ist der Rückgang von *Porites furcata* zum einen mit einer allgemeinen Diversitätszunahme und zum anderen mit dem verstärkten Auftreten von *Agaricia* sp. korrelierbar.

Tiefe [mbsf]	<i>Porites furcata</i>	<i>Agaricia</i> sp.	<i>Eusimilia</i> sp.	Serpeln	Gastrop.	Bivalven	Holz	Halimeda	Echin.
1,8	93,3					4	2,7		
3,6	92,3	1,6			0,5	5,5			
4,1	74,5	13,4			1,3	10,8			
4,45	50,3	37	3,7	0,5	3,2	5,3			
4,85	88	7,7				2,8		0,7	0,7
5,04	96,5				0,6	1,8		1,2	
5,3	93,5				0,6	6			

Tab. 6: Komponentenverteilung von Bohrung 2 in %.

In diesen Bereich fällt auch eine Zunahme des Gastropoden- und Bivalvenanteils. Die Holzkomponenten bei 1,8 m sind wohl auf das unmittelbare Anstehen des Mangroventorfs zurückzuführen.

Bohrung 3 (Mangroveninsel 3, östlich Laguna Bocatorito)

Ebenso wie bei Bohrung 1 und Bohrung 2 steuert *Porites furcata* den größten Anteil zur Grobfraktion > 2 mm bei. Jedoch schwanken die Anteile innerhalb des Bohrprofils beträchtlich. Bei 5,1 m beträgt der Anteil 51,5 %, der dann bis 3,6 m auf 83,6 % ansteigt. Im weiteren Verlauf tritt ein abrupter Rückgang auf, so dass bei 2,1 m nur noch ein Anteil von 13,1 % erreicht wird. Im Vergleich zur Bohrung 2 sind die Poriteskomponenten stärker fragmentiert, wenn auch nicht in dem Maße wie bei Bohrung 1 aber dennoch deutlicher als bei Bohrung 2.

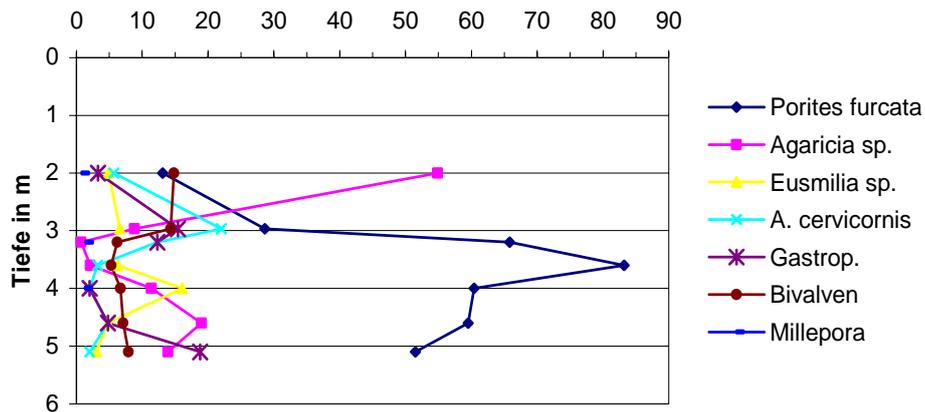


Abb. 61: Komponentenverteilung von Bohrung 3 in %.

Der Anteil von *Agaricia* sp. ist starken Schwankungen unterworfen. Sie belaufen sich zwischen 0,7 % in 3,2 m und 54,9 % in 2 m Tiefe. Einen erheblichen Beitrag zum Grobschutt liefert auch *Acropora cervicornis*, er beläuft sich zwischen 2 und 22 %. Vergleichbares gilt ebenso für die Art *Eusimilia fastigiata*, deren Anteil in 4 m Tiefe 16,1 % erreicht.

Tiefe [mbsf]	<i>Porites furcata</i>	<i>Agaricia</i> sp.	<i>Eusimilia</i> sp.	<i>Acropora cervicornis</i>	Gastrop.	Bivalven	Holz	<i>Millepora</i> sp.	<i>Cladocora</i> sp.
2	13,1	54,9	4,9	5,7	3,3	14,8	2,5	0,8	
2,97	28,6	8,8	6,6	22	15,4	14,3	4,4		
3,2	65,8	0,7		12,3	12,3	6,2		1,4	1,4
3,6	83,2	2,1	6,3	3,2		5,3			
4	60,4	11,4	16,1	2	2	6,7		1,3	
4,6	59,5	19	4,8	4,8	4,8	7,1			
5,1	51,5	13,9	3	2	18,8	7,9	3		

Tab. 7: Komponentenverteilung von Bohrung 3 in %.

Auch Gastropoden und Bivalven stellen mit bis zu 18,8 bzw. 14,8 % einen nicht unbedeutenden Anteil an der Grobfraktion. Bei den Bivalven nimmt der Anteil von 5,1 m bis 2 m zu, bei den Gastropoden kann ein vergleichbarer Trend nicht beobachtet werden.

Mit 5 identifizierten Korallenarten ist bei Bohrung 3 eine vergleichsweise hohe Diversität zu beobachten. Die Bohrung zeigt zudem einige markante Verteilungsmuster der Korallendiversität. So sind bei *Porites furcata* und bei *Agaricia* sp. stets gegenläufige Trends zu beobachten. Ein geringer Anteil von *Porites furcata*-Komponenten ist an einen hohen Anteil von *Agaricia* sp. gebunden und umgekehrt. Ein ver-

gleichbarer Trend tritt auch beim Vergleich von *Acropora cervicornis* und *Porites furcata* in Erscheinung. Rezent wurde kein Vorkommen von *Acropora cervicornis* in der Umgebung beobachtet. Aber da *Acropora cervicornis*-Fragmente in allen Abschnitten der Bohrung vorkommen, kann auf ein ausge dehntes und über einen längeren Zeitraum etabliertes Vorkommen von *Acropora cervicornis* in der Ver gangenheit geschlossen werden. Das Vorkommen von Holz bei 2 und 2,97 m ist auf die unmittelbare Nähe des Mangroventorfs zurückzuführen und kann beim Bohrfortgang in tiefere Abschnitte verschleppt worden sein.

Bohrung 4 (Coco Key-Riff)

Bis in 5,2 m Tiefe wurde durchgängig unverfestigter Poritesschutt angetroffen. In der aus 5,2 m Tiefe stammenden Probe nimmt *Porites furcata* mit 76,5 % den größten Anteil ein, gefolgt von *Agaricia* sp. mit 20,4 % und *Acropora cervicornis* mit 1 %. Die *Porites furcata*-Kompo nenten weisen einen vergleichbar hohen Fragmentierungsgrad wie bei Bohrung 1 auf. Wie schon den Bohrungen 1 bis 3 wird sichtbar, dass auch das Coco Key-Riff fast durchgängig von *Porites furcata* dominiert und aufgebaut wird.

Coco Key-Riff 5,2 [mbsf]	%
<i>Porites furcata</i>	76,5
<i>A. cervicornis</i>	1,0
<i>Agaricia</i> sp.	20,4
<i>Millepora</i> sp.	1,0
Serpeln	1,0

Tab. 8: Komponentenverteilung von Bohrung 4.

Vergleich und Interpretation

Die *Porites*-Komponenten aller Bohrungen wiesen unterschiedliche Fragmentierungsgrade auf. Die aus Bohrung 2 zeigen den geringsten Fragmentierungsgrad gefolgt von Bohrung 3. Die *Porites*komponenten aus den Bohrungen 1 und 4 sind am stärksten fragmentiert. Hier besteht ein eindeutiger Zusammenhang mit der unterschiedlichen Wellenenergie der Standorte.

Die starke Fragmentierung ist auf die vergleichsweise hohe Wellenenergie zurückzuführen, die an der Südseite der Inseln Colón und am Coco Key-Riff wirkt. Die vergleichsweise niedrige Wellenenergie in der Laguna Bocatorito und an der Ostseite des Mangrovengürtels führen zu einem entsprechend geringem Fragmentierungsgrad in diesen Gebieten.

Da dieses Grundmuster auch innerhalb der Kerne unverändert ist, wird deutlich, dass innerhalb des Kernabschnitt die Lage bezüglich der Wasserenergie unverändert war. Das bedeutet, dass sich die Laguna Bocatorito schon in der Vergangenheit durch eine niedrige Wasserenergie ausgezeichnet hat, während die Südseite der Insel Colón oder das Coco Key-Riff im selben Zeitraum einer deutlich höheren Wellenenergie unterworfen waren.

Der Vergleich der Durchschnittswerte aller 3 Bohrungen (Abb. 62) zeigt, dass *Porites furcata* in Bohrung 1 mit 93,1 % den höchsten Anteil im Grobschutt stellt, in Bohrung 2 liegt er noch bei 82,9 % während er in Bohrung 3 nur 55,2 % erreicht. Dies ist auf die vergleichsweise hohe Diversität in Bohrung 3 zurückzuführen, in der *Agaricia* sp. 19,9, *Acropora cervicornis* 7,7 und *Eusmilia fastigiata* 5 % des Grobschutt ausmachen. Trotz der Unterschiede zwischen den Bohrungen war und ist *Porites furcata* in den erbohrten Bereichen die dominierende Art und damit einer der Haupttriffbildner in der Bahia Almirante. Die

unterschiedlichen Anteile von *Porites furcata* und die Diversitätsunterschiede sind auf die verschiedenen Standorte der Bohrungen zurückzuführen.

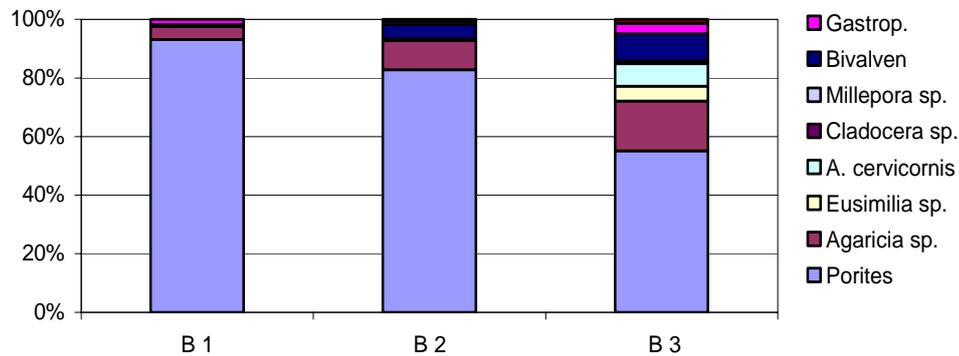


Abb. 62: Durchschnittswerte der Bohrungen 1 bis 3 im Vergleich.

Die Zunahme des *Porites*-Anteils in Richtung Sedimentoberfläche bei Bohrung 1 und der parallele Rückgang von *Agaricia* sp. lässt auf eine Abnahme der Wassertiefe schließen. Dies wird durch das Einschalten von Mangroventorfflagen oberhalb 1,10 m Sedimenttiefe belegt. Die *Porites*dominanz in 2 m entspricht der Situation, wie sie in GREB et al. (1996) für den *Porites furcata* dominierten, mangrovennahen Flachwasserstreifen beschrieben wird.

Ebenso wie bei Bohrung 1 nimmt bei Bohrung 2 der *Porites*-Anteil zur Oberfläche hin zu, während umgekehrt der *Agaricia*-Anteil abnimmt. Ursache ist wohl eine Abnahme der Wassertiefe, die auf den Verlandungsprozess zurückgeführt werden kann. Das Auftreten von Mangroventorf und das Ende des Riffwachstums folgen unmittelbar auf die letzte *Porites*-Lage, die mit 93,3 % einen hohen *Porites*-Anteil aufweist. Wie schon bei Bohrung 1 markiert *Porites furcata* das letzte Stadium des Riffwachstums in Flachwasser, welches nur noch eine Tiefe von wenigen Dezimetern hat. Im weiteren Verlauf wird Mangroventorf akkumuliert. Diese Situation ist rezent im Flachwasser am Mangrovensaum zu beobachten, in dem ausschließlich *Porites*rasen wachsen GREB et al. (1996).

Im Unterschied zu den Bohrungen 1 und 2 nimmt bei Bohrung 3 der *Porites*-Anteil nach oben hin ab, während der Anteil von *Agaricia* sp. zunimmt. Gleichzeitig ist in den betroffenen Abschnitten eine höhere Korallendiversität zu beobachten. Zudem liegt der Anteil von Bivalven und Gastropoden, verglichen mit den Bohrungen 1 und 2, relativ hoch. Dies lässt auf gute Umweltbedingungen in diesem Gebiet in der Vergangenheit schließen.

Im Gegensatz dazu war die Laguna Bocatorito offenbar auch in der Vergangenheit ähnlich niederdivers wie im Rezenten (GREB et al., 1996). Offensichtlich war der Verlandungsprozess im Bereich des Mangrovgürtels schon so weit fortgeschritten, dass die Laguna Bocatorito vom Rest der Bahia Almirante isoliert wurde.

Auffallend ist bei den Bohrungen 1 bis 3, dass *Porites furcata* und *Agaricia* sp. stets gegenläufige Trends zeigen. Ein geringer Anteil von *Porites furcata*-Komponenten ist an einen hohen Anteil von *Agaricia* sp. gebunden und umgekehrt. Vergleichbares tritt auch bei *Acropora cervicornis* und *Porites furcata* auf.

Die Dominanz von *Porites furcata* im Übergangsbereich Riffwachstum/ Mangroventorf in den Bohrungen 1 und 2 zeigt das Stadium eines Verlandungs-

oder Verflachungsprozess an, in dem *Porites furcata* für das letzte Stadium des Riffwachstum im Flachwasser steht. *Porites furcata* ist als eine von wenigen Arten in der Lage, unter den erschwerten Bedingungen des Flachwassers, wie etwa einer Salinitätsreduktion (MANZELLO & LIRMAN, 2003) oder einer erhöhten Sedimentation zu wachsen. Ergebnis sind die monospezifischen *Porites*rasen, die eine nahezu hundertprozentige Bedeckung zeigen.

Im Vergleich zum Standort von Bohrung 2 zeichnet sich die Lage von Bohrung 3 an der Luvseite des Mangrovengürtels durch eine höhere Wellenenergie und eine geringere Wassertrübung aus. Die günstigen Umweltbedingungen ermöglichen eine höhere Diversität. Die höhere Wellenenergie erschwert zudem den Verlandungsprozess. Zwar nimmt bei Bohrung 3 von 5,1 bis 3,6 m der Anteil von *Porites furcata* von 51,5 auf 82,3 % zu, was als eine Abnahme der Wassertiefe interpretiert werden könnte. Aber von 3,6 bis 2 m geht der *Porites furcata*-Anteil auf 13,1 % zurück. Stattdessen steigt der *Agaricia* sp.-Anteil über den gleichen Abschnitt auf 54,9 % an.

Wenn *Porites furcata* als Flachwasserindikator (überwiegendes Vorkommen oberhalb 3 m Wassertiefe) und *Agaricia* sp. als Repräsentant für Wassertiefen zwischen 3 und 12 m gesehen werden (ARONSON et al., 2004), so könnte das Auftreten von *Agaricia* sp. eine Zunahme der Wassertiefe anzeigen. Das wiederum stellt einen Widerspruch zum darüberliegenden Mangroventorf dar, der eigentlich einen Verlandungsbeginn anzeigt. Eine Ursache für eine Zunahme der Wassertiefe könnten coseismischen Absenkungen sein, wie sie in der Bahia Almirante auftreten können. Da diese aber die Größenordnung von 0,5 m bis 0,7 m nicht überschreiten (PHILIPS & BUSTIN, 1996) und einen Absenkung in dieser Größenordnung nicht zu einer Veränderung der Tiefenzonierung führt, erscheint dies als Ursache wenig wahrscheinlich.

PHILIPS & BUSTIN (1996) ermittelten Akkumulationsraten von etwa 2,5 mm/Jahr bei den Changuinola-Mangroventorfablagerungen, die westlich an die Bahia Almirante angrenzen. Bei Annahme dieser Akkumulationsrate für die Manroveninseln in der Laguna Bocatorito, kann für die Untergrenze des Mangroventorfs in 1,8 m Tiefe ein Alter von 720 Jahren angenommen werden. Folglich sind die

	Bohrung 1 in %	Bohrung 2 in %	Bohrung 3 in %
<i>Porites furcata</i>	93,1	82,9	55,2
<i>Agaricia</i> sp.	4,5	10,0	16,9
<i>Eusimilia</i> sp.		0,6	5,0
<i>A. cervicornis</i>			7,7
<i>Cladocera</i> sp.			0,3
<i>Siderastrea</i> sp.	0,1		
<i>Oculina</i> sp.	0,1		
<i>Millepora</i> sp.			0,7
Bivalven	0,3	4,9	9,3
Gastrop.	1,8	1,0	3,5
Echinodermen		0,1	
Serpeln		0,1	
Halimeda		0,3	
Holz		0,2	1,4

Tab. 9: Durchschnittlicher Anteil der Komponenten im Vergleich.

Riffsedimente unterhalb des Mangroventorfs so alt, dass eine anthropogene Beeinflussung, wie sie in den letzten 150 Jahren in der Bahia Almirante wirksam wurde, unwahrscheinlich ist, und somit als Ursache für die beschriebenen Schwankungsmuster von *Porites furcata*, *Agaricia tenuifolia* und *Acropora cervicornis* auszuschließen ist.

ARONSON et al. (2004) führten in der Bahia Almirante an verschiedenen Stellen in einer Wassertiefe zwischen 5 und 10 m Bohrungen durch. Dabei stellen sie fest, dass *Porites furcata* in den letzten 2000 bis 3000 Jahren die Riffe der Bucht dominierte. Die Bohrkerne belegen nur lokale und zeitliche begrenzte Abschnitte zwischen einigen zehner und einigen hundert Jahren, in denen *Porites furcata* durch andere Arten ersetzt wurde. Aber nach ARONSON et al. (2004) führen in den letzten Jahrzehnten anthropogen verursachte Veränderungen der Wasserqualität dazu, dass *Agaricia tenuifolia* die Rolle von *Porites furcata* einnimmt und diese Art ersetzt. Offenbar besitzt *Agaricia tenuifolia* gegenüber *Porites furcata* eine größere Toleranz gegenüber einer erhöhten Wassertrübung und erhöhten Nährstoffkonzentrationen sowie einer eingeschränkten Durchlichtung (SEBENS et al., 2003). Demgegenüber zeigt sich *Porites furcata* unempfindlicher gegenüber Salinitätschwankungen, wie sie im Flachwasser auftreten (MANZELLO & LIRMAN, 2003).

Deshalb könnte die Salinität ein wichtiger Faktor sein, der die Verbreitung von *Porites furcata* in der Bucht kontrolliert. Der Rückgang von *Porites furcata* wie ihn ARONSON et al. (2004) beschreibt oder wie er in den Bohrungen 2 und 3 dokumentiert ist, könnte mit Veränderungen in der Schichtung des Wasserkörpers der Bucht zusammenhängen. Nach GRAML (2000) ist der oberflächennahe Teil bis zu etwa 5 m Wassertiefe mit etwa 33,5 ‰ leicht ausgesüßt, dagegen steigt ab 5 m Wassertiefe die Salinität auf bis 35 ‰ an. *Porites furcata* tritt überwiegend zwischen 0 und 6 m Wassertiefe auf, scheint also den ausgesüßten Teil zu bevorzugen.

Wenn sich die Schichtung verändert, etwa wenn die oberflächennahe stärker ausgesüßte Schicht kleiner wird, schrumpft auch der bevorzugte Siedlungsbereich von *Porites furcata* zusammen. Ursachen für eine Änderung der Ozeanographie der Bucht können in einem geänderten Wasseraustausch mit dem offenen Meer liegen. So führt eine Vertiefung in Canal de Boca del Drago zu einem verstärkten Zustrom von Meerwasser normaler Salinität in die Bucht. Das Erdbeben von 1991 führte im Bereich des Canal de Boca del Drago zu coseismischen Absenkungen von 0,5 m, auch der Canal de Bocas del Toro war von coseismischer Subsidenz (0,7 m) betroffen (PHILIPS & BUSTIN, 1996). Der dadurch erweiterte Kanalquerschnitt verstärkte den Zustrom von Meerwasser mit normaler Salinität in die Bucht. Derartiges dürfte sich in den letzten 2000 bis 3000 Jahren mehrmals wiederholt haben. Auch der Meeresspiegelanstieg der letzten 3000 Jahre hat wohl den Zustrom von Meerwasser normaler Salinität in die Bahia Almirante verstärkt. Nach TOSCANO & MACINTYRE (2003) betrug der Anstieg etwa 1 m in den letzten 3000 Jahren.

Unterstützt wird die Annahme durch die Korngrößenanalyse der Bohrungen 1 und 3. Beide Bohrungen zeigen aufgrund der Zunahme der Feinfraktion eine Intensivierung des terrigenen Eintrags an. Da eine anthropogene Ursache mit ziemlicher Sicherheit ausscheidet, ist die wahrscheinlichste Ursache ein verstärkter Instrom von Suspension über den Canal Boca del Drago in die Bucht.

Folge des verstärkten Instroms war eine Salinitätszunahme, so dass der von *Porites furcata* bevorzugte Lebensraum, bzw. die ökologische Nische, kontinuierlich schrumpfte und es dadurch *Agaricia tenuifolia* ermöglichte, die frei werdenden Habitatflächen zu besetzen. Auch ARONSON et al. (2004) stellen in den Bohrkernen temporäre Unterbrechungen der *Porites*-Dominanz fest, in denen offenbar lokal und in Zeiträumen von Jahrzehnten bis Jahrhunderten *Porites furcata* durch andere Arten wie *Agaricia* sp. ersetzt wurde. Als Ursachen kommen Schwankungen der Chemokline in Frage. Der Rückgang von *Porites furcata* kann auf ein Ansteigen von salzreichem Tiefenwasser bis in mittlere Tiefen zurückzuführen sein, oder falls die Salinität auch im Flachwasser zunimmt, kann auch dort ein Rückgang dieser Art auftreten.

6. Organischer Kohlenstoff sowie Karbonat- und Siliziklastikagehalte in den Sedimenten der Bahia Almirante

6.1 Grundlagen und Methodik

Die wichtigste Karbonatverbindung (TIC oder Total Inorganic Carbon) in marinen Sedimenten ist das Kalziumkarbonat (CaCO_3). Seine Gehalte können zwischen 0 und 100 % variieren. In geringen Mengen können auch Magnesiumkalzit, Dolomit und einige andere Karbonate vorhanden sein. Die Karbonatgehalte sind fast ausschließlich biogenen Ursprungs. Die Variationen des Karbonatgehalts im Sediment werden durch Produktion, Lösung und Verdünnung gesteuert.

Organisch gebundener Kohlenstoff (C_{org} , TOC oder Total Organic Carbon) ist der wichtigste Motor für diagenetische Prozesse, insbesondere in den obersten Sedimentabschnitten.

TOC-Gehalte von durchschnittlich 0,3 Gew. % kommen in stark oxischen, allgemein bräunlich bis gelblich gefärbten Sedimenten vor die typisch für landferne Tiefsee-Ebenen sind. In den feinkörnigen Schlickern von Schelf- oder Kontinentalhang und in Nebenmeeren humider Klimabereiche finden sich durchschnittliche TOC-Gehalte von 1,02 Gew. %, die aber auch durchaus Gehalte von über 4 Gew. % erreichen können (ROMANKEVICH, 1984; EMERSON & HEDGES, 1988). Diese Sedimente zeichnen sich durch graue, grau-grüne oder auch schwärzliche Farbtöne aus. Oft riechen sie auch nach Schwefelwasserstoff (H_2S). In den Becken der Bahia Almirante treten derartige Sedimente mit ähnlich hohen Werten auf. Da sich das organische Material fast nur in der Feinfraktion der Sedimente befindet, werden die höchsten TOC-Gehalte in feinkörnigen Schlickern erreicht, Sandanteile wirken verdünnend. Man findet daher meist eine Gegenläufigkeit der Gehalte an TOC und der Anteile an Grobfraktion.

Die Anreicherung von organischem Kohlenstoff in den Sedimenten wird außer durch den Eintrag und die Erhaltung durch die Menge an sedimentierender anorganischer Matrix bestimmt. Der prozentuale Gehalt des organischen Kohlenstoffs am trockenen Sediment (TOC-Gehalt) wird also durch variable Mengen biogener oder klastischer, mineralischer Matrix in Abhängigkeit von der Sedimentationsrate mehr oder weniger verdünnt. Das Verhältnis von organischem Kohlenstoff zum Feinsedimentanteil steht stellvertretend für den TOC-Gehalt der Feinsedimentanteile. Er dokumentiert, dass der TOC-Gehalt der Feinsedimente zu verschiedenen Zeitpunkten und an verschiedenen Standorten sehr unterschiedlich sein kann. So reflektiert das Verhältnis der TOC-Gehalte zu den Feinsedimentanteilen in den Oberflächensedimenten die Sukzession der Primärproduktion und der strömungsbedingten Verteilung von Biodepositen, aus denen der Feinsedimentanteil besteht.

Der organische Kohlenstoff kann marinen oder terrestrischen Ursprungs sein. Dabei ist die absolute Menge abhängig von den klimatischen Bedingungen auf dem Festland und der Nähe zu Flüssen, über die große Mengen an terrestrischem organischem Material eingetragen werden. HEDGES & PARKER (1976) schlossen über Ligningehalt und Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope, dass der Einfluss von terrestrischem organischem Material auf die küstennahen Sedimentationsräume beschränkt ist.

Der in das marine Milieu eingetragene organische Kohlenstoff besitzt einen hohen Anteil von Struktur-Polysacchariden und Polymeren (etwa Zellulose oder Lignin), die für die Organismen der marinen Lebensgemeinschaft nur schwer oder gar nicht abbaubar sind (BENNER et al., 1988)

Methodik

Von insgesamt 100 Oberflächensedimentproben wurden die Gehalte von TC (Total Carbon), TIC, TOC und C_w (Wassergehalt) ermittelt. Die Probenahme erfolgte per Bodengreifer (79 Proben), Kolbenlot (12 Proben) und Taucher (9 Proben). Die Probenlokationen sind in Abb. 63 dargestellt.

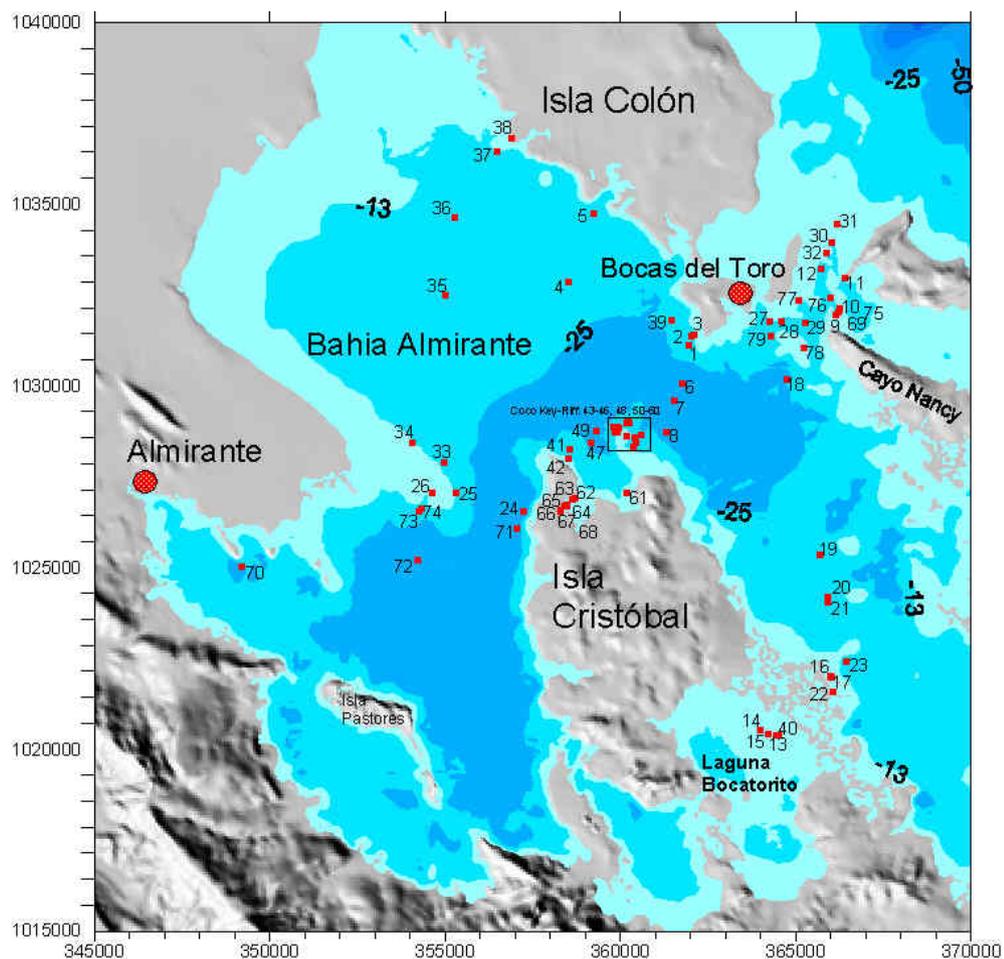


Abb. 63: Karte der Probenstationen.

Das Probenmaterial wurde tiefgefroren gelagert, die Probenvorbereitung wurde unter weitgehendem Verzicht auf Kunststoffmaterialien durchgeführt, um eine Kontamination zu vermeiden. Sämtliche Proben wurden getrocknet, im Achatmörser gemahlen und homogenisiert. Das so gewonnene Probenmaterial diente als Ausgangssubstanz für sämtliche Messungen. Vor den Messungen wurden die Proben mehrere Tage offen im Trockenschrank bei 40°C gelagert.

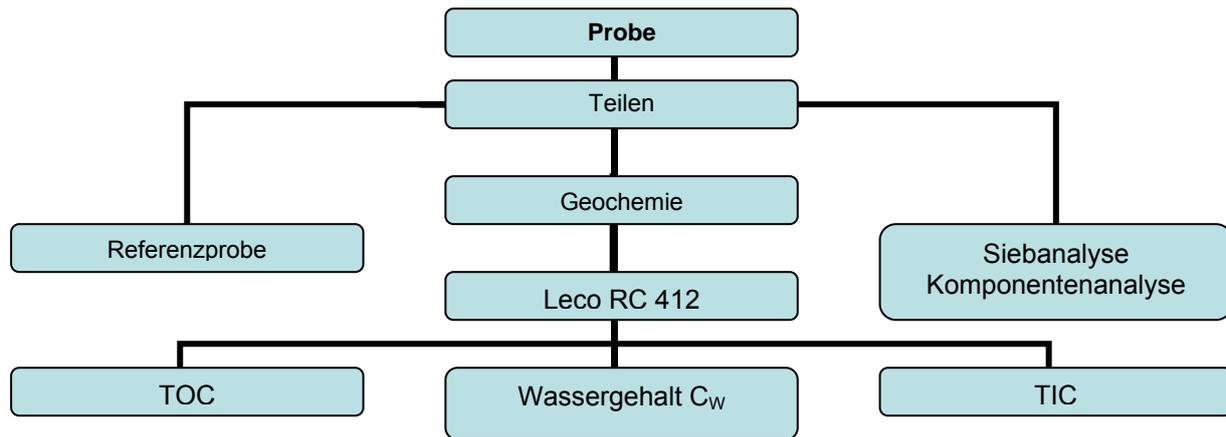


Abb. 64: Schema der grundlegenden Arbeits- und Analyseschritte

Gesamtkohlenstoffgehalt (TC)

Der Gesamtkohlenstoffgehalt (TC) wurde an einem LECO Multiphase Carbon Determinator RC 412 bestimmt. Zur Messung wurde 20 bis 120 mg des Sediments eingewogen. Die Analysen wurden mit Sauerstoff als Trägergas bei einer Ofentemperatur von 1006°C und einer Haltezeit von 300 Sekunden durchgeführt. Dabei zerfällt der karbonatische Kohlenstoff nach der Gleichung $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$ in einer thermischen Dissoziation (Bei $T > 900^\circ\text{C}$). Der Graphit und die Kohlenwasserstoffe werden durch das Trägergas aufoxidiert und die Gasdurchflussmenge und die Konzentration beider Anteile (TC) anschließend über IR-Detektion gemessen. Für jede Probe wurde jeweils eine Doppelbestimmung durchgeführt und aus beiden Messungen der Mittelwert gebildet. Kalibriert wurde über einen Standard.

Anorganischer Kohlenstoff (TIC) bzw. Karbonatgehalt

Die coulometrische Bestimmung des anorganischen Kohlenstoffs (TIC) erfolgte an einem CO_2 -Coulometer CM 5014 von UIC und einer Acidifizierungseinheit / TIC Autosampler CM5240 von ORBIS BV. Bei diesem Verfahren wird aus den Karbonaten der Probe durch Zufuhr von Perchlorsäure CO_2 freigesetzt. Dieses wird mittels eines Inertgastroms in eine Absorbtionszelle geleitet. Dort findet eine Reaktion mit Monoethanolamin zu der tritrierbaren Hydroxymethyl-Carbaminsäure statt. Die Rücktitration dieser Säure erfolgt durch elektrochemisch erzeugtes Hydroxid. Der Verlauf der Reaktionskette wird kontinuierlich mit Hilfe eines Farbindikators und einer Transmissionsmessung verfolgt. Die Menge des freigesetzten CO_2 ist direkt proportional zur Menge des verbrauchten Stroms. Von jeder Probe wurde eine Doppelmessung durchgeführt, die Einwaage betrug 10 mg. Auch hier erfolgte eine Kalibrierung durch Messung eines Standards.

Unter der Annahme, dass das TIC in Form von CaCO_3 vorliegt, wurde der Karbonatgehalt folgendermaßen bestimmt:

$$\text{CaCO}_3 [\%] = \text{TIC} [\%] \cdot 8,33 \quad (8,33 = \text{stöchiometrischer Umrechnungsfaktor})$$

Siliziklastika

Da die Sedimente der Bucht von Almirante aus einem Zweikomponentensystem von biogenem Karbonat und terrigenem Ton bestehen, konnte daraus direkt der Anteil der siliziklastischen Fraktion bestimmt werden ($100\% - \text{CaCO}_3 = \% \text{Siliziklastika}$).

Wassergehalt C_w

Neben dem Gesamtkohlenstoff wurde auch die Konzentration des Kristallwassers C_w an der LECO RC 412 bestimmt. Der Wassergehalt der Proben liefert indirekt einen Anhaltspunkt über den relativen Anteil von Tonmineralen im Sediment. Vor den Messungen wurden die Proben 6 Tage bei 60°C im Trockenschrank gelagert. Auch hier wurde für jede Probe jeweils eine Doppelbestimmung durchgeführt und aus beiden Messungen der Mittelwert gebildet. Die Kalibrierung erfolgte ebenfalls durch die Messung eines Standards.

Organischer Kohlenstoffgehalt (Corg, TOC)

Aus der Differenz zwischen Gesamtkohlenstoff (TC) und karbonatischem Kohlenstoff (TIC) ergibt sich der Gehalt vom organisch gebundenen Kohlenstoff (TOC): $C_{\text{TOC}} = C_{\text{TC}} - C_{\text{TIC}}$

Ergebnisse

6.2 TOC-, TIC- und TC-Gehalte in den Oberflächensedimenten der Bahia Almirante

TC

Der Gesamtkohlenstoffgehalt (TC) zeigt in der Bucht eine Schwankungsbreite zwischen 0,36 (BG 25, Pondsock-Riff) und 12,2 Gew. % (BG 63, Isla Cristóbal). Für das Buchtbecken unterhalb 20 m Tiefe ergibt sich ein Durchschnittswert von 4,86 Gew. %. Im ufernahen Bereich des Riffgürtels beträgt der Durchschnittswert etwa 9,07 Gew. %.

TOC

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff (TOC) schwankt in der gesamten Bucht zwischen 0,06 (Strand Leeseite Colón) und maximal 5,14 Gew. % (BG 61, Isla Cristóbal). Für das Buchtbecken unterhalb 20 m Wassertiefe ergibt sich ein Durchschnittswert etwa 2,04 Gew. % und für die ufernahen Bereiche des Riffgürtels oberhalb 20 m ergibt sich ein Durchschnittswert von etwa 1,17 Gew. %.

Das Becken zwischen der Isla Colón und der Isla Cristóbal zeichnet sich durch TOC-Gehalte zwischen 1,20 und 1,9 Gew. % auf. Mit zunehmender Ufernähe im Bereich des Riffgürtels (Südseite Isla Colón) ist

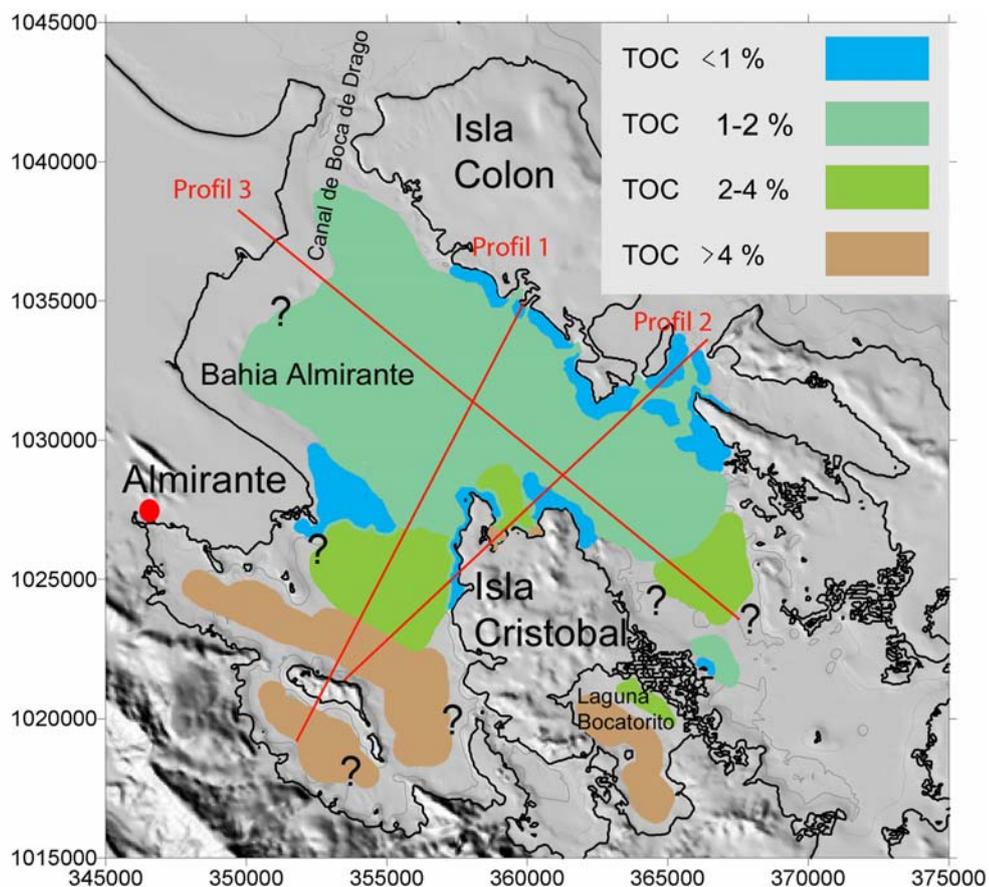


Abb. 65: Verteilung und Gehalt in Gew. % von TOC in der der Bahia Almirante. Verteilung und Gehalt abseits der Profile ist vermutet.

ein Rückgang auf Werte zwischen 0,5 und 1,0 Gew. % zu beobachten. Gehalte von über 2 % sind am östlichen Ende der Bucht, östlich der Isla Cristóbal anzutreffen. Im Canal de Bocas del Toro treten TOC-

Gehalte von überwiegend unter 1 Gew. % auf. In abgeschnürten Becken wie der Laguna Bocatorito treten durchweg relativ hohe Werte mit bis zu 4,58 Gew. % auf. Hohe Werte sind auch in Buchten, entlang der Nordseite der Insel Cristóbal, zu beobachten. Im Buchtbecken westlich der Insel Cristóbal und in Landnähe treten sehr hohe Gehalte mit bis zu 5,14 Gew. % auf. Bei Abb. 65 ist zu beachten, dass beim Übergang vom Buchtbecken in den hangwärtigen Riffgürtel der TOC-Gehalt innerhalb weniger Meter stark abnimmt und deshalb die Konzentrationsunterschiede nahezu linienhaft entlang scharfer Grenzen verlaufen. Im Gegensatz dazu wird in der Abbildung aus Darstellungsgründen nicht berücksichtigt, dass sich Veränderungen der TOC-Konzentration entlang von Profilen durch das Buchtbecken allmählich und über größeren Entfernungen vollziehen.

In Abbildung 65 sind zwei Haupttrends erkennbar.

Ein Haupttrend zeigt sich entlang des Nord-Süd-Profiles 1 (Abb. 65) von der SW-Seite der Insel Colón über das Pondssock-Riff zum Festland. Es ist die auffällige Zunahme des TOC-Gehalts von 0,51 % an der Leeseite der Insel Colón bis zu 4,65 Gew. % in Festlandsnähe festzustellen. An der Leeseite der Insel Colón werden, aufgrund des steilen Abfalls in das Buchtbecken, TOC-Gehalte von über 1 % schon in kurzer Uferentfernung erreicht. Im Bereich von BG 5 steigt der Gehalt auf fast 2,6 % an. Ursache für die wahrscheinlich punktuelle Konzentration dürfte der hohe Eintrag von terrigenem organischem Material aus der tief eingeschnittenen Bucht sein. Bis zum Pondssock-Riff (BG 25) bewegen sich die Gehalte im Buchtbecken um 1,42 %. Im Flachwasserbereich des Pondssock-Riffs geht der Gehalt auf bis zu 0,19 % zurück um dann südlich beim Übergang in tiefere Beckenbereiche auf 2,8 % anzusteigen. Im weiteren Verlauf des Profils in Richtung Festland steigt der TOC-Gehalt auf bis zu 4,65 % an.

Deutlich wird dieser Trend auch entlang des Nordost-Südwest-Profiles 2 (Abb. 65) vom Canal de Bocas del Toro über das Coco Key-Riff zum Festland. Im Canal de Bocas del Toro liegen die TOC-Gehalte meist unter 0,5 %. An der Leeseite der Insel Colón ist eine Zonierung aufgebaut, die unterschiedliche TOC-Gehalte aufweist. GREB et al. (1996) stellten in Zone 1 (unmittelbare Ufernähe, Wassertiefe ca. 1,5 m, überwiegend mit *Porites furcata* und *Thalassia* bewachsen) einen TOC-Gehalt von 0,55 % fest. In Zone 2, auch als Karbonatsandzone bezeichnet, die durch das gehäufte Auftreten vieler Demospongier gekennzeichnet ist, wurde ein TOC Gehalt von 0,75 % ermittelt. In der sich daran anschließenden Zone 3 (Riffgürtelzone) wurde ein Gehalt von 0,63 % ermittelt. Im Bereich des Riffhangs, bei ca. 23 m Wassertiefe gehen die Gehalte nochmals leicht auf Werte zwischen 0,51 und 0,74 Gew. % zurück. Mit Eintritt in das Buchtbecken und Wassertiefen von durchschnittlich 24 m steigen dann die TOC-Gehalte auf bis zu 1,65 % in Richtung Isla Cristóbal an.

Im Bereich des Coco Key-Riffs bewegen sich die TOC-Gehalte zwischen 1,82 Gew. % auf der Westseite, 2,80 Gew. % auf der Ostseite, 2,79 Gew. % auf der Südwestseite und 1,89 Gew. % auf der Nordseite. SCHMIDT & VON GLASNER (2002) ermittelten eine kontinuierliche Zunahme von TOC vom Top des Riffs bis ins Becken. Bis ca. 2,5 m Wassertiefe beträgt der Gehalt 0,2 Gew. % TOC, bis ca. 6,5 m Tiefe 0,2 bis 0,4 Gew. % TOC. Danach nimmt der Gehalt kontinuierlich bis zum Buchtbecken hin zu. In der Rotalgenzone (6m WT) werden schon Gehalte von 0,9 Gew. % erreicht. Im weiter südwestlichen Verlauf im Bereich der Punta Cristóbal wurde ein Wert von 2,07 % ermittelt. Im Flachwasserbereich an der Punta Cristóbal

gegen die Werte allerdings wieder zurück. Im weiteren südwestlichen Verlauf des Profils und zunehmender Landnähe steigen die Gehalte auf bis zu 2,55 % an der Westseite der Insel Cristóbal und auf bis zu 4,44 % in der Nähe von Almirante an.

Der zweite Haupttrend zeigt eine TOC-Zunahme entlang des Nordwest-Südost-Profiles 3 (Abb. 65) durch die Bahia Almirante. Im nordwestlichen Teil betragen die Gehalte etwa 1,3 Gew. %, in den östlichen Teilen der Bucht erhöhen sich die Gehalte auf Werte zwischen 1,6-2,47 Gew. %. Im westlichen Teil der Bucht und Wassertiefen von ca. 20 m sind durchschnittliche TOC-Gehalte von 1,3 % zu beobachten. Im weiteren Verlauf in südwestlicher Richtung durch das zentrale Becken ist eine stetige Zunahme zu beobachten. So werden in Höhe der Nordspitze der Insel Cristóbal schon Gehalte von bis zu 1,65 % erreicht. Entlang der Südostseite der Insel Cristóbal steigen die TOC-Gehalte dann auf durchschnittlich 2,3 % an. Zudem wird deutlich, dass bei den Proben aus dem Buchtbecken der überwiegende Anteil des TC durch den TOC aufgebracht wird. Auch bei der Mehrzahl der den Proben aus der Laguna Bocatorito wird der Kohlenstoffanteil ebenfalls durch den TOC dominiert. Eine Dominanz des TIC findet sich allerdings in den Proben aus dem Riffgürtel und in den Strandsedimenten.

Es wird deutlich, dass die TOC-Gehalte, ähnlich wie auch die Feinfraktionsanteile, über große Gebiete positiv miteinander korreliert werden können. Vergleicht man die TOC-Verteilung mit der Verteilung der Feinfraktionsanteile (Abb. 41), so zeigt sich, dass Proben mit hohen Feinfraktionsanteilen eindeutig höhere TOC-Gehalte aufweisen als Proben mit geringen Ton- und Siltanteilen.

6.3 Karbonat- und Siliziklastikgehalte in den Oberflächensedimenten der Bahia Almirante

Karbonat

Der Gehalt an CaCO_3 schwankt in der gesamten Bucht zwischen 1,33 Gew. % (südwestlich der Isla Colón) und maximal 96,17 % (Strand Boca del Drago). Für das Buchtbecken unterhalb 20 m Wassertiefe ergibt sich ein Durchschnittswert von etwa 10 % und für die ufernahen Bereiche des Riffgürtels oberhalb 20 m ergibt sich ein Durchschnittswert von etwa 60 %. Im Übergangsbereich Buchtboden/Riffgürtel bewegt sich der Karbonatgehalt zwischen 20 und 39 %.

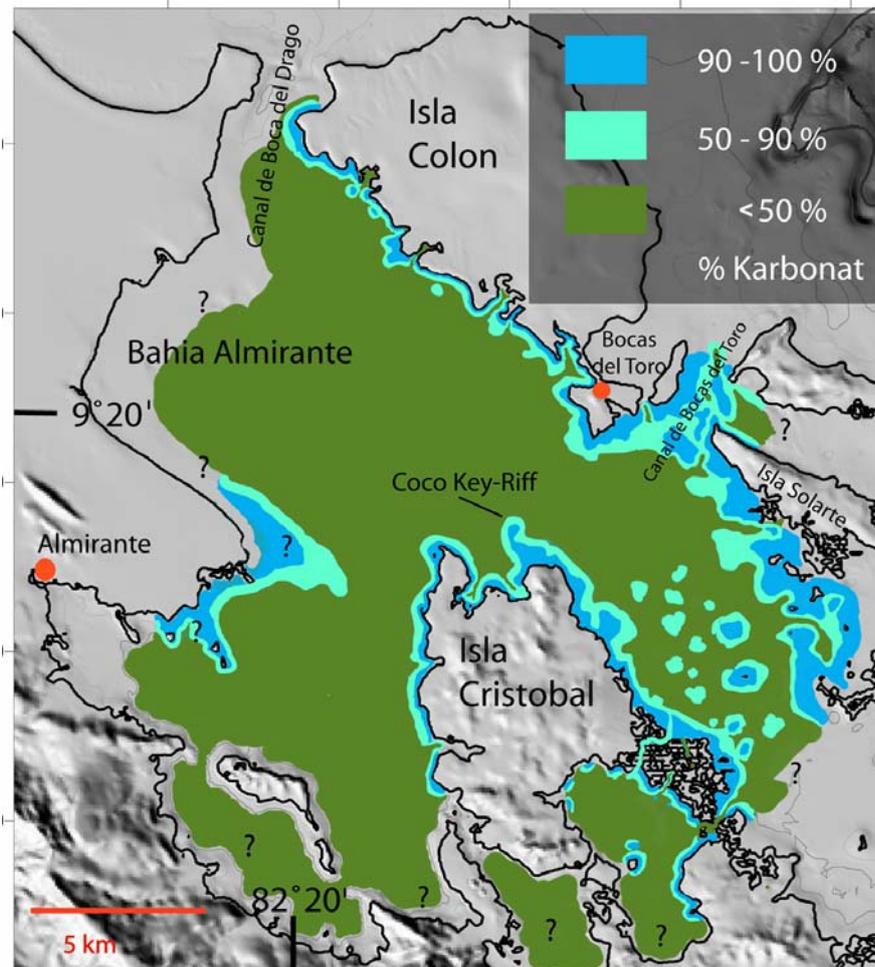


Abb. 66: Verteilung und Gehalt von Karbonat in den Oberflächensedimenten der Bahia Almirante.

Vergleichsweise hohe Gehalte mit bis zu 91,5 % treten auch im Canal de Bocas del Toro auf. Die niedrigsten Karbonatgehalte treten im westlichen Buchtbecken und in Festlandsnähe im südlichen Buchtteil auf. Vor allem im westlichen Buchtbecken werden nur Gehalte von 1,33 % erreicht. Bei Almirante und am Pondssock-Riff wurden 9,08 bzw. 11,5 % gemessen. Tendenziell zeichnet sich eine Zunahme der Karbonatgehalte vom westlichen in den östlichen Teil des Buchtbeckens ab. So werden zwischen Cristóbal und dem südöstlichen Ende der Insel Colón bereits Gehalte von etwa 6 % erreicht. Noch weiter östlich steigt der Karbonatgehalt dann im Buchtbecken auf bis zu 38 % an. Sehr niedrige Karbonatgehalte mit 6,33 % treten auch in der Laguna Bocatorito oder in Buchten an der Nordseite der Insel Cristóbal auf.

Die vergleichsweise hohen Karbonatgehalte des ufernahen Riffgürtels und der Intrabeckenhochgebiete werden überwiegend durch Skelettfragmente von Scleractiniern und der Grünalge *Halimeda* sp. eingebracht (GREB et al., 1996). Die geringen Karbonatanteile in den siliziklastika-dominierten Schlämmen des Buchtbeckens werden hauptsächlich durch Bivalven- und Gastropodenschalenreste gestellt.

Siliziklastika

Die höchsten Gehalte an Siliziklastika sind mit 98,67 % im westlichen Buchtbecken konzentriert. Das zweite Gebiet, in dem die Beckensedimente ebenfalls Gehalte bis zu 95 % aufweisen, befindet sich zwischen der Insel Cristóbal, dem Pondssock-Riff und in Richtung Hafen Almirante. Auch die Laguna Bocatorito zeigt stellenweise Gehalte von bis zu 93 %. Im mittleren Teil des Buchtbeckens, zwischen der Südwestspitze von Colón und der Nordseite von Cristóbal werden Gehalte zwischen 75 und 94 % erreicht. Noch weiter östlich sinkt der Anteil der Siliziklastika auf 33 bis 79 %. Im Bereich des Canal de Bocas del Toro erreicht der Anteil der Siliziklastika unterhalb 20 m Wassertiefe maximal 68 %.

Die Gehalte von Siliziklastika liegen im Flachwasser bzw. im Riffgürtel deutlich unter 20 %. Daraus wird deutlich, dass die Siliziklastika in der Schluff- und Tonfraktion vorliegen müssen. Eine Ausnahme bilden sandige Sedimente in der Umgebung des Pondssock-Riffs, die zu 98 % aus Siliziklastika bestehen.

Wassergehalt

Um qualitative Aussagen über den Tonmineral-Anteil zu ermöglichen, wurde der Wassergehalt C_w bestimmt. Der Wassergehalt sollte in etwa den relativen Tonmineralanteil widerspiegeln.

Die schlammigen Sedimente des Buchtbeckens, unterhalb 20 m Wassertiefe besitzen Wassergehalte zwischen 8 bis 11,5 Gew. %, was auf einen hohen Tonmineralanteil hinweist. Die sandigen, karbonatdominierten Sedimente des Riffgürtels zeigen dagegen Wassergehalte zwischen 0,9 und 5 Gew. % und belegen dadurch vergleichsweise geringe Tonmineralanteile.

Festlands- bzw. ufernahe Proben, wie bei Almirante oder in der Bucht Porter Bight, weisen mit 11,5 bzw. 10 Gew. % die höchsten Wassergehalte auf. Dies deutet auf eine starke Tonmineralkonzentration in diesen Gebieten hin. Dasselbe gilt auch für die Laguna Bocatorito, wo Wassergehalte von bis zu 11,2 Gew. % gemessen wurden. Vergleichsweise niedrige Tonmineralanteile sind im Bereich des Canal de Bocas del Toro zu finden, hier wurden Wassergehalte bis maximal 6,5 Gew. % ermittelt.

Vom westlichen in das mittlere Buchtbecken zeigen die Sedimente eine leichte Zunahme der Wassergehalte von etwa 8,5 auf 9 Gew. %. Im östlichen Buchtbecken gehen die Gehalte dann wieder durchschnittlich auf 7 bis 8 Gew. % zurück. Daraus lässt sich schließen, dass entlang eines Nordwest-Südost-Profiles durch die Bucht, der höchste Tonmineralanteil im mittleren Teil, etwa auf Höhe des Coco Key-Riffs konzentriert ist, westlich davon sind die Tonmineralanteile etwas, im östlichen Teil deutlich niedriger.

Zusammenfassung und Interpretation

Verteilung und Gehalt der Karbonate und Siliziklastika in den Oberflächensedimenten sind das Ergebnis von Produktion, Transportprozessen und den räumlichen Gegebenheiten in der Bahia Almirante.

Wie in Kapitel 3 erläutert, gibt es nur wenige Oberflächenzuflüsse, die in die Bahia Almirante münden. Als Hauptherkunftsquelle der Siliziklastika kommt daher nur ein Eintrag über Meeresströmungen von außerhalb der Bucht und/oder ein Eintrag durch starke Regenfälle von den umgebenden Inseln bzw. vom Festland in Frage. Dabei ist die hohe Konzentration der Siliziklastika im nordwestlichen Teil der Bucht mit 98,76 % und die kontinuierlich Abnahme auf 33 % im südöstlichen Teil der Bucht eindeutig auf den terrigenen Eintrag über den Canal de Boca del Drago zurückzuführen (siehe auch TOC). Dafür spricht auch der Wassergehalt der Sedimente, der auf den Tonmineralanteil schließen lässt. Im Gegensatz dazu sind die hohen Siliziklastikagehalte in der Laguna Bocatorito und im südwestlichen Buchteil beim Hafen von Almirante eher auf lokale Quellen im Hinterland zurückzuführen. Verantwortlich ist eine starke Bodenerosion, die auf die Abholzung der Wälder zurückzuführen ist.

Die hohen Wassergehalte lassen sich positiv mit dem vermuteten Tonmineralanteil aber auch mit der TOC-Verteilung korrelieren. TOC ist primär an Tonminerale und somit an einen hohen Anteil feinklastischer Sedimente gebunden. Dagegen weisen Proben, etwa vom Hospital Point (Riffgürtel, Zone 3) nur Wassergehalte von 2 bis 6 % Gew. auf. Die Proben aus diesen Gebieten bestehen zu einem großen Anteil aus sandigen Komponenten bzw. grobklastischem Korallenschutt.

Die Karbonate sind in einem uferparallelen Gürtel überwiegend oberhalb 20 m Wassertiefe in der Bucht konzentriert und liegen in der Sandfraktion oder als Grobschutt vor. Geringe Tonmineralanteile und niedrige Wassergehalte sind für die Karbonatsedimente kennzeichnend. Es erfolgt nur ein kleinräumiger Transport der Riffsedimente über Rutschungen ins Buchtbecken. Die räumliche Erstreckung der Riffkarbonate ins Buchtbecken ist folglich gering. Der Karbonatanteil, (vor allem in den Beckensedimenten), nimmt von vom westlichen in den östlichen Buchteil zu. Der Schwerpunkt der Karbonatproduktion scheint im östlichen Buchteil zu liegen, wo der Einfluss der Sedimentfahnen nachlässt. Die ufernahen Riffgürtel sind die Karbonatfabriken der Bahia Almirante, im Buchtbecken findet dagegen kaum Karbonatproduktion statt.

Neben dem Eintrag von TOC über den Canal de Boca del Drago sind die ausgedehnten Mangrovingürtel bzw. Seegraswiesen, durch ihre hohe Produktion von organischer Substanz, eine mögliche TOC-Quelle. Aufgrund der Konzentration des TOC in Landnähe wird davon ausgegangen, dass es sich um organisches Material terrigener Herkunft handelt. Die ermittelten TOC-Gehalte von über 5 % Gew. in Landnähe weisen dabei auf einen sehr hohen Eintrag von organischem Material hin.

Verteilung und Gehalt von TOC in den Oberflächensedimenten der Bucht spiegeln die wichtigsten räumlichen Prozesse und Gegebenheiten zum Transport und zur Ablagerung des organischen Materials wider. Die unterschiedlichen TOC-Gehalte zwischen dem nordwestlichen und dem südöstlichen Teil der Bucht sind wohl auf die ozeanographischen Verhältnisse zurückzuführen. Abb. 22 zeigt, dass ein Großteil des terrigenen Materials, das mit der Strömung bei Boca del Drago in die Bucht eintritt, seinem Ursprung im

Rio Changuinola hat, der wenige km nördlich in die karibische See mündet. Der Rio Changuinola durchquert vor allem in seinem Unterlauf Gebiete, die intensiv durch Bananenplantagen genutzt werden. Erst mit einer Zunahme der Wassertiefe und nachlassender Strömung in der Bucht, etwa in Höhe des Coco Key-Riffs, sedimentiert das feinkörnige organische Material aus der Wassersäule. Im Ostteil der Bucht (östlich Isla Cristóbal) nehmen die TOC-Gehalte auf bis zu 2,47 Gew. % zu. Dies ist auf eine Abnahme der Wasserenergie (da kaum eine Strömung in die sich anschließende Laguna de Chiriqui vorhanden ist) und auf eine verstärkte Produktion von organischem Material des ausgedehnten Mangrovengürtels in diesem Gebiet zurückzuführen. Beim Austritt aus der Bucht über den Canal de Bocas del Toro nimmt die Wassertiefe wieder ab und die Wasserströmung wieder zu. Die führt in diesem Bereich (auch Hospital Point) zu einem deutlichen Rückgang von TOC auf durchschnittlich 0,5 Gew. %. Dieser Rückgang lässt sich positiv mit einer Korngrößenzunahme korrelieren.

Die deutliche Zunahme von TOC in Festlandsnähe ist auf den verstärkten Eintrag von terrigenem organischem Material vom Festland zurückzuführen. Vor allem kleinere Wasserläufe und intensive Landwirtschaft führen in südlich festlandnahen Bereichen der Bucht mit bis 4,65 Gew. % zu hohen TOC-Gehalten. Die sehr hohen TOC-Gehalte mit bis zu 5,14 Gew. % in Buchten an der Nordseite der Insel Cristóbal sind auf den starken Eintrag von terrigenem Material zurückzuführen. Mobilisiert wird das Material durch die intensive Landwirtschaft, verbunden mit dem steilen Relief in diesem Bereich und den hohen Niederschlagssummen. Die mit bis 4,58 Gew. % sehr hohen TOC-Gehalte in der Laguna Bocatorito sind zu einen auf die abgeschnürte Lage und zum anderen auf die hohe Produktivität des umgebenden Mangrovengürtels zurückzuführen.

Im Gegensatz zu den Beckensedimenten zeigen die Sedimente in Flachwasser in den Riffbereichen vergleichsweise niedrige TOC-Gehalte von unter 1 Gew. %. Ein wichtiger Grund stellt die Wasserenergie dar. In den Flachwasserzonen findet ständig Resuspension und strömungsbedingte Umlagerung des Feinmaterials zugunsten tiefer gelegener Beckenbereiche statt. Die Sedimente dieser Bereiche besitzen nur einen geringen Anteil an Feinfraktion, da überwiegend Karbonatsande und Riffschutt als Sedimente bereitgestellt werden. Vergleicht man die TOC-Verteilung mit der Verteilung der Feinfraktionsanteile, so zeigt sich, dass Proben mit hohen Feinfraktionsanteilen tendenziell höhere TOC-Gehalte aufweisen als Proben mit geringen Ton- und Siltanteilen. Neben der Korngröße kann ein weiterer Grund für die geringen Gehalte von TOC im Riffgürtel in der Fixierung terrestrische Biomasse durch den uferparallel verlaufenden Thalassia-Seegrasgürtel liegen.

GREB et al. (1996) ermittelten die TOC-Gehalte in der Bahia Almirante zwar nach der Methode von CORTES & RISK (1985), dennoch zeigen sich eindeutige Trends und durchaus vergleichbare Ergebnisse. GREB et al. (1996) ermittelten an der Leeseite Isla Colón im Riffgürtel TOC-Gehalte von durchschnittlich 0,41 Gew. %, am Hospital Point (Riffgürtel) durchschnittlich 0,3 Gew. %, bei Cayos Zapatilla (Riffgürtel) durchschnittlich 0,33 Gew. % und in der Laguna Bocatorito durchschnittlich 1,73 Gew. %. Interessanterweise ist der Gehalt an TOC bei Cayos Zapatilla nur unwesentlich geringer als in der Bahia Almirante bzw. sogar etwa noch höher als am Hospital Point. Das ist aufgrund der offenmeerischen Lage von Cayos Zapatilla auf den ersten Blick etwas überraschend (Abb. 2). Wenn man aber der Satellitenbild

(Abb. 23) betrachtet, so ist erkennbar, dass die Trübewolken des Rio Changuinola auch das Gebiet von Cayos Zapatilla erreichen und so zu den relativ hohen TOC-Gehalten führen.

In Gehalt und Verteilung des TOC und der Siliziklastika spiegeln sich Intensität und Ausdehnung des terrigenen Eintrags wieder (TOMASCIK & SANDER, 1985). CORTES & RISK (1985) und TORRES & MORELOCK (2002) zeigen, dass der terrigene Eintrag einer der wichtigsten Faktoren des Korallenwachstums darstellt. Die höchsten Wachstumsraten von *Montastrea annularis* mit etwa 12 mm/Jahr ermittelten TOMASCIK & SANDER (1985) in Gebieten, die den geringsten terrigenen Eintrag (Eutrophierung) und die niedrigsten TOC-Gehalte aufwiesen. Entsprechend war einer starker Rückgang der Wachstumsraten und der Korallenbedeckung bei starker Wassertrübung und hohem Sedimentanfall bzw. hohem POM-Gehalt bzw. TOC-Gehalt festzustellen. Sie stellten aber auch fest, dass *Montastrea annularis* sich gut bis zu einer gewissen Menge von partikulärer organischer Substanz heterotroph ernähren kann. Nimmt der Anteil über dieses Maß aber zu, führt dies zu einem starken Rückgang der Wachstumsraten, was auf die reduzierte Durchlichtung bzw. eine geringere Symbiontenaktivität zurückzuführen ist.

Die im Vergleich zum Ostteil der Bucht niedrigeren Karbonatgehalte im Westteil drücken den Einfluss der Siliziklastika und des POM (Particulate Organic Matter) aus, der im Westteil offenbar zu einer geringeren Karbonatproduktion führt. Da ein verstärkter terrigener Eintrag und eine drastische Verschlechterung der Umweltbedingungen erst seit der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung auftritt, kann in den letzten 100 Jahren ein Rückgang der Karbonatproduktion vor allem im westlichen Buchteil eingesetzt haben.

In der Bahia Almirante dürfte der TOC-Eintrag zudem eine saisonale Variabilität aufweisen, die von Produktion und Eintrag beeinflusst wird. In der Regenzeit wird viel organischer Kohlenstoff terrigenen Ursprungs in die Bucht eingetragen, zudem begünstigt die mesotrophe bis eutrophe Situation die Produktion mariner Biomasse auch in der Bucht selbst. In der Trockenzeit ist den TOC-Eintrag entsprechend gering. Durch die höhere Wasserenergie besteht aber die Möglichkeit, dass organikreiche Feinfraktion wieder in Suspension gelangt.

6.4 TOC-, TIC- und TC- sowie Karbonat- und Siliziklastikagehalte der Sedimentkerne

Um Aussagen über Gehalte und Schwankungen von TOC, TIC, TC und Karbonat, sowie Siliziklastika in der Vergangenheit treffen zu können, wurden mit einem Kolbenlot Sedimentkerne gezogen. Eine ausführliche Beschreibung des Kolbenlotes findet sich in Kapitel 4. Die maximale gewonnene Kernlänge betrug 70 cm. Die Proben wurden entlang des Sedimentkerns im Abstand von 5 bzw. 10 cm entnommen. Als Probenbehälter dienten PE-Schraubdeckeldosen. Bis zur weiteren Bearbeitung wurden die Proben tiefgefroren gelagert.

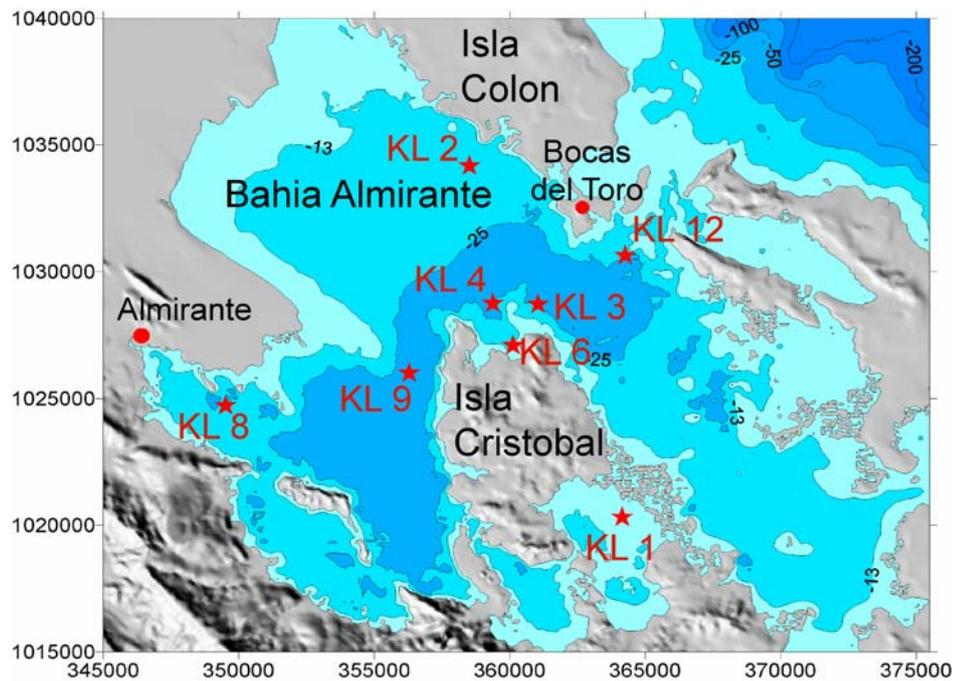


Abb. 67: Lage der Kolbenlotstationen in der Bahía Almirante.

Ergebnisse

Allgemeine Kernbeschreibung

Im zentralen Buchtbecken zeigt das Sediment in den obersten 15 cm keine Schichtung und weist eine breiige Konsistenz sowie eine hellgrüne bis graue Farbe auf. Von 15 bis 70 cm wird die Konsistenz zunehmend weich bis steif und das Sediment nimmt eine dunkelgrün-graue Farbe an. Bei Kernen, die festlandsnah gezogen wurden, sind dagegen die obersten 15 cm dunkelgrau, der tiefer liegende Kernteil ist hellgrün. Erkennbar bioturbiert sind die obersten 15 cm der Kerne. Als bioturbierende Organismen wurden Bivalven, irreguläre Seeigel und *Calianassa* sp. identifiziert.

Kern KL 1 (Laguna Bocatorito, 14,1 m WT)

Der TOC-Gehalt von KL 1 steigt von 0,7 bis 0,3 m auf 4,5 Gew. % deutlich an. Bis zur Oberfläche ist dann wieder ein Rückgang auf 3,35 Gew. % zu beobachten. Über die gesamte Kernlänge ist eine Zunahme von 0,39 Gew. % zu beobachten. Trotz des Rückgangs bei 0,3 m lässt sich eindeutig eine Zunahme des TOC zu ungunsten des TIC feststellen.

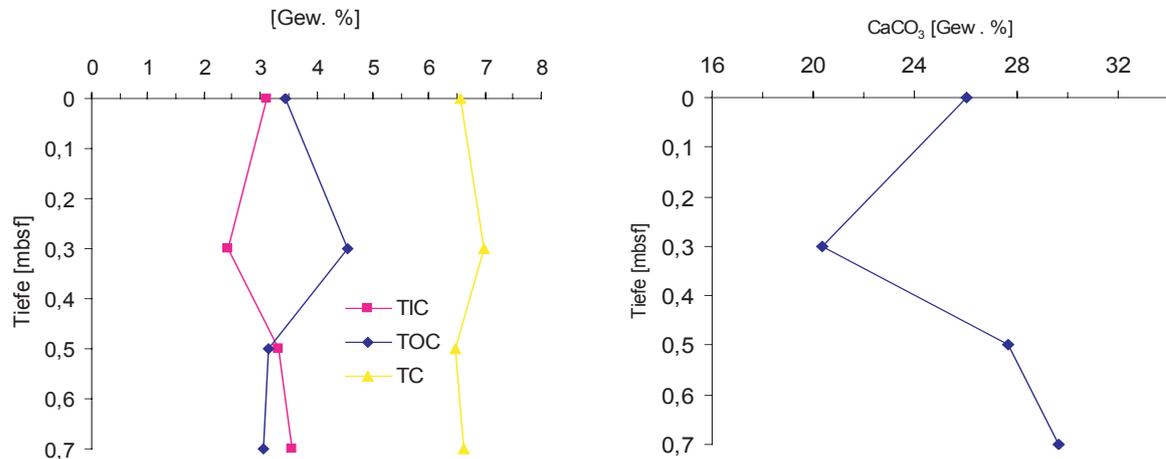


Abb. 68: TIC-, TOC- und TC- sowie Karbonatgehalte in KL 1.

Von 0,7 m bis 0,5 m Tiefe erbringt TIC den Großteil des TC, von 0,5 m bis zur Oberfläche erbringt TOC den Großteil. Der TC-Gehalt schwankt über die gesamte Kernlänge nur unwesentlich zwischen 6 und 7 Gew. %. Der Karbonatgehalt beträgt in 0,7 m Sedimenttiefe 29,67 % und nimmt bis zur Oberfläche um etwa 3,6 Gew. % ab. Ein besonders markanter Rückgang ist bei 0,3 m zu verzeichnen. Der Gehalt an Siliziklastika beträgt bei 0,7 m 70,33 % und steigert sich bis 0,1 m um fast 4 %.

Der Wassergehalt nimmt um 1 % von 8,57 auf 9,47 Gew. % zu.

Kern KL 2 (Leeseite Isla Colón, 25 m WT)

Bei KL 2 beträgt der TOC-Gehalt in 0,7 m Sedimenttiefe 1,3 Gew. % und nimmt dann bis zur Oberfläche kontinuierlich um 0,22 % auf 1,52 Gew. % zu. Parallel dazu nimmt das TIC ab. Die Zunahme der TC ist auf die Zunahme des TOC zurückzuführen. TOC stellt dabei den größten Anteil des TC.

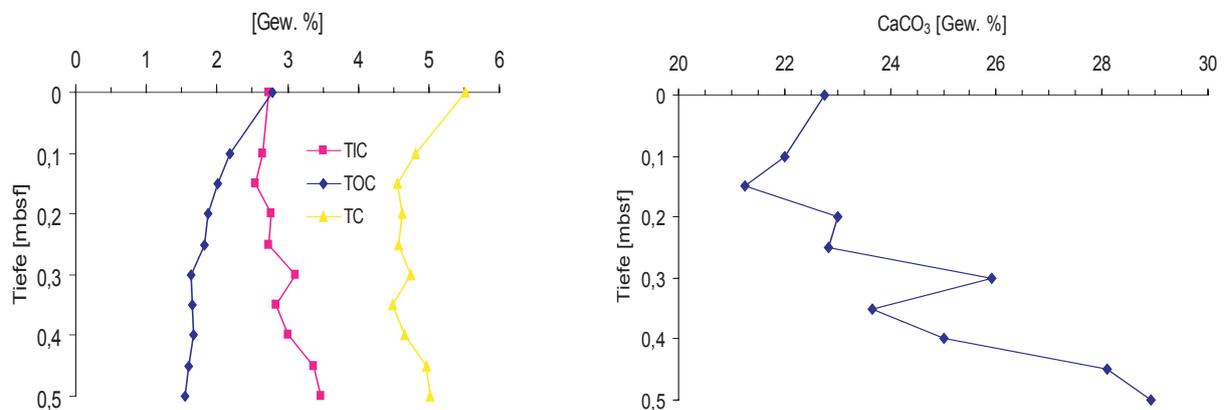


Abb. 69: TIC-, TOC- und TC- sowie Karbonatgehalte in KL 2.

Der Karbonatgehalt nimmt von 0,7 m (5 Gew. %) bis 0,1 m geringfügig um etwa 1 Gew. % ab. Der Anstieg wiederum zwischen 0,1 m und der Oberfläche könnte auf einen Schalenrest zurückzuführen sein. Die Zunahme von Siliziklastika ist dementsprechend gering und übersteigt nicht 1 %. Bei 0,7 m beträgt der Siliziklastikaanteil 95 %.

Der Wassergehalt liegt von 7,71 Gew. % bei 0,7 m um 1,08 Gew. % bis zur Oberfläche zu.

Kern KL 3 (östlich Coco Key-Riff, 20,04 m WT)

Bei KL 3 beträgt in 0,5 m Sedimenttiefe der TOC-Gehalt 1,55 Gew. %. Bis zur Oberfläche, wo ein Gehalt von 2,8 Gew. % ermittelt wurde, ist ein kontinuierlicher Anstieg um 1,24 Gew. % zu beobachten.

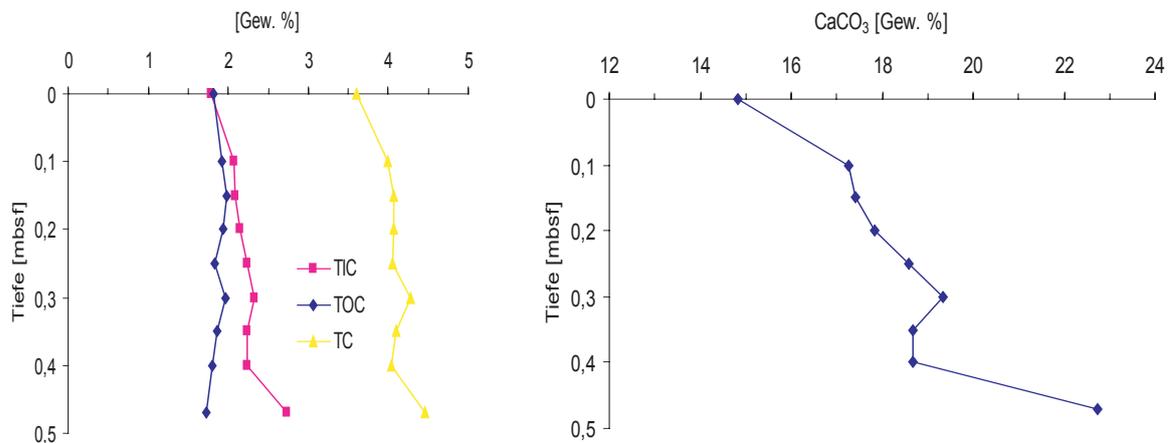


Abb. 70: TIC-, TOC- und TC- sowie Karbonatgehalte in KL 3.

Der TC Gehalt steigt an, verantwortlich hierfür ist die Zunahme des TOC-Anteils. Im Gegenzug nimmt der Anteil von TIC ab. In den unteren Kernabschnitten wird der überwiegende Anteil des TC durch das TIC aufgebracht, in Richtung Oberfläche verändert sich das Verhältnis zugunsten des TIC. Der Karbonatgehalt von KL 3 zeigt bei 0,5 m 28,92 % und nimmt bis zur der Oberfläche um 6 % ab. Der Siliziklastikaanteil steigt dementsprechend um 6 % von ca. 71 auf 77 %.

Der Wassergehalt verzeichnet zwischen 0,5 m und der Oberfläche einen Anstieg um 1,27 Gew. % von 7,17 auf 8,44 Gew. %.

Kern KL 4 (westlich Coco Key-Riff, 21,2 m WT)

Bei KL 4 zeigt der TOC-Gehalt nur eine geringfügige Zunahme um 0,09 Gew. %. TC nimmt deutlich ab, dafür ist in erster Linie der Rückgang des TIC verantwortlich. In den unteren und mittleren Kernabschnitt trägt das TIC den Großteil des TC bei. Aber in den obersten 0,10 m wird der größere Anteil durch das TOC beigesteuert.

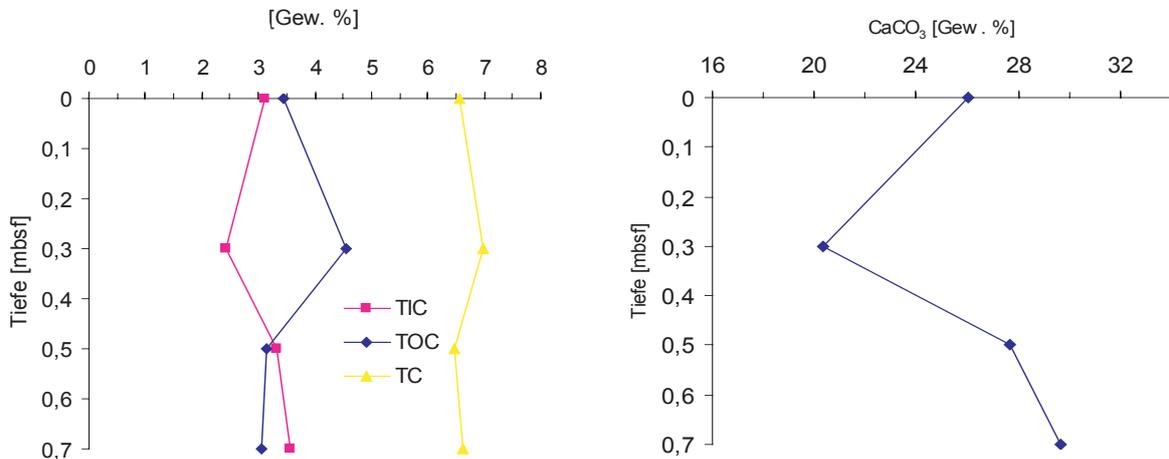


Abb. 71: TIC-, TOC- und TC- sowie Karbonatgehalte in KL 4.

KL 4 zeigt bei 0,45 m einen Karbonatgehalt von 22,27 Gew. %, der dann bis zur Oberflächen einen starken Rückgang um 8 Gew. % auf dann nur noch 14,83 Gew. % verzeichnet. Der Siliziklastikaanteil beträgt bei 0,45 m 77,25 % und steigt um etwa 8 % auf schließlich 85,17 % bis zur Oberfläche an. Der Wassergehalt beträgt bei 0,45 m 7,75 Gew. % und steigt bis zur Oberfläche deutlich um 1,76 Gew. % auf 9,51 % Gew. an.

Kern KL 6 (Porter Bight, Isla Cristóbal, 15 m WT)

Bei KL 6 beträgt der TOC-Gehalt in 0,55 m Sedimenttiefe 3,28 Gew. % und nimmt bis zur Oberfläche beständig um 1,6 Gew. % auf 4,88 Gew. % zu.

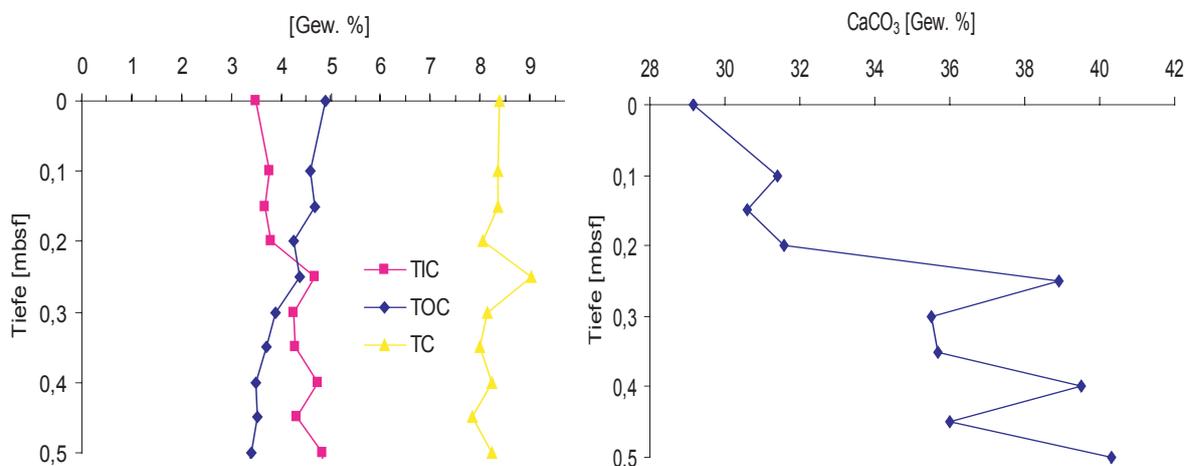


Abb. 72: TIC-, TOC- und TC- sowie Karbonatgehalte in KL 6.

Von 0,5 m bis etwa 0,25 m bringt das TIC den größten Anteil am TC auf. Danach tritt eine starke Abnahme von TIC auf, so dass TOC bis zur Oberfläche den größeren Teil besteuert. Der Karbonatgehalt beträgt bei 0,55 m 40,25 % und geht bis zur Oberfläche um etwa 11,08 Gew. % auf dann nur noch 29,17 % zurück. Siliziklastika machen bei 0,55 m 59,75 % aus, um dann bis zur Oberfläche um auf 70,83 % anzusteigen.

In 0,55 m Tiefe wurde ein Wassergehalt von 8,11 Gew. % ermittelt, bis zur Oberfläche ist ein Anstieg um 1,14 Gew. % auf 9,25 Gew. % zu verzeichnen.

Kern KL 8 (Nähe Hafen Almirante, 20,2 m WT)

Bei KL 8 beträgt der TOC-Gehalt in 0,65 m Tiefe 3,63 Gew. % und steigt bis an die Oberfläche um 1,02 Gew. % auf 4,65 Gew. % an. TIC bringt an diesem Standort den geringsten Anteil zu TC auf und verzeichnet zwischen 0,65 m und der Oberfläche einen kontinuierlichen Rückgang. TOC trägt mit mehr als zwei Drittel zum TC bei.

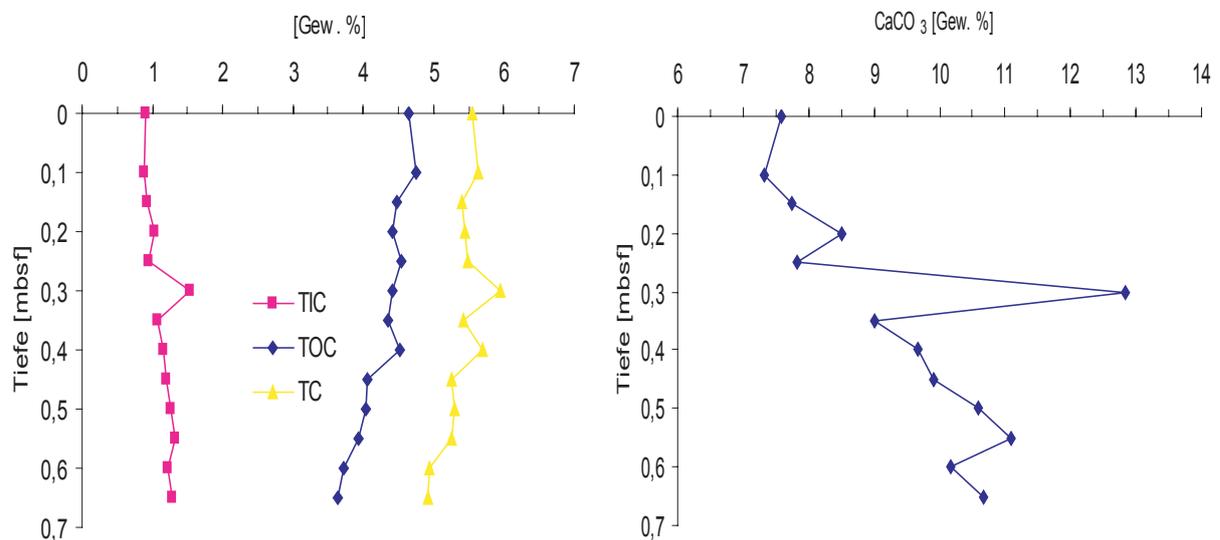


Abb. 73: TIC-, TOC- und TC- sowie Karbonatgehalte in KL 8.

Auch bei KL 8 ist ein Rückgang des Karbonatgehalts in Richtung Oberfläche zu verzeichnen. Unterbrochen wird dieser Rückgang bei 0,3 m, was auf einen Lage mit Schalenreste zurückgeführt werden kann. Als Ursache kommt etwa ein Tempestit in Frage. Der Karbonatanteil bei 0,65 m beträgt 10,67 % und geht bis zur Oberfläche um 3,09 % auf 7,58 % zurück. Der Anteil von Siliziklastika erreicht dementsprechend an der Oberfläche 92,42 %.

Der Wassergehalt weist in 0,65 m Sedimenttiefe mit 10,9 Gew. % einen hohen Wert auf. Er steigt dann bis 0,25 m auf einen Gehalt von maximal 11,8 Gew. % an, um dann bis zur Oberfläche wieder auf 8,62 Gew. % abzufallen.

Kern KL 9 (westlich Profil V/1, 25,3 m WT)

Bei KL 9 beträgt der TOC-Gehalt in 0,55 m Tiefe 2,32 Gew. % erreicht an der Oberfläche etwa 2,5 Gew. %. Die Zunahme ist mit 0,23 Gew. % relativ gering. Im diesem Kern wird der Großteil des TC über den ganzen Kernabschnitt durch den TOC aufgebracht. Insgesamt tritt eine leichte Abnahme des TIC-Gehaltes auf.

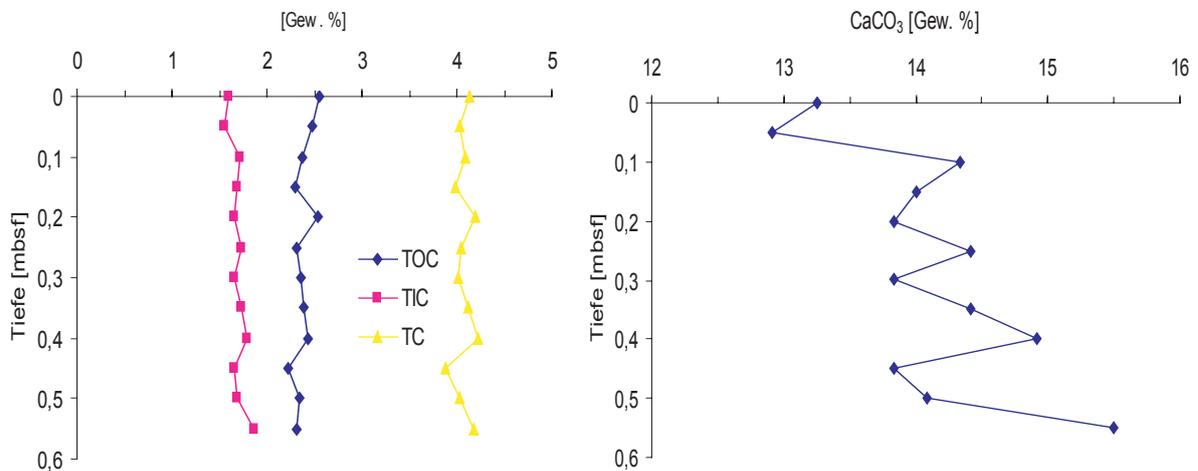


Abb. 74: TIC-, TOC- und TC- sowie Karbonatgehalte in KL 9.

Der Karbonatgehalt zeigt über die gesamte Kernlänge eine Abnahme von 2,5 Gew. %. Die Abnahme verläuft aber nicht gleichmäßig, in einzelnen Horizonten tritt vorübergehend wieder eine leichte Zunahme auf. Der Karbonatgehalt ist etwas höher als bei KL 8 und beträgt bei 0,55 m 15,5 %. Bis zur Oberfläche lässt sich ein Rückgang um 2,25 % auf 13,25 % beobachten. Der Anteil der Siliziklastika nimmt über denselben Abschnitt von 84,5 auf 86,75 % zu. Der Wassergehalt bei KL 9 beträgt in 0,55 m Tiefe 8,56 Gew. % und steigt bis zur Oberfläche um 1,03 Gew. % auf 9,59 Gew. % an.

Kern KL 12 (südlich Carenero, 24,1 m WT)

Bei KL 12 beträgt der TOC-Gehalt in 0,35 m Sedimenttiefe 1,49 Gew. % und steigt bis zur Oberfläche gering-fülig um 0,34 Gew. % auf 1,83 Gew. % an. Der Großteil des TC wird bei KL 12 durch das TIC aufgebracht, zeigt aber zur Sedimentoberfläche hin eine Abnahme von etwa 0,5 Gew. % gegenüber 3,9 Gew. % in 0,35 m Tiefe.

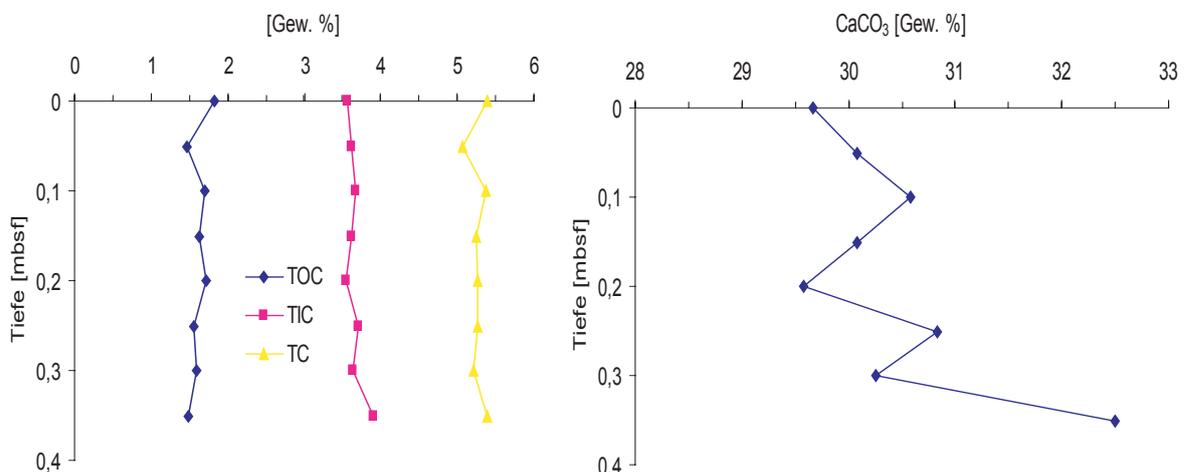


Abb. 75: TIC-, TOC- und TC- sowie Karbonatgehalte in KL 12.

Wie bei fast allen Kernen, so ist auch bei KL 12 eine Abnahme des Karbonatgehaltes zur Sedimentoberfläche hin festzustellen. In 0,35 m Sedimenttiefe beträgt der Karbonatgehalt 32,5 % und geht bis zu Oberfläche um 2,83 % zurück. Die Siliziklastikaanteile nehmen von 67,5 % auf 70,33 % zu. Der Wassergehalt beträgt bei 0,35 m 6,72 Gew. % und steigt bis zur Oberfläche geringfügig um 0,39 Gew. % auf 7,11 Gew. % an.

Vergleich und Interpretation der Sedimentkerne aus dem Buchtbecken

Die höchsten durchschnittlichen TOC-Gehalte zeigen die Kerne aus der Laguna Bocatorito (KL 1, 3,55 Gew. %), Porter Bight (KL 6, 4,01 Gew. %), Almirante (KL 8, Gew. 4,27 %) sowie Kerne, die östlich des Pondsock-Riffs (KL 9-11, 2,39, 2,48 und Gew. 3,19%) gezogen wurden. Alle anderen Kerne, die aus dem westlichen, mittleren und östlichen Buchtbecken stammen zeigen TOC-Gehalte zwischen 1,40 und 1,88 Gew. %. Dabei zeigt sich, dass das Verteilungsmuster des TOC nicht nur an der Sedimentoberfläche besteht, sondern sich auch bis in 0,7 m Sedimenttiefe fortsetzt. Daraus lässt sich schließen, dass zumindest in den letzten Jahrzehnten das unterschiedliche Verteilungsmuster der Stationen bestand. Aber fast alle Kerne belegen einen Anstieg des TOC zur Sedimentoberfläche hin. Jedoch verzeichnen die Kerne KL 6 mit 1,6 Gew. %, KL 3 mit 1,24 Gew. % und KL 8 mit 1,02 Gew. % den stärksten Anstieg.

	WT [m]	ØTC [Gew. %]	ØTIC [Gew. %]	ØTOC [Gew. %]	ØCaCO ₃ [Gew. %]	ØSilizikl. [Gew. %]	ØH ₂ O [Gew. %]
KL 1 (Laguna Bocatorito)	14,1	6,66	3,11	3,55	29,92	74,08	9,16
KL 2 (Leeseite Isla Colón)	25	1,97	0,57	1,40	4,77	95,25	8,05
KL 3 (Ostseite Coco Key-Riff)	20,4	4,80	2,92	1,88	24,34	75,66	7,91
KL 4 (Westseite Coco Key-Riff)	21,2	4,07	2,20	1,87	18,37	81,63	8,44
KL 5 (Westseite Coco Key-Riff)	20,4	6,53	5,10	1,43	42,5	57,5	6,28
KL 6 (Porter Bight)	15	8,25	4,24	4,01	35,36	64,64	8,61
KL 7 (Bamboo Bight)	17,3	7,38	3,32	4,06	27,67	72,33	7,99
KL 8 (Almirante)	20,2	5,41	1,13	4,27	9,46	90,54	10,81
KL 9 (Gegenüber V/1)	25,3	4,08	1,69	2,39	14,11	85,89	9,14
KL 10 (östlich Pondsock-Riff)	25,8	3,58	1,10	2,48	9,15	90,85	9,38
KL 11 (Nähe Pondsock-Riff)	23,4	5,76	2,60	3,16	27,7	78,3	9,19
KL 12 (südlich Bocas)	24,1	5,28	3,65	1,62	30,45	69,55	7,08

Tab. 10: Durchschnittsgehalte der Sedimentkerne.

Alle drei Kerne zeichnen sich durch eine landnahe Lage aus, wo in unmittelbarer Uferentfernung Siedlungen liegen bzw. Landwirtschaft betrieben wird. Das stellt wohl die Ursache für den vergleichsweise

starken Anstieg des TOC dar. Der Rückgang des TOC mit zunehmender Sedimenttiefe könnte einerseits auf den Abbau von organischem Material, andererseits aber auch auf die verstärkte Zufuhr bzw. Produktion von organischem Material zurückzuführen sein.

Die höchsten Karbonatgehalte treten überraschenderweise bei KL 6 (Porter Bight) auf, gefolgt von KL 1 (Laguna Bocatorito) und KL 7 (Bamboo Bight). Aufgrund der Nähe zum Coco Key-Riff können entweder Riffkarbonate mit der Strömung dorthin herantransportiert werden oder die vergleichsweise geringe Wassertiefe zwischen 15 und 17 m lässt doch noch eine höhere Karbonatproduktion zu. Kerne, die im Einflussbereich sedimentbeladener Meeresströmungen stehen, wie etwa KL 2, zeigen niedrigere Karbonatgehalte und mit bis zu 95,25 % entsprechend hohe Gehalte von Siliziklastika. KL 2 zeigt aber interessanterweise bis zur Oberfläche nur eine leichte Zunahme der Siliziklastika. Das bedeutet, dass wenigstens in den letzten Jahrzehnten (Angaben über die Sedimentationsrate liegen nicht vor), der Eintrag von Siliziklastika in nordwestlichen Teil der Bucht annähernd gleich hoch gewesen sein muss.

Vor allem festlandsnah bzw. in Ufernähe der Insel Cristóbal, im südwestlichen Buchtbecken bei Almirante und in der Laguna Bocatorito zeigen die Sedimentkerne zur Oberfläche hin eine deutliche Abnahme des Karbonatgehaltes. Umgekehrt nimmt der Gehalt der Siliziklastika von unten nach oben hin zu. Ursache ist dort der lokale terrigene Eintrag aus der Landwirtschaft, der in den letzten Jahrzehnten beständig zugenommen haben dürfte (CARRUTHERS, 2003). In allen Kolbenlotkernen ist zudem ein Anstieg des Wassergehaltes zu verzeichnen. Daraus lässt sich eine Zunahme der Feinfraktion, insbesondere der Tonminerale ableiten. Das wiederum unterstützt die Annahme, die von einer Erhöhung des terrigenen Eintrags ausgeht.

6.5 TOC-, TIC- und TC- sowie Karbonat- und Siliziklastikagehalte der Bohrungen

Methodik

Eine ausführliche Beschreibung der Bohrtechnik und Probengewinnung findet sich in Kapitel 4. Bohrkern 1 wurde an der Südostspitze der Isla Colón, Bohrkern 2 wurde auf einer Mangroveninsel im Nordteil der Laguna Bocatorito erbohrt, Bohrung 3 wurde ebenfalls auf einer Mangroveninsel abgeteuft. Die Mangroveninsel ist Teil eines Mangrovengürtels, der die Laguna Bocatorito von der Bahia Almirante trennt (Abb. 76).

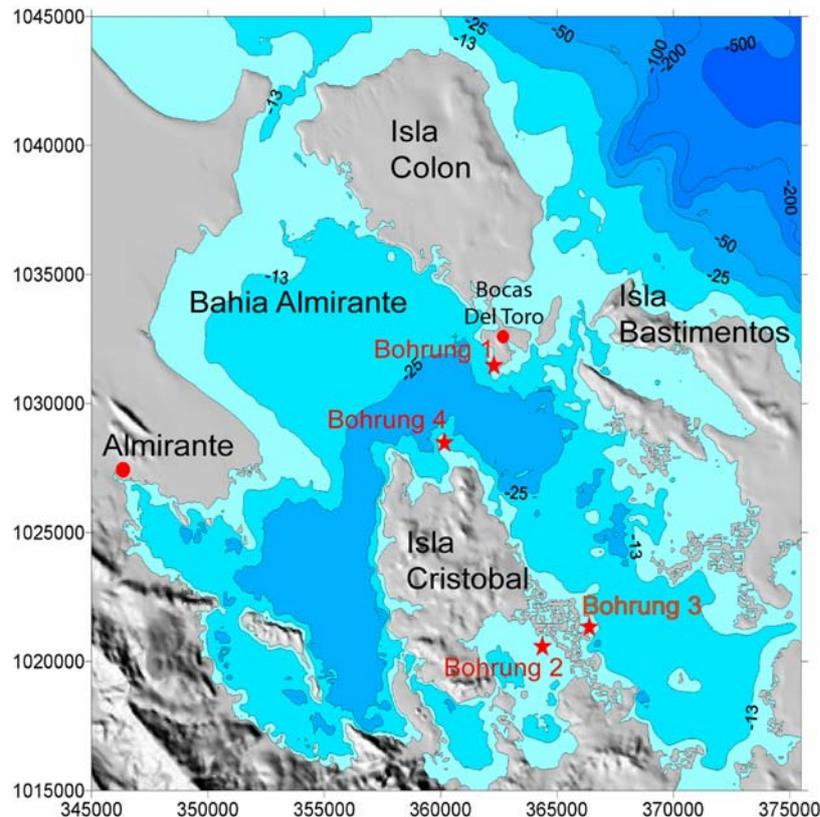


Abb. 76: Lage der Bohrungen.

Bohrung 1 erfolgte im Flachwasser am Mangrovensaum. An der Oberfläche stand kein Mangroventorf, sondern mittelsandiges, karbonatdominiertes Strandsediment an. Die Bohrungen 2 und 3 wurden auf dem freiliegenden Mangroventorf am Top der Inseln angesetzt. Je nach Standort beträgt die Mächtigkeit des Mangroventorfs zwischen 1,8 und 2,17 m. Darunter wurden die lockeren Riffsedimente erbohrt, die dann beprobt wurden.

Ergebnisse

Bohrung 1 (Leeseite Isla Colón)

Bei Bohrung 1 beträgt der TOC-Gehalt in 4,1 m Tiefe 0,38 Gew. % und steigt bis 2 m nur minimal um 0,07 Gew. % auf 0,45 Gew. % an. TIC bringt an diesem Standort den größten Anteil zum TC auf und verzeichnet bis 2 m einen leichten Rückgang.

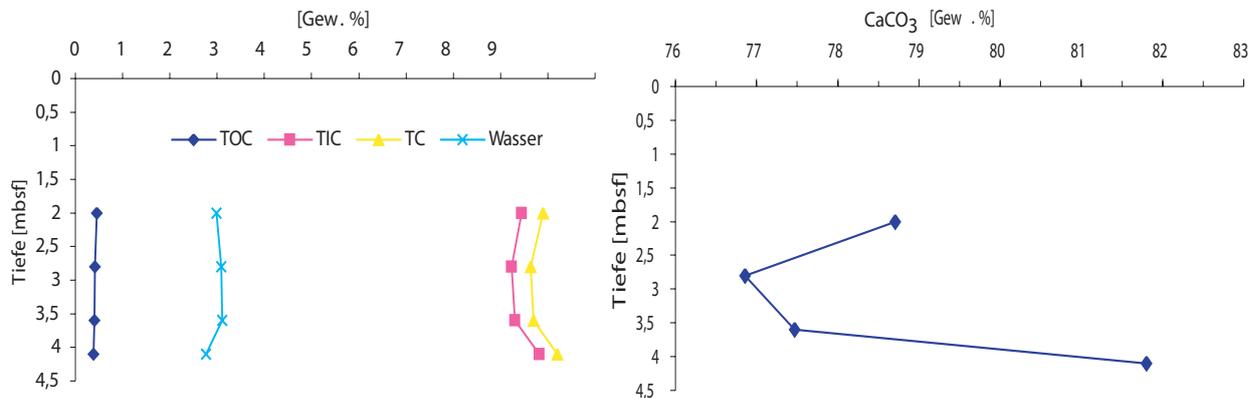


Abb. 77: TIC-, TOC- und TC- sowie Karbonatgehalte in Bohrung 1 (Leeseite Isla Colón)

Der Karbonatgehalt geht zwischen 4,1 m und 2 m um 3,09 % von 81,8 auf 78,71 % zurück. Der Wassergehalt schwankt zwischen 2,77 und 3,11 Gew. %, zeigt aber zur Oberfläche hin eine leicht abnehmende Tendenz.

Bohrung 2 (Mangroveninsel 1, Laguna Bocatorito)

Bei Bohrung 2 zeigt TOC zwischen 5,5 und 4,1 m keinen eindeutigen Trend und schwankt zwischen 0,91 und 0,33 Gew. %. Erst ab 3 m tritt eine Zunahme bis auf 2,82 Gew. % auf. Wie schon bei Bohrung 1 trägt auch hier das TIC anteilmäßig am stärksten zum TC bei.

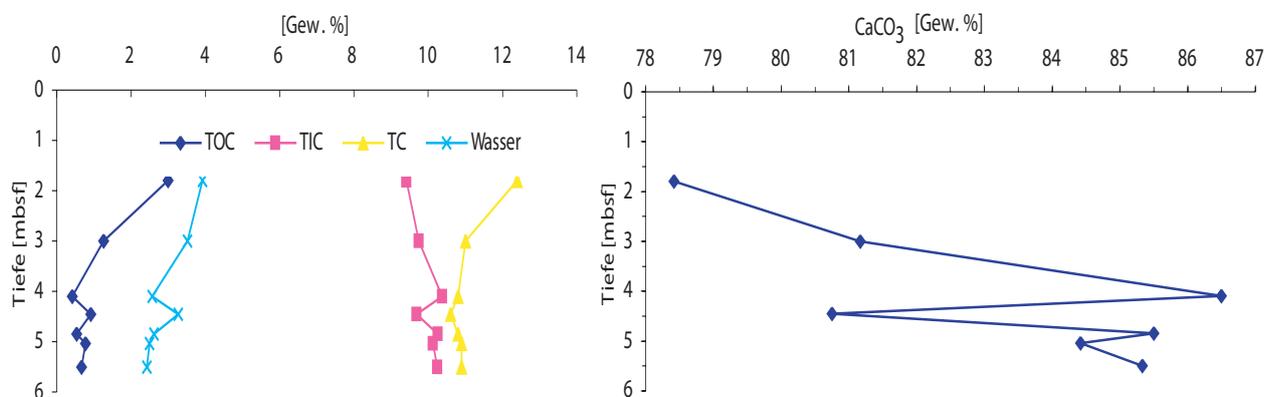


Abb. 78: TIC-, TOC- und TC- sowie Karbonatgehalte in Bohrung 2 (Laguna Bocatorito, Mangroveninsel 1).

Der Karbonatgehalt bewegt sich von 5,5 bis 3 m Sedimenttiefe zwischen 80,75 und 87,25 Gew. %. Danach tritt eine starke Abnahme auf. Der Wassergehalt zeigt eine deutliche Zunahme von 2,42 auf 3,92 Gew. %.

Bohrung 3 (Mangroveninsel 3)

Der Gehalt an TOC ist bei 5,1 m Sedimenttiefe mit 0,09 Gew. % sehr gering. Zwischen 5,1 und 3,6 m tritt ein Anstieg auf bis zu 1,75 Gew. % auf. Der höchste Wert mit 8,16 Gew. % wird bei 2,17 m erreicht. Bis 2,5 m ist der Anteil des TOC am TC unbedeutend.

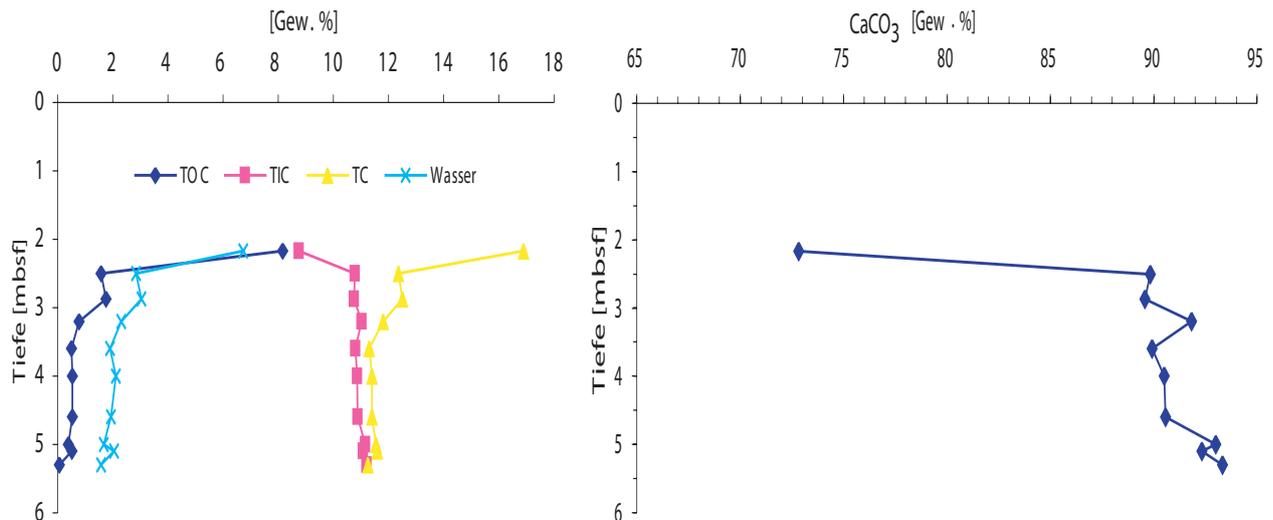


Abb. 79: TIC-, TOC- und TC- sowie Karbonatgehalte in Bohrung 3 (Mangroveninsel 3)

Der Karbonatanteil ist von 5,1 m bis 2,97 m Sedimenttiefe sehr hoch und bewegt sich zwischen 93,33 % und 89,83 %. Der Wassergehalt nimmt bis 2,17 m beständig von 1,58 auf 6,73 Gew. % zu.

Vergleich und Interpretation

Bohrung 1 weist die niedrigsten TOC-Gehalte auf. Auch bei Bohrung 3 sind die TOC-Gehalte bis etwa 2,97 m Tiefe mit denen von Bohrung 1 vergleichbar. Erst danach steigen diese dann deutlich an. Bohrung 2 zeigt schon in 5,5 m Tiefe vergleichsweise hohe TOC-Gehalte, die dann wie bei Bohrung 3 ansteigen. Die vergleichbaren Werte von Bohrung 1 und 3 lassen auf ein ursprüngliches Umfeld schließen, welches eine vergleichsweise hohe Karbonatproduktion ermöglichte und nur einem schwachen Eintrag von TOC unterworfen war.

Aber durch den fortschreitenden Verlandungsprozess im Gebiet von Bohrung 3, an dem das Riffwachstum maßgeblich beteiligt war, konnte dort großflächig Mangrovenwachstum einsetzen. Die damit verbundene erhöhte Zufuhr von organischem Material und die reduzierte Wasserzirkulation führten nun auch in diesem Gebiet zur Anreicherung von TOC im Sediment. Gleichzeitig nahm aufgrund sich verschlechternder Umweltbedingungen die biogene Karbonatproduktion ab, was sich im Rückgang des Karbonatgehalts um 5 Gew. % widerspiegelt.

Bei Bohrung 2, die sich innerhalb der Laguna Bocatorito befindet, scheinen von Anfang an andere Bedingungen geherrscht zu haben. Das zeigt sich in den zu B 1 und B 2 vergleichsweise hohen TOC-

Gehalt. Auch lag die Karbonatproduktion unter dem Niveau von B 3 und war zudem stärkeren Schwankungen unterworfen. Dies lässt vermuten, dass zu der Zeit, in der die Riffsedimente abgelagert wurden, die Laguna Bocatorito durch einen Mangrovengürtel schon so weit von der übrigen Bahia Almirante abgetrennt war, dass sich dort TOC aus verschiedenen Quellen konzentrieren konnte. Zudem erschwerten die Umweltbedingungen das Riffwachstum, was sich aus der Abnahme des Karbonatgehalts ableiten lässt.

Bohrung 3 zeigt in etwa 4 m Tiefe im Vergleich zu den anderen Bohrungen die höchsten Karbonatgehalte. Daraus lassen sich für diesen Standort im südöstlichen Buchtteil zu diesem Zeitpunkt günstige Bedingungen für das Riffwachstum ableiten. Ein prinzipiell ähnliches Muster zeigen auch die rezenten Karbonatgehalte, wie sie an der Südseite der Insel Colón ermittelt wurden. Die hohen TOC-Gehalte, vor allem bei Bohrung 3 in 2,17 m Tiefe, können wohl auf Mangrovenwurzeln zurückzuführen sein, die beim Bohrfortschritt in tiefere Horizonte verschleppt wurden. Bei der Interpretation ist aber zu beachten, dass für den TOC-Rückgang auch der Abbau organischer Substanz mit zunehmender Sedimenttiefe verantwortlich sein kann.

Die Bohrungen 2 und 3 zeigen zudem eine kontinuierliche Zunahme des Wassergehalts. Dagegen ist bei Bohrung 1 der Wassergehalt zum einen deutlich niedriger, zum anderen ist keine Zunahme in Richtung Sedimentoberfläche zu verzeichnen. Der Wassergehalt, der offensichtlich an das TOC bzw. an die Feinfraktion gekoppelt ist, unterstützt die Vermutung, dass die Südseite der Insel Colón, im Gegensatz zum Gebiet östlich der Insel Cristóbal, nur von geringen Veränderungen des Ablagerungsraums betroffen war.

Wie bereits in Kapitel 5.3.2 angeführt, kann für die Untergrenze des Mangroventorfs in etwa 2 m Tiefe ein Alter von 720 Jahren angenommen werden. Folglich ist eine anthropogene Ursache für die Zunahme des TOC und den Karbonatrückgang auszuschließen. Die beschriebenen Muster sind auf den fortschreitenden Verlandungsprozess östlich der Insel Cristóbal zurückzuführen. Demgegenüber spiegeln die fast gleichbleibenden TOC- und Karbonatgehalte von Bohrung 1 die offene Wasserfläche der Bahia Almirante wider, die an dieser Stelle nicht vom Verlandungsprozess betroffen war und davon noch immer unbeeinträchtigt ist.

7. $\delta^{13}\text{C}$ -, $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{15}\text{N}$ -Isotopie an Korallen aus der Bahia Almirante

In diesem Kapitel werden die natürlichen Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope in Korallenbohrkernen untersucht.

7.1 Grundlagen und Methodik

Grundlagen

Die zwei stabilen Isotope des Kohlenstoffs kommen in unterschiedlichen Häufigkeiten vor. ^{12}C mit 98,90 % und ^{13}C mit 1,10 %. Sauerstoff hat drei stabile Isotope, wobei ^{16}O mit 99,72 %, ^{17}O mit 0,04 % und ^{18}O mit 0,2 % vorkommt. Ursache der unterschiedlichen Mengenverhältnissen ist die so genannte Fraktionierung, die von chemischen, physikalischen und biologischen Prozessen bestimmt wird.

Das Messprinzip bei der Analyse von stabilen Isotopen beruht auf der unterschiedlichen Masse der Moleküle mit stabilen Isotopen. Mit einem Massenspektrometer besteht die Möglichkeit einer nicht quantitativen Messung, bei der nur die Verhältnisse der unterschiedlichen Massen miteinander verglichen und gegen ein Referenzgas mit bekannter Isotopenzusammensetzung geeicht werden. Die Werte der Messung werden als Abweichung/Differenz gegen den Referenzwert mit einer bekannten Zusammensetzung dargestellt.

Diese relative Differenz der Isotopenverhältnisse wird als δ -Wert ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) bezeichnet und ist eine vereinfachte Darstellung von Isotopenverhältnissen (Ratio) relativ zum Standard / Referenzwert. Dies ist notwendig um eine gemeinsame, leicht lesbare Form der Isotopenwerte zu finden. Referenzgrößen für Sauerstoff und Kohlenstoff sind SMOW (Standard Mean Ocean Water) oder PDB (Isotopenwert eines Belemniten der Pee Dee-Formation in den USA).

Der δ -Wert ist positiv (negativ) wenn die Konzentration des schweren Isotops der Probe größer (kleiner) als die des Standards ist. Diese wird in den Formeln a und b deutlich:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{\left[\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right]_{\text{Probe}}}{\left[\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right]_{\text{Standard}}} - 1 \right] * 1000 \text{ (in Promille)}$$

b)

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{\left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right]_{\text{Probe}}}{\left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right]_{\text{Standard}}} - 1 \right] * 1000 \text{ (in Promille)}$$

$\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind nur auf VPDB zu beziehen. Bei $\delta^{18}\text{O}$ -Werten verwendet man parallel entweder VPDB oder VSMOW. Die vorliegenden Messungen referieren sämtlich auf VPDB.

Die Beziehung zwischen den Standards und dem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert kann nach COPLEN (1983) folgendermaßen dargestellt werden.

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 1,03091 * \delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} + 30,91$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 0,97002 * \delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} - 29,98$$

Der $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt von marinen, kalkabscheidenden Organismen hängt in erster Linie von der Wassertemperatur ab, die während der Wachstumsphase im Meerwasser herrscht. Erfolgt bei lebenden Organismen die Bildung einer Calcitsschale im Isotopengleichgewicht mit dem Meerwasser und lässt sich ein nachträglicher Isotopenaustausch durch diagenetische Vorgänge ausschließen, so wird die Information der jeweiligen Umgebungstemperatur unverfälscht konserviert. Isotopenfraktionierung durch biologische Vorgänge bei der Karbonatbildung bewirkt eine konstante Verschiebung des $\delta^{18}\text{O}$ -Werts, solange man die gleichen Organismen betrachtet. Deswegen können nur diejenigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in absolute Temperaturwerte umgesetzt werden, bei denen der Betrag der $\delta^{18}\text{O}$ -Verschiebung bekannt ist. Der $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt des im marinen Milieu gebildeten Kalksteins ($\delta^{18}\text{O}_c$) hängt vom Isotopengehalt im Bildungsmilieu Wasser ($\delta^{18}\text{O}_w$), der Temperatur (t) während der Kalkfällung (MC CREA, 1950) und der Salinität ab. Die Gleichung von EPSTEIN et al. (1953) und CRAIG (1965) gibt diesen Zusammenhang wieder:

$$T (\text{°C}) = 16,9 - 4,3 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,14 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

In Fall der Bahia Almirante liegen keine Messungen der Isotopenwerte des Meerwassers ($\delta^{18}\text{O}_w$) vor, so dass lediglich relative Temperaturunterschiede der Organismen errechnet werden können.

$$\Delta T (\text{°C}) = 4,3 (\delta^{18}\text{O}_{\text{Organismus 1}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Organismus 2}}) + 0,14 (\delta^{18}\text{O}_{\text{Organismus 1}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Organismus 2}})^2$$

Im Unterschied zu andern Organismen speichern Korallen die Isotopenverhältnisse nicht im Gleichgewicht mit dem Meerwasser. In Korallen wird ^{16}O relativ angereichert. Hierbei kann der artspezifische Vitaleffekt eine Rolle spielen. Bei Nichtberücksichtigung dieser Fraktionierungseffekte ergeben sich extrem hohe Wassertemperaturen.

Variationen im $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalt von Karbonaten sind schwieriger zu interpretieren, da die Herkunft des Kohlenstoffs im Allgemeinen unbekannt ist (SWART, 1996). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bewegen sich zwischen +2 ‰

im marinen und -28‰ im terrestrischen Milieu. Im marinen Milieu ist die Photosynthese der Kohlenstoff-hauptfixierer.

Methodik: Entnahme der Bohrkern für die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenmessungen

Die Korallenbohrkerne wurden mit einem pneumatischen Kernbohrer vom höchsten Punkt der Korallenkolonien lotrecht nach unten erbohrt. Verwendet wurde eine handelsübliche druckluftbetriebene Bohrmaschine mit einer Diamantbohrkrone von 450 mm Länge und 36 mm Innendurchmesser. Eine ausführliche Beschreibung findet sich in Kapitel 4 dieser Arbeit. Dieselbe Bohrtechnik wird auch bei HEISS (1994) beschrieben. Bis zur weiteren Bearbeitung wurden die Kerne in Aluminiumfolie eingewickelt sowie kühl und trocken gelagert.

Die Bohrkern wurden überwiegend an Kolonien der Art *Siderastrea siderea* gewonnen. Die Kerne stammen von verschiedenen Standorten aus der Bahia Almirante, die stark unterschiedliche ozeanographische Merkmale aufweisen (Abb. 80). Die Art *Siderastrea siderea* wurde deshalb ausgewählt, weil sie im gesamten Arbeitsgebiet, sowohl im Flachwasser als auch tiefer, häufig vorkommt.

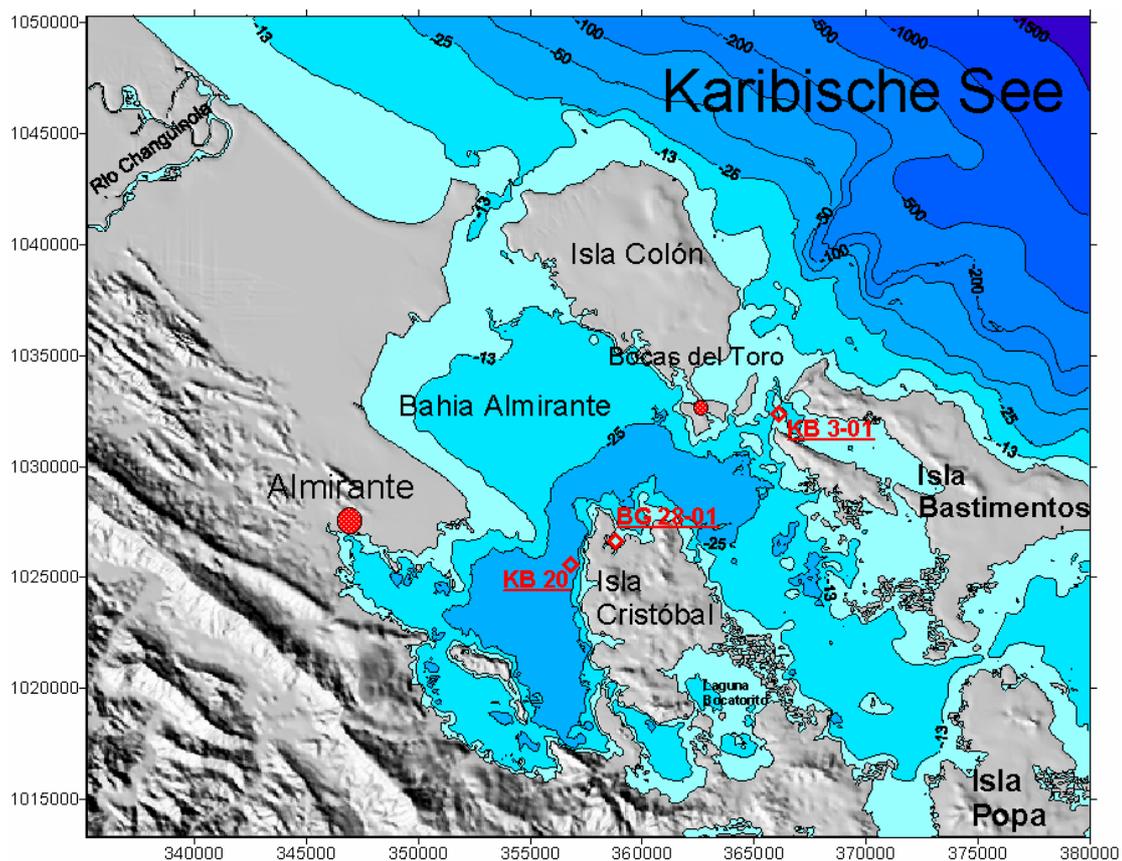


Abb. 80: Lage von KB 3-01, BG 28-01 und KB 20 in der Bahía Almirante.

GUZMAN & TUDHOPE (1998) untersuchten saisonale Unterschiede im Skelettwachstum und in der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenzusammensetzung an mehreren Kolonien von *Siderastrea siderea* am Galeta Riff an der Karibikküste Panamas. Dieses Untersuchungsgebiet liegt etwa 250 km weiter westlich der Bahía Almirante. Aufgrund der geographischen und klimatischen Nähe kann von einem vergleichbaren Wirken der Umweltfaktoren auf Wachstum und Isotopenzusammensetzung von *Siderastrea siderea* ausge-

gangen werden. Die Wassertiefe betrug dort zwischen 1,1 und 3,2 m und liegt somit in fast derselben Tiefe wie KB 20 (1,2 m) und KB 3 (3,4 m). Ziel von GUZMAN & TUDHOPE (1998) war, die Eignung dieser Art zur Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen zu überprüfen.

$\delta^{18}\text{O}$ zeigte dabei die stärkste Korrelation mit der Wassertemperatur, eine gute Übereinstimmung ergibt sich aber auch mit der Salinität. Daraus folgern GUZMAN & TUDHOPE (1998) eine hohe Eignung von *Siderastrea siderea* zur hochauflösenden Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen. Aber es wurde auch bisher nicht erklärbare Unterschiede der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte verschiedener Kolonien beobachtet. Daher sollte nach GUZMAN & TUDHOPE (1998) die Paläoumweltbedingungen insbesondere nur anhand von einem Kern mit Vorsicht interpretiert werden. Vergleichbares gilt auch bei der vergleichenden Interpretation von rezenten und fossilen Kolonien. Aufgrund der Tatsache, dass aus der Bahia Almirante zwei Kerne (KB 3 und KB 20) beprobt wurden, ist eine Interpretation der Daten in jedem Fall stichhaltig.

Nach GUZMAN & TUDHOPE (1998) zeichnet sich *Siderastrea siderea* durch 1.) eine herausragende Temperatur- und Salinitätstoleranz, 2.) durch niedrige Wachstumsraten (5-8 mm/Jahr) und 3.) durch große Langlebigkeit aus. Diese Attribute ermöglichen schon aus kurzen Kernen die Entnahme von langen Datenreihen. Zudem ist *Siderastrea siderea* auch als eine besonders sedimenttolerante Art bekannt (GUZMAN & TUDHOPE, 1998; TORRES & MORELOCK, 2002). Auch die Unempfindlichkeit gegenüber Öl und anderen chemischen Verschmutzungen sowie die hohe Sedimenttoleranz führen dazu, dass *Siderastrea siderea*, im Gegensatz zu anderen Arten, auch Stressereignisse überleben und diese somit auch dokumentieren kann. Die Verbreitung der Art *Montastrea annularis* dagegen, die auch relativ häufig in der Bahia Almirante auftritt, geht bei hohem Sedimentanfall stark zurück (TORRES & MORELOCK, 2002).

7.1.1 Radiographien und Wachstumsbänder

Für die weitere Bearbeitung wurden die Bohrkerne mit einer Diamantsäge in Scheiben von etwa 3 mm Dicke gesägt. Anschließend wurden die Scheiben an einen Röntgengerät (Typ Philips Diagnost 92) bei 40kV und 5mA geröntgt, um die Dichtebänderung und Hauptwachstumsachse sichtbar zu machen. Zusätzlich wurden die Scheiben an einem Scanner AGFA Arcus II eingescannt.

Wachstumsbänder

Auf den Radiographien können helle und dunkle Bänder unterschieden werden (Abb. 81b). Die hellen Bänder werden als HD-Bänder (High Density), die dunklen Bänder als LD-Band (Low Density) bezeichnet (HUDSON et al, 1976). Im Negativ sind die HD-Bänder hell, die LD-Bänder dunkel (hohe Skelettdichte absorbiert mehr Strahlung). Im Positivabzug sind die HD-Bänder dunkel, die LD-Bänder hell.

Das HD-Band ist auf eine hohe Skelettdichte zurückzuführen, die wiederum durch ein langsames Wachstum verursacht wird. Während der Regenzeit kann von einem verminderten Wachstum ausgegangen werden, da etwa eine erhöhte Wolkenbedeckung oder eine verstärkte Sedimentation sich negativ auf das Wachstum auswirken (HUDSON et al, 1976). HD-Bänder können auch Stressfaktoren widerspiegeln (HUDSON et al, 1976; HEISS, 1994). Das LD-Band ist auf eine geringe Skelettdichte zurückzuführen, die während schnellen Wachstums gebildet wird. Meisten sind während der Trockenzeit günstige Umwelt-

bedingungen für ein schnelles Wachstum gegeben. Im Allgemeinen fällt der Beginn des LD-Bandes mit dem Anfang der Trockenzeit Mitte/Ende Dezember zusammen (GUZMAN & TUDHOPE, 1998).

Die Dichtebänderung und die lineare Wachstumsrate werden überwiegend von Faktoren wie Wassertemperatur, Wassertiefe bzw. Durchlichtung oder Nährstoffen kontrolliert (BUDDEMEIER & KINZIE, 1975; DUSTAN, 1975; FOSTER, 1977). Gut entwickelte Wachstumsbänder zeigt etwa *Montastrea annularis* (HUDSON, 1981).

Rezente zooxanthellate Korallen haben in der Regel ein hohes L/H-Bandverhältnis, was bedeutet, dass das LD-Band im Vergleich mit dem HD-Band sehr dick ist. Das LD-Band ist das eigentlich lichtabhängige Band, das in Zeiten starker Durchlichtung (Trockenzeit) gebildet wird (HUDSON et al, 1976). Im Allgemeinen kann auch die Dicke der Wachstumsbänder beträchtlich schwanken. So ermittelte HEISS (1994) bei *Porites* sp. aus dem Roten Meer eine Schwankungsbreite zwischen 2 und 17 mm.

Wachstumsraten

GUZMAN & TUDHOPE (1998) bestimmten die monatliche Wachstumsrate durch das Messen der Entfernung von der lebenden Korallenoberfläche bis zum ersten HD-Band, das in der Radiographie bestimmt werden konnte. Auf diese Weise ermittelten GUZMAN & TUDHOPE (1998) für *Siderastrea siderea* aus dem Geleta Riff, Karibikküste Panama eine durchschnittliche Wachstumsrate von 7,6 mm/Jahr (April 1991 bis März 1992). Im Zeitraum von 1976 bis 1986 betrug die durchschnittliche 10-Jahres Wachstumsrate für *Siderastrea siderea* im gleichen Riff etwa 5,2 mm/Jahr. Geringere durchschnittliche lineare Wachstumsraten von 3,5 bis 4,2 mm/Jahr ermittelten TORRES & MORELOCK (2002). SOROKIN (1995) gibt für *Siderastrea siderea* Wachstumsraten zwischen 2 und 5 mm/Jahr an. Noch geringere Wachstumsraten zwischen 1 und 2 mm/Jahr sind nach MOSES et al. (2003) bei *Siderastrea radians* in Riffen auf den Kapverdischen Inseln zu beobachten.

Die Wachstumsrate von Korallen kann durch eine erhöhte Sedimentation drastisch reduziert werden (CORTÉS & RISK, 1985). *Siderastrea siderea* jedoch ist eine ausgesprochen sedimenttolerante Art, wohingegen *Montastrea annularis* auf hohe Sedimentationsraten mit einem Rückgang der Wachstumsraten reagiert (TORRES & MORELOCK, 2002). *Montastrea annularis* zeigt Wachstumsraten zwischen 9 und 11 mm/Jahr (SOROKIN, 1995). TORRES & MORELOCK (2002) geben für *Montastrea annularis* deutlich niedrigere Wachstumsraten von 6,3 bis 9,7 mm/Jahr an. Sie führen die niedrigen Wachstumsraten auf den hohen terrigenen Eintrag im Untersuchungsgebiet zurück. SWART et al. (1996) gehen bei *Montastrea annularis* von einem Wachstum zwischen 4,1 bis 12,7 mm/Jahr und demnach von einer relativ großen Schwankungsbreite aus.

7.1.2 Kernbeschreibungen

Bodengreiferprobe 27 (BG 27, *Montastrea annularis*)

Die Probe BG 27 stammt aus 9,4 m Wassertiefe und wurde als komplette Kolonie aus einer niederenergetischen Bucht an der Nordküste der Insel Cristóbal entnommen. Das Ufer ist dort von einem dichten Mangrovengürtel gesäumt. Der Entnahmeort zeichnet sich durch schlammiges Sediment terrigenen Ursprungs und durch eine starke Wassertrübung aus. Zudem kann von einem hohen Süßwassereintrag ausgegangen werden.

Scan und Radiographie von BG 27

An der Radiographie einer Scheibe von BG 27 lassen sich insgesamt etwa 30 Wachstumsbänder identifizieren (Abb. 81b). Je ein helles und ein dunkles Band stellen das Jahreswachstum dar (GUZMAN & TUDHOPE, 1998). Das helle HD-Band (hohe Skelettdichte – langsames Wachstum) wurde vermutlich in der Regenzeit, das dunkle LD-Band (niedrige Skelettdichte – schnelles Wachstum) wurde vermutlich in der Trockenzeit gebildet.

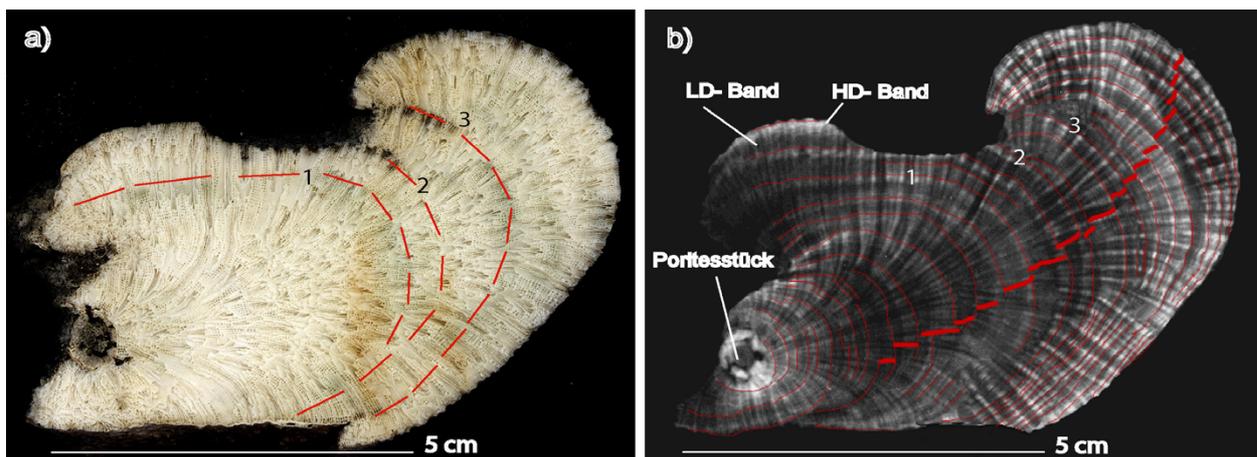


Abb. 81: Scan (a) und Radiographie (b) von BG 27.

Da die Wachstumsbänder bei BG 27 mit abnehmendem Alter immer engständiger werden, kann dies als Abnahme der Wachstumsrate interpretiert werden. Dies wird in den jüngsten Abschnitten der Scheibe sichtbar.

Normalerweise müsste das LD-Band dicker sein als das HD-Band, weil in der Trockenzeit von höheren Wachstumsraten ausgegangen werden kann (HUDSON et al, 1976). Bei BG 27 nimmt die Dicke der HD-Bänder gegenüber den LD-Bändern mit dem Alter zu, was ein niedriges LD- /HD-Bandverhältnis ergibt. Darin und in der Abnahme der Wachstumsrate kann sich eine Verschlechterung der Umweltbedingungen in den letzten Jahren widerspiegeln (etwa Zunahme der Sedimentation und reduzierte Durchlichtung). Der Rückgang der Wachstumsrate erfolgte in den letzten 5 bis 7 Jahren.

In Abb. 81a sind zudem 3 grünliche Horizonte mit Ziffern markiert. Sie fallen ebenfalls mit 3 Wachstumsunterbrechungen zusammen, die auf der Radiographie sichtbar sind. In diesen Bereichen treten auch vermehrt HD-Bänder auf, die langsames Wachstum anzeigen bzw. Stressindikatoren darstellen.

Wachstumsrate und Alterstellung von BG 27

Aus der Länge der Hauptwachstumsachse (96 mm) ergibt sich ein durchschnittliches Wachstum von etwa 3,2 mm/Jahr. Dies liegt unterhalb der jährlichen Wachstumsrate von 4,1 bis 12,7 mm/Jahr, die SWART et al. (1996) für *Montastrea annularis* angeben. Das Alter der Kolonie beträgt etwa 30 Jahre. Ausgangspunkt der Besiedlung ist hier vermutlich von Skelettstück von *Porites furcata* (Abb. 81b).

Kernbohrung 3 (KB 3, *Siderastrea siderea*)

Der Bohrkern KB 3-01 wurde in 3,4 m Wassertiefe auf einer ertrunkenen Abrasionsplattform (Nancy Rocks) am Hospital Point gewonnen (Abb. 80).

Der Standort ist dem vollmarinen Einfluss der offenen Karibik ausgesetzt, zeichnet sich durch eine hohe Wellenenergie aus und ist fast völlig frei von sandigem Sediment. Die offene Karibik ist nur wenige Kilometer entfernt.

Ein Mangroven Gürtel ist in näherer Umgebung nicht vorhanden. Die ertrunkene Abrasionsplattform ist relativ gering besiedelt, vereinzelt sind abgestorbene *Acropora palmata*-Kolonien anzutreffen.

Die Höhe der Kolonie beträgt ca. 0,70 m, daraus wurde ein Kern von 0,56 m Länge erbohrt.

Die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Proben wurden von 0 bis 0,25 m entnommen. Von 0,25 bis 0,56 m wurden keine Proben entnommen, da in diesen Abschnitten der Bohrkern nicht parallel zu Hauptwachstumsachse verläuft.

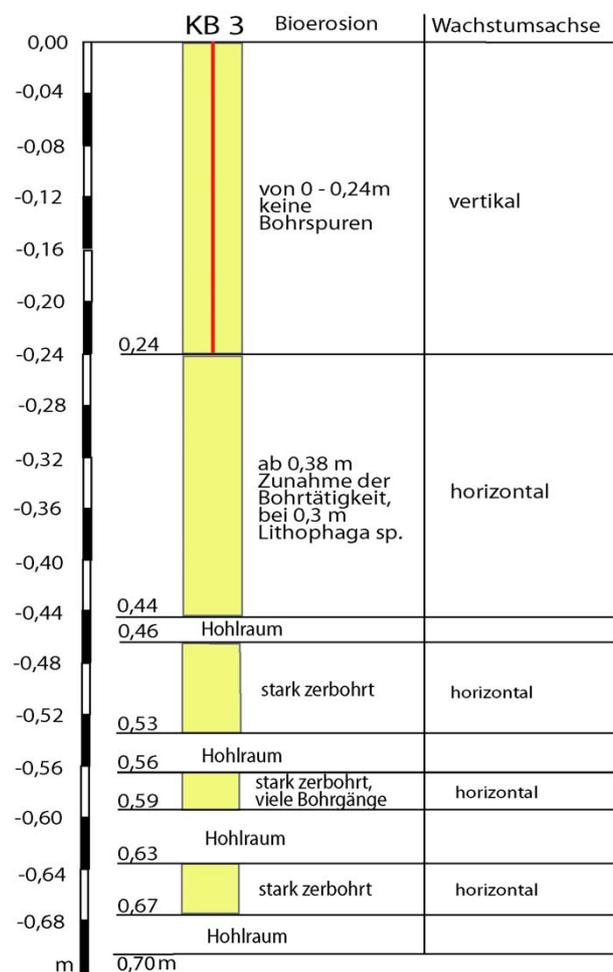


Abb. 82: Kernprofil von KB 3-01.

Scan und Radiographie von KB 3

Auf dem Scan des ersten Kernstücks (Abb. 83a) sind etwa 7 bräunliche Bänder zu erkennen, die in das Skelett eingelagert sind. Sie sind durch Zahlen und rote Linien hervorgehoben.

Diese Bänder lassen sich teilweise mit den HD-Bändern der Radiographie (Abb. 83b) korrelieren.

Auf der Radiographie ist auch sichtbar, dass die Wachstumsbänder weniger gut ausgebildet und auch wesentlich enger sind als bei BG 27.

Im zweiten Kernstück (Abb. 83c) sind mindestens 12 Horizonte sichtbar. Die Zuordnung zu den HD-Bändern in der Radiographie (Abb. 83d) ist in diesem Abschnitt eindeutig möglich.

Im Gegensatz zum ersten Kernstück treten die Horizonte und die HD-Bänder auch in regelmäßigen Abständen auf. Die Abstände betragen etwa 8 mm.

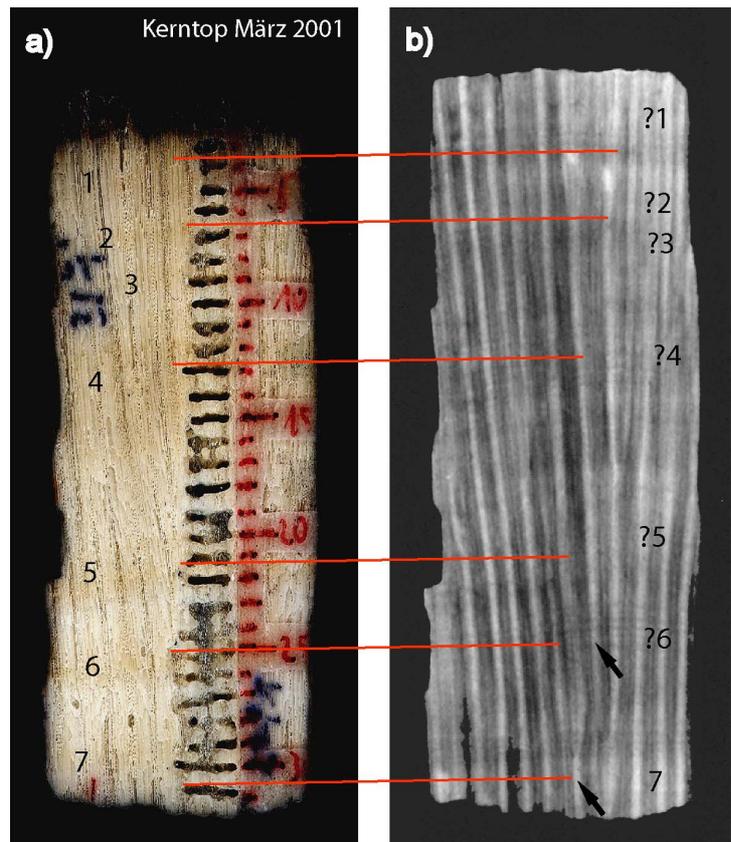


Abb. 83: Scan (a) und Radiographie (b) des ersten Kernteilstücks von KB 3.

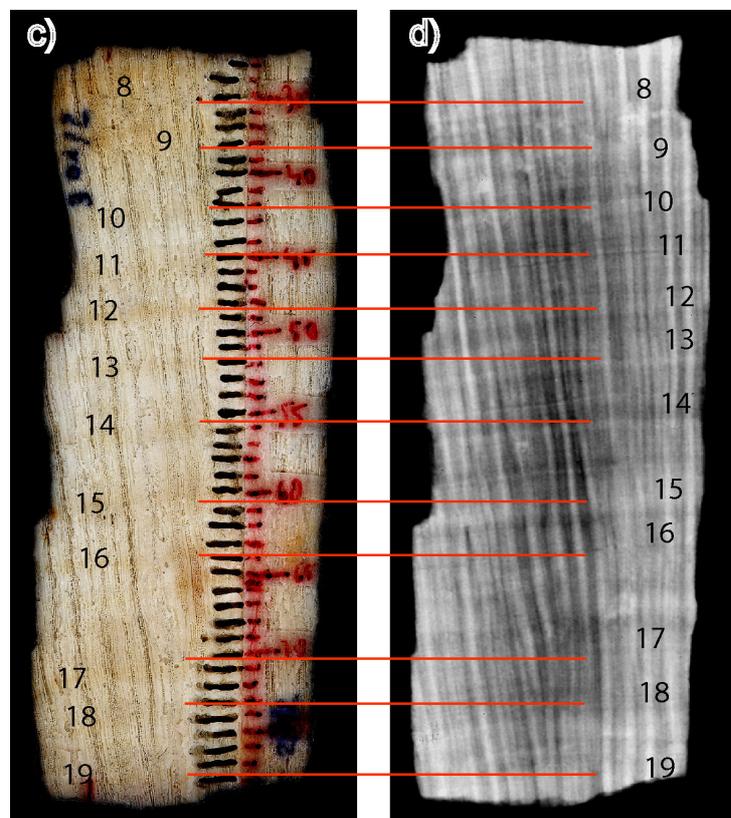


Abb. 83: Scan (c) und Radiographie (d) des zweiten Kernteilstücks von KB 3.

Im dritten Kernteilstück ändert sich die Wachstumsrichtung. Dies ist im unteren Teil der Radiographie gut zu erkennen (Abb. 84b). Deshalb ist hier eine Korrelation der bräunlichen Horizonte mit den HD-Bändern nur eingeschränkt möglich. Es lassen sich mindestens 9 Horizonte identifizieren, die teilweise mit den entsprechenden HD-Bändern in Verbindung gebracht werden können.

Zusammenfassung

Ingesamt sind über den kompletten Kern, 28 bräunliche Horizonte eindeutig zu identifizieren. Sie fallen fast immer mit den HD-Bändern auf der Radiographie zusammen. Eine mögliche gemeinsame Ursache ist wahrscheinlich. Vor allen fällt im zweiten Kernstück auf, dass sowohl die bräunlichen Horizonte als auch die HD-Bänder in regelmäßigen Abständen von etwa 8 mm auftreten. Auffallend ist auch

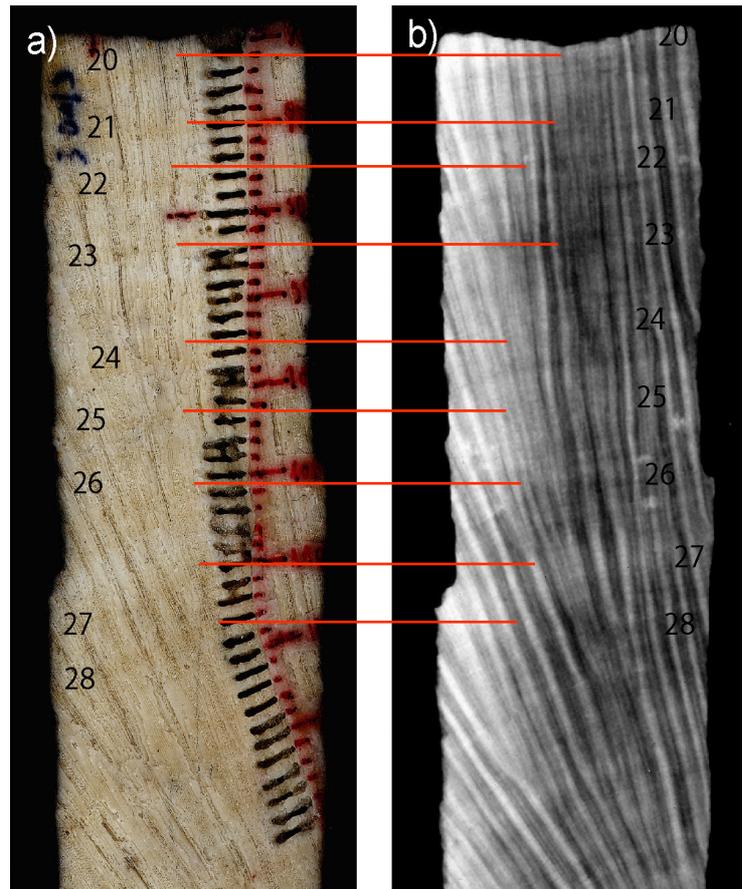


Abb. 84: Scan (a) des dritten Kernteilstücks und Radiographie (b) von KB 3.

die stark unterschiedliche Dicke der Wachstumsbänder über die gesamte Kernlänge von KB 3.

Bodengreiferprobe 28 (BG 28, *Siderastrea siderea*)

Probe BG 28-01 stammt aus 13,4 m Wassertiefe und wurde in der Bucht Bamboo Bight an der Nordküste der Insel Cristóbal entnommen. Das Ufer ist von einem dichten Mangrovengürtel gesäumt und ist absolut niederenergetisch. Am Entnahmepunkt steht schlammiges Sediment terrigenen Ursprungs an, auf dem die Kolonie auflag beziehungsweise eingebettet war. Im Kapitel Geologie (Abb. 9) wurde gezeigt, dass dieses Gebiet von Subsidenz betroffen ist. Auch die Wassertrübung ist in diesem Bereich sehr stark, so konnte selbst bei einer Wassertiefe von nur einem Meter der Buchtboden nicht erkannt werden. Dies ist wohl auf die eingeschränkte Zirkulationslage am Ende der Bucht und auf den Eintrag von terrigenem organischem Material zurückzuführen.

Scan und Radiographie von BG 28

Auf dem Scan (Abb. 85a) sind eindeutig 3 eingelagerte Bänder zu identifizieren, die eine grünliche Färbung aufweisen. Möglicherweise wird die Bänderung durch Mikrobohrer oder eingelagerte Komponenten wie Tonminerale oder Eisenoxide verursacht. Oberhalb der Bänder ist auch eine verstärkte Bioerosion zu beobachten. Das Skelett ist dort vor allem durch *Lithophaga* sp. aber auch teilweise durch *Cliona delitrix* angebohrt. Den 3 Horizonten auf dem Scan lassen sich 3 HD-Bänder auf der Radiographie zuordnen

(Abb. 85b). Offensichtlich fallen die grünlichen Horizonte jeweils mit einer Abnahme der Wachstumsrate zusammen.

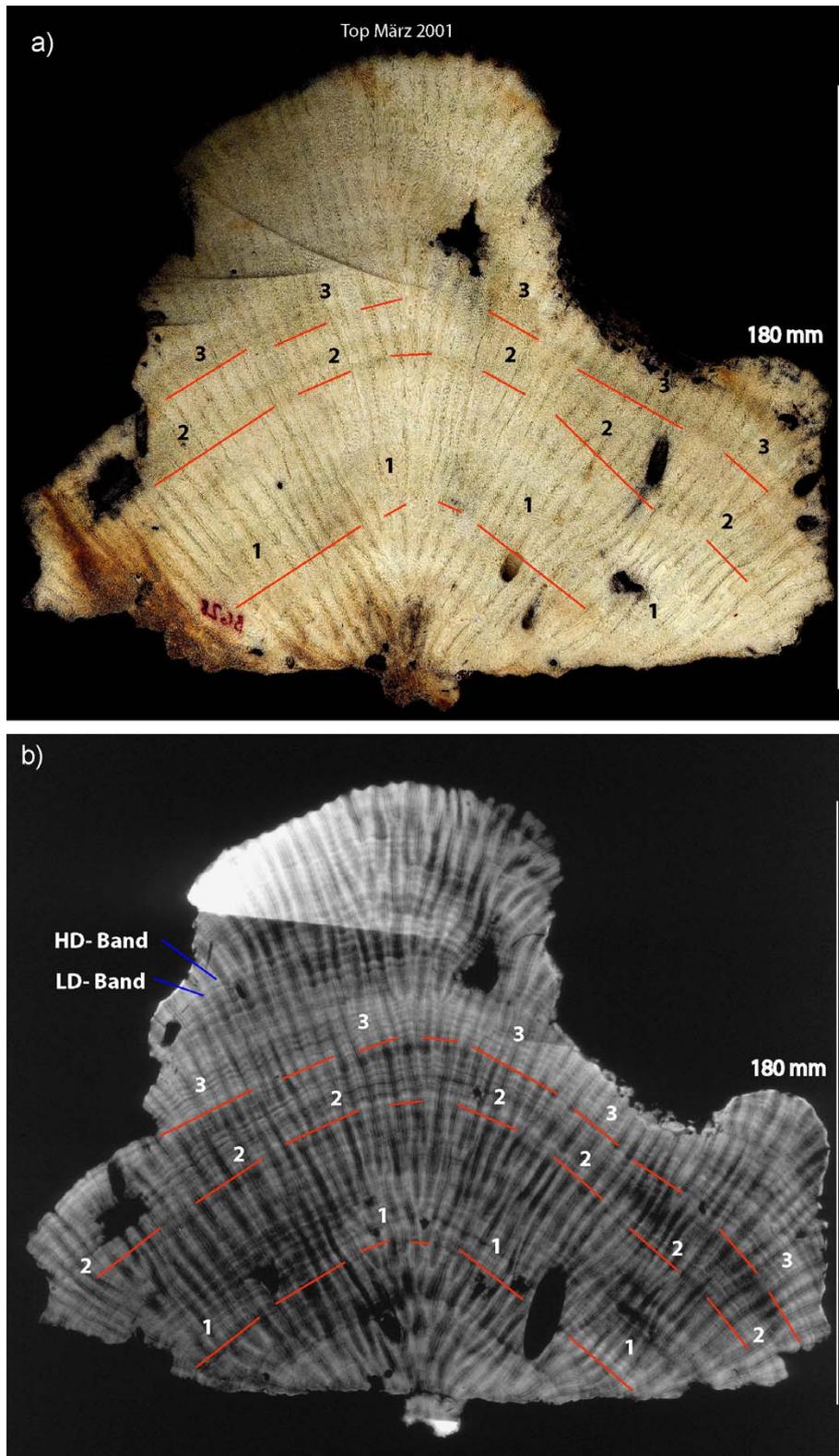


Abb. 85: Scan (a) und Radiographie (b) von BG 28. Die ovalen Löcher sind durch Bohrmuscheln verursacht (*Lithophaga* sp.).

Normalerweise müsste auch hier das LD-Band dicker sein als das HD-Band. Wie bei BG 27 liegt auch diesen Horizonten ein niedriges L/H-Bandverhältnis vor. Das HD-Band ist im Vergleich mit dem LD-Band

sehr dick. Daher müssen während des Wachstums überwiegend ungünstige Umweltbedingungen geherrscht haben.

Zusammenfassung

An der Radiographie lassen sich insgesamt etwa 60 einzelne Wachstumsbänder identifizieren (Abb. 85b). Ähnlich wie bei BG 27 zeigt auch BG 28 einen Rückgang der jährlichen Wachstumsraten. Dies zeigt sich in einer zunehmenden Engständigkeit der Wachstumsbänder. Sowohl BG 27 als auch BG 28 wurden am gleichen Standort entnommen.

Kernbohrung 20 (KB 20, *Siderastrea siderea*)

KB 20 wurde aus 1,2 m Tiefe an der Westseite der Insel Cristóbal gewonnen (Abb. 80). In etwa 200 m Uferentfernung befindet sich ein Kliff, an dem Vulkanoklastika anstehen. Ein Mangrovenbelt ist nicht vorhanden. Die Ufervegetation ist als Folge der coseismischen Absenkung während des Erdbebens von 1991 teilweise durch Salzwasser einbruch abgestorben. Der Standort ist starken Salinitäts- und Temperaturschwankungen sowie einer erhöhten Sedimentation ausgesetzt.

Die Höhe der Kolonie betrug 0,65 m, die Wasserbedeckung etwa 0,55 m. Die gewonnene Kernlänge beträgt 0,64 m.

Davon wurden von 0 bis 0,45 m die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bestimmt. Von 0,45 m bis 0,64 m wurden keine Proben entnommen, da dort der Kern nicht parallel zu Hauptwachstumsrichtung verläuft.

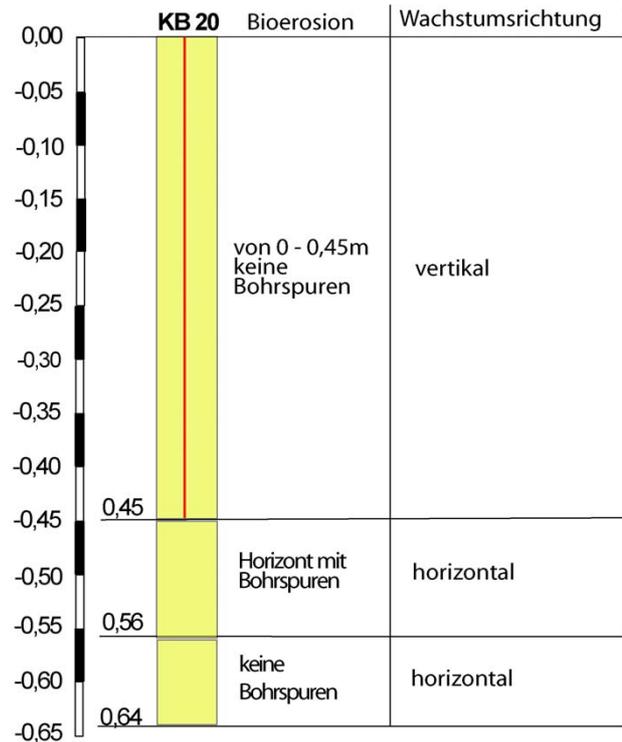


Abb. 86: Kernprofil von KB 20.

Scan und Radiographie von KB 20

Im ersten Kernteilstück lassen sich auf dem Scan mindestens 10 bräunliche Horizonte erkennen (Abb. 87a). Sie fallen eindeutig mit den HD-Bändern auf der Radiographie zusammen (Abb. 87b). Zudem treten beide in regelmäßigen Abständen auf. Der Abstand zwischen den Horizonten beträgt etwa 9 mm. Im Vergleich zu KB 3 sind die Wachstumsbänder klarer abgegrenzt und besser zu identifizieren.

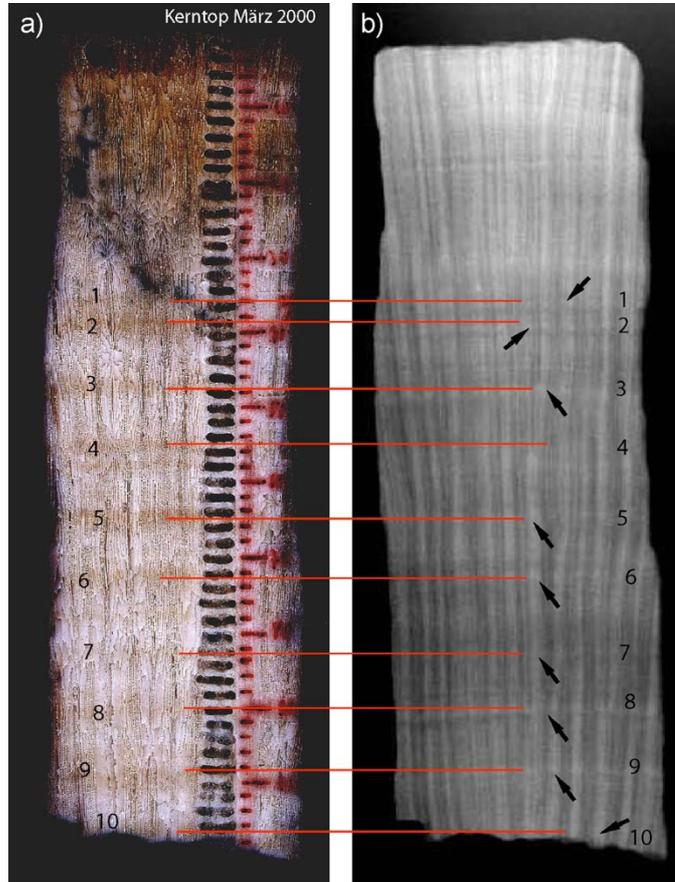


Abb. 87: Scan (a) des ersten Kernteilstücks und Radiographie (b) von KB 20.

Auch im zweiten Kernteilstück (Abb. 88 a und b) ist der Zusammenhang der bräunlichen Horizonte mit den HD-Bändern offensichtlich. Insgesamt lassen sich den mindestens 45 bräunlichen Horizonten die entsprechenden HD-Bänder zuordnen. Da das HD-Band in der Regenzeit gebildet wird, kann davon ausgegangen werden, dass auch die bräunlichen Horizonte in der Regenzeit eingelagert wurden. Der Abstand beträgt auch in diesem Kernstück über weite Abschnitte etwa 9 mm.

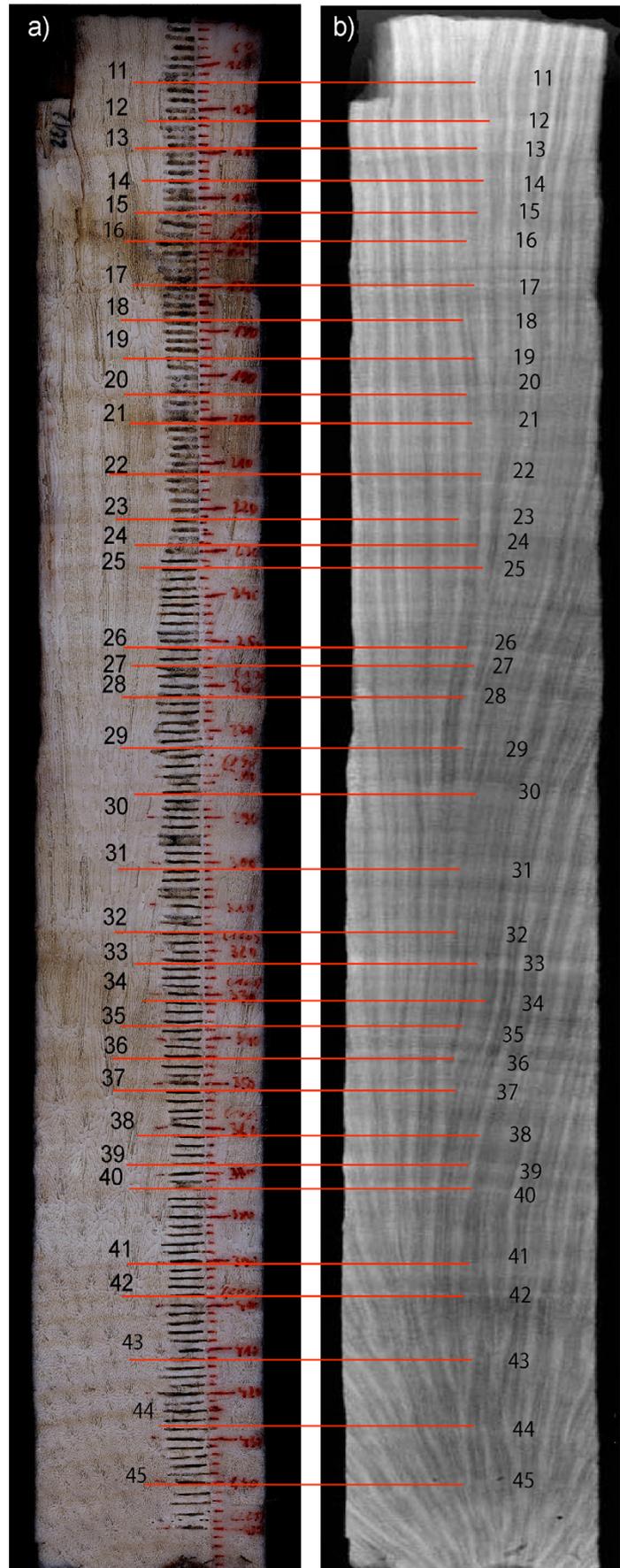


Abb. 88: Scan (a) des zweiten Kernteilstücks und Radiographie (b) von KB 20.

7.2 $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenmessungen

7.2.1 Methodik

Alle Bohrkerne bzw. Scheiben, die nicht parallel zur Hauptwachstumsrichtung erbohrt wurden, wurden aussortiert. Von insgesamt 27 gewonnenen Kernen wurden 2 Bohrkerne der Art *Siderastrea siderea* ausgewählt (KB 3 und KB 20). Für die Isotopenbeprobung ebenfalls herangezogen wurde eine weitere Scheibe von *Siderastrea siderea*, die als ganze Kolonie mit dem Van Veen-Bodengreifer geborgen worden war (BG 28).

Die Proben wurden mit einem Zahnarztbohrer (0,4 mm Ø) bei 1000 U/min entlang der vertikalen Hauptwachstumsachse erbohrt. Der Abstand zwischen den Bohrungen beträgt etwa 1 mm, die Bohrtiefe etwa 3 mm. Das erbohrte Probenmaterial wurde auf einem Wäagepapier aufgefangen.

Nach jedem Bohrschritt erfolgte mit Druckluft eine Reinigung der Korallenscheibe und des Bohrers, um eine Probenverschleppung zu vermeiden. Die so gewonnene Probenmenge betrug etwa 70 µg.

Die Messungen ($\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$) wurden an einem Massenspektrometer der Bayrischen Staatssammlung für Paläontologie und Geologie durchgeführt. Zum Einsatz kam ein Thermo/Finnigan *Delta plus* mit einem gekoppelten Analysesystems (Gasbench II / Delta plus). Die zur Analyse notwendige Einwaage betrug etwa 50-400 µg CaCO_3 .

Die pulverisierte Probe wird bei einer konstanten Temperatur von 72°C mit Ortho-Phosphorsäure versetzt. Das dabei frei werdende CO_2 wird in Helium als Trägergas in das Massenspektrometer geleitet. Die Isotopenverhältnisse werden mit einem kalibrierten, gasförmigen Laborstandard verglichen. Die Kalibrierung erfolgt gegen die IAEA Standards NBS 18 und NBS 19.

Die Isotopenverhältnisse werden hier relativ gegen VPDB in der konventionellen Delta-Notation ($\delta^{18}\text{O}$ / $\delta^{13}\text{C}$) in ‰ dargestellt:

$$\delta_{(\text{Probe})} = (R_{(\text{Probe})} / R_{(\text{Standard})} - 1) \times 1000 \text{ (‰ vs. VPDB)}$$

Die Fehler von wiederholten Analysen an den Laborstandards beträgt $\leq 0,1$ ‰.

7.2.2 Ergebnisse der $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenuntersuchungen

Beim Vergleich der $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopendaten fällt auf, dass die Messwerte der Kerne drei von einander unterscheidbare Cluster bilden (Abb. 89). Dabei zeigen die Messwerte der Kerne auch eine unterschiedlich starke Streuung entlang der Geraden. Bei BG 28 tritt die stärkste Streuung entlang der interpolierten Geraden auf. Auch bei KB 20 ist eine starke Streuung entlang der Geraden zu beobachten. Bei Kern KB 3 streuen die Messwerte am geringsten.

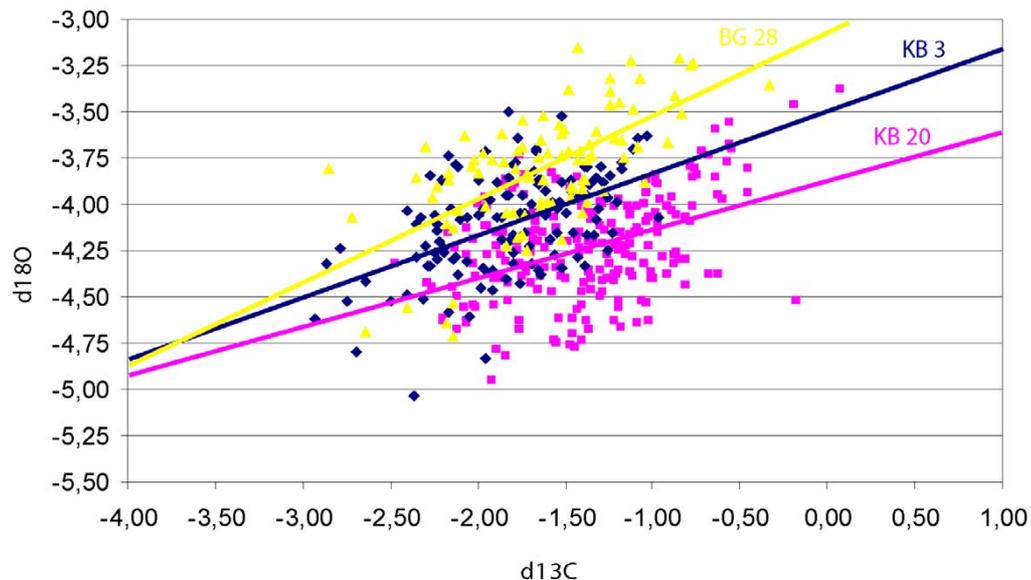


Abb. 89: $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte der Kerne KB 3-01, KB 20 und BG 28.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerte von Kern KB 20 zeigen den stärksten negativen Versatz. Dagegen sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerte von BG 28 deutlich weniger negativ als die von KB 20. Der Unterschied beträgt in etwa 1 ‰. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von KB 3 liegen zwischen den Werten von BG 28 und KB 20. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bei KB 3 sind negativer als die Werte von BG 28 und KB 20. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von KB 20 sind weniger negativ als die von BG 28 und KB 3-01. Bei BG 28 sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte stark gestreut.

Aus den Isotopenmustern (Abb. 89) lassen sich eindeutige Bezüge zu der unterschiedlichen ozeanographischen Lage der Kerne herstellen. So geben nach KLEIN et al. (1992), GAGAN et al. (1994) und QUINN et al. (1996) die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte Schwankungen der Oberflächentemperatur oder der Salinität wieder. Eine Differenz von 0,4 ‰ des Isotopenwertes entspricht etwa 1 ‰ Salinitätsunterschied (WEFER & BERGER, 1991).

Demnach kann die Gruppierung in 3 unterschiedliche Cluster, wie sie in Abb. 89 sichtbar werden, auf Salzgehaltsunterschiede zurückgeführt werden. Dabei zeigt KB 20 die niedrigste Salinität und BG 28 die höchste. KB 3 liegt im Bereich zwischen KB 20 und BG 28.

Die Lage im Flachwasser bei KB 20, der isolierte Standort und größere Wassertiefe von BG 28 und der Einfluss der offenen Karibik am Standort von KB 3-01 führen zu einer unterschiedlichen Isotopenzusammensetzung.

In Abb. 90 sind die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenverhältnisse von KB 3, BG 28 und KB 20 als Ellipse eingezeichnet. Das Feld mit dem Symbol + entspricht $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an *Montastrea annularis* (LEDER et al, 1991 in: STANLEY & SWART, 1995). Dieses Feld steht zugleich für die rezenten Korallen mit photosymbiontischen Zooxanthellen. Die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte der Bohrkerne aus der Bahia Almirante liegen links neben dem *Montastrea annularis*-Messfeld.

Die WNL-Gerade (warm nonzooxanthellate line) ergibt sich aus Messungen an Korallen ohne symbiontische Zooxanthellen. Die CNL-Gerade ergibt aus $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenmessungen an nichtsymbiontischen Kalt- beziehungsweise Tiefwasserkorallen (STANLEY & SWART, 1995).

In Abb. 90 sind die Trendlinien von KB 3, BG 28 und KB 20 interpoliert. Sie zeigen eine unterschiedliche Steigung zu den WNL- beziehungsweise CNL-Linien und sind von diesen deutlich versetzt.

Der Geradenversatz kann auf die reduzierte Salinität in der Bahia Almirante zurückgeführt werden (MÄRZ, 2002). Innerhalb der Bucht wurde von GRAML (2000) während der Trockenzeit eine durchschnittliche Salinität von 33,58 ‰ gemessen. Dies

ist etwa 2,42 ‰ unter der durchschnittlichen Salinität der offenen Karibik, die etwa 36 ‰ beträgt (DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, 1958). Ein Versatz von etwa -0,4 ‰ des $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerts stellt eine Abweichung der Salinität um etwa -1 ‰ dar (mündliche Mitteilung Dr. Ulli Struck). Die konstruierten Trendlinien sind um etwa -1,4 ‰ bezüglich der WNL-Linie auf der $\delta^{18}\text{O}$ -Achse nach unten versetzt was einer Salinitätsreduktion von etwa -3,50 ‰ entspricht. Diese Werte sind bei Berücksichtigung von Messungenauigkeiten mit den Messungen des Oberflächenwassers in etwa konform (MÄRZ 2002).

Eine Interpretation der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ist schwierig, weil das Verhältnis der stabilen Kohlenstoffisotope im Korallenskelett von verschiedenen Faktoren abhängig ist (GROTTOLI & WELLINGTON, 1999). So etwa von der Kohlenstoffzusammensetzung im Meerwasser, von der Wachstumsgeschwindigkeit der Koralle oder der photosynthetischen Aktivität (SWART et al., 1996). Gerade letztere hängt von äußeren Einflüssen ab,

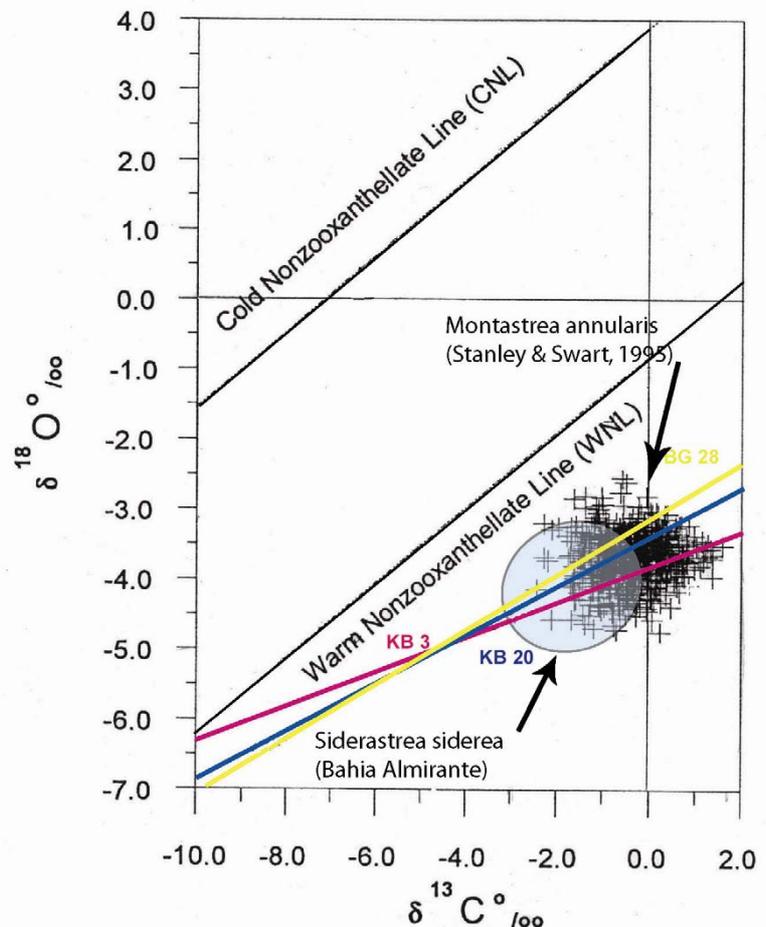


Abb. 90: Das $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenverhältnis im Vergleich (verändert nach STANLEY & SWART, 1995).

wie etwa Orientierung des Polypen zum Licht, Wassertiefe, Durchlichtung oder Wolkenbedeckung (SWART et al, 1996; MOUSTAFA et al., 2000). Relativ deutlich ist die Abhängigkeit der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von der Wassertiefe bzw. von der Wolkenbedeckung. WINTER et al. (1991) zeigen an einem Bohrkern aus der Karibik die signifikante Beziehung zwischen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen und Wolkenbedeckung. Danach könnte eine Zunahme der Wolkenbedeckung die abrupte Veränderung von $\delta^{13}\text{C}$ in Höhe von -1 ‰ in den ersten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts verursacht haben. Eine hohe Wassertrübung, verursacht durch einen verstärkten terrigenen Eintrag infolge von Bodenerosion, könnte nach WINTER et al. (1991) die Durchlichtung eingeschränkt haben und würde so die Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte erklären. So konnten Veränderungen in der Wolkenbedeckung, die in Zusammenhang mit dem El Nino-Phänomen stehen, nachgewiesen werden (HEISS, 2000).

Nach GROTTOLO & WELLINTON (1999) haben Lichtabnahme und Planktonzunahme die Abnahme des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes zur Folge. GROTTOLO & WELLINTON (1999) sehen darin eine nutzbare Anwendung bei paläoklimatischen Rekonstruktionen. So sind in den skelettalen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von Flachwasserkorallen Veränderungen in der Sonneneinstrahlung dokumentiert. Somit zeigen Korallenbohrkerne aus dem Flachwasser deshalb Veränderungen in der Durchlichtung an und dokumentieren zudem das Muster der saisonalen Schwankungen in der Wolkenbedeckung. Bei den Korallen aus dem Tiefwasser sind dagegen eher Veränderungen im Zooplanktongehalt dokumentiert und spiegeln dadurch Produktivitätswechsel wider. GUZMAN & TUDHOPE (1998) ermittelten bei *Siderastrea siderea* bei der Korrelation zwischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und Wachstumsraten einerseits und den gemessenen Umweltparametern andererseits gewisse Schwächen, insbesondere beim Vergleich der Werte mehrerer Kolonien.

Dabei stellten GUZMAN & TUDHOPE (1998), im Gegensatz zu anderen Studien, keine Korrelation zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten einerseits und der Sonneneinstrahlung/Durchlichtung andererseits fest. Es ergab sich vielmehr eine schwache aber deutliche Korrelation zwischen schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten einerseits und einem niedrigerem Wasserstand andererseits. Eine mögliche Erklärung liegt nach GUZMAN & TUDHOPE (1998) in der höheren Photosyntheseaktivität der Symbionten während eines niedrigen Wasserstandes. Nach SWART et al. (1996) kann $\delta^{13}\text{C}$ zudem auch das Verhältnis von heterotropher und autotropher Ernährung wiedergeben.

So sprechen die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von KB 3, BG 28 und KB 20 für eine geringe Kohlenstoffproduktion wegen geringer Photosyntheseaktivität der Zooxanthellen. Vergleichbar niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wurden von MÄRZ (2002) an *Porites furcata* und anderen Scleractiniern aus der Bahia Almirante ermittelt. MÄRZ (2002) geht daher davon aus, dass sich diese Arten hauptsächlich heterotroph ernähren. Dies wirkt sich auf die Wachstumsraten aus, weil die reduzierte Photosyntheseaktivität der Zooxanthellen nur wenig zur Kalkabscheidung beiträgt (HEISS, 1994; GROTTOLO & WELLINTON, 1999).

$\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen von KB 3-01

Bei KB 3 ist etwa bei 180 mm ein Umkehrtrend der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Richtung stärker negativ zu erkennen. Der Abfall des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes liegt zwischen 180 und 0 mm bei etwa 0,9 ‰. Besonders auffällig sind die regelmäßigen stark negativen Exkursionen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Bereich von 0 bis 140 mm. Hier liegt möglicherweise eine Zyklizität vor. Diese regelmäßigen negativen Exkursionen befinden etwa im selben Abschnitt, in dem auch der Abfall der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auftritt.

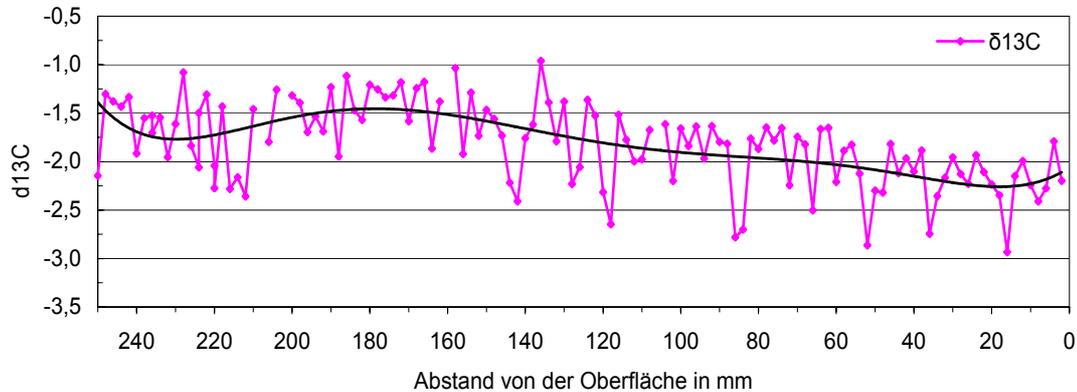


Abb. 91: $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte von KB 3-01 (Trendkurve polynomisch, 6. Ordnung).

Im Bereich von 150 bis 210 mm sind keine ausgeprägten negativen Exkursionen vorhanden. Im Gegenteil, in diesem Bereich sind die Werte deutlich weniger negativ. Dagegen treten von 210 bis 245 wieder deutlich negative Exkursionen in kurzen Abständen auf.

Die Werte von $\delta^{18}\text{O}$ pendeln im Allgemeinen um den Mittelwert. Aber wie bei $\delta^{13}\text{C}$ treten zwischen 0 und 140 mm deutlich negative Exkursionen bei $\delta^{18}\text{O}$ auf. Die negativen Ausschläge sind aber nicht so ausgeprägt wie bei $\delta^{13}\text{C}$. Zwischen 160 und 210 mm sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte weniger negativ.

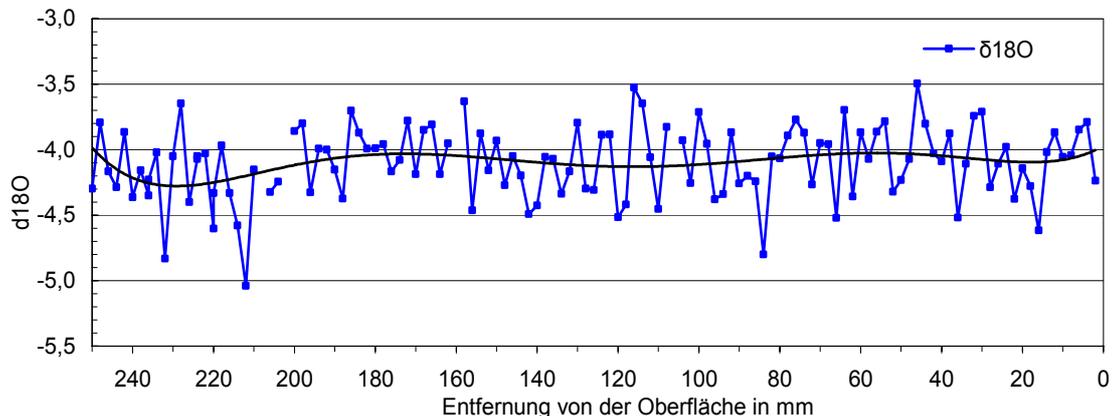


Abb. 92: $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte von KB 3-01 (Trendkurve polynomisch, 6. Ordnung).

Von 210 bis 250 mm sind wieder zwei deutlich negative Ausschläge der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zu beobachten. Der langfristige Trend von $\delta^{18}\text{O}$ zwischen 0 und 250 zeigt einen Rückgang von 0,25 ‰ an.

Interpretation

Ursache des negativen Umkehrtrends der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ab etwa 180 mm ist der Suess-Effekt (Abb. 93). Der Suess-Effekt zeigt den Beginn der Industrialisierung um das Jahr 1850 an (FRIEDLI et al., 1986; BÖHM et al., 2002). Zustande kommt der Umkehrtrend durch das Verbrennen fossiler Energieträger, welches

mit dem Beginn der Industrialisierung im großen Rahmen einsetzt. Dies führt zur Freisetzung von leichtem ^{12}C . Die dadurch isotopisch leichter werdende Atmosphäre überträgt den Suess-Effekt auf Reservoirs wie die ozeanische Biosphäre (BÖHM et al., 2002). Der Suess-Effekt setzt etwa um das Jahr 1850 ein (BÖHM et al., 2002). Der Rückgang des $\delta^{13}\text{C}$ -Werts zwischen 180 und 0 mm bei KB 3 beträgt etwa 0,9 ‰ und entspricht etwa dem Rückgang von 1 ‰, den BÖHM et al. (1996) von der vorindustriellen Zeit bis 1990 für $\delta^{13}\text{C}$ annehmen.

Im Bereich zwischen 0 und etwa 160 mm zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte regelmäßige und deutlich negative Exkursionen. Im Bereich zwischen 160 und 185 mm sind dagegen sowohl die $\delta^{13}\text{C}$ als auch die $\delta^{18}\text{O}$ Werte deutlich weniger negativ.

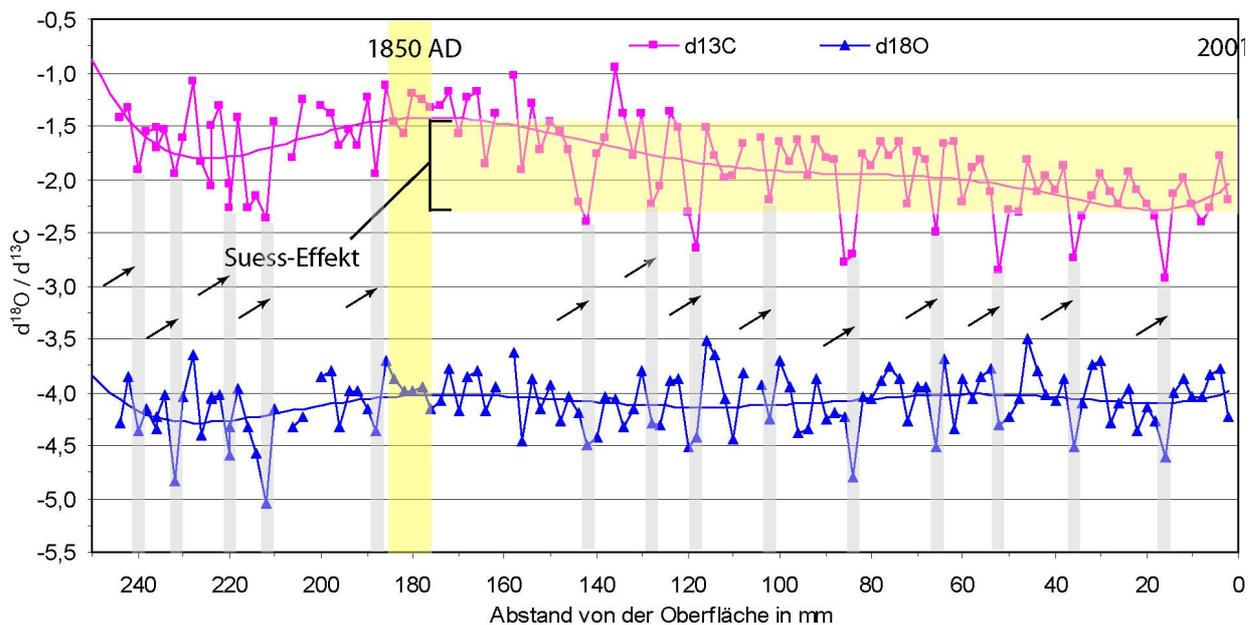


Abb. 93: Isotopenkurve von KB 3 (Trendkurve polynomisch, 6. Ordnung).

Von 185 bis 250 mm sind bei $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ wieder deutlich negative Ausschläge zu verzeichnen, deren Intensität bis etwa 210 mm dann aber in Richtung 250 mm wieder abnimmt. Es treten in diesem Bereich auch Zyklen auf, die aber wesentlich kurzperiodischer sind als zwischen 0 und 120 mm.

Die deckungsgleichen negativen Peaks von $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ zwischen 0 und 140 mm (Abb. 93) deuten eine verminderte Salinität an, die wohl auf periodische, extreme Süßwassereinflüsse zurückzuführen ist. Wenn man die Zeitmarke von 1850 berücksichtigt, die um 180 mm anzusiedeln ist, so scheint es, dass die periodischen Süßwassereinflüsse erst seit etwa 1850 auftreten. Es könnten sich um Süßwasserlinsen handeln, die vom Rio Changuinola stammen und über die südöstliche verlaufende Meeresströmung auch in die Bahia Almirante verdriftet werden (Abb. 22). Der erhebliche Süßwassereintrag könnte durch Klimaereignisse, wie starke etwa Regenfälle im Rahmen von El Niño-Ereignissen verursacht worden sein. Für diese Vermutung spricht das regelmäßige Auftreten dieser Ereignisse. Ebenso sind die deckungsgleichen negativen Peaks von $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ zwischen 210 und 240 mm wohl auch auf starke Süßwassereinflüsse zurückzuführen. Die negativen Exkursionen sind aber in diesem Bereich wesentlich kurzperiodischer und nicht so ausgeprägt wie zwischen 0 und 140 mm.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Trendlinie von geht von 0 bis 250 mm um 0,25 ‰ zurück. Daraus kann ein leichter Anstieg der Wassertemperaturen mit zunehmendem Alter angenommen werden. Für die Salinität ist dagegen eine Zunahme zu beobachten, da die $\delta^{18}\text{O}$ - Werte schwerer werden.

Wachstumsrate und Altersstellung von KB 3

Der bei 180 mm einsetzende Suess-Effekt stellt eine Zeitmarke dar und lässt eine ungefähre Altersdatierung zu (BÖHM et al., 1996). Daher kann etwa bei 180 mm das Jahr 1850 angesiedelt werden. Daraus kann auf eine ungefähre durchschnittliche Wachstumsrate von 1,2 mm/Jahr geschlossen werden. Diese liegt für diese Art im unteren Bereich. So geben TORRES & MORELOCK (2002) für *Siderastrea siderea* eine durchschnittliche Wachstumsrate von 3,8 mm/Jahr an. Bei der Annahme einer durchschnittlichen Wachstumsrate von 1,2 mm/Jahr umfasst der gesamte beprobte Kernabschnitt von 250 mm Länge einen Zeitraum von 208 Jahren. Die Isotopenkurven würden somit bis ins Jahr 1792 zurückreichen und nach BÖHM et al. (2002) auch bis in die Kleine Eiszeit hineinreichen. BÖHM et al. (2002) legen die Kleine Eiszeit in den Zeitraum von 1550 bis 1850. Da jeder zweite mm beprobt wurde, erreicht man bei einer Wachstumsrate von 1,2 mm/Jahr, eine 0,83 jährliche Auflösung. Einem Abstand der braunen Bänder von etwa 8 mm entsprechen also 6,6 Jahre.

Korrelation von Scans, Isotopenmessungen und Radiographien bei KB 3

Am Scan des ersten Kernstücks lassen sich 8 bräunliche Horizonte unterscheiden (Abb. 94). Sie sind teilweise unterschiedlich breit. Beim Vergleich mit den Isotopenkurven fällt auf, dass jeder dieser Horizonte mit den negativen Exkursionen der $\delta^{13}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zusammenfällt. An der Radiographie zeigen sowohl HD- als auch LD-Bänder keinen eindeutigen Bezug zu den braunen Horizonten im Scan.

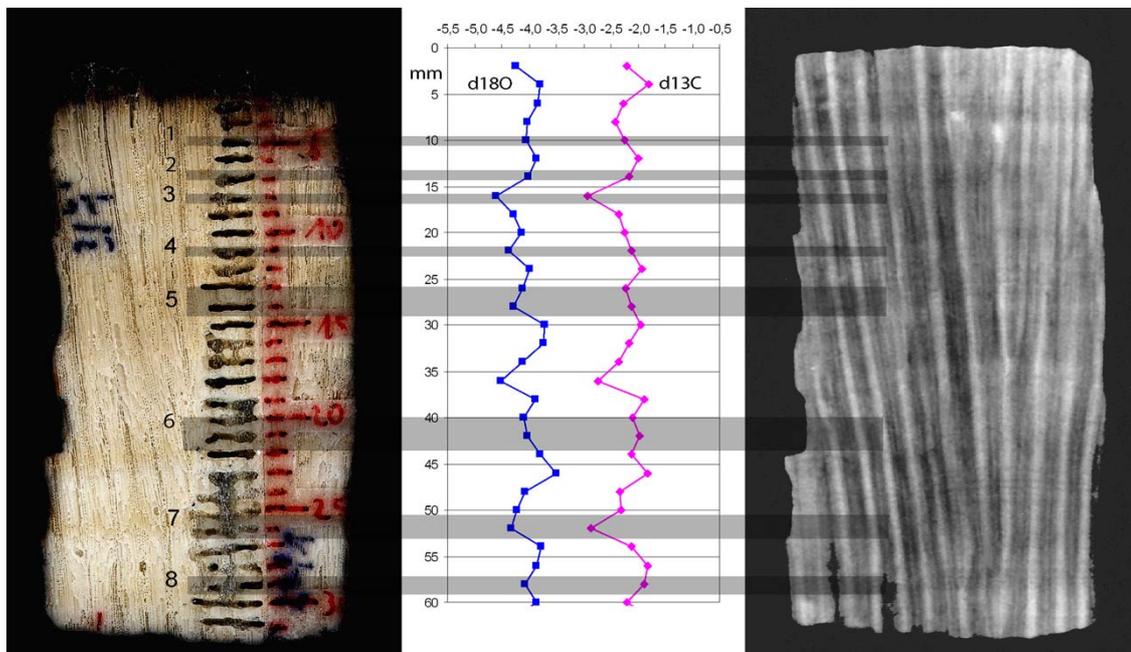


Abb. 94: Scan (links), Isotopenkurven und Radiographie (rechts) des ersten Kernstücks von KB 3.

Auch der Scan des zweiten Kernstücks (Abb. 95) zeigt mindestens 22 gut sichtbare, nahezu regelmäßig auftretende, braune Bänder. Der Abstand der Bänder beträgt etwa 8 mm. Auch hier decken sie sich mit den deutlich negativen Exkursionen der $\delta^{13}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte.

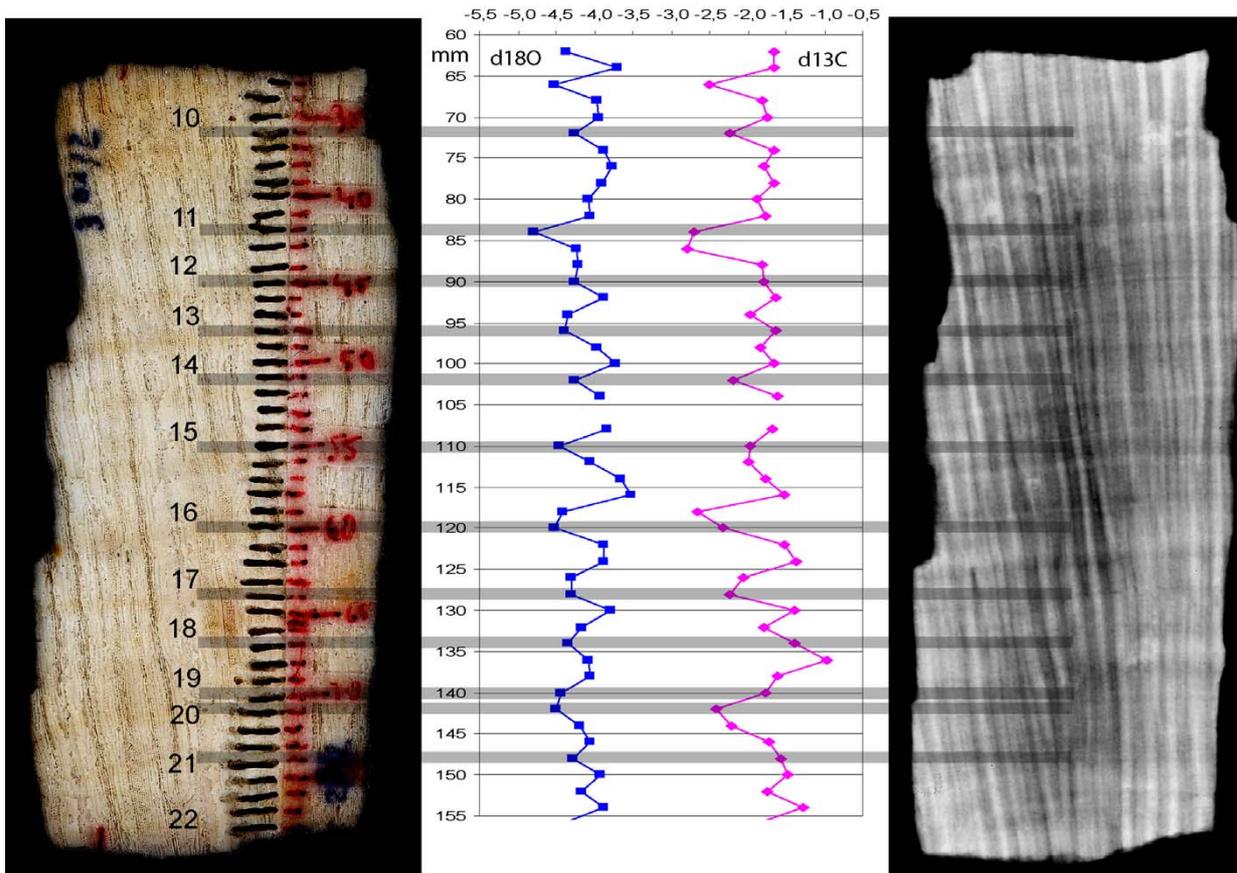


Abb. 95: Scan (links), Isotopenkurven und Radiographie (rechts) des zweiten Kernstücks von KB 3.

Auf der Radiographie zweiten Kernstücks ist die HD- /LD-Bänderung eindeutig zu erkennen. Dabei lassen sich die sich die HD-Bänder mit den bräunlichen Horizonten auf dem Scan eindeutig korrelieren. Auch im dritten Kernstück ist der eindeutige Zusammenhang der bräunlichen Bänder mit den markanten negativen Exkursionen der $\delta^{13}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wieder zu beobachten. Auch der durchschnittliche Abstand der Bänder von etwa 8 mm ist annähernd gleich geblieben.

Auch im dritten Kernteilstück fallen die bräunlichen Horizonte mit den negativen Exkursionen der $\delta^{13}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zusammen (Abb. 96). Trotz der Änderung in der Wachstumsrichtung wird sichtbar, dass beispielsweise die Horizonte 13, 14, 15 oder 16 jeweils mit HD-Bändern übereinstimmen.

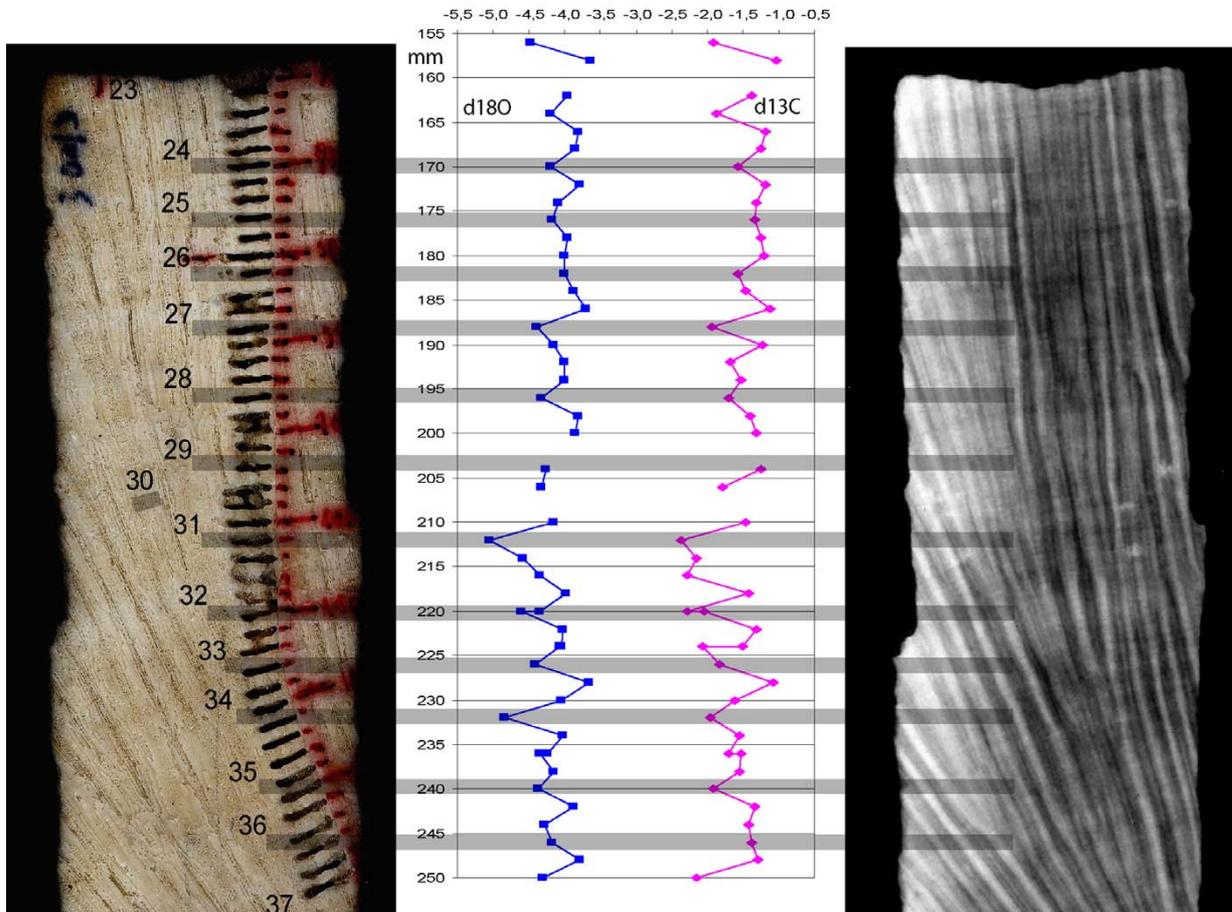


Abb. 96: Scan (links), Isotopenkurven und Radiographie des dritten Kernstücks von KB 3 (rechts).

Zusammenfassung KB 3

In allen 3 Kernstücken von KB 3 fallen die braunen Horizonte im Scan, die negativen Peaks der $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und die HD-Bänder der Radiographie zusammen. Einen Hinweis auf möglichen Ursachen liefern die deckungsgleichen negativen Peaks von $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$, die auf eine verminderte Salinität hinweisen. Sie kann etwa auf periodische, extreme Süßwassereinflüsse zurückgeführt werden. Daher ist es möglich, dass die zeitgleich auftretenden HD-Bänder Stressbänder darstellen, die sich als Reaktion auf eine reduzierte Salinität gebildet haben. Da der Abstand von etwa 8 mm etwa 6,6 Jahren entspricht können daraus Perioden von 6,6 Jahren abgeleitet werden.

$\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen von BG 28

Zwischen 0 und 55 mm ist bei den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten kein Muster erkennbar. Ein deutlich negativer Exkurs mit $-2,75$ tritt bei 23 mm auf. Von 55 bis 90 mm, dabei vor allen zwischen 55 und 70 mm, sind die Werte deutlich weniger negativ. Von 90 mm bis 110 mm treten wieder zwei deutlich negative Exkursionen auf. Der Abschnitt zwischen 110 und 135 ist tendenziell wieder weniger negativ.

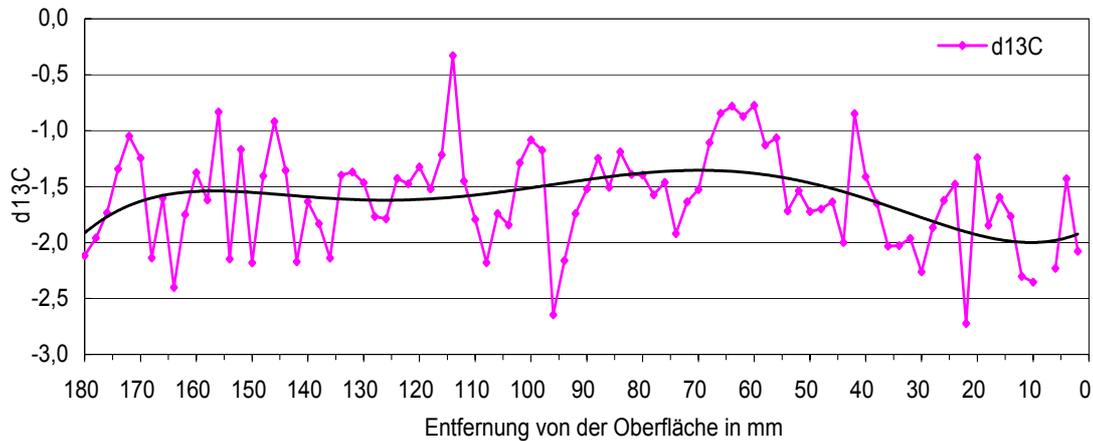


Abb. 97: $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte von BG 28 (Trendkurve polynomisch, 6. Ordnung).

Der Bereich zwischen 135 und 180 mm zeichnet sich durch regelmäßige negative Exkursionen aus. Bei 120 mm deutet sich ein leicht negativer Umkehrtrend der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zeigen zwischen 0 und 90 mm keine deutlichen regelmäßigen negativen Ausschläge. Dagegen ist der Abschnitt zwischen 55 und 70 mm deutlich weniger negativ. Auffallend sind die Bereiche zwischen 10 und 20 mm, zwischen 30 und 40 mm und zwischen 70 und 80 mm. Hier sind die Werte alle entlang der Geraden orientiert.

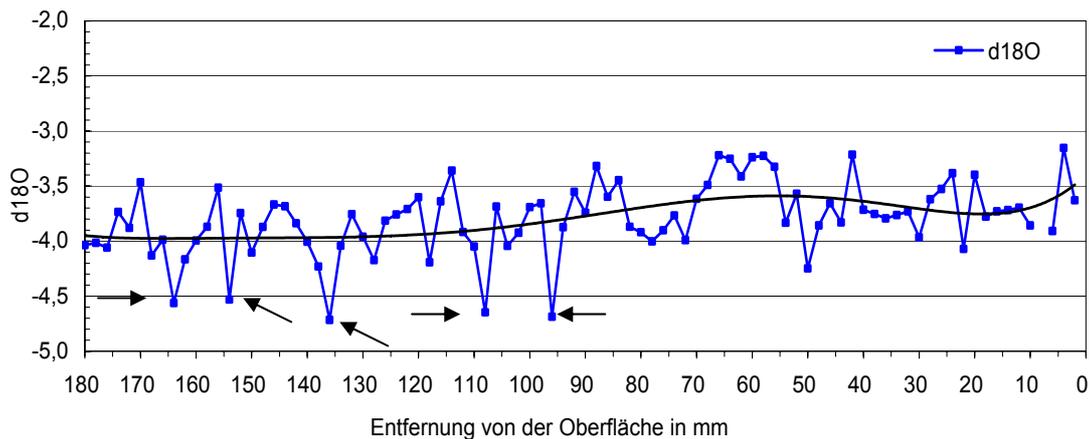


Abb. 98: $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte von BG 28 (Trendkurve polynomisch, 6. Ordnung).

Der Abschnitt zwischen 90 und 180 mm unterscheidet sich deutlich vom vorher beschriebenen Teil. Hier kommt es zu deutlich negativen Exkursionen, die Werte um die $4,5$ ‰ erreichen und eine gewisse Regelmäßigkeit erkennen lassen.

Interpretation

Im Gegensatz zu KB 3 ist bei BG 28 der Suess-Effekt kaum erkennbar (Abb. 99). Zwar deutet sich bei 120 mm ein leicht negativer Umkehrtrend an, ob dieser jedoch als Suess-Effekt interpretiert werden kann, ist unsicher. Eine weitere Erklärung kann auch der Eintrag von isotopisch leichtem Kohlenstoff sein, der durch die anthropogen verursachte Zerstörung der terrestrischen Ökosysteme freigesetzt wurde (SWART et al, 1996).

Zwischen 54 und 65 mm zeigen $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte eine deutlich positive Exkursion. Ursache könnte etwa eine Salinitätszunahme und niedrigere Wassertemperaturen sein. Die Radiographie zeigt im selben Abschnitt einen Rückgang der Wachstumsraten an.

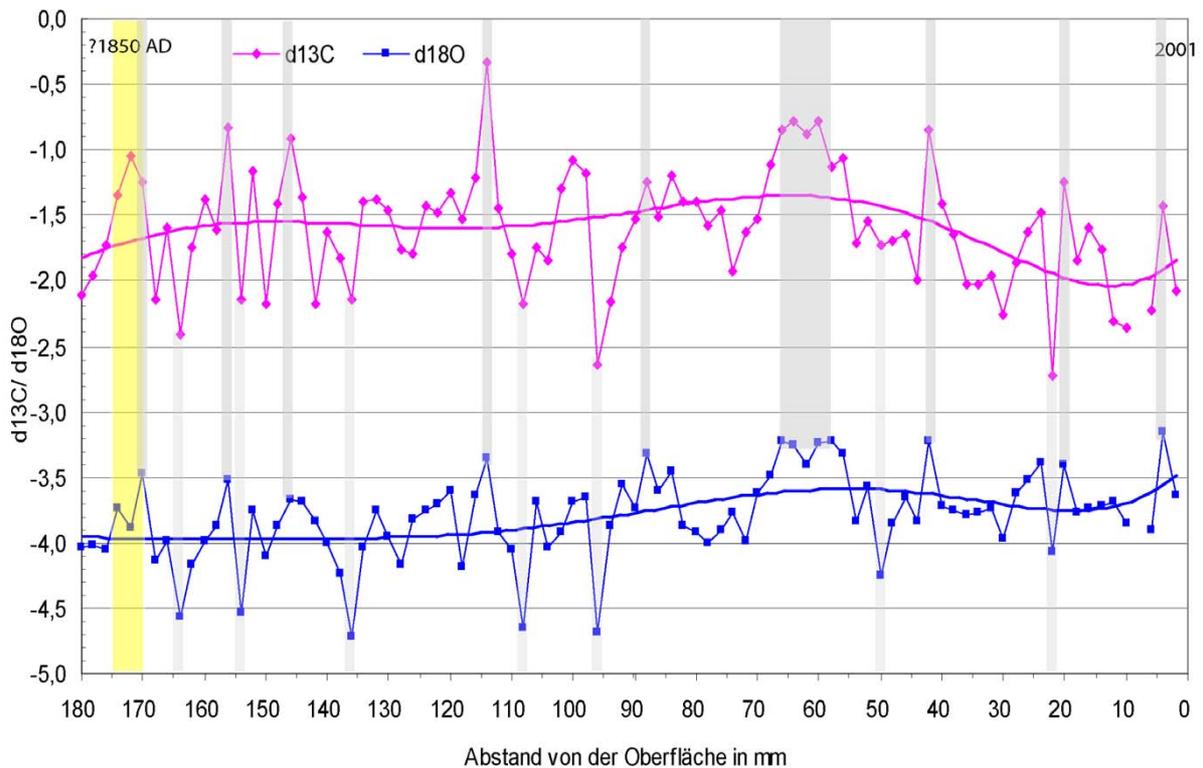


Abb. 99: Isotopenkurven von BG 28 (polynomisch, 6. Ordnung).

Zwischen 95 und 180 mm deuten die deckungsgleichen negativen Peaks bei $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ auf verminderte Salinität hin, die wohl auf starken Süßwassereinfluss zurückzuführen ist. Zwei regelmäßige Peaks treten bei 97 und 107 mm auf, zwei weitere bei 155 und 165 mm. Dies könnte auf einen periodischen Charakter hindeuten.

Die Trendlinie bei $\delta^{18}\text{O}$ wird von 0 bis 180 mm um etwa 0,5 ‰ negativer. Die Ursache kann in einem Rückgang der Wassertemperaturen liegen.

Wachstumsrate und Altersstellung von BG 28

Wenn der bei 120 mm einsetzende Abwärtstrend der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte als Suess-Effekt interpretiert wird, kann in diesem Bereich das Jahr 1850 angesetzt werden. Daraus kann eine durchschnittliche Wachstumsrate von 0,8 mm/Jahr abgeleitet werden. Somit kann bei einer Länge der Scheibe von 180 mm auf ein Gesamtalter von 225 Jahren geschlossen werden. Das ist zugleich das Gesamtalter der Kolonie. Die

Isotopenkurven würden somit bis ins Jahr 1775 zurückreichen und somit nach BÖHM et al. (2002) auch bis in die Kleine Eiszeit hineinreichen. BÖHM et al. (2002) legen die „Kleine Eiszeit“ in den Zeitraum von 1550 bis 1850. Da jeder zweite mm beprobt wurde, erreicht man bei einer Wachstumsrate von 0,8 mm/Jahr eine 0,8 jährliche Auflösung.

Korrelation von Scans, Isotopenmessungen und Radiographien bei BG 28

Im Gegensatz zu KB 3 lassen sich bei BG 28 keine vergleichbaren farblich signifikanten Horizonte beschreiben. Es sind aber 3 grünliche Horizonte eingelagert, die in Abb. 100 gut sichtbar sind. In Abb. 85 sind die Horizonte grau hinterlegt und mit Ziffern von 1 bis 3 versehen.

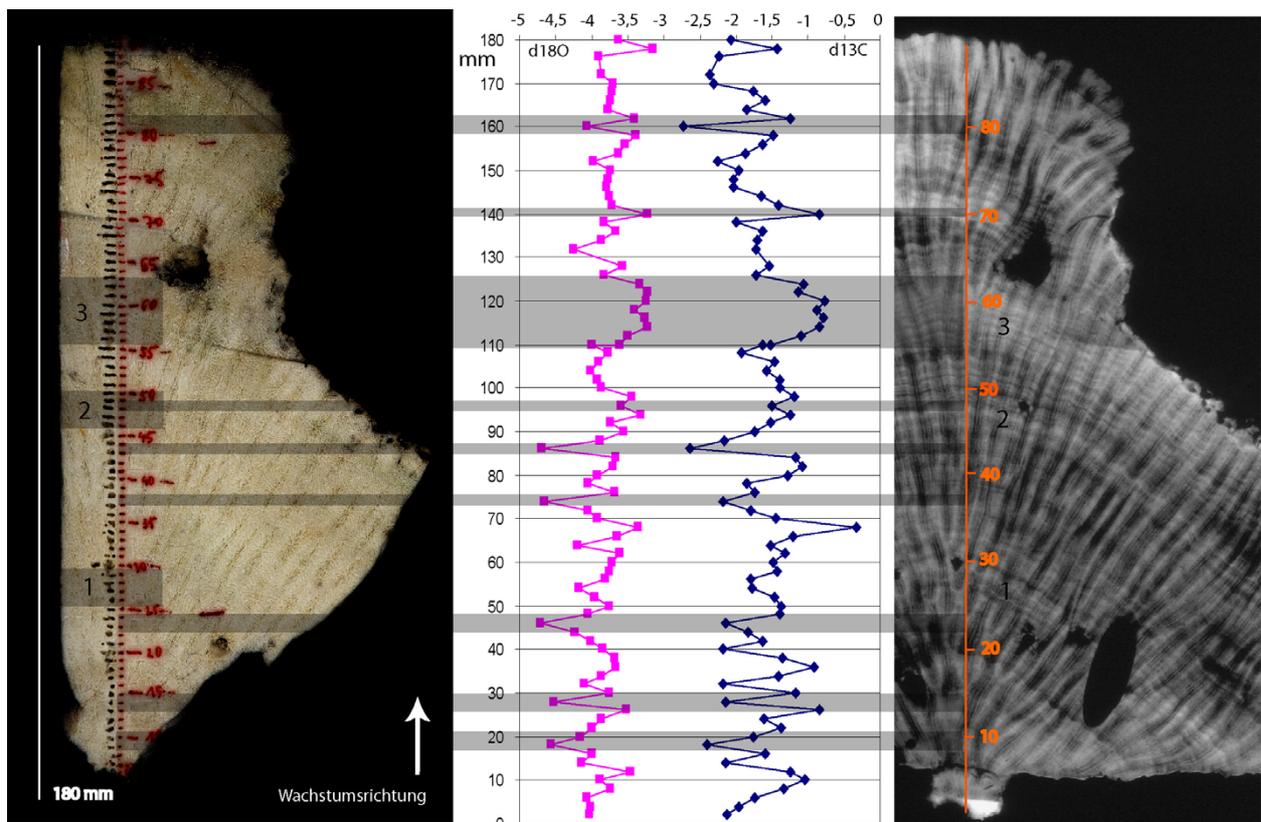


Abb. 100: Scan (links), Isotopenkurven und Radiographie (rechts) von BG 28.

Auf der Radiographie lassen sich sehr gut HD-Bänder (grau) und LD-Bänder (schwarz) unterscheiden (Abb. 100). Das auf dem Scan hinterlegte Band 3 fällt mit einem Abschnitt auf der Radiographie zusammen, in dem HD-Bänder dominieren. Dies deutet auf eine längere Stressperiode hin. Die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenkurven zeigen im selben Bereich zwischen 110 und 125 mm auffallende deutlich positive Exkursionen. Daraus lässt sich für diesen Abschnitt eine höhere Salinität und kühlere Wassertemperaturen ableiten. Einen vergleichbaren Trend zeigen auch die Horizonte 1 und 2.

Offensichtlich ist also für die Ausbildung der HD-Bänder in diesem Kernabschnitt nicht eine reduzierte Salinität oder erhöhte Wassertemperatur verantwortlich, wie es etwa bei KB 3 der Fall ist. Vielmehr deuten die Isotopenwerte auf eine höhere Salinität und niedrige Wassertemperaturen hin.

Im Gegensatz zu KB 3 oder KB 20 lassen sich hier negative die $\delta^{13}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte bei BG 28 nur sehr ungenau mit HD-Bändern korrelieren. Daher können in diesem Zusammenhang keine Aussagen gemacht werden.

$\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen von KB 20

Zwischen 0 und 80 mm treten regelmäßige negative Peaks von $\delta^{13}\text{C}$ im Abstand von etwa 10 mm auf. Zwischen 320 und 450 mm gibt es 4 starke negative Exkursionen, die jeweils bei 310 und 340 und dann wieder bei 410 und 440 markant und periodisch auftreten. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte streuen zwischen 0 und 200 mm maximal 1 ‰ entlang der Trendlinie. Von 200 bis 450 mm nimmt die Streuung auf bis zu 2 ‰ zu. Zwischen den Probenahmepunkten von 250 bis 0 mm tritt ein Rückgang der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um 1 ‰ auf.

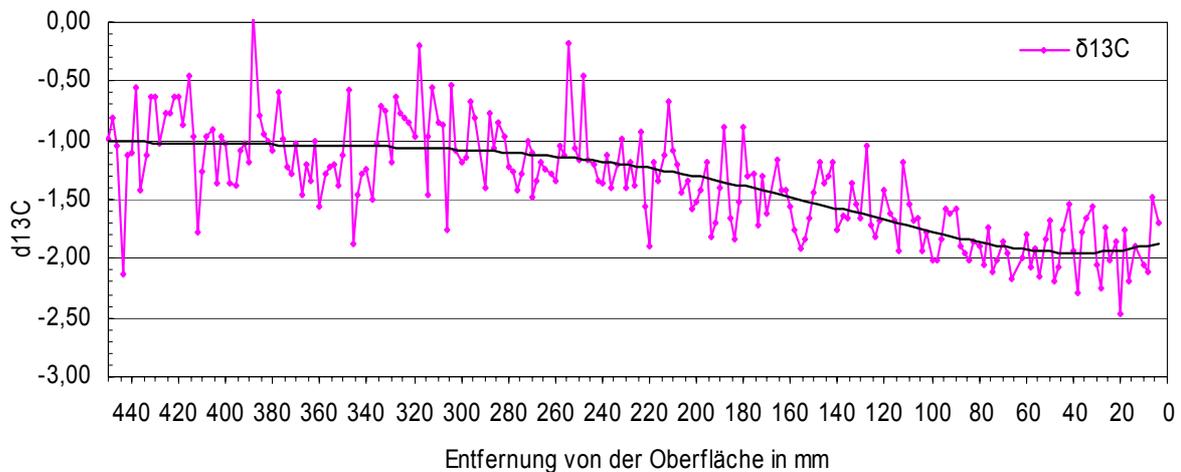


Abb. 101: $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte von KB 20 (Trendkurve polynomisch, 6. Ordnung).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bewegen sich über den gesamten beprobten Kernabschnitt zwischen ca. -3,5 und -5 ‰, wobei zwischen 0 und 150 mm die Werte nicht negativer als etwa -4,6 sind. Zwischen 160 und 410 mm ist ein Bereich mit deutlich negativeren Peaks mit bis zu 4,9 ‰ sichtbar.

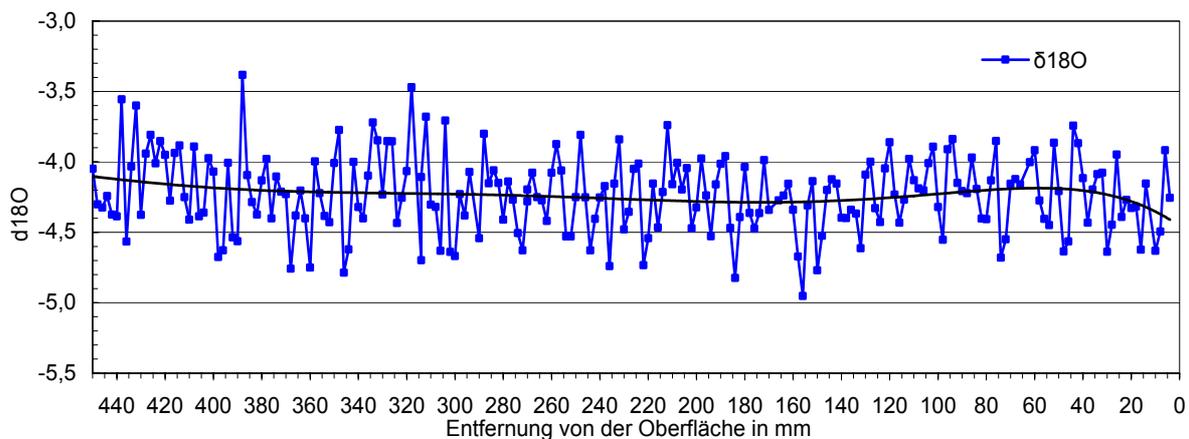


Abb. 102: $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte von KB 20 (Trendkurve polynomisch, 6. Ordnung).

Ab 410 ist wieder ein Trend zu weniger negativen Werten vorhanden. Bei den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten sind keine Zyklen erkennbar. Die Trendlinie wird geringfügig negativer.

Interpretation

Ab Probenahmepunkt 250 mm tritt ein deutlicher Abfall der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf (Abb. 103). Ursache ist auch hier der Suess-Effekt, der schon bei KB 3 beschrieben wurde. Zwischen 250 und 0 mm zeigt die Trendlinie einen Rückgang der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um 1 ‰ an. Der Rückgang entspricht etwa dem Wert von 1 ‰ den BÖHM et al. (1996) von der vorindustriellen Zeit bis 1990 für $\delta^{13}\text{C}$ annehmen. Er ist auch etwas höher als die 0,9 ‰ von KB 3. Auffallend ist auch die Zunahme der Schwankungsbreite von $\delta^{13}\text{C}$ zwischen 300 und 450 mm.

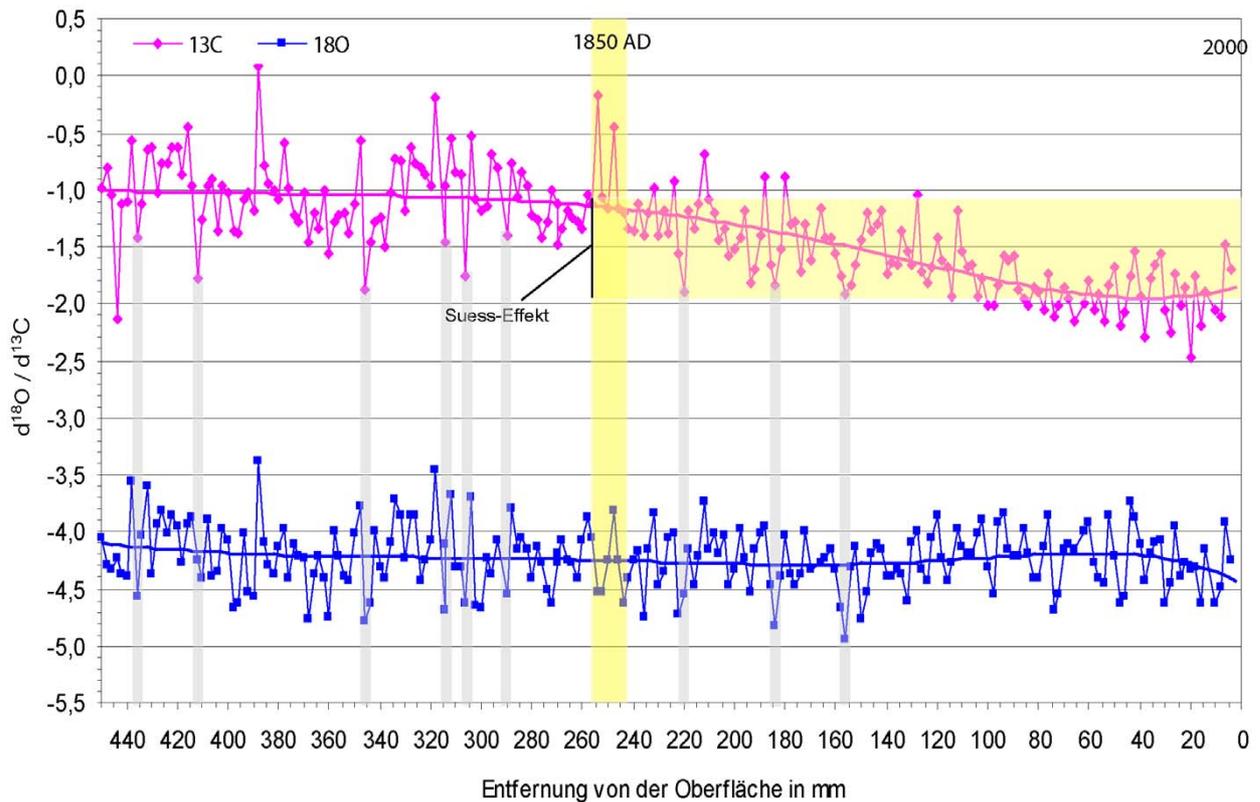


Abb. 103: Isotopenkurven von KB 20 (polynomisch, 6. Ordnung).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zeigen zwischen 0 und 300 mm eine geringe Schwankungsbreite. Zwischen 150 und 450 mm nehmen die stark negativen Exkursionen mit einem Wert von größer als -4,5 ‰ deutlich zu. Aber zwischen 300 und 450 mm sind auch einige deutliche positive Werte zu verzeichnen. Dabei treten 5 signifikante Peaks auf, die sich teilweise auch mit positiven Exkursionen von $\delta^{13}\text{C}$ korrelieren lassen. Die Trendlinie verläuft über den beprobten Kernabschnitt zwischen 4,25 und 4,1 ‰.

Wie schon bei KB 3, deuten die deckungsgleichen negativen Peaks von $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -auf eine reduzierte Salinität hin, die auf Süßwassereinflüsse zurückzuführen ist. Aber auch erhöhte Wassertemperaturen können in Betracht gezogen werden. Deckungsgleiche, besonders starke negative Peaks von $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$, sind zwischen 160 und 220 mm zu finden.

Wachstumsrate und Altersstellung von KB 20

Der bei 250 mm einsetzende Suess-Effekt stellt auch hier eine wichtige Zeitmarke dar und lässt eine ungefähre Altersdatierung zu (BÖHM et al., 1996). Daher kann etwa bei 250 mm das Jahr 1850

angesiedelt werden. Daraus kann auf eine ungefähre durchschnittliche Wachstumsrate von 1,66 mm/Jahr geschlossen werden. Diese liegt für diese Art im unteren Bereich. So geben TORRES & MORELOCK (2002) für *Siderastrea siderea* eine durchschnittliche Wachstumsrate von 3,8 mm/Jahr an.

Bei der Annahme einer durchschnittlichen Wachstumsrate von 1,6 mm/Jahr umfasst der gesamte beprobte Kernabschnitt von 450 mm Länge einen Zeitraum von 271 Jahren. Die Isotopenkurven würden somit bis ins Jahr 1729 zurückreichen und nach BÖHM et al. (2002) auch bis in die Kleine Eiszeit hineinreichen. BÖHM et al. (2002) legen die Kleine Eiszeit in den Zeitraum von 1550 bis 1850. Bei einer Wachstumsrate von 1,6 mm/Jahr wird eine 1,6 jährliche Auflösung erreicht. Einem Abstand der braunen Horizonte von etwa 9 mm entsprechen somit etwa 7,5 Jahre.

Korrelation von Scans, Isotopenmessungen und Radiographien bei KB 20

Im Scan des ersten Kernstücks (Abb. 104) lassen sich 14 bräunliche Horizonte unterscheiden. Sie weisen teilweise eine unterschiedliche Dicke auf. Ebenso wie bei KB 3 fällt jeder dieser Horizonte mit den deutlich negativen Exkursionen der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zusammen. Der Abstand der Horizonte voneinander beträgt etwa 9 mm und zeigt in einigen Abschnitten eine gewisse Regelmäßigkeit. Die auf der Radiographie deutlich erkennbaren hellen HD-Bänder sind mit den bräunlichen Horizonten und den negativen Exkursionen der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte eindeutig korrelierbar.

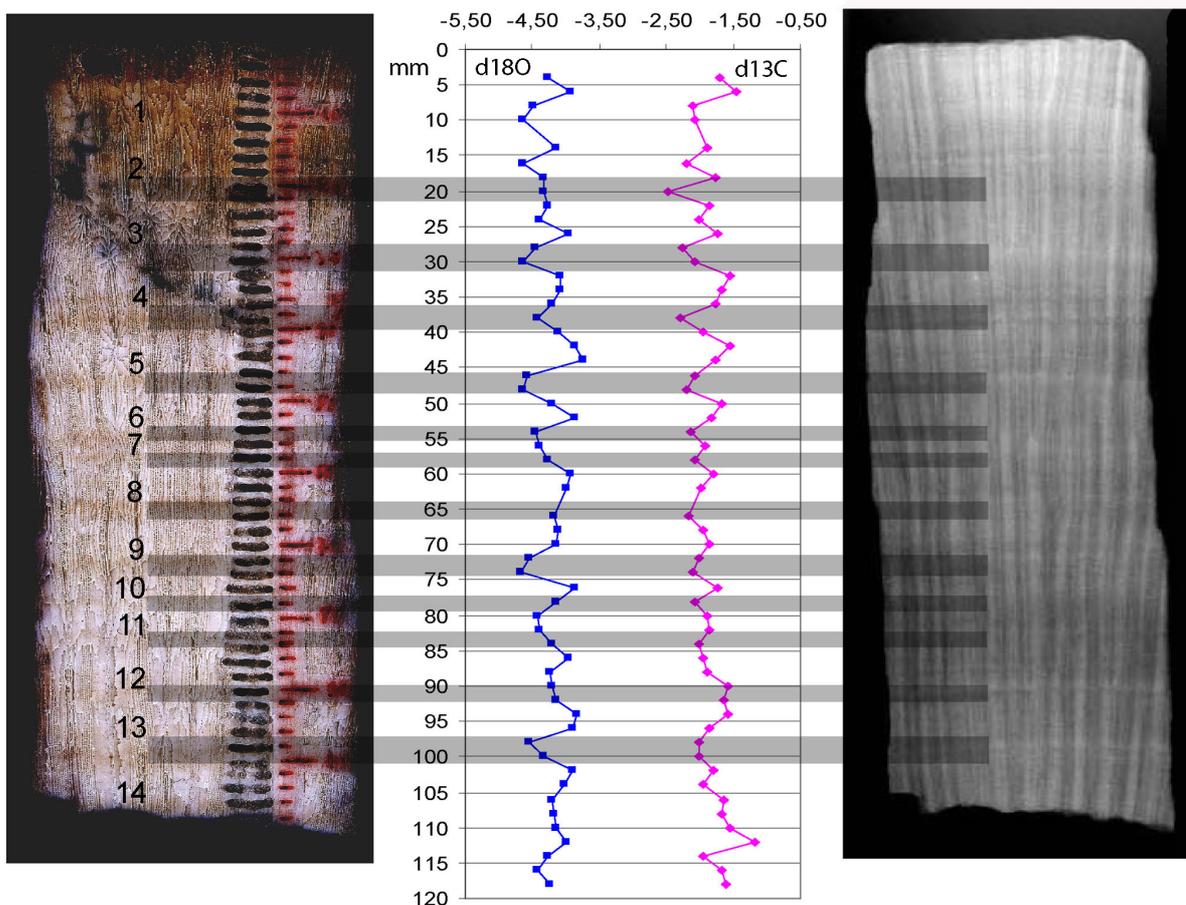


Abb. 104: Scan (links), Isotopenkurven und Radiographie (rechts) von KB 20 (erstes Kernstück).

Im zweiten Kernstück (Abb. 105) sind 55 Horizonte zu identifizieren, die grau hinterlegt sind. Auch hier fallen die Horizonte mit den deutlich negativen Exkursionen der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zusammen. Wie schon im ersten Kernstück kann auch hier ein Großteil der hellen HD-Bänder auf der Radiographie mit den Horizonten und Isotopenwerten korreliert werden. Da der Abstand von 9 mm etwa 7,5 Jahren entspricht, können auch im zweiten Kernteilstück Perioden von 7,5 Jahren abgeleitet werden.

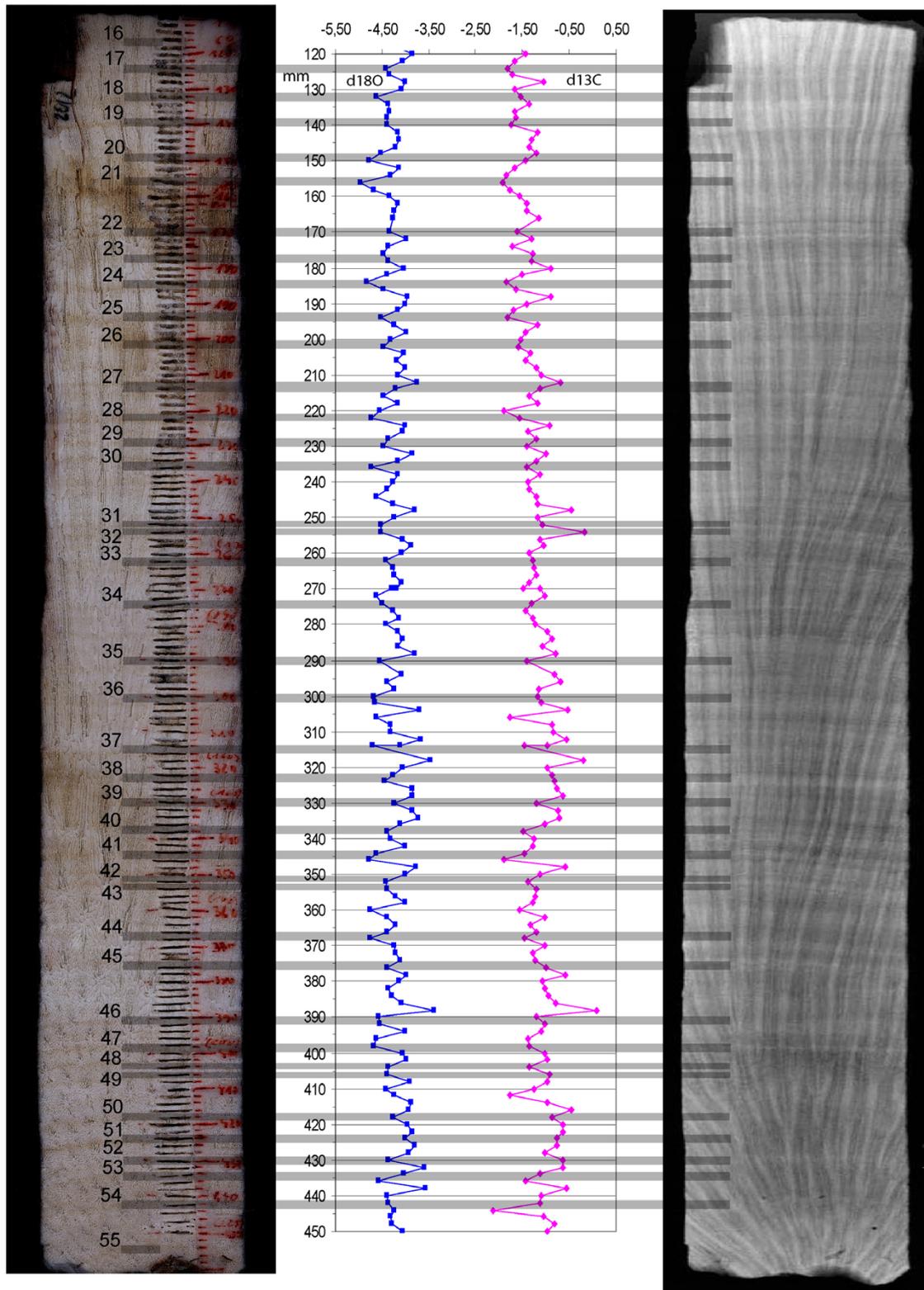


Abb. 105: Scan (links), Isotopenkurven und Radiographie (rechts) von KB 20 (zweites Kernstück).

Zusammengefasst lässt sich sagen, dass bei KB 20 eine eindeutige Zuordnung der HD-Bänder zu den bräunlichen Horizonten möglich ist als bei KB 3.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte von KB, BG 28 und KB 20 im Vergleich

Allen 3 Kernen gemeinsam ist der deutliche negative Abfall der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wie er sich in den Trendlinien widerspiegelt (Abb. 106). Dabei verzeichnen KB 3 und KB 20 im gezeigten Ausschnitt den stärksten Abfall der auch annähernd parallel verläuft, während er bei BG 28 vergleichsweise langsam abläuft. Der Rückgang der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 180 und 0 mm kann als jüngster Teil des Suess-Effekts interpretiert werden. Auf eine weitere Ursache, die auf den Eintrag von isotopisch leichtem Kohlenstoff zurückzuführen ist, der aus der Zerstörung von terrestrischen Ökosystemen stammt, wurde bereits hingewiesen. Eine Erklärung für den unterschiedlichen Kurvenverlauf von KB 3 und KB 20 einerseits und BG 28 andererseits könnte in den unterschiedlichen Wassertiefen liegen. So stammen KB 3 und KB 20 aus dem Flachwasser zwischen 3,4 und 1,2 m wohingegen BG 28 aus 13,4 m Tiefe stammt.

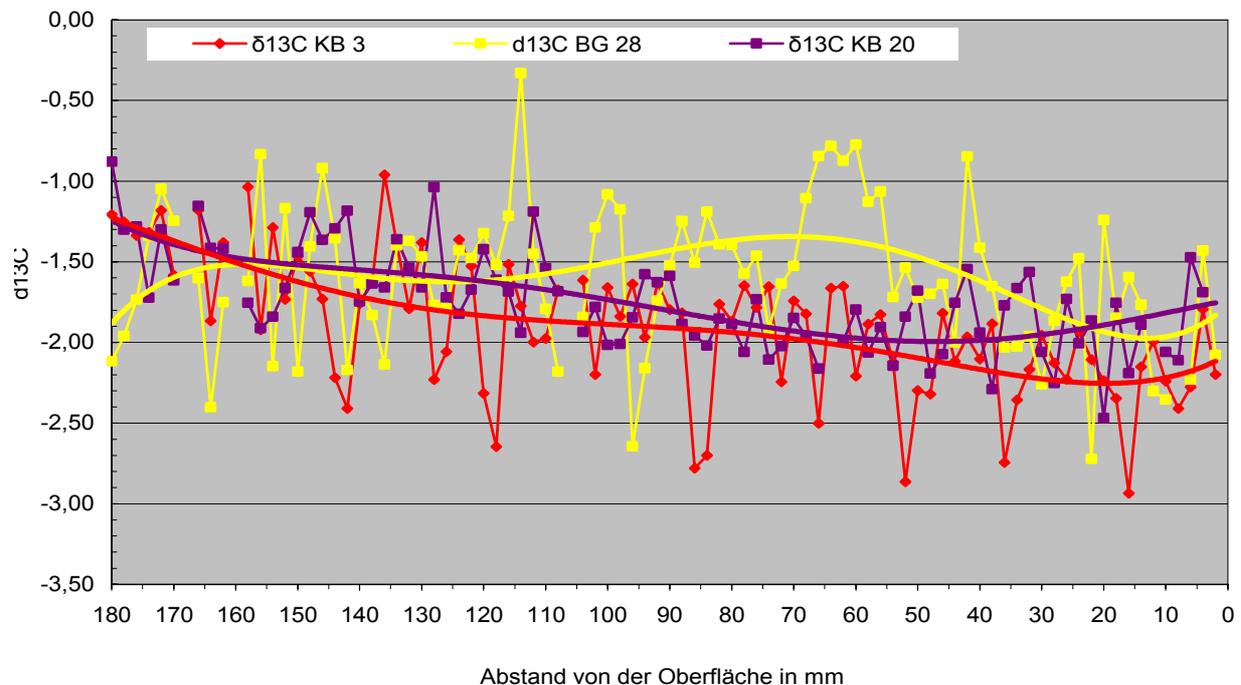


Abb. 106: $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte von KB 3, BG 28 und KB 20 im Vergleich.

KB 3 weist bei 0 mm (entspricht etwa dem Jahr 1999) mit $-2,3$ ‰ den negativsten Wert aller drei Kerne auf. Im Gegensatz dazu zeigt BG 28 bei 2 mm (Jahr 1999) einen mit $-1,75$ ‰ einen relativ schweren Wert. Der Wert von KB 20 liegt zwischen dem von BG 28 und KB 3 und beträgt bei 4 mm (entspricht etwa dem Jahr 1998) etwa $-2,1$ ‰. GROTTOLI & WELLINGTON (1999) zeigen, dass bei einer Lichtabnahme die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte leichter werden, was auf geringe Photosyntheseaktivität zurückzuführen ist.

Aber auch die Zunahme von Zooplankton und damit eine verstärkte heterotrophe Ernährungskomponente der Koralle kann zu einer Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte führen. Ursache ist, dass das Zooplankton leichtere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aufweist. Umgekehrt steigt bei einem Rückgang der heterotrophen Ernährung das skelettale $\delta^{13}\text{C}$ -Niveau wieder an (GROTTOLI & WELLINGTON, 1999).

Demnach können die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von KB 3 im Vergleich zu KB 20 und BG 28 bedeuten, dass hier ein deutlicher Einfluss von reduzierter Durchlichtung oder hohem Zooplanktongehalt vorliegen muss. Auch MÄRZ (2000) führt niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, unter anderem bei *Porites furcata* aus der Bahia Almirante, auf eine reduzierte Photosyntheseaktivität der Zooxanthellen zurück. Ebenso stellten FELIS & PÄTZOLD (2003) fest, dass ein starkes $\delta^{13}\text{C}$ -Signal eine intensive Planktonblüte dokumentiert, die etwa durch die intensive Wasserdurchmischung in bestimmten Wintern verursacht wird. FELLE & PETZOLD (2003) sehen darin einen Wechsel in der Ernährungsstrategie der Korallen, insbesondere eine verstärkt heterotrophe Ernährung durch Zooplankton, während Zeiten hoher Planktonverfügbarkeit.

Eine weitere Erklärung für die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von KB 3 könnte der terrigene Eintrag von isotopisch leichtem Kohlenstoff über den Rio Changuinola sein. So besitzt terrestrisches $\delta^{13}\text{C}$ sehr leichte Werte von etwa -27 ‰. Davon ist der Standort von KB 3 stärker betroffen als der von KB 20 oder BG 28. Möglicherweise ist KB 3 auch generell einem größerem Umweltstress ausgesetzt was wiederum eine geringere Symbiontenaktivität zur Folge hat. Zudem treten bei KB 3 die markanten negativen Exkursionen in regelmäßigen Abständen von etwa 20 mm auf. Auch KB 20 zeigt vergleichbare, wenn auch nicht so starke negative Ausschläge, die unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Wachstumsraten mit denen von KB 3 möglicherweise korrelierbar sind. Wie bereits erläutert, kann dies einen Symbionteneffekt darstellen, der auf eine nicht vorhandene oder nur eine geringe Symbiontenaktivität zurückzuführen ist.

Ein derartiger Symbionteneffekt kann aber nicht nur von Lichtverhältnissen und Zooplanktongehalt (GROTTOLI & WELLINGTON, 1999), sondern möglicherweise auch mit anderen Ereignissen, wie etwa mit extremen Wassertemperaturen zusammenhängen (mündliche Mitteilung Dr. Ulli Struck). So führt eine signifikante Erhöhung der Meerwassertemperaturen zum Abstoßen der Symbionten durch den Polypen (GOREAU & MACFARLANE, 1990). Diese Korallenbleichen treten oft in Zusammenhang mit einer starken und lang andauernden Erhöhung der Meerwassertemperaturen auf, können aber auch auf andere Stressfaktoren zurückzuführen sein, wie etwa eine ungewöhnlich niedrige oder hohe Salinität (REIMER, 1971) und ein niedriges oder hohes Lichtniveau (DUSTAN, 1982). Aber auch durch eine erhöhte Sedimentation oder Stress in Gefolge eines Wirbelsturms können Korallenbleichen ausgelöst werden (GOREAU & MACFARLANE, 1990). Die Korallenbleichen haben einen starken Rückgang der Symbiontenaktivität zur Folge, was wiederum deutlich leichtere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zur Folge hat. Beim der Interpretation der Sauerstoffisotopen ist daher noch zu überprüfen, ob und in welche Höhe die errechneten Meerwassertemperaturen für diese Bereiche ausfallen.

Beim Vergleich der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte über die gesamte Kernlänge sind aber noch andere Muster erkennbar. So fällt auf, dass zwischen 180 mm und 90 mm die Werte von KB 3 und KB 20 noch eng aneinander erliegen, ab 90 mm driften die Werte auseinander. Dies ist wohl auf die Auswirkungen der negativen Peaks bei KB 3 zurückzuführen. BG 28 weist vergleichsweise schwere Werte auf und zeigt zusammen mit KB 3 die größte Streuung der Messwerte, bei KB 20 ist die Streuung vergleichsweise gering.

Auffällig ist bei BG 28 der streckenweise gegenläufige Trend zu den Kurven von KB 3 und KB 20. Zwischen 180 und 150 mm sind die Werte deutlich negativer, werden dann aber, im Gegensatz zu KB 3 und KB 20, schwerer. Erst bei 70 mm setzt wieder ein Trend zu leichteren Werten ein.

Eine Ursache der markanten Unterschiede zwischen KB 3 und KB 20 einerseits und BG 28 andererseits könnte in den unterschiedlichen Wassertiefen liegen. Möglicherweise schwankte die Schichtung des Wasserkörpers der Bucht im Verlauf der letzten Jahrzehnte und damit auch die Durchlichtung und das Planktonangebot in der Tiefenlage von BG 28. Dies wiederum könnte eine Erklärung für die starken Schwankungen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sein. Eine weitere Möglichkeit, die den unterschiedlichen Verlauf der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bei KB 3 und KB 20 einerseits und bei BG 28 andererseits erklären könnte, wäre eine Zunahme der Wolkenbedeckung in den letzten Jahrzehnten. Tatsächlich berichten verschiedene Autoren von einer globalen Zunahme der Bewölkung in den letzten Jahrzehnten (HEISS, 1994).

KB 3 zeigt einen durchschnittlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von etwa -2 ‰, KB 20 zeigt -1,8 ‰ und BG 28 weist einen Wert von -1,6 ‰ auf (Abb. 105). Im Vergleich dazu ermittelten SWART et al. (1996) an einem Bohrkern von *Montastrea faveolata* aus dem südlichen Florida einen durchschnittlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -0,35 ‰ mit einer durchschnittlichen jährlichen Schwankung von 1,35 ‰. Die Werte der Bohrkernkerne aus der Bahia Almirante sind also deutlich leichter. Nach SWART et al. (1996) führt eine verstärkt heterotrophe Ernährung mit Zooplankton zu isotopisch leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten. Daher könnten die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus der Bahia Almirante auf einen erhöhten heterotrophen Ernährungsanteil hindeuten, der durch die mesotrophe bis eutrophe Situation der Bahia Almirante begünstigt wird (siehe auch Kapitel 3).

GUZMAN & TUDHOPE (1998) ermittelten an mehreren Kolonien von *Siderastrea siderea* aus dem Galeta-Riff an der Karibikküste Panamas im Zeitraum 1991/92 einen Durchschnittswert für $\delta^{13}\text{C}$ von etwa -2,60 ‰. Im selben Zeitraum (1992) zeigt KB 3 -2,3 ‰, BG 28 -1,75 ‰ und KB 20 -2,1 ‰ an. Das ist eigentlich etwas überraschend, da aufgrund der mesotrophen bis eutrophen Situation der Bahia Almirante niedrigere Werte zu erwarten wären als im Galeta-Riff.

Bei GUZMAN & TUDHOPE (1998) wies die Kolonie aus der niedrigsten Wassertiefe die leichtesten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf, auch waren die leichtesten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in allen Kolonien in den regenreichsten Monaten November und Dezember zu beobachten. KB 3 und KB 20 aus dem Flachwasser zeigen leichtere Werte als BG 28 aus 17 m Wassertiefe. Bei GUZMAN & TUDHOPE (1998) waren die niedrigsten Werte im Dezember, während des Übergangs von einer hohen zu einer niedrigen Skelettdichte zu beobachten. Sie stellten zudem fest, dass die leichtesten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den regenreichsten Monaten mit dem Auftreten von LD-Bändern zusammenfallen. Bei KB 3 und KB 20 ist es aber so, dass vielmehr die HD-Bänder mit den leichtesten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zusammenfallen (Abb. 94 und 104). Dies wäre auch zu erwarten, wenn man annimmt, dass ein langsames Wachstum (welches zu einer hohen Skelettdichte führt) in Zeiten einer niedrigen Symbiontenaktivität stattfindet.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von KB 3, BG 28 und KB 20 im Vergleich

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Kerne zeigen im Vergleich markante Unterschiede (Abb. 107). So sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von KB 20 deutlich leichter als die von KB 3 und BG 28. Kern BG 28 zeigt von allen 3 Kernen die schwersten Werte. Dabei ist aber auch die Streubreite von BG 28 entlang der Trendlinie wesentlich ausgeprägter als die von KB 20 und KB 3. Bei 0 mm zeigen BG 28 -3,75 ‰, KB 3 -4,00 ‰ und KB 20 -4,25 ‰ größere Unterschiede. In Richtung 180 mm nähert sich die lineare Trendlinie von BG 28 den Trendlinien von KB 20 und KB 3 an. Die Trendlinie von KB 20 zeigt einen leicht positiven Trend, die von KB 3 verläuft in etwa gleich bleibend.

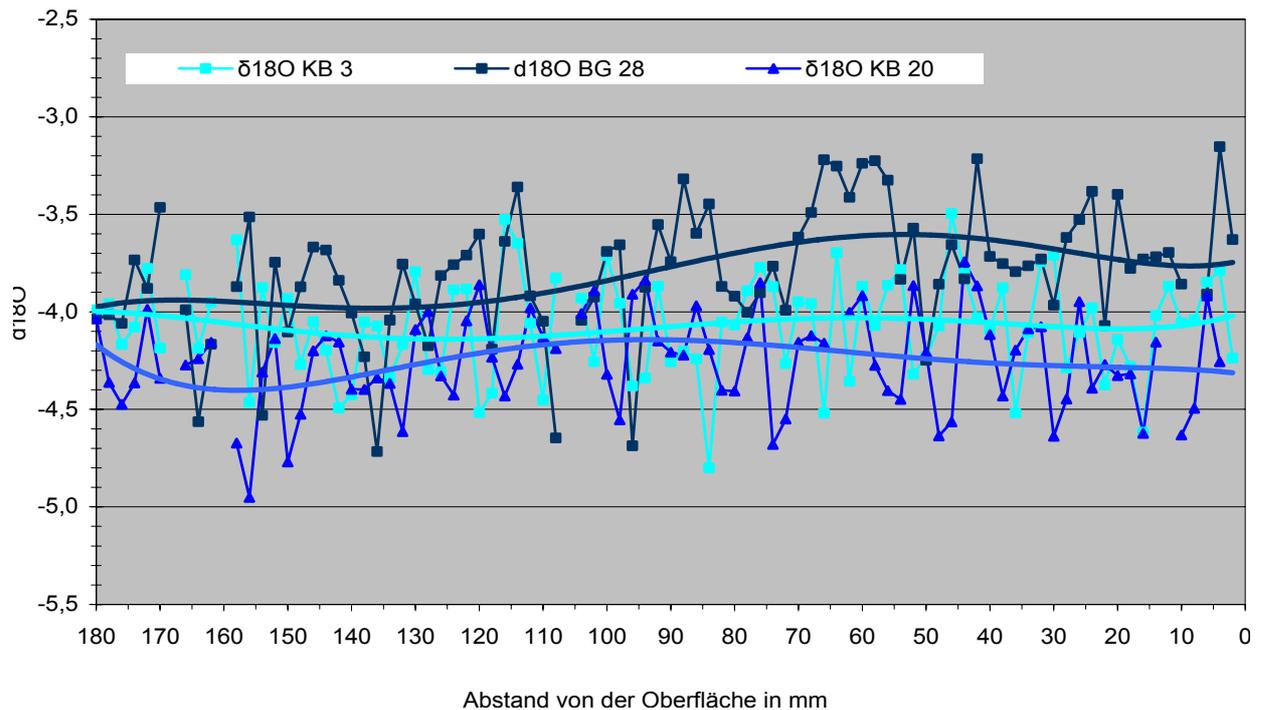


Abb. 107: $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte von KB 3, BG 28 und KB 20 im Vergleich.

Aus den beschriebenen Isotopenmustern lassen sich eindeutige Bezüge zu der unterschiedlichen ozeanographischen Lage der Kerne herstellen sowie die ozeanographischen Verhältnisse über die gesamte Kernlänge rekonstruieren. So gibt nach GAGAN et al. (1994), QUINN et al. (1996) und KLEIN et al. (1997) der Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte etwa Schwankungen der Oberflächentemperatur und/oder der Salinität wieder. Bei einer Berücksichtigung der unterschiedlichen Wachstumsraten lassen sich zudem die Kurven von KB 3, BG 28 und KB 20 streckenweise miteinander korrelieren. Das wird vor allem bei KB 3 und KB 20 deutlich. Die Korrelation lässt auf eine gemeinsame Ursache schließen, die beide Standorte beeinflusst hat.

7.2.3 $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopensignal und Salinität

Der negative Versatz der Trendlinie von KB 20 ist im Vergleich zu KB 3 und BG 28 wohl auf eine erniedrigte Salinität zurückzuführen (Abb. 107). Die reduzierte Salinität wird durch den größeren Süßwassereinfluss verursacht, der auf die Lage innerhalb der Bucht und die geringe Wassertiefe von nur 1,2 m zurückzuführen ist.

Am Standort von KB 3 macht sich dagegen der vollmarinen Einfluss der offenen Karibik bemerkbar, was auch eine erwartungsgemäß höhere Salinität gegenüber KB 20 zur Folge hat (Abb. 107). Auch die im Vergleich zu KB 20 größere Wassertiefe von etwa 3,4 m trägt dazu bei, die Einwirkung oberflächennaher Süßwasserlinsen zu reduzieren.

Bei BG 28 deuten die im Vergleich zu KB 3 und KB 20 weniger negativen Werte auf eine erhöhte Salinität hin. Als mögliche Ursachen können der Standort und dabei insbesondere die Wassertiefe herangezogen werden.

Abb. 108 zeigt verschiedene Salinitätsprofile der Wassersäule in der Bahia Almirante. Daraus geht eine Zunahme der Salinität mit zunehmender Wassertiefe hervor. Die Salinität steigt von ca. 33,5 ‰ in 8 m Wassertiefe auf ca. 34,75 ‰ in 20 m Wassertiefe an. Da BG 28 aus 13,4 m Tiefe entnommen wurde liegt dort die Salinität um etwa 1,2 ‰ höher als in den oberflächennahen Wasserschichten.

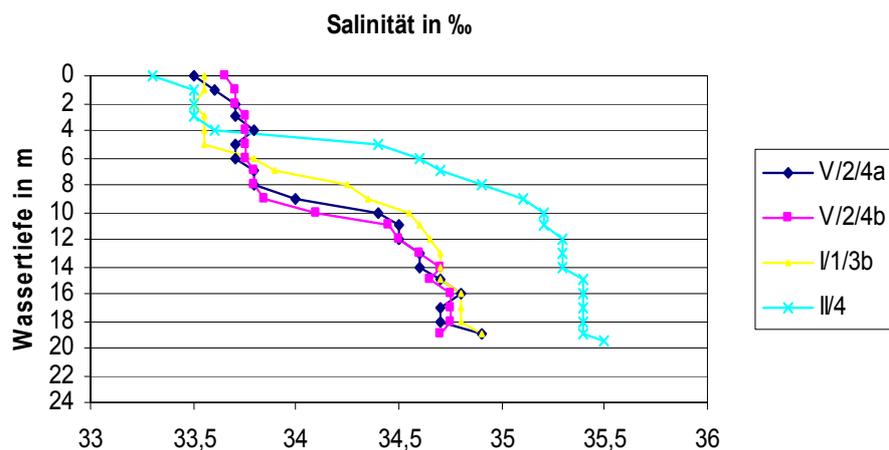


Abb. 108: Salinität an verschiedenen Stationen März 2000 (GRAML, 2000).

Aus Abb. 107 geht hervor, dass bei Probenahmepunkt 0 mm die Differenz der Trendgeraden von BG 28 und KB 20 etwa 0,7 ‰ beträgt. Da das $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis pro Promille Salzgehalt um etwa 0,4 ‰ zunimmt (mündliche Mitteilung Dr. Ulli Struck) kann daraus ein Salinitätsunterschied von etwas mehr als 1,7 ‰ abgeleitet werden. Dies kommt der tatsächlichen Salinitätsverteilung relativ nahe, wie sie aus Abb. 108 hervorgeht. Danach beträgt der Salinitätsunterschied zwischen 14,4 m Tiefe (BG 28) und der Wasseroberfläche (KB 20) etwa 1,25 ‰.

Die Differenz der Trendgeraden von KB 3 und KB 20 bei Probenahmepunkt 0 mm beträgt etwa 0,2 ‰ (Abb. 107). Daraus lässt sich eine Salinitätsdifferenz von 0,5 ‰ berechnen. Laut Abb. 108 wurden zwischen den Standorten von KB 3 und KB 20 eine Salinitätsdifferenz von etwa 0,5 ‰ Promille ermittelt. Auch der Verlauf der Kurven von KB 3, BG 28 und KB 20 zwischen 0 und 180 mm zeigt einige Unterschiede. Bemerkenswert ist der Verlauf der Trendgeraden von BG 28. Sie zeigt von 180 mm bis 0 eine

signifikante positive Steigung um 0,45 von -4,1 auf -3,65 ‰. Somit kann für BG 28 zwischen 180 und 0 mm eine Zunahme der Salinität um etwa 1,13 ‰ abgeleitet werden.

Zusammenfassung Salinität

Eine Ursache der Salinitätszunahme bei BG 28 in den letzten Jahrzehnten könnte die Ausbildung einer Schichtung des Wasserkörpers in der Bahia Almirante sein. Faktoren welche die Ausbildung einer Chemokline begünstigen sind etwa, 1. eine Zunahme des Süßwassereintrags, 2. eine Abnahme der Windgeschwindigkeiten, 3. geänderte Temperaturen des Oberflächenwassers (etwa aufgrund einer Zunahme der Wolkenbedeckung) oder 3. eine Einschränkung des Wasseraustausches mit dem offenen Meer aufgrund tektonischer Hebung und damit Verflachung der Verbindungskanäle wie dem Canal de Boca de Drago oder dem Canal de Bocas del Toro (Abb. 13). Es ist aber auch eine weitere umgekehrte Möglichkeit denkbar, nämlich eine Vertiefung der Kanalsohlen, durch die Karibikwasser mit normaler Salinität und etwas niedrigeren Temperaturen in die Bucht einströmt.

Die Trendgeraden von KB 3 und KB 20 zeigen im Abschnitt zwischen 180 und 0 mm nur geringe Veränderungen an. Betrachtet man aber die Trendlinien über die komplette Kernlänge so zeichnen sich auch hier Trends ab. Bei KB 3 nehmen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 250 mm bis 0 mm um etwa 0,13 ‰ zu, da die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte schwerer werden. Die Salinitätszunahme beträgt somit über den gesamten Kernabschnitt etwa 0,33 ‰. BG 28 zeigt um 0,45 ‰ schwerere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 180 und 0 mm. Die Salinitätszunahme beträgt somit etwa 1,13 ‰. Bei KB 20 werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 450 mm bis 0 dagegen um 0,08 ‰ leichter. Das bedeutet eine Salinitätsabnahme über den gesamten Kernabschnitt von 0,2 ‰.

7.2.4 $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopensignal und Wassertemperatur

Die Wassertemperatur beeinflusst den Einbau der verschiedenen Isotope in das Korallenskelett. Bei höheren Temperaturen wird bevorzugt das leichtere Sauerstoffisotop ^{16}O eingebaut. Deshalb spiegeln sich in Höhe und Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Trendgeraden von KB 3, BG 28 und KB 20 auch unterschiedliche Wassertemperaturen wider. So zeigen KB 20 und KB 3 mit $-4,25\text{‰}$ bzw. mit $4,1\text{‰}$ deutlich negativere Werte als BG 28 mit $-3,6\text{‰}$. Daraus lassen sich für KB 20 und KB 3 höhere Wassertemperaturen ableiten. Bei BG 28 sprechen die höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte dagegen für vergleichsweise niedrigere Wassertemperaturen (Abb. 107).

Tatsächlich zeigt Abb. 109, dass die Temperaturen in der Bahia Almirante im Flachwasser höher als im Tiefwasser sind. Bei 0 mm liegen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von BG 28 um $-0,7\text{‰}$ höher als bei KB 20 bzw. KB 3 (Abb. 107). Eine Temperaturzunahme von etwa 1°C entspricht einem Rückgang (Verarmung) von $0,22\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ (GAGAN et al. (1994) in: GUZMAN & TUDHOPE (1998). Daraus würde sich zwischen BG 28 und KB 20 eine Temperaturdifferenz von etwa $3,2^\circ\text{C}$ ableiten lassen.

Abb. 109 zeigt eine Temperaturabnahme mit zunehmender Wassertiefe an. Sie zeigt aber zwischen den Standorten von BG 28 und KB

20 nur einen möglichen Temperaturunterschied von etwa 2°C , also 1°C weniger, die aus der Differenz der Sauerstoffisotopenwerte von etwa $0,7\text{‰}$ abgeleitet wurden.

Da aber BG 28 in einer fast geschlossenen Bucht entnommen wurde, die wahrscheinlich auch einem starken oberflächennahen Süßwasserzustrom unterworfen ist, ist davon auszugehen, dass dort zwischen Oberfläche und Meeresboden in 13,4 m Tiefe größere Temperaturunterschiede auftreten als bei Station V/2. Zwischen 180 mm und 0 mm zeigt die Trendgerade von BG 28 eine positive Steigung von $0,5\text{‰}$. Daraus lässt sich nach GAGAN et al. (1994) in: GUZMAN & TUDHOPE (1998) eine Temperaturabnahme von etwa $2,3^\circ\text{C}$ ableiten.

Rekonstruktion der Wassertemperaturen

Aus den vorliegenden $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopendaten lassen sich nach der Gleichung von EPSTEIN et al. (1953) die Wassertemperaturen rekonstruieren. Dazu werden folgende Bedingungen mit einbezogen: 1.) eine Annahme eines $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes von $0,8\text{‰}$ für Meerwasser (Discovery Bay, Jamaica) nach BÖHM et al. (1996) und 2.) eine Annahme eines Vitaleffektes von 2‰ für hermatypische Korallen nach WEFER & BERGER (1991). Die Temperaturplots wurden mit dem Programm Geolsocalc (v.1.0, Robert van Geldern, Institut für Geologie, Erlangen) durchgeführt.

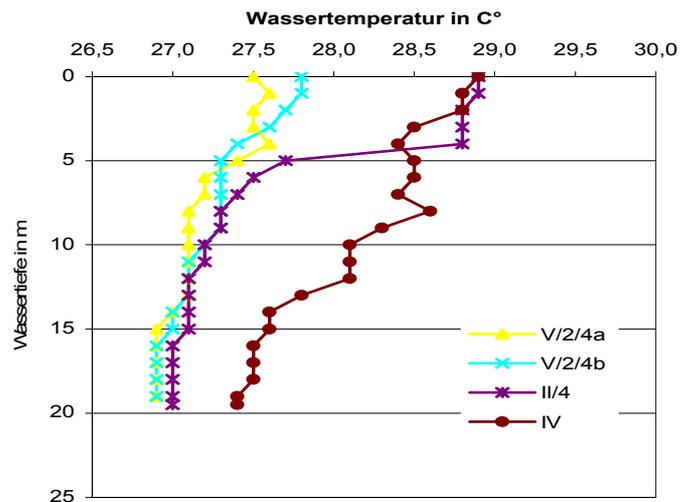


Abb. 109: Temperaturverlauf an verschiedenen Stationen in der Bahia Almirante im März 2000 (GRAML, 2000).

Kernbohrung 3

Bei KB 3 zeigt die lineare Trendlinie (nicht eingezeichnet) einen leichten Rückgang der Durchschnittstemperatur um $0,75^\circ\text{C}$ von $29,25^\circ\text{C}$ auf $28,5^\circ\text{C}$ an. Zum Vergleich nimmt die $\delta^{18}\text{O}$ -Trendlinie von 250 mm bis 0 mm um etwa $0,13\text{‰}$ zu. Daraus kann eine Abnahme der Wassertemperatur von $0,65^\circ\text{C}$ errechnet werden.

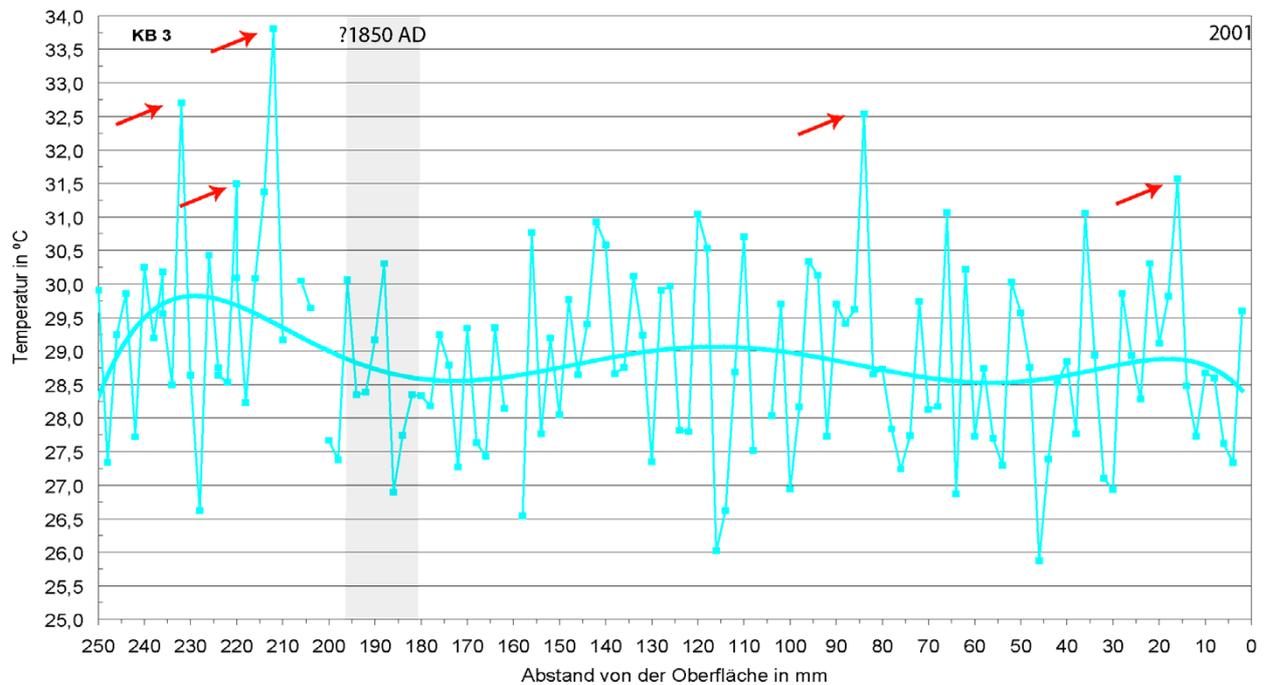


Abb. 110: Wassertemperaturen von KB 3. Die roten Pfeile markieren Temperaturspitzen über $31,5^\circ\text{C}$.

Die eingezeichnete polynomische Trendlinie (Reihenfolge 6) zeigt bei 250 mm eine Durchschnittstemperatur von $28,25^\circ\text{C}$ an und steigt dann bis 230 mm auf $29,75^\circ\text{C}$ an, um dann bei 175 mm wieder auf $28,5^\circ\text{C}$ abzufallen. Bis 115 mm ist wieder ein leichter Anstieg auf etwa 29°C zu verzeichnen, anschließend wieder ein leichter Abfall bis 55 mm bis auf $28,5^\circ\text{C}$. Dann erfolgt wieder ein Anstieg bei etwa 20 mm bis 29°C und geht bei 0 mm wieder auf etwa $28,5^\circ\text{C}$ zurück. Für den leichten Rückgang der Wassertemperaturen kann es verschiedene Ursachen geben, wie etwa eine Zunahme der Wolkenbedeckung oder Änderungen von Meeresströmungen. Aber auch eine Niederschlagszunahme und der verstärkte Eintrag von Süßwasserlinsen kann eine Erklärung sein, da Niederschlagswasser in den Tropen niedrigere Temperaturen als Meerwasser aufweist.

Die Temperaturschwankungen entlang der Trendlinie sind ausgeprägt und betragen teilweise etwas mehr als 5°C . Außerdem sind zwischen 0 und 250 mm 9 Temperaturspitzen erkennbar, die über 31°C liegen. Sie stimmen exakt mit 9 starken negativen Exkursionen von $\delta^{13}\text{C}$ bei 18, 38, 55, 67, 86, 121, 142, 212 und 231 mm überein (Abb. 110) und deuten auf eine geringe Symbiontenaktivität hin. Als Ursache kommen Bleaching-Ereignisse in Frage bei denen, verursacht durch eine starke und lang andauernde Erhöhung der Meerwassertemperaturen, die Symbionten abgestoßen werden (mündliche Mitteilung Dr. Ulli Struck). Die Übereinstimmung von stark negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und hohen Wassertemperaturen über 31°C spricht für derartige Bleaching-Ereignisse. Da Temperaturpeaks ab 31°C Klimaereignisse anzeigen, ist hier der Einfluss von El Ninos denkbar.

Bodengreiferprobe 28

Bei BG 28 ist der deutliche Rückgang der Durchschnittstemperatur um $2,25^\circ\text{C}$ von $28,5^\circ\text{C}$ auf $26,25^\circ\text{C}$ von 170 bis 0 mm bemerkenswert. Zum Vergleich nimmt die lineare $\delta^{18}\text{O}$ -Trendlinie von 180 mm bis 0 mm um etwa $0,45\text{‰}$ zu. Daraus kann eine Abnahme der Wassertemperatur von $2,25^\circ\text{C}$ errechnet werden. Als Erklärung für den Rückgang kann, ähnlich wie bei der Salinität, die Ausbildung einer Schichtung sein. Eine andere Möglichkeit könnte eine Temperaturabnahme aufgrund einer reduzierten Sonneneinstrahlung sein, die etwa durch eine Zunahme der Wolkenbedeckung verursacht wird. Die eingezeichnete polynomische Trendlinie (Reihenfolge 6) zeigt bei 180 mm eine Durchschnittstemperatur von 28°C die dann bis auf $28,25^\circ\text{C}$ ansteigt. Ein Abfall tritt zwischen 115 mm und 55 mm auf, danach tritt ein weiterer deutlicher Abfall zwischen 20 und 0 mm auf dann $25,75^\circ\text{C}$ ein.

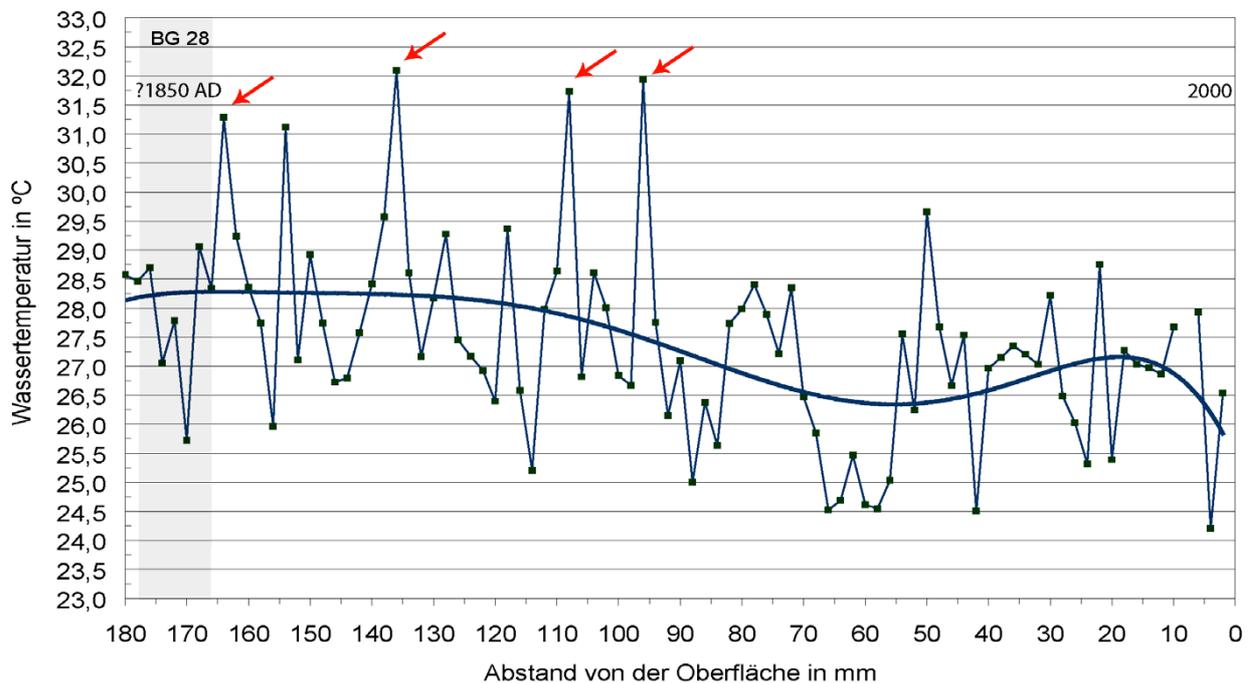


Abb. 111: Wassertemperaturen von BG 28. Die roten Pfeile markieren Temperaturspitzen über 31°C .

Bei BG 28 zeigen die Temperaturwerte zudem im Bereich zwischen 95 und 170 mm 5 signifikante Temperaturspitzen zwischen 31 und 32°C . Dabei sind auch starke Temperaturschwankungen von mehr als 7°C zu beobachten. Dies ist etwas überraschend, da zu erwarten wäre, dass mit zunehmender Wassertiefe auch die Intensität der Temperaturschwankungen abnehmen würde.

Die 5 Temperaturspitzen bei 95, 108, 135, 155 und 165 mm sind mit deutlich negativen Exkursionen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb. 111) korrelierbar. Ähnlich wie bei KB 3 wird ein Ausfall der Symbiontenaktivität angezeigt, der durch das Abstoßen der Symbionten bei hohen Wassertemperaturen verursacht wird (mündliche Mitteilung Dr. Ulli Struck). Als Auslöser der hohen Wassertemperaturen von über 31°C kommen auch hier von Klimaereignissen in Betracht. Trotz der im Vergleich zu KB 3 und KB 20 vergleichsweise hohen Wassertiefe von 13,4 m, sind offenbar auch bei BG 28 ähnlich hohe Wassertemperaturen möglich. Dafür spricht, dass im betroffenen Kernabschnitt die Temperaturen aller 3 Kerne noch eng zusammen liegen (Abb. 111). Erst im weiteren Verlauf, möglicherweise durch den Aufbau einer Schichtung ver-

ursacht, hat sich der Temperaturverlauf von BG 28 im Vergleich zu KB 3 und KB 20 unterschiedlich entwickelt.

Kernbohrung 20

Die lineare Trendlinie von KB 20 zeigt eine geringfügige Temperaturzunahme von etwa $0,45^\circ\text{C}$. Zum Vergleich, die lineare $\delta^{18}\text{O}$ -Trendlinie nimmt von 450 bis 0 mm um $0,08\text{‰}$ ab. Daraus kann eine Zunahme der Wassertemperatur von $0,5^\circ\text{C}$ errechnet werden.

Die Schwankungsbreite beträgt überwiegend $3\text{--}4^\circ\text{C}$ und selten mehr als 5°C . Im Bereich zwischen 280 und 450 mm ist die höchste Schwankungsbreite entlang der Trendgeraden zu verzeichnen (Abb. 112).

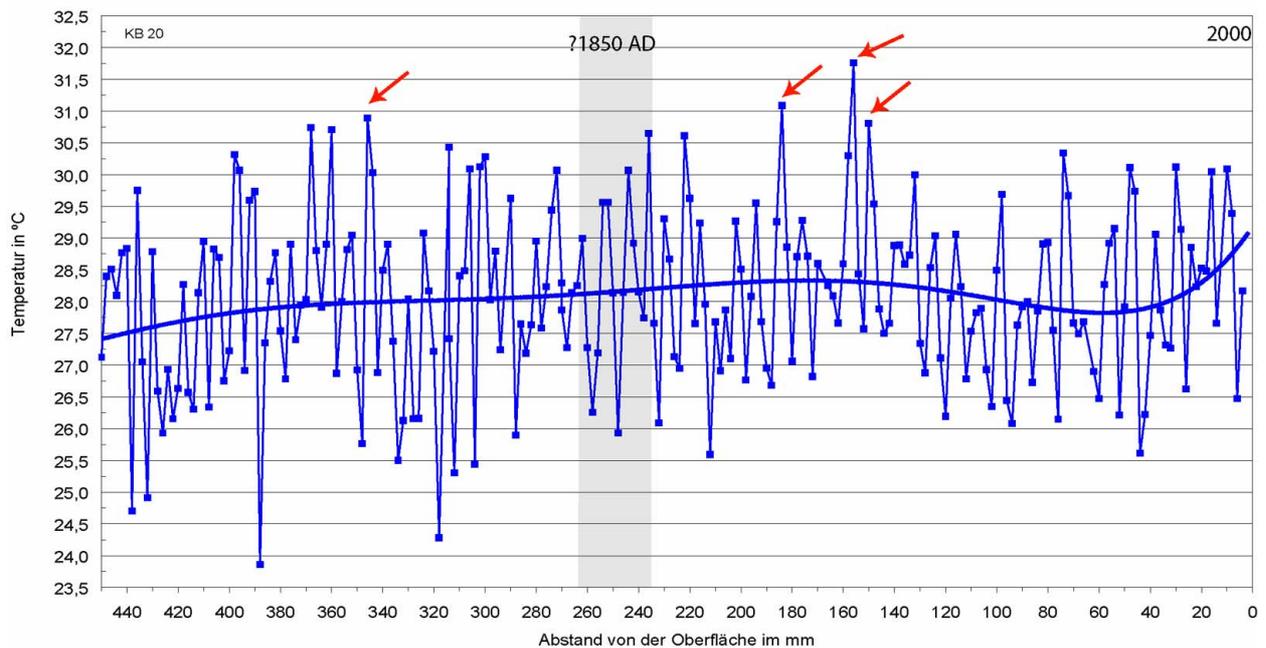


Abb. 112: Wassertemperaturen von KB 20. Die roten Pfeile markieren Temperaturspitzen über $30,5^\circ\text{C}$.

Die eingezeichnete polynomische Trendlinie (Reihenfolge 6) zeigt bei 450 mm eine Durchschnittstemperatur von $27,5^\circ\text{C}$ an und steigt dann bis 180 mm auf $28,5^\circ\text{C}$ an, um dann bei 60 mm wieder auf $27,75^\circ\text{C}$ abzufallen. Dann erfolgt wieder ein Anstieg bis 0 mm bis auf etwa 29°C .

Der Bereich zwischen 300 und 450 mm ist durch relativ niedrige Wassertemperaturen gekennzeichnet (Abb. 112). Dort werden auch Minimalwerte von 24°C erreicht. Trotz der im Vergleich zu KB 3 und BG 28 geringen Wassertiefe treten relativ wenige Temperaturspitzen über $30,5^\circ\text{C}$ auf. Sie sind bei 155, 185, 190, 220, 305, 345 und 340 mm zu verzeichnen. Sie stimmen mit deutlichen negativen Exkursionen von $\delta^{13}\text{C}$ an denselben Punkten überein. Daher kann schon wie bei KB 3 und BG 28 von einem Symbionten-effekt ausgegangen werden, der durch erhöhte Wassertemperaturen verursacht wurde.

Aufgrund des Suess-Effekts, der eine ungefähre Alterseinstufung zulässt, kann für diesen Kernabschnitt etwa der Zeitraum zwischen 1820 und 1729 angenommen werden. Demnach könnte die Ursache der niedrigen Wassertemperaturen und der großen Temperaturschwankungen in der so genannten Kleinen Eiszeit liegen, die nach BÖHM et al. (2002) in den Zeitraum von 1550 bis 1850 fällt. Andere Bearbeiter wie Porter (1986) in: DRASCHBA et al. (2000) legen die Dauer der Kleinen Eiszeit in den Zeitraum zwischen

1250 und 1920. Trotzdem besteht Übereinstimmung, dass die Temperaturen in der Zeit vor dem letzten Jahrhundert kühler waren. Nach WATANABE et al. (2001) war die Oberflächentemperatur der Karibik an der Südwestküste von Puerto Rico während der Kleinen Eiszeit um etwa 2°C niedriger als heute, außerdem war auch die Oberflächensalinität stärkeren Schwankungen unterworfen.

Zusammenfassung Wassertemperaturen

KB 3 weist mit $28,88^\circ\text{C}$ die höchste durchschnittliche Temperatur auf, gefolgt von KB 20 mit 28°C . BG 28 zeigt mit $27,38^\circ\text{C}$ die niedrigste Wassertemperatur aller drei Kerne. KB 3 und BG 28 zeigen einen Rückgang der Durchschnittstemperatur um $0,75^\circ\text{C}$ bzw. $2,25^\circ\text{C}$. Eine Temperaturzunahme um etwa $0,45^\circ\text{C}$ ist dagegen nur bei KB 20 zu beobachten. Alle Kerne zeigen streckenweise Wassertemperaturen über 31°C , die Auslöser von Bleaching-Ereignissen gewesen sein könnten.

Die Kerne KB 3 und KB 20 zeigen in den ältesten Kernabschnitten vergleichsweise tiefe Temperaturen und einen nachfolgenden Temperaturanstieg, die möglicherweise auf die Auswirkungen der Kleinen Eiszeit zurückzuführen sind.

Vergleich mit anderen Bearbeitern

GUZMAN & TUDHOPE (1998) untersuchten die saisonalen Unterschiede im Skelettwachstum und der $\delta^{13}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenzusammensetzung an mehreren Kolonien von *Siderastrea siderea* am Galeta Riff an der Karibikküste Panamas. Dieses Untersuchungsgebiet befindet sich etwa 250 km weiter westlich der Bahia Almirante. Die Wassertiefe betrug zwischen 1,1 und 3,2 m und liegt somit in fast derselben Tiefe wie KB 20 (1,2 m) und KB 3 (3,4 m). Beide Gebiete sind durch relativ warme, niederschlagsreiche, bedeckte und ruhige Sommer gekennzeichnet, während die Wintermonate relativ kühl, trocken, sonnig und windig sind. Sowohl im Galeta-Riff als auch in der Bahia Almirante sind Schwankungen der Salinität und des Sedimenteintrags eine Folge der Niederschlagsverteilung und des fluvialen Eintrags. Im direkten Vergleich mit dem Galeta-Riff ist aber zu beachten, dass die Bahia Almirante, aufgrund der Bucht-situation, einer höheren Belastung durch Salinitätsschwankungen und Sedimenteintrag sowie einer verstärkten Eutrophierung ausgesetzt ist (Kapitel 3). Trotzdem kann von einem vergleichbaren Wirken der Umweltfaktoren auf Wachstum und Isotopenzusammensetzung von *Siderastrea siderea* ausgegangen werden. So zeigt nach GUZMAN & TUDHOPE (1998) $\delta^{13}\text{O}$ die beste Übereinstimmung mit den Umweltfaktoren (Oberflächentemperaturen, Salinität, Wind, Sonneneinstrahlung und Niederschlag). Auch die $\delta^{13}\text{O}$ -Werte aus der Bahia Almirante zeigen diese Übereinstimmung. Wie bei GUZMAN & TUDHOPE (1998) kann ebenso für die Bahia Almirante bestätigt werden, dass die leichten $\delta^{13}\text{O}$ -Signale das Ergebnis von warmen, niederschlagsreichen Sommern sind.

GUZMAN & TUDHOPE (1998) ermittelten bei *Siderastrea siderea* bei der Korrelation zwischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und Wachstumsraten einerseits und den gemessenen Umweltparametern andererseits gewisse Schwächen, insbesondere beim Vergleich der Werte von mehreren Kolonien. Daher sollten nach GUZMAN & TUDHOPE (1998) bei der Rekonstruktion der Umweltbedingungen die Werte von nur einem Kern mit Vorsicht betrachtet werden. Da aber aus der Bahia Almirante zwei Kerne (KB 3 und KB 20) beprobt wurden und die Trends beider Kerne vergleichbar sind, ist eine Interpretation der Daten in jedem Fall

stichhaltig. Im Gegensatz zu GROTTOLI & WELLINTON (1999) stellten GUZMAN & TUDHOPE (1998) keine Korrelation zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und der Sonneneinstrahlung bzw. der Durchlichtung fest. Es ergab sich vielmehr eine schwache aber deutliche Korrelation zwischen schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten einerseits und niedrigem Wasserstand andererseits. Eine mögliche Erklärung liegt nach GUZMAN & TUDHOPE (1998) in der höheren Photosyntheseaktivität der Symbionten während eines niedrigen Wasserstandes. Da jedoch im mikrotidalen Gezeitenregime der Karibikküste der Tidenhub max. nur 0,3 bis 0,5 m beträgt, erscheint es unwahrscheinlich, dass Schwankungen des Wasserstandes in dieser Höhe zu gravierenden Änderungen der Durchlichtung und damit der Photosyntheseaktivität führen.

Im Gegensatz zu GUZMAN & TUDHOPE (1998) weist die eindeutige positive Korrelation zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, vor allen bei KB 3, eindeutig darauf hin, dass die leichten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an eine erhöhte Temperatur und/oder eine reduzierte Salinität gebunden sind. Einen Zusammenhang mit einem niedrigen Wasserstand, wie von GUZMAN & TUDHOPE (1998) vermutet, kann nicht erkannt werden. Zudem zeigen die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte eine niedrige Symbiontenaktivität, die durch eine erhöhte Temperatur und/oder reduzierte Salinität, durch eine Zooplanktonzunahme oder durch eine reduzierte Sonneneinstrahlung bzw. durch eine erhöhte Wolkenbedeckung hervorgerufen werden kann.

Je nach geographischem Standort macht sich das Salinitäts- oder das Temperatursignal in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten unterschiedlich stark bemerkbar. So zeigen Schwankungen der Sauerstoffisotope im tropischen Pazifik (Tarawa) eher eine Koppelung an niederschlagsabhängige Salinitätsschwankungen als an Temperaturunterschiede. Dem gegenüber zeigt das $\delta^{18}\text{O}$ -Signal auf Galapagos eine enge Koppelung an die Oberflächentemperatur. Dort werden die Schwankungen der Oberflächentemperatur hauptsächlich durch saisonale upwelling-Zyklen und durch Unterbrechungen dieser Zyklen durch ENSO-Phänomene verursacht (SHEN et al., 1992). In niederschlags- und zuflussarmen Gebieten wie dem Roten Meer ist der Süßwassereinfluss zu gering, um die Salinität und damit die Isotopenzusammensetzung des Meerwassers zu beeinflussen. (HEISS, 1994). Wie bei GUZMAN & TUDHOPE (1998) wird für KB 3, BG 28 und KB 20 angenommen, dass die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte eine Kombination von Variationen der Wassertemperaturen und Variationen der Isotopenzusammensetzung (z.B. Eintrag von isotopisch leichtem Süßwasser durch Niederschläge oder Flüsse) wiedergeben. Dabei macht sich das Temperatursignal etwas stärker bemerkbar als das Salinitätssignal.

GUZMAN & TUDHOPE (1998) ermittelten einen durchschnittlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von etwa -4,03 ‰ für alle Kolonien von 3,2 bis 1,1 m Wassertiefe. Die Proben wurden zwischen April 1991 und Mai 1992 gewonnen. Für KB 3, bei einer angenommenen Wachstumsrate von etwa 1,2 mm/Jahr kann für das Jahr 92 ein $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von etwa 4,05 ‰ ermittelt werden. Beide Werte sind sehr ähnlich und wohl auf die vergleichbare Lage zurückzuführen, die dem direkten Einfluss der offenen Karibik unterliegt. Bei einer angenommenen Wachstumsrate von etwa 0,8 mm/Jahr bei BG 28 kann für das Jahr 92 ein $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von etwa -3,8 ‰ errechnet werden. Das ist um etwa 0,3 ‰ schwerer als bei GUZMAN & TUDHOPE (1998). Ursachen können eine höhere Salinität und eine geringere Temperatur sein, die wiederum auf eine vergleichsweise größere Wassertiefe von BG 28 zurückgeführt werden können.

Bei KB 20 wird für das Jahr 1992 ein $\delta^{13}\text{O}$ -Wert von etwa $-4,4\text{‰}$ ermittelt, der um $0,4\text{‰}$ leichter ist als bei GUZMAN & TUDHOPE (1998). Daraus ergeben sich eine höhere Wassertemperatur und eine reduzierte Salinität. Im Gegensatz zum Galeta-Riff hat offenbar die Buchtlage von KB 20 eher höhere Wassertemperaturen und eine reduzierte Salinität zur Folge. Auch nach 1992 zeigen $\delta^{13}\text{O}$ -Werte aus der Bahia Almirante ähnliche Trends. So wurde bei KB 3 im Jahr 2001 durchschnittlich etwa $-4,01\text{‰}$, bei BG 28 etwa $-3,6\text{‰}$ und bei KB 20 im Jahr 2000 etwa $-4,29\text{‰}$ ermittelt.

GUZMAN & TUDHOPE (1998) gehen davon aus, dass das Süßwasser $\delta^{18}\text{O}$ um etwa $2,5\text{‰}$ isotopisch leichter ist als das Mittel von Meerwasser. Daraus ergaben sich für das Galeta-Riff saisonale Salinitätsschwankungen von etwa 3‰ . Zum Vergleich für KB 3 lassen sich Schwankungen von 2‰ ($\delta^{13}\text{O}$ -Differenz $0,8\text{‰}$), für BG 28 ebenfalls 2‰ ($\delta^{13}\text{O}$ -Differenz $0,8\text{‰}$) und für KB 20 $1,8\text{‰}$ ($\delta^{13}\text{O}$ -Differenz $0,75\text{‰}$) in den jüngsten Kernabschnitten ermitteln. Offenbar ist das Galeta-Riff von stärkeren Salinitätsschwankungen betroffen als die Bahia Almirante, was eigentlich überraschend ist. Überraschend ist auch, dass KB 20 die geringsten Schwankungen zeigt, wo aufgrund der Lage im Flachwasser eigentlich das Gegenteil zu erwarten wäre. Möglicherweise ist der Standort von KB 20 so weit ausgesüßt, dass sich hier kaum noch Schwankungen bemerkbar machen.

SWART et al. (1996) ermittelten an einem Bohrkern von *Montastrea faveolata* aus dem südlichen Florida einen durchschnittlichen $\delta^{13}\text{O}$ -Wert von $-3,57\text{‰}$ mit einer durchschnittlichen jährlichen Schwankung von $0,79\text{‰}$. Zum Vergleich weist KB 20 zwischen 180 und 0 mm einen Durchschnitt von $4,25\text{‰}$ auf, ist also um $0,68\text{‰}$ leichter. Daraus kann ein Temperaturunterschied von etwa $3,4^\circ\text{C}$ abgeleitet werden. Nach SWART et al. (1996) bewegen sich die Wassertemperaturen im südlichen Florida zwischen 18 bis 32°C und liegen somit erheblich unter denen der Bahia Almirante und zeigen zudem größere Schwankungen. Die unterschiedliche Isotopenzusammensetzung spiegelt somit die unterschiedliche geographische Breite der beiden Untersuchungsgebiete wider.

Vergleich von $\delta^{13}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ mit Langzeitdaten von anderen Bohrkernen

WINTER et al. (1991) belegen an einem Bohrkern aus Puerto Rico einen Trend zu leichteren $\delta^{13}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zwischen 1760 bis 1991. In diesem Zeitraum wurden die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um $1,5\text{‰}$ leichter. Für die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte kann dieser Trend für KB 3 und KB 20 bestätigt werden wobei der Rückgang aber nur etwa $0,9\text{‰}$ beträgt. Dies entspricht etwa dem Rückgang von 1‰ den BÖHM et al. (2002) von der vorindustriellen Zeit bis 1990 für $\delta^{13}\text{C}$ annehmen. BÖHM et al. (2002) führten die Messungen an corallinen Schwämmen aus der Karibik durch. SWART et al. (1996) stellten an einem Bohrkern von *Montastrea faveolata* aus Florida eine Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte seit 1900 fest.

Bei $\delta^{13}\text{O}$ stellten WINTER et al. (1991) zwischen 1791 und 1991 eine Temperaturzunahme von etwa $1,36^\circ\text{C}$ fest. Auch HEISS (1994) stellte im Roten Meer an einem Porites-Bohrkern eine Temperaturzunahme von etwa 2°C seit 1800 fest. Bei den Bohrkernen aus der Bahia Almirante ist nur bei KB 20 eine geringfügige Temperaturzunahme um etwa $0,45^\circ\text{C}$ zu beobachten. Dagegen ist bei KB 3 ein Rückgang von $0,75^\circ\text{C}$, bei BG 28 sogar ein Rückgang von $2,25^\circ\text{C}$ zu beobachten. Hier ist aber zu beachten, dass

zum Vergleich nur die Kerne KB 20 und KB 3 herangezogen werden können, weil nur in diesen Kernen der Zeitraum zwischen den Jahren 1800 und 2000 dokumentiert ist. Ein Unsicherheitsfaktor ist jedoch die Alterseinstufung, die auf dem Eintreten des Suess-Effektes basiert.

Kapitelzusammenfassung

Da nur jeder zweite mm beprobt wurde und aufgrund geringer Wachstumsraten, ist keine hohe Auflösung (etwa jährlich) bei den Bohrkernen aus der Bahia Almirante zu erwarten. So schlagen WATANABE et al. (2002) bei *Montastrea annularis* vor, 40 Proben/Jahr zu entnehmen, um den kompletten jährlichen Schwankungsbereich zu erfassen. Zudem liegt über den Suess-Effekt nur eine ungefähre Alters-einstufung vor. Dennoch liefern die Daten signifikanten Muster und Zusammenhänge.

- Die $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte zeigen einen deutlichen Zusammenhang zur jeweiligen ozeanographischen Lage der Kerne. Die Werte von KB 3 und KB 20 sind leichter und spiegeln die höheren Temperaturen und die reduzierte Salinität im Flachwasser wider. BG 28 zeigt vergleichsweise schwere $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte, die auf eine erhöhte Salinität und niedrigere Wassertemperaturen in tieferen Wasserschichten der Bucht zurückzuführen sind. Diese Befunde decken sich mit den vor Ort gemessenen Temperatur- und Salinitätsdaten und lassen sich auch mit den Ergebnissen von GUZMAN & TUDHOPE (1998) vergleichen.

- Ebenso wie bei GUZMAN & TUDHOPE (1998) zeigen KB 20 und KB 3 aus dem Flachwasser (1,2 bzw. 3,4 m) mit durchschnittlich -1,74 bzw. -1,89 leichtere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte als BG 28 aus 17,4 m Tiefe, an der ein durchschnittlicher $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von 1,60 gemessen wurde. Eigentlich müsste im tiefen Wasser der heterotrophe Anteil der Ernährung höher sein, auch wäre eine reduzierte Insolation verbunden mit geringerer Symbiontenaktivität im tieferen Wasser zu erwarten. Beide Faktoren würden zu leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten führen (GROTTOLI & WELLINGTON, 1999). Möglicherweise spielt auch hier die Schichtung der Bahia Almirante eine Rolle. Die oberflächennahe Wasserschicht ist bis ca. 6 m Tiefe stärker ausgesüßt und führt aufgrund des hohen Nährstoffangebots viel Zooplankton mit leichten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten. Zudem kann durch den terrigenen Eintrag dort isotopisch leichtes, terrestrisches $\delta^{13}\text{C}$ konzentriert sein. Diese Faktoren wären eine Erklärung warum die Werte in 1 bis 3 m Wassertiefe leichter als die in 17 m Wassertiefe sind.

- Die Langzeitdaten bei KB 3 und BG 28 belegen sowohl einen Rückgang der Durchschnittstemperatur um 0,65°C bzw. 2,25°C als auch eine Zunahme der Salinität um 0,33 ‰ bzw. 1,13 ‰ zu. Im Gegensatz dazu ist bei KB 20 nur eine geringfügige Zunahme der Wassertemperatur um etwa 0,45°C und eine Salinitätsabnahme um etwa 0,2 ‰ zu beobachten. Ursache kann die Ausbildung einer Schichtung sein, so dass nur bei den Kernen aus einer größeren Wassertiefe ein Temperaturrückgang und eine Salinitätszunahme dokumentiert sind, während der Kern aus dem Flachwasser sogar eine Salinitätsabnahme zeigt. Dies wird als eine leichte Aussüßung des Flachwassers aufgrund der Schichtung und/oder aufgrund eines höheren Süßwassereintrags infolge einer Niederschlagszunahme interpretiert.

• Aufgrund der positiven Korrelation von leichten $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten wird angenommen, dass eine niedrige Symbiontenaktivität bei hohen Wassertemperaturen mit deutlich über 30°C und einer erniedrigten Salinität zusammenfällt. Ebenso fällt das Auftreten der HD-Bänder, die langsames Wachstum anzeigen, in diese Abschnitte. COHEN et al. (2003) zeigen, dass die Skelettdichte von *Diploria labyrinthiformis* von der Temperatur beeinflusst wird und bei zunehmender Wassertemperatur eine höhere Skelettdichte entwickelt ist. Auch GOREAU & MACFARLANE (1990) berichten von einem deutlichen Rückgang der Wachstumsraten bei gebleichten Exemplaren von *Montastrea annularis*. Die Bleiche wiederum kann durch erhöhte Wassertemperaturen ausgelöst werden. Im Gegensatz dazu fallen schwerere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mit niedrigen Wassertemperaturen zusammen. Dies spricht dafür, dass die Insolation das skelettale $\delta^{13}\text{C}$ kontrolliert.

Bei den, vor allem bei KB 3 sichtbaren, stark negativen und regelmäßigen Exkursionen von $\delta^{18}\text{O}$ handelt sich offenbar um regelmäßig wiederkehrende Ereignisse, die sich durch starke Niederschläge und erhöhte Meerwassertemperaturen auszeichnen. Die hohen Niederschläge führen zu einer Salinitätsreduktion, zu einer erhöhten Sedimentation und zu einem verstärkten terrigenen Nährstoffeintrag. Die braunen Bänder, die im Gefolge dieser Ereignisse zu beobachten sind, können von in das Skelett eingelagerten Tonmineralen oder Eisenoxiden stammen, welche wahrscheinlich terrigenen Ursprungs sind. Die eingetragenen Nährstoffe wiederum begünstigen eine Phytoplanktonblüte. Dies hat folgende Konsequenzen. 1.) Reduzierte Durchlichtung und 2.) die Zunahme des Zooplanktons verstärkt die heterotrophe Ernährung der Korallen (FELIS & PÄTZOLD, 2003), was wiederum eine Erklärung für die leichten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wäre.

7.3 $\delta^{15}\text{N}$ -Isotopenuntersuchungen an Korallen aus der Bahia Almirante

Durch die Anreicherung von isotopisch schwererem Stickstoff ist die $\delta^{15}\text{N}$ -Zusammensetzung im Konsumenten um etwa 3,5 ‰ schwerer als in der Beute. Räuber-Beute Beziehungen geben sich also über die Stickstoffsignatur zu erkennen. Um Aussagen über die Ernährungsstrategien der Korallen machen zu können wurden die erstmalig von MÄRZ (2002) begonnenen $\delta^{15}\text{N}$ -Isotopen-Untersuchungen systematisch weitergeführt.

Im Stoffkreislauf tritt DIN (dissolved inorganic nitrogen), DIC (dissolved inorganic carbon) und DIP (dissolved inorganic phosphate) auf. Diese drei Nahrungspools stellen die wichtigsten Parameter im Wasser dar, die zur Durchführung von Photosynthese notwendig sind. Damit Pflanzen im Wasser Photosynthese betreiben und organische Substanz aufbauen können, benötigen sie eine bestimmte Menge an gelöstem Stickstoff, Kohlenstoff und Phosphat. Das Verhältnis von molargelöstem Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphat im Meerwasser beläuft sich nach REDFIELD (1953; in WEFER & BERGER, 1991) auf 116 : 16 : 1. DIP wurde bei den Messungen nicht miterfasst. Phosphat tritt beispielsweise in gelöster Form als PO_4^{3-} auf. DIC ist immer im Überschuss als Kalkausfällung in Korallen und Algen und wassergelöstem CO_2 vorhanden. Über DIN können Aussagen gemacht werden, wobei das $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnis der Kalkschaler entscheidend ist.

Meerwasser hat normalerweise DIN $\delta^{15}\text{N}$ -Werte um 6-7 ‰. Dies ist darauf zurückzuführen, dass hauptsächlich Nitrat (NO_3^-) und Ammonium (NH_4^+) mit relativ schweren $\delta^{15}\text{N}$ -Werten im Meerwasser gelöst ist. Dagegen steht molekularer Stickstoff (N_2) aufgrund seiner Reaktionsträgheit den meisten Organismen als Stickstoffquelle nicht zur Verfügung. Die einzigen marinen Organismen, die in der Lage sind, diese Stickstoffverbindung zu nutzen, sind Cyanobakterien (MONTROYA, 1994; ROBINSON, 2001). Sie vermögen auch $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von N_2 mit durchschnittlich 0 ‰ einzubauen, benötigen allerdings für diese Spaltreaktion so viel Energie, dass sie nur ein extrem langsames Wachstum aufweisen. Photosynthese betreibende Organismen müssen dagegen nur eine Nitrat – Einfach- beziehungsweise Zweifachverbindung (NO_3^-) spalten, um Energie und Sauerstoff zu produzieren. Landpflanzen weisen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von etwa 0 ‰ auf. In mittleren Breiten erreichen die marinen Algen bereits im Frühjahr ihre maximale Produktion. Wenn sich das Oberflächenwasser langsam erwärmt, werden zuerst die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte des Meerwassers mit etwa 6 ‰ eingebaut. Im weiteren Jahresgang verschiebt sich das Gleichgewicht langsam Richtung 0 ‰, da terrestrische Stickstoffeinträge (NO_3^- und NH_4^+) aus Flüssen den $\delta^{15}\text{N}$ -Wert erniedrigen.

Die intrazelluläre Nahrungskette bei Korallen unterscheidet sich deutlich von anderen marinen Nahrungsketten, deren Glieder räumlich und funktionell voneinander getrennt sind. Normalerweise wird das photoautotrophe Phytoplankton (Primärproduzenten) von pflanzenfressenden Tieren (Primärkonsumenten) genutzt, die wiederum Nahrungsgrundlage für Sekundärkonsumenten sind. Beim "Doppellebewesen" Koralle/Zooxanthellen liegt dieser Fall nicht vor. Die Zooxanthellen (Primärproduzenten) und der Korallenpolyp (Primär- und Sekundärkonsument) bilden ein Produktionskombinat. Der Korallenpolyp bekommt von den Symbionten Aminosäuren, Kohlenhydrate und Sauerstoff, die Zooxanthellen wiederum erhalten Phosphate, Nitrate und CO_2 .

Eine Art der Nahrungsaufnahme stellt für den Korallenpolyphen auch das Filtrieren von partikulärer Nahrung dar. Das Nahrungsspektrum reicht von Bakterien und größerem Zooplankton bis hin zu organischen Partikeln unterschiedlicher Größe. Jedoch ist in wärmeren Gewässern die Planktonkonzentration oft gering, so dass neben der Photosyntheseaktivität der Symbionten und der heterotrophen Ernährung noch andere Nahrungsquellen herangezogen werden müssen. In diesem Fall erfolgt die Aufnahme von gelösten Stoffen wie Nitraten, Aminosäuren und anderen organischen Verbindungen über die Oberfläche der Korallenpolyphen. Bei den Scleractiniern müssten in diesem Fall die Messwerte von $\delta^{15}\text{N}$ theoretisch etwa 6 ‰ betragen. Es kommt in der Bahia Almirante wahrscheinlich zu keinen ausgeprägten Schwankungen des Nahrungsangebots, so dass die Scleractinier ganzjährig annähernd dieselben $\delta^{15}\text{N}$ -Werte in ihr Skelett einbauen könnten. Damit stünden die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte in direktem Gleichgewicht mit dem Meerwasser (MÄRZ, 2002).

$\delta^{15}\text{N}$ -Messungen von MÄRZ (2002) an einigen Korallen aus der Bahia Almirante zeigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von deutlich unter 6 ‰ an. Dies ist nach MÄRZ (2002) darauf zurückzuführen, dass zusätzliche DIN-Quellen mit niedrigem $\delta^{15}\text{N}$ existieren müssen und führt zur Vermutung, dass viele Nährstoffe entweder gelöst in Form von NO_3^- und NH_4^+ oder/und partikulär vorhanden sind.

Das Vorkommen von Cyanobakterien im Korallengewebe könnte sich auch auf die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte auswirken. Cyanobakterien sind im Pflanzenreich begehrte Symbionten, da sie N_2 in Ammonium umwandeln können. LESSER et al. (2004) wiesen die Existenz von symbiontischen stickstofffixierenden Cyanobakterien im Korallengewebe von *Montastrea cavernosa* nach. Die Cyanobakterien leben mit den symbiontischen Zooxanthellaten im Wirtsgewebe und betreiben Stickstofffixierung durch das Enzym Nitrogenase. Die Anwesenheit prokaryotischer Symbionten (Cyanobakterien) in einer stickstofflimitierten zooxanthellaten Koralle lässt annehmen, dass die Stickstofffixierung für die symbiotische Gemeinschaft eine wichtige Quelle für das begrenzte Element darstellt. Im Gegenzug erhalten die Cyanobakterien von den Zooxanthellen Kohlenhydrate (etwa Glycerol), so dass diese selbst keine Photosynthese betreiben müssen (LESSER et al., 2004). LESSER et al. (2004) zeigen, dass bei *Montastrea cavernosa* eine große Anzahl von endosymbiontischen Cyanobakterien zur Stickstofffixierung fähig sind.

In oligotrophen Gebieten werden die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte des Korallengewebes durch den $\delta^{15}\text{N}$ -Gehalt der Riffnährstoffquellen und die Lichtverfügbarkeit bestimmt (SAMMARCO et al., 1999). Die mit dem Licht zusammenhängende Fraktionierung ist unter hoher Lichtverfügbarkeit bzw. Photosynthese reduziert, wenn die Zooxanthellen sehr stark den internen DIN-Pool innerhalb der Koralle verarmen. Dies führt zu einer reduzierten Fraktionierung im Verhältnis zum Riff-DIN (MUSCATINE & KAPLAN, 1994; HEIKOOP et al., 1998). Das Gewebe von Korallen ist in eutrophierten Bereichen an ^{15}N (bis zu 5 ‰) angereichert (RISK et al., 1993; MENDES et al., 1997). In einigen Gebieten ist der Grund für diese isotopische Anreicherung der Eintrag von ^{15}N isotopisch angereichertem Abwasser. Aus diesem Grund kann angereichertes ^{15}N im Korallengewebe den Eintrag von nährstoffreichem Süßwasser anzeigen (MENDES et al., 1997).

HEIKOOP et al. (1998) stellten fest, dass die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte bei abnehmender Verfügbarkeit von photosynthetisch aktiver Sonneneinstrahlung signifikant abnehmen und folgerten daraus, dass Licht die Stick-

stoffisotopenzusammensetzung in Korallen mit symbiontischen Zooxanthellen beeinflusst. HEIKOOP et al. (1998) schlagen vor, dass unter hoher Sonneneinstrahlung die Aufnahme und Assimilation von DIN durch symbiontische Algen und (oder) dem Wirt der koralleninterne DIN-Pool verarmt, was wiederum zu einer reduzierten Fraktionierung im Verhältnis zum Riff-DIN führt. Unter niedrigen Lichtverhältnissen wird weniger Stickstoff assimiliert und die Fraktionierung nimmt zu. Der autotrophe Anteil der Ernährung, so wird angenommen, ist ausreichend reich an Stickstoff und isotopisch verarmt, was zu niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten im Wirtsgewebe unter niedrigen Lichtverhältnissen führt (HEIKOOP et al., 1998). Einen deutlichen Rückgang von $\delta^{15}\text{N}$ schon bei einer geringen Zunahme der Wassertiefe belegen auch MAIER et al. (2004).

7.3.1 Methodik

Die Korallenproben wurden entweder per Hand oder mit dem Bodengreifer gesammelt. Abb. 113 zeigt die Lage der Probenpunkte in der Bahia Almirante.

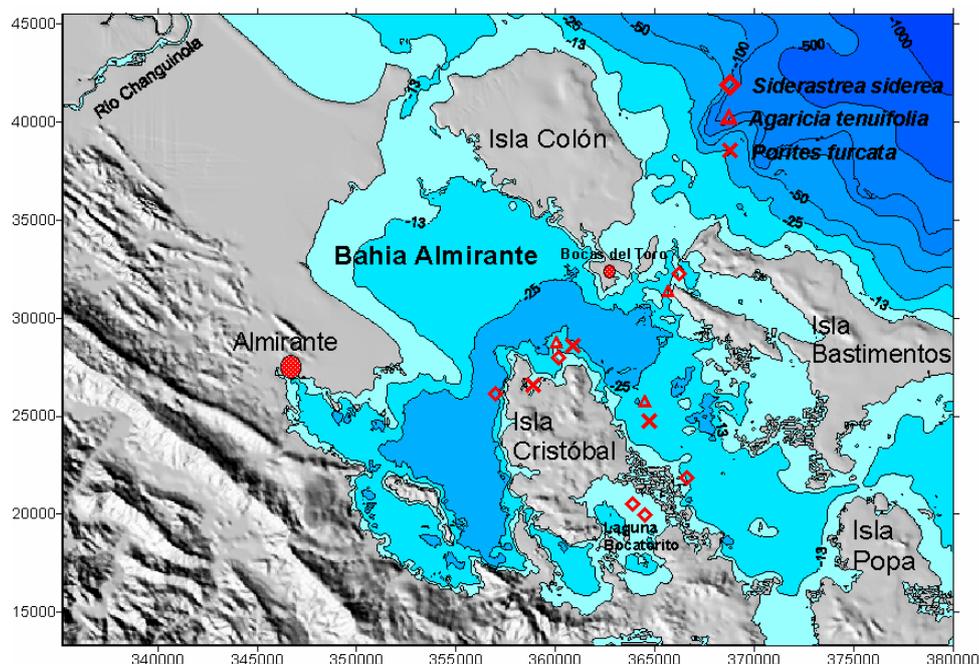


Abb. 113: Lage der Probenpunkte in der Bahia Almirante.

Bis zur weiteren Bearbeitung wurden die Proben gekühlt gelagert. Um Probenmaterial für die $\delta^{15}\text{N}$ -Untersuchungen zu gewinnen wurde mit einem Zahnarztbohrer und 1000 U/min Gewebematerial aus der Oberfläche herausgebohrt. Die $\delta^{15}\text{N}$ -Isotopenmessungen wurden an mehreren Arten durchgeführt. Bei *Siderastrea siderea* wurden die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte an 6 Exemplaren von teils unterschiedlichen Standorten und verschiedenen Wassertiefen gemessen, ebenso bei *Agaricia tenuifolia*. Bei *Porites furcata* wurden die Messungen an 9 Exemplaren auch aus unterschiedlichen Wassertiefen und Standorten durchgeführt. An den Arten *Montastrea annularis*, *Madracis decactis* und *Madracis mirabilis*, die aus unterschiedlichen Wassertiefen stammen, wurde je eine Messung vorgenommen.

Die Analyse der Verhältnisse der stabilen Isotope des Stickstoffs ($\delta^{15}\text{N}/\delta^{14}\text{N}$) wurde am Finnigan Massenspektrometer der Bayrischen Staatssammlung für Paläontologie und Geologie durchgeführt. Die notwendige Probenmenge betrug etwa 150 µg. Mittels eines gekoppelten Analysensystems (CHN-Analysator (NA2500) / Isotopenverhältnis-Massenspektrometer *Delta plus*) der Firma Finnigan verbrannte die Probe im CHN-Analysator mit Sauerstoffzugabe bei ca. 1500°C. Das entstandene Gasgemisch formt sich mit Helium als Trägergas mit Hilfe von Chemikalien in CO₂ um und wird via CONFLO II – Interface (Thermo Finnigan) in das Massenspektrometer überführt. Die Bestimmung der Isotopenverhältnisse vollzog sich gegen einen kalibrierten, gasförmigen Laborstandard. Die Kalibrierung erfolgte gegenüber den IAEA Standards NBS 19 und NBS 20 für CO₂ sowie N1 und N2 für N₂. Die Isotopenverhältnisse wurden gemäß MARIOTTI (1984) relativ gegen VPDB oder Luft-N₂ in ‰ dargestellt:

$$\delta_{(\text{Probe})} = (R_{(\text{Probe})} / R_{(\text{Standard})} - 1) \times 1000 \text{ (‰ vs. VPDB)}$$

$$R = \text{Isotopenverhältnis (z.B. } ^{13}\text{C}/^{12}\text{C)}$$

Die Fehler von wiederholten Analysen an den Laborstandards liegen bei $\leq 0,15$ ‰.

7.3.2 Ergebnisse der $\delta^{15}\text{N}$ -Isotopenmessungen

Siderastrea siderea

Bei *Siderastrea siderea* schwanken die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zwischen 4,65 ‰ und 2,93 ‰. Der Durchschnittswert beträgt 3,62 ‰. Die Schwankungsbreite zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Wert beträgt 1,72 ‰.

Wassertiefe (m)	$\delta^{15}\text{N}$	Ort
1,0	4,65 ‰	Luv Mangroveninsel 3
1,2	4,28 ‰	Westseite Isla Cristobál
3,4	3,20 ‰	Hospital Point/Nancy Rocks
3,5	3,27 ‰	Laguna Bocatorito
6,8	3,51 ‰	Coco Key-Riff
10,7	3,51 ‰	Mangroveninsel 2 (Bei KB 21)
22,8	2,93 ‰	Coco Key-Riff

Abbildung 114 zeigt einen klaren Zusammenhang zwischen Wassertiefe und

Tab. 11: $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von *Siderastrea siderea*.

$\delta^{15}\text{N}$ -Werten. Die höchsten Werte werden im Flachwasser erreicht. Mit zunehmender Wassertiefe nehmen die Werte deutlich ab.

Die unterschiedlichen Standorte in der Bucht scheinen bei *Siderastrea siderea* eine untergeordnete Rolle zu spielen, zumindest was den Haupttrend betrifft. Eine Abweichung zeigt der Wert aus 3,4 m Wassertiefe (Laguna Bocatorito), der verglichen mit dem Wert aus 6,8 m Tiefe (Coco Key-Riff) schon deutlich niedriger ist, obwohl er aus einer geringeren Wassertiefe stammt. Mögliche Ursachen könnten unterschiedliche Umweltbedingungen an den beiden Standorten, wie etwa Durchlichtung oder Nährstoffangebot sein (siehe Kapitel 3).

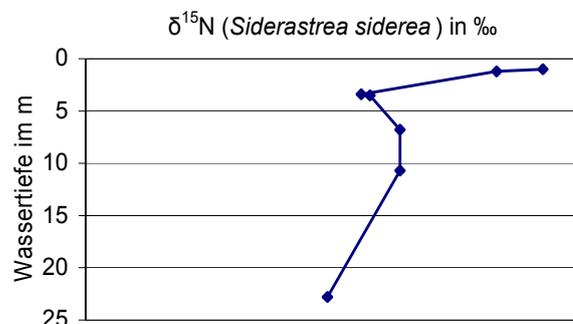


Abb. 114: $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von *Siderastrea siderea*.

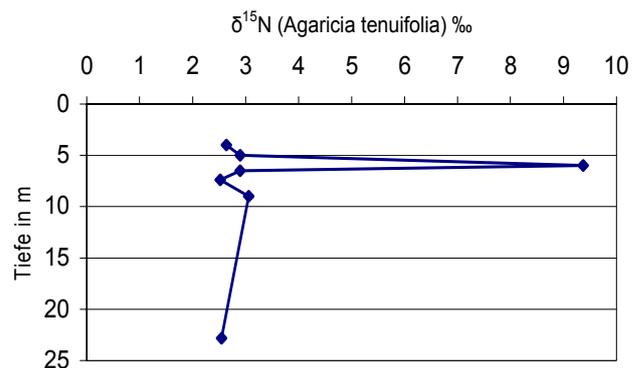
Agaricia tenuifolia

Bei der Art *Agaricia tenuifolia* bewegen sich die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zwischen 2,52 ‰ und 9,37 ‰. Der Durchschnittswert beträgt 3,71 ‰.

Die Schwankungsbreite zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Wert beträgt 6,60 ‰. Das ist auf den hohen Wert von 9,37 ‰ zurückzuführen. Ohne diesen Wert würde der Durchschnittswert 2,77 ‰ und die Schwankungsbreite bei 0,54 ‰ liegen.

Tendenziell nehmen die Werte auch hier mit zunehmender Wassertiefe ab, wenn auch nicht so deutlich, wie bei der Art *Siderastrea siderea*. Es lassen sich keine standortabhängigen Trends feststellen. Auffallend ist der hohe Wert von 9,37 ‰ der von einer Probe stammt, die aus einem Hochgebiet an der Ostküste der Insel Cristóbal entnommen wurde.

Wassertiefe (m)	$\delta^{15}\text{N}$	Ort
4,0	2,64 ‰	Coco Key-Riff
5,0	2,90 ‰	Coco Key-Riff
6,0	9,37 ‰	Hochgebiet
6,5	2,90 ‰	Coco Key-Riff
7,4	2,52 ‰	Hospital-Point
9,0	3,06 ‰	Coco Key-Riff
22,8	2,55 ‰	Coco Key-Riff

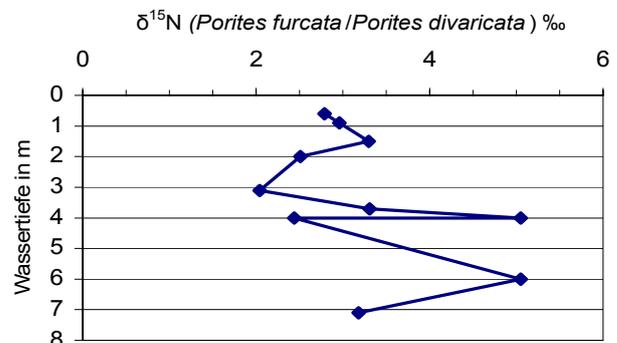
Tab. 12: $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von *Agaricia* sp.Abb. 115: $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von *Agaricia tenuifolia*.**Porites furcata / P. divaricata**

Bei *Porites furcata* schwanken die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zwischen 2,51 ‰ und 5,05 ‰. Der Durchschnittswert beträgt 3,06 ‰. Die Schwankungsbreite zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Wert beträgt 2,54 ‰ und liegt somit deutlich höher als bei den Werten von *Siderastrea siderea* oder gar *Agaricia tenuifolia*. Der Grund liegt an dem vergleichsweise hohen Wert von 5,05 ‰

der an einer Probe gemessen wurde, die einem isolierten Hochgebiet an der Ostseite der Insel Cristóbal entstammt. Dieser Wert liegt auch deutlich über dem Durchschnittswert vom 3,06 ‰.

Im Gegensatz zu *Siderastrea siderea* ist kein Rückgang der $\delta^{15}\text{N}$ -Werte mit zunehmender Wassertiefe zu beobachten.

Wassertiefe (m)	$\delta^{15}\text{N}$	Ort
0,6	2,79 ‰	Coco Key-Riff
0,9	2,96 ‰	Coco Key-Riff (Südseite)
1,5	3,30 ‰	Bamboo Bight (<i>P. divaricata</i>)
2,0	2,51 ‰	Bamboo Bight (<i>P. divaricata</i>)
3,1	2,04 ‰	Coco Key-Riff
3,7	3,31 ‰	Coco Key-Riff
4,0	2,44 ‰	Coco Key-Riff (Westseite)
6,0	5,05 ‰	Hochgebiet
7,1	3,18 ‰	Coco Key-Riff

Tab. 13: $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von *Porites furcata* bzw. *P. divaricata*.Abb. 116: $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von *Porites furcata*.

Montastrea annularis, Madracis decactis und Madracis mirabilis

Bei der massiv wachsenden Art *Montastrea annularis* aus 7 m Wassertiefe wurde ein $\delta^{15}\text{N}$ -Wert von 4,49 ‰ gemessen. Die krustose Form *Madracis decactis* zeigt in 19,2 m Tiefe 4,78 ‰. Die ästig wachsende *Madracis mirabilis*

Art / Wassertiefe(m)	$\delta^{15}\text{N}$	Ort
<i>Montastrea annularis</i> / 7,0	4,49 ‰	Coco Key-Riff
<i>Madracis decactis</i> / 19,2	4,78 ‰	Leeseite Isla Colón
<i>Madracis mirabilis</i> / 4,8	3,05 ‰	Coco Key-Riff

Tab. 14: $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von *Montastrea annularis*, *Madracis decactis* und *Madracis mirabilis*.

zeigt, im Vergleich zu den beiden massiven bzw. crustösen Formen mit 3,05 ‰, einen vergleichsweise niedrigen Wert.

Interpretation der $\delta^{15}\text{N}$ -Werte aus der Bahía Almirante

Bei *Siderastrea siderea* beträgt der Durchschnittswert 3,62 ‰, bei *Agaricia tenuifolia* 3,71 ‰ (ohne den Wert Hochgebiet 2,77 ‰) und bei *Porites furcata* 3,06 ‰ (ohne den Wert Hochgebiet 2,82 ‰). Bei *Montastrea annularis* wurde ein $\delta^{15}\text{N}$ -Wert von 4,49 ‰ gemessen. Das ist mehr als bei *Siderastrea siderea*, *Agaricia tenuifolia* und *Porites furcata* in derselben Wassertiefe. Auch *Madracis decactis* zeigt in großer Wassertiefe noch 4,78 ‰. Im Vergleich dazu liegen die Werte von *Siderastrea siderea* und *Agaricia tenuifolia* in derselben Tiefe um 1 ‰ niedriger. Der $\delta^{15}\text{N}$ -Wert von *Madracis mirabilis* aus 4,8 m Tiefe bewegt sich dagegen in einer ähnlichen Größenordnung wie bei *Porites furcata* oder *Agaricia tenuifolia*.

Die Schwankungsbreite beträgt bei *Siderastrea siderea* 1,72 ‰, bei *Agaricia tenuifolia* liegt sie bei 6,60 ‰ (ohne den Wert Hochgebiet 0,54 ‰) und bei *Porites furcata* beträgt die Schwankungsbreite 2,54 ‰ (ohne den Wert Hochgebiet 1,27 ‰).

Porites furcata zeigt mit 3,06 ‰ den niedrigsten $\delta^{15}\text{N}$ -Durchschnitt gefolgt von *Siderastrea siderea* einem $\delta^{15}\text{N}$ -Durchschnitt von 3,62 ‰. *Agaricia tenuifolia* zeigt zwar mit 3,71 ‰ den höchsten $\delta^{15}\text{N}$ -Durchschnitt, aber wenn man dabei die Probe Hochgebiet nicht berücksichtigt, ergeben sich die niedrigsten $\delta^{15}\text{N}$ -Durchschnittswerte. Wenn nach MAIER et al. (2004) niedrige $\delta^{15}\text{N}$ -Werte für eine eher heterotrophe Ernährung sprechen, dann müsste bei *Porites furcata*, *Siderastrea siderea* und *Agaricia tenuifolia* der heterotrophe Ernährungsanteil folglich ausgeprägt sein.

Eine weitere Möglichkeit, die niedrigen Werte zu erklären, ist die Existenz zusätzlicher DIN-Quellen mit niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten. So könnten viele Nährstoffe entweder gelöst in Form von NO_3^- und NH_4^+ oder/und partikulär in die Bucht eingetragen werden. Denkbar ist in diesem Zusammenhang der Eintrag von Süßwasser mit leichtem gelöstem, terrestrischem Stickstoff über den Canal de Boca del Drago. Dabei entsteht ein Gleichgewichtszustand zwischen den $\delta^{15}\text{N}$ -Werten des Meerwassers (6 ‰) und den $\delta^{15}\text{N}$ -Werten aus Luftstickstoff (0 ‰) der sich auf Werte zwischen 3 bis 4 ‰ einregelt.

Bei *Agaricia tenuifolia* und *Porites furcata* weisen die Proben aus dem Hochgebiet die höchsten Werte auf. Aber auch bei *Siderastrea siderea* ist bemerkenswert, dass der hohe Wert von 4,65 ‰ von einer Probe stammt, die ebenfalls in der Nähe des Hochgebietes liegt. Auch die Probe mit dem zweithöchsten

Wert von 4,28 ‰ wurde festlandsnah und in geringer Uferentfernung gewonnen. Die hohen Werte zwischen 4,65 und 9,37 ‰ scheinen offenbar bevorzugt im östlichen Bereich der Bucht und tendenziell landnah aufzutreten. Nach HEIKOOP et al. (2000) deutet die Anreicherung von ^{15}N im Korallengewebe (mit bis zu 5 ‰) auf einen verstärkten Nährstoffeintrag hin. Das lässt auf einen Landeintragseffekt schließen. Jedoch ist bei der Interpretation Vorsicht geboten, da Variabilitäten in der Stickstofffraktionierung in zooxanthellaten Korallen von einer Vielzahl Faktoren abhängig sind, die mit der Korallenbiologie zusammenhängen und die Signatur der Stickstoffquelle verändern können (HEIKOOP et al., 2000; MAIER et al., 2004).

Eine weitere Erklärungsmöglichkeit stellen Süßwasserzutritte dar. Da Süßwasserzutritte durchschnittliche N-Werte von etwa 4 ‰ aufweisen (OWENS, 1987) und damit leichter sind, kann die Ursache der vergleichsweise hohen Werte im Bereich des Hochgebietes auf einen geringeren Süßwassereinfluss im Vergleich zum Rest der Bahia Almirante zurückgeführt werden. Da das Hochbiet am östlichen Ende der Bahia Almirante liegt, ist dort der Einfluss von Süßwasserlinsen, die über den Canal de Boca del Drago eingetragen werden, geringer als im westlichen Teil der Bucht.

Auffällig ist bei *Siderastrea siderea* der Rückgang der $\delta^{15}\text{N}$ -Werte mit zunehmender Wassertiefe (Abb. 114). Wie bereits erläutert, beeinflussen die Lichtverhältnisse die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte in Korallen mit symbiontischen Zooxanthellen. Unter reduzierten Lichtverhältnissen sind niedrigere $\delta^{15}\text{N}$ -Werte im Polypengewebe die Folge (HEIKOOP et al., 1998; MAIER et al., 2004). Nach MAIER et al. (2003) kann mit zunehmender Wassertiefe ein Wechsel von einer streng autotrophen zu einer eher heterotrophen Lebensweise erwartet werden. Ursache kann sein, dass unter niedrigen Lichtverhältnissen weniger Stickstoff assimiliert wird und die Fraktionierung zunimmt. Dies führt im Wirtsgewebe zu niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten (HEIKOOP et al., 1998). Somit kann der Rückgang der $\delta^{15}\text{N}$ -Werte bei *Siderastrea siderea* mit zunehmender Wassertiefe auch als gleichzeitiger Rückgang der Symbiontenaktivität interpretiert werden. Im Gegenzug nimmt der heterotrophe Ernährungsanteil zu. Durch die Anreicherung von isotopisch schwererem Stickstoff über die Nahrungskette wären allerdings schwerere Werte zu erwarten gewesen. Es besteht aber die Möglichkeit, dass das Phytoplankton/Zooplankton in der Bahia Almirante Stickstoff terrigener Herkunft mit niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten als Millieuindikatoren einbaut. Somit würde dort die Nahrungskette mit leichteren Werten ansetzen als etwa in ozeanischen Riffen.

Im Gegensatz zu *Siderastrea siderea*, ist bei *Agaricia tenuifolia* und *Porites furcata* kein Rückgang der $\delta^{15}\text{N}$ -Werte mit zunehmender Wassertiefe zu beobachten. Bei *Porites furcata* stammen die Proben nur aus einem Tiefenbereich zwischen 0,6 und 7,1 m und reichen möglicherweise nicht tief genug, um eventuelle Trends erkennen zu lassen. Dasselbe kann auch für *Agaricia tenuifolia* gelten.

Der Vergleich zeigt, dass ramos bzw. folios wachsende Arten niedrigere $\delta^{15}\text{N}$ -Werte aufweisen als massiv wachsende wie *Montastrea annularis* bzw. krustose Formen wie *Madracis decatis*, die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von 4,49 bzw. 4,78 ‰ aufweisen. Wenn man davon ausgeht, dass niedrige $\delta^{15}\text{N}$ -Werte eher eine heterotrophe Ernährungskomponente anzeigen (MAIER et al., 2004), so ist offensichtlich der Anteil der heterotrophen Ernährung bei *Montastrea annularis* und *Madracis decactis* im Vergleich zu den ramosen oder foliosen Arten weniger bedeutend. Beide Arten zeigen auch im tieferen Wasser vergleichsweise

hohe $\delta^{15}\text{N}$ -Werte. Eine Ausnahme ist offenbar die massiv wachsende Form *Siderastrea siderea*, die ähnlich niedrige Werte wie ramose bzw. foliose Wuchsformen zeigt.

Eine Rolle könnten auch Cyanobakterien spielen, die zur Stickstofffixierung in der Lage sind. Die Cyanobakterien leben mit den symbiontischen Zooxanthellaten im Wirtsgewebe und betreiben Stickstofffixierung durch das Enzym Nitrogenase. Somit sind symbiontische Cyanobakterien in einer stickstofflimitierten zooxanthellaten Koralle eine wichtige Quelle des limitierten Elements für die symbiotische Gemeinschaft (LESSER et al., 2004).

Da Cyanobakterien $\delta^{15}\text{N}$ -Werte mit durchschnittlich 0 ‰ einzubauen, könnten die niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte bei *Siderastrea siderea*, *Agaricia tenuifolia* und bei *Porites furcata* auch auf diese Weise erklärt werden. Beim Einbau entsteht ein Gleichgewichtszustand zwischen den $\delta^{15}\text{N}$ -Werten des Meerwassers (6 ‰) und den $\delta^{15}\text{N}$ -Werten aus Luftstickstoff (0 ‰) der sich auf Werte zwischen 2 bis 4 ‰ einregelt. Die Stickstofffixierung durch Cyanobakterien dürfte aber vor allem in oligotrophen Nährstoffmangelgebieten von Vorteil sein. In Gewässern wie der Bahia Almirante müsste eigentlich genügend Nitrat zur Verfügung stehen (CARRUTHERS, 2004), so dass die Symbionten auf die Wirtsprodukte verzichten könnten. Untersuchungen an zooxanthellaten Korallen zeigen, dass anorganischer Stickstoff Wachstum und Fülle der Zooxanthellen beeinflusst. Daraus ergibt sich, dass eine Beschränkung des Stickstoffs für die Stabilität der symbiontischen Gemeinschaft sehr wichtig ist (LESSER et al., 2004).

So führt nach STIMSON & KINZIE (1991) die Zunahme von gelöstem anorganischem Stickstoff zu einer höheren Symbiontendichte. Das hat zur Folge, dass die Symbionten dem Wirt weniger synthetisierte Kohlenhydrate abgeben können (STIMSON & KINZIE, 1991), was auf den erhöhten Energiebedarf durch das verstärkte Wachstum der Symbionten selbst zurückzuführen ist. Für die Korallenpolypen bedeutet das, gleichsam auf Diät gesetzt zu werden. Wenn die Koralle die Unterversorgung nicht über eine heterotrophe Ernährung ausgleichen kann, so ist ein Rückgang der Wachstumsraten die Folge. Das könnte eine Erklärung der niedrigen Wachstumsraten sein, die in Kapitel 7 beschrieben werden. Andererseits sprechen die niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte wiederum auch für eine starke heterotrophe Ernährungskomponente, die möglicherweise aber nicht vollständig das Defizit einer Unterversorgung ausgleichen kann.

Korallenmucus (Korallenschleim) spielt nach WILD et al. (2004) als Energieträger und Partikelfalle im Riff-ökosystem eine wichtige Rolle. Durch die Abgabe von Mucus ist die Koralle in der Lage, an der Oberfläche abgelagerte Sedimentpartikel zu entfernen. In Gebieten mit hohem terrigenen Eintrag, wie der Bahia Almirante, entstehen für die Korallen durch Mucusabsonderung hohe Biomassenverluste. Für die Selbstreinigung ist ein hoher Energieaufwand notwendig, was wiederum zu niedrigen Wachstumsraten führen kann. Der hohe Energieaufwand könnte über eine verstärkte heterotrophe Ernährung gedeckt werden. Diese wiederum hätte über die Nahrungskette die Anreicherung von isotopisch schwererem Stickstoff zur Folge. Auch die (Wieder-) Aufnahme von Mucus-Aggregaten in tieferen Wasserschichten ließe ebenfalls schwerere Stickstoffwerte erwarten. Für die festgestellten leichten Werte können zwei Erklärungen herangezogen werden. Erstens, spielen bei der Schleimproduktion die Zooxanthellen eine wichtige Rolle, fast die Hälfte der von den Symbionten gebundenen Energie wird als Korallenschleim in das Wasser abgegeben (WILD et al., 2004). Folglich könnte aufgrund des erhöhten Energiebedarfs für die

Mucusproduktion dennoch zu wenig Nitrat für die Zooxanthellen zur Verfügung stehen, so dass auch hier die Stickstofffixierung durch die Cyanobakterien gefordert ist. Zweitens, könnte das Überangebot von leichtem Stickstoff terrigener Herkunft wiederum für die leichten Werte in der Bahia Almirante verantwortlich sein.

Vergleich mit anderen Bearbeitern

HEIKOOP et al. (2000) ermittelten an Korallen der Malediven- und Bandariffe $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von 6,4 bzw. 7,0 ‰, die auf den Einfluss von ozeanischen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten von etwa 7 bis 10 ‰ zurückzuführen sind. Dem gegenüber zeigen Korallen von der Karibikküste Costa Ricas einen $\delta^{15}\text{N}$ -Durchschnittswert von nur 4 ‰. Aber auch innerhalb der Karibik werden Unterschiede sichtbar. So weisen Korallen aus Jamaica (Discovery Bay) einen noch leichteren $\delta^{15}\text{N}$ -Durchschnittswert von etwa 3,1 ‰ auf. Im Vergleich liegen die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte aus der Bahia Almirante mit durchschnittlich etwa 3,5 ‰ dazwischen. Wie in der Bahia Almirante, so zeigt die Gattung *Agaricia* auch auf Jamaica vergleichsweise niedrige Werte von etwa 2,7 ‰. Deutliche Unterschiede gibt es hingegen bei *Montastrea annularis*, die auf Jamaica etwa 2,8 ‰ aufweist, wohingegen in der Bahia Almirante schwerere Werte von 4,49 ‰ ermittelt wurden.

HEIKOOP et al. (2000) führen die niedrigeren Werte der Karibikkorallen im Vergleich zu den indopazifischen Malediven- und Bandariffen auf zusätzliche DIN-Quellen zurück, die niedrigere $\delta^{15}\text{N}$ -Werte aufweisen. Für die Riffe in Costa Rica stellt demnach der terrigene Eintrag über Flüsse und Küstensümpfe eine wichtige Quelle dar, in Jamaica sind submarine Süßwasserquellen für den Eintrag von $\delta^{15}\text{N}$, mit Werten kleiner als 5 ‰, verantwortlich. Süßwasserzutritte zeigen durchschnittliche N-Werte von etwa 4 ‰ (OWENS, 1987). Nach HEIKOOP et al. (2000) können die niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte der karibischen Korallen im Vergleich zu den indopazifischen Korallen auch darauf zurückgeführt werden, dass die Denitrifikation in den indopazifischen Regionen intensiver ist. Das wiederum führt zu Residual-Nitrat, das an $\delta^{15}\text{N}$ angereichert ist.

Die Proben von HEIKOOP et al. (2000) stammen aus dem Korallenriff von Cahuita, das etwa 50 km nordwestlich der Bahia Almirante liegt. Beide Gebiete sind einem hohen terrigenem Eintrag unterworfen (CORTES & RISK, 1985; GREB et al., 1996). Für die Bahia Almirante ist zusätzlich ein erhöhter fluvialer Düngemiteleintrag durch die intensive Plantagenwirtschaft wirksam (siehe auch Kapitel 3). Der Eintrag kann zugleich länger in der Bucht verweilen, da der Wasseraustausch mit dem offenen Meer begrenzt ist. Dies wäre eine Erklärung der um 0,5 ‰ leichteren Werte gegenüber denen von Cahuita. Die leichteren Werte in der Bahia Almirante könnten zudem auf die verstärkte Wassertrübung zurückzuführen sein, die wiederum Ergebnis des erhöhten terrigenen Eintrags ist. HEIKOOP et al. (1998) vermuten, dass unter niedrigen Lichtverhältnissen weniger Stickstoff assimiliert wird und die Fraktionierung zunimmt. Dies führt im Wirtsgewebe zu niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten.

$\delta^{15}\text{N}$ -Isotopenuntersuchungen durch MÄRZ (2002) an *Siderastrea siderea* und *Porites furcata* aus dem Flachwasser der Bahia Almirante belegen ähnlich niedrige Werte wie sie hier ermittelt wurden. Beide Proben ergaben bei *Siderastrea siderea* einen $\delta^{15}\text{N}$ -Wert von 3,88 ‰ und bei *Porites furcata* 3,28 ‰. Auch MÄRZ (2002) führt die niedrigen Werte darauf zurück, dass zusätzliche DIN-Quellen mit niedrigen

$\delta^{15}\text{N}$ -Werten existieren müssen. Dabei ist aber nicht klar, auf welche Art und Weise und zu welchen Anteilen eine Nahrungsreaktion stattfindet (MÄRZ, 2002).

Kapitelzusammenfassung

Die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte sind mit Gebieten ähnlicher Lage, wie etwa Cahuita (HEIKOOP et al., 2000), vergleichbar, sind aber in der Bahia Almirante leichter. Dafür können folgende Faktoren verantwortlich sein:

- Ein andauernder terrigener Eintrag, der isotopisch leichter an $\delta^{15}\text{N}$ ist (Nährstoffe und Süßwasser mit leichten Quellisotopenwerten). Hauptquellen dürften dabei die Flüsse Changuinola und Sixaola sein, die wenige km nördlich der Bahia Almirante in die Karibik münden.
- Eine dominant heterotrophe Ernährung führt auch zu niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten. Unter reduzierten Lichtverhältnissen wird weniger Stickstoff assimiliert und die Fraktionierung nimmt zu. Für eine stark heterotrophe Lebensweise sprechen zudem die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. MÄRZ (2000) führt das auf eine geringe Kohlenstoffproduktion durch eine reduzierte Photosyntheseaktivität der Zooxanthellen zurück. Bei der Interpretation ist aber auch zu beachten, dass $\delta^{13}\text{C}$ mit niedrigen Werten aber auch aus terrestrischen C-Quellen stammen kann, die Werte von etwa -27 ‰ besitzen.
- Trotz hoher Verfügbarkeit von gelöstem anorganischem Stickstoff kann der Energiebedarf zur Reinigung der Korallen (etwa durch eine erhöhte Mucusproduktion) aufgrund des Sedimentanfalls so hoch sein, dass auch hier Stickstofffixierung durch Cyanobakterien notwendig ist. Das wiederum wäre eine Erklärung der leichten $\delta^{15}\text{N}$ -Werte.

Wie gezeigt wird, können die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte als Millieuindikatoren dienen (HEIKOOP et al., 1998; RISK, 2004). Auf dieser Grundlage lassen sich für die Bahia Almirante einige Zusammenhänge aufzeigen. Die Wassertrübung bzw. Eutrophierung der Bahia Almirante, verursacht durch Schwebstoffe und Phytoplankton, führt vor allem in der Regenzeit zu reduzierten Photosyntheseleistungen der Zooxanthellen. In der Trockenzeit führen starke Nordostwinde ufernah zu einer verstärkten Resuspension (BEULIG, 1999). Somit kann von einer über das ganze Jahr anhaltenden Wassertrübung und, vor allem im tieferen Wasser, von einer deutlich eingeschränkten Durchlichtung ausgegangen werden. Dabei dürften aber in der Regenzeit noch wesentlich ungünstigere Bedingungen herrschen als in der Trockenzeit. In der Regenzeit begünstigt das hohe Nährstoffangebot und die reduzierte Durchlichtung eine stärker heterotrophe Lebensweise der Korallen. In der Trockenzeit dürfte die phototrophe Komponente wieder stärker werden, da der Nährstoffeintrag zurückgeht und die Durchlichtung dadurch verbessert wird. Auch ist zu berücksichtigen, dass im Jahresgang Schwankungen der Quellenisotopenwerte auftreten.

Veränderungen der Umweltbedingungen müssten sich folglich auch in unterschiedlichen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten wiederfinden. Die Proben wurden in der Trockenzeit entnommen, in der Regenzeit wären daher noch niedrigere $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zu erwarten. Verantwortlich dafür ist verstärkter Eintrag von Süßwasser und terrigenem Material. Die reduzierten Lichtverhältnisse führen wiederum zu einem Rückgang der Photosynthese, was wiederum zu leichteren $\delta^{15}\text{N}$ -Werten führt. In der Trockenzeit sind dagegen eher schwere Quellenisotope zu erwarten.

Offensichtlich kommt *Montastrea annularis* schlechter mit einer eingeschränkten Durchlichtung zurecht als andere Arten. So habe ich stellenweise ein großflächiges Absterben in der Bahia Almirante bei der massig wachsenden, riffbildenden Art *Montastrea annularis* beobachtet. Betroffen sind vor allem Kolonien in Bereichen erhöhter Sedimentation und ab einer Wassertiefe von etwa 10 m. Da das Absterben von *Montastrea annularis* überwiegend in größerer Wassertiefe auftritt kann als Ursache eine reduzierte Durchlichtung aufgrund einer Zunahme der Wassertrübung in Frage kommen. Die relativ hohen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte belegen, dass der heterotrophe Anteil der Ernährung bei dieser Art im Vergleich zu den anderen gemessenen Arten relativ gering ist. Somit kann sich eine stark phototrophe Ernährungskomponente unter den stellenweise reduzierten Durchlichtungsbedingungen der Bahia Almirante als Nachteil erweisen.

Stattdessen scheinen, neben *Agaricia tenuifolia*, auch *Porites furcata* und *Siderastrea siderea* mit den sich verschlechternden Umweltbedingungen besser zurechtzukommen. Die niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zeigen, dass von allen untersuchten Arten bei *Agaricia tenuifolia* der Anteil der heterotrophen Ernährung sowohl am grössten als auch tiefenunabhängig ist. Möglicherweise sind bei *Agaricia tenuifolia* auch mehr Cyanobakterien im Gewebe eingelagert.

Auch *Siderastrea siderea* ist eine Art, die eine starke Wassertrübung und Sedimentation tolerieren kann (TORRES & MORELOCK, 2002). Deshalb kann die, aufgrund von $\delta^{15}\text{N}$ -Isotopendaten, vermutete überwiegend heterotrophe Ernährung von *Siderastra siderea* in größerer Wassertiefe einen Selektionsvorteil gegenüber anderen Arten wie *Montastrea annularis* darstellen. Tatsächlich ist diese Art vor allem dort häufig anzutreffen, wo aufgrund hoher Sedimentationsraten und reduzierter Durchlichtung durch einen hohen Schwebstoffanteil sehr ungünstige Umweltbedingungen für andere Scleractinier bestehen. Der Rückgang der $\delta^{15}\text{N}$ -Werte bei *Siderastrea siderea* mit zunehmender Wassertiefe wird als Wechsel von einer phototrophen zu einer überwiegend heterotrophen Lebensweise interpretiert. Bei dieser Art nimmt also der Anteil der heterotrophen Ernährung mit zunehmender Wassertiefe zu. Nach MAIER et al. (2003) sind im gut belichteten Flachwasser die Symbionten an der autotrophen Ernährung beteiligt, im tieferen Wasser kann eine heterotrophe Ernährung, etwa durch die Aufnahme partikulärer Nahrung vorherrschend sein. Hier handelt es sich um ein Ernährungsverhalten, das möglicherweise eine Anpassung an die besonderen Umweltbedingungen der Bahia Almirante darstellt. Eine dominant heterotrophe Ernährung, wie es die niedrigen Stickstoffisotopenwerte bei *Siderastrea siderea*, *Porites furcata* (LEINFELDER et al., 2002) und vor allem bei *Agaricia tenuifolia* zeigen, kann als Anpassung an Umweltbedingungen und Nährstoffverfügbarkeit angesehen werden.

Die von GRAML (2000) festgestellte Schichtung des Wasserkörpers in der Bucht von Almirante kann zu einer angepassten Ernährungsstrategie der Korallen führen. Diese Sprungschicht kann für Nährstoffe oder bestimmte Algen ein Hindernis darstellen und führt zu unterschiedlichen Nährstoffsituationen bzw. –konzentrationen in der Wassersäule. Es wurde eine Konzentration von partikulären Nährstoffen unterhalb der Sprungschicht beobachtet. Diese werden auch als "particulate organic material" (POM), "suspended organic material" (SOM) oder auch als "marine snow" bezeichnet. Suspendierte partikuläre Nährstoffe sind Aggregate die beispielsweise aus Korallenschleim (WILD et al., 2004), Bakterien oder aus Partikeln

terrigenen Herkunft wie etwa Tonminerale (ALLDREDGE & SILVER, 1988) bestehen. Daher besteht die Möglichkeit, dass sich *Siderastrea siderea* unterhalb der Sprungschicht heterotroph über partikuläre Nährstoffe ernährt. Darin kann eine, dem jeweiligen Nährstoffangebot in der Wassersäule angepasste Ernährungsstrategie, gesehen werden. Die niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von *Siderastrea siderea* könnten auf die Aufnahme von terrigenen partikulären Nährstoffen zurückzuführen sein, die niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte aufweisen. Falls das POM auch Cyanobakterien enthält und es von Korallen aufgenommen wird, könnten sich ebenfalls niedrige $\delta^{15}\text{N}$ -Werte bei den Korallen ergeben. In der Bahia Almirante sind die schlammigen Böden des Buchtbeckens teilweise von dichten Algen- oder Bakterienmatten bedeckt. Substrat oder Sediment fressende Organismen, wie bestimmte Bivalen- oder Gastropodenarten oder auch irreguläre Seeigel ernähren sich von diesen Biofilmen. Dabei werden gelöste Nährstoffe ausgeschieden, die wiederum auch den Korallen als Nahrung dienen können. Falls Cyanobakterien Bestandteile dieser Algenmatten sind, könnten die leichten Quellenisotope von dort stammen. Auch könnten Teile der Algenmatten von Algenfressern im Gasaustausch wieder ausgeschieden werden, wodurch ebenfalls isotopisch leichte Quellenisotope freigesetzt werden könnten.

Nicht nur die Durchlichtung, sondern auch der Sedimentanfall wirkt sich auf die Artzusammensetzung der Korallenriffe in der Bahia Almirante aus. Das aktive Entfernen der herabrieselnden Sedimentpartikel, etwa durch erhöhte Mucusproduktion, erfordert einen höheren Energieaufwand. Diejenigen Arten, bei denen verstärkt Cyanobakterien eingelagert sind, könnten in derartigen Lagen einen Vorteil besitzen, weil dadurch den Zooxanthellen stets ausreichend Nitrat zu Verfügung steht.

Bisher wurde nur bei *Montastrea cavernosa* die Einlagerung von Cyanobakterien nachgewiesen (LESSER et al., 2004). Ob und welchem Umfang das bei andern Arten wie *Siderastrea siderea*, *Porites furcata* oder *Agaricia tenuifolia* der Fall ist, ist nicht bekannt. Bei den in der Bahia Almirante erfolgreichen Arten (*Siderastrea siderea*, *Porites furcata*, *Agaricia tenuifolia*) könnte aber diese Strategie wirksam sein.

Bei einer reduzierten Durchlichtung stellt die heterotrophe Ernährung offenbar einen Wettbewerbsvorteil gegenüber anderen Arten dar. Sichtbar wird erfolgreiche Anpassung an der hohen Bedeckung von *Agaricia tenuifolia*. Auch *Porites furcata* zeigt in der Bahia Almirante eine hohe Bedeckung. Ebenso wie *Agaricia tenuifolia* besetzt *Porites furcata* im hochenergetischen Flachwasser die Nische, welche die Flachwasserart *Acropora cervicornis* vor dem karibikweiten Niedergang innehatte. Dabei kommt krustösen Schwämmen als Stabilisierer des Gerüsts eine bedeutende Rolle zu. Begünstigt wird das Schwammwachstum in der Bucht auch durch die Zunahme des Nährstoffeintrags bzw. der Eutrophierung.

8. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Verschiedene Autoren haben auf die in den letzten Jahrzehnten zunehmende anthropogen verursachte Belastung der Bucht hingewiesen (GREB et al., 1996; GUZMAN & GUEVARA, 2002; CARRUTHERS, 2003). Als Folgen der Regenwaldrodung, des Straßenbaus und der intensiven Landwirtschaft ist in den letzten 100 Jahren der Eintrag von Sediment und Nährstoffen in die Bahia Almirante drastisch angestiegen. In den letzten Jahren verstärkt der zunehmende Tourismus die Belastungen und mit der Bevölkerungszunahme nahm auch die Überfischung zu. Zusätzlich wurde der die Bucht umspannende Mangrovingürtel abgeholzt. Aber auch die im Gefolge des Erdbebens von 1991 auftretenden coseismische Subsidenz verursachte einen terrigenen Sedimenteintrag, der lokale Riffabschnitte schädigte (SARIC, 1996).

Schon vor einer anthropogenen Beeinflussung waren die Ökosysteme der Bahia Almirante einem natürlichen Stress unterworfen. Verantwortlich dafür sind zum einen die Beckenkonfiguration und das im Becken verfügbare tektonische Inventar, zum anderen bedingt die Beckenkonfiguration auch die ozeanographische Situation, beispielsweise die Kontrolle des Wasseraustauschs mit der offenen Karibik. Veränderungen der ozeanographischen Situation wiederum, werden durch aktive tektonische Prozesse initiiert, die die Beckenkonfiguration in Abständen neu modulieren.

8.1 Tektonik und Ozeanographie als Hauptsteuerungsfaktoren

Das tektonische Inventar machte überhaupt erst ein Riffwachstum in weiten Teilen der Bucht möglich. Dabei war das tektonische vorgeprägte Relief (Ebene/Hang/Intrabeckenhochgebiete) das wichtigste Kriterium. In Kapitel 2 wird der Zusammenhang zwischen tektonischen Lineationen und Riffwachstum aufgezeigt. Die höchste Diversität des Riffgürtels ist entlang ausgeprägter Reliefunterschiede konzentriert, die wiederum an markante tektonische Lineationen gekoppelt sind (Abb. 9 und 11). Vor allem im westlichen Buchtbecken ist das Riffwachstum nahezu ausschließlich an die steilen Hänge der Bucht-ränder gebunden, die sich über den Sedimentationsspiegel des Buchtbeckens erheben. Das Riffwachstum erfolgt hier linienhaft entlang eines präexistente tektonisch modulierten Reliefs. Das tektonische Inventar ist zudem für die raschen Fazieswechsel von karbonatdominierten in siliziklastische Bereiche verantwortlich. Beispiele hierfür sind die Gebiete Hospital Point oder das Coco Key-Riff, die tektonisch modulierte Intrabeckenhochzonen darstellen.

Im östlichen Buchtbecken stellt sich die Situation etwas anders dar. Das Riffwachstum und die nachfolgenden Verlandungsstadien erfolgen hier flächenhaft. Die beteiligten Organismenassoziationen (*Porites furcata*, *Thalassia testudinum* und *Rhizopora mangle*) sind niederdiverser und zeigen ein hohes Aggradationspotential.

Die im östlichen Buchtbecken niedergebrachten Bohrungen 2 und 3 zeigen im Vergleich zu heute eine höhere Korallendiversität und belegen dadurch gute Umweltbedingungen in der Vergangenheit. Ein präexistente plattformartiges Relief, eine geringe Wassertiefe (gute Durchlichtung) und eine im Vergleich zum westlichen Buchtbecken niedrige Sedimentationsrate ermöglichten hohe Akkumulationsraten durch Sedimentfänger wie *Porites furcata*, Seegraswiesen und später durch ausgedehnte Mangrovenwälder.

Das Riffwachstum kommt hier aber über ein Pionier-Stadium nicht hinaus, die Sedimentakkumulation erfolgt in „mounds“.

Die Bohrungen 2 und 3 zeigen auch, dass *Porites furcata* den größten Anteil am Aufbau der mound-artigen Riffstrukturen im östlichen Buchtteil hat. In den ausgedehnten Flachwasserzonen ist *Porites furcata*, aufgrund seiner Fähigkeit auch eine reduzierte Salinität ertragen zu können (MANZELLO & LIRMAN, 2003), gegenüber anderen Scleractiniern im Vorteil. Daher war und ist die Art für die Besiedlung der Flachwasserbereiche östlich der Isla Cristóbal hervorragend angepasst.

Kennzeichnet für die Bahía Almirante, etwa im Vergleich zum Gebiet um Cayos Zapatilla oder zu den Riffen von Cahuita/Costa Rica, ist die von der offenen Karibik abgeschlossene Lage. Da das Buchtbecken der Bahía Almirante durchschnittlich etwa 10 m tiefer als die Verbindungskanäle liegt, etabliert sich in den niederschlagsreichen Monaten eine Schichtung des Wasserkörpers. Wie in Kapitel 3 erläutert, tritt bis etwa 6 m Tiefe eine Salinitätsreduktion auf, was dazu führt, dass in den oberflächennahen Wasserschichten bis 6 m Tiefe die Salinität im Vergleich zur offenen Karibik um etwa 1 ‰ erniedrigt ist (GRAML, 2000). Andererseits schirmt vor allem die Insel Colón die Bucht vor der Schwebstofffracht des Rio Changuinola ab und unterbindet zumindest teilweise das Eindringen von Sediment, auch in Form von Resuspension, welches auf dem flachen Schelf durch die Wellentätigkeit wieder mobilisiert wird.

Was die Ozeanographie der Bucht betrifft, so kommt den beiden Verbindungskanälen Canal de Boca del Drago und Canal de Bocas del Toro eine entscheidende Rolle zu. Aufgrund der Subsidenz in den Kanälen, die nach PHILIPS & BUSTIN (1996) schubweise als coseismische Senkung erfolgt, ist eine Vertiefung der Kanalsohlen die Folge. Die coseismische Subsidenz während des Erdbebens von 1991 erreichte in den Kanälen ein Betrag von bis 70 cm (CAMACHO & VIQUEZ, 1994). Da nach PIAFKER & WARD (1992) und CAMACHO & VIQUEZ (1994) derartige Ereignisse im Backarc alle 100 bis 200 Jahre stattfinden, muss folglich der ozeanische Einfluss seit der Flutung der Bucht bis in die jüngste Vergangenheit durch die Vertiefung und Verbreiterung der Kanalquerschnitte schubweise zugenommen haben. Dazu kommt, dass der holozäne Meeresspiegelanstieg, der nach TOSCANO & MACINTYRE (2003) etwa 1 m in den letzten 3000 Jahren betrug, den Zustrom in die Bucht ebenfalls verstärkt haben dürfte.

Hinweise darauf, dass der Wasserkörpers der Bucht in der Vergangenheit Veränderungen unterworfen war, liefern die $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenuntersuchungen (Kapitel 7.1). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopendaten von KB 3 und BG 28 belegen über den gesamten Kernabschnitt einen Rückgang der Wassertemperaturen von 0,75°C beziehungsweise 2,25°C. Ebenso nimmt die Salinität um 0,33 ‰ beziehungsweise 1,13 ‰ zu. KB 20 dagegen, verzeichnet sowohl eine leichte Temperaturzunahme um 0,45°C als auch eine Salinitätsabnahme um 0,2 ‰.

Die Salinitätszunahme und die parallel verlaufende Temperaturabnahme, vor allem bei BG 28 aus 13,4 m Tiefe, könnte ein Hinweis dafür sein, dass sich der Zustrom von kühlerem Karibikwasser mit einer höheren Salinität in die Bucht intensiviert hat. Bei KB 3 aus 3,4 m Wassertiefe tritt derselbe Effekt auf, wenn auch in stark abgeschwächter Form. Dies ist im Zusammenhang mit der Tiefenlage von KB 3 zu sehen, hier mischt sich das leichtere, weil stärker ausgesüßte Oberflächenwasser mit dem schwererem Tiefenwasser, welches eine höhere Salinität aufweist.

Die Sedimentkerne liefern ebenfalls Hinweise, dass der Instrom in die Bucht zugenommen hat. So nimmt der der TOC-Gehalt zur Oberfläche hin zu. Parallel dazu nehmen einerseits Siliziklastikaanteile zu und andererseits Karbonatanteile ab. Da jedoch bei den Sedimentkernen keine Altersstellung bekannt ist kann für diese Veränderungen ein anthropogener Einfluss nicht ausgeschlossen werden. Da aber auch jüngere Kernabschnitte diese Trends zeigen, ist davon auszugehen, dass auch darin anthropogene Einflüsse enthalten sind und dabei die bereits vorhandenen natürlichen Trends weiter verstärken.

Bei den Bohrungen 1 und 3 kann aufgrund der Alterstellung ein anthropogener Einfluss aber ausgeschlossen werden (Kapitel 5). Die Korngrößenanalyse beider Bohrungen zeigt eine Zunahme der Feinfraktion nach oben hin, was auf eine Intensivierung des terrigenen Eintrags zurückgeführt werden kann. Zudem zeigt auch Bohrung 3 eine deutliche Zunahme des TOC-Gehalts. Die wahrscheinlichste Ursache ist ein verstärkter Instrom von Suspension über den Canal de Boca del Drago in die Bucht.

Als weitere Erklärungsmöglichkeit ist, neben einer Vertiefung der Kanalsohle, dass eine regionale Niederschlagszunahme den Ausstoß von Sedimentwolken durch den Rio Changuinola verstärkt hat, was wiederum zu einer Intensivierung des terrigenen Eintrags in die Bucht geführt haben könnte. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopendaten von KB 20 zeigen über die gesamte Kernlänge eine leichte Salinitätsreduktion im Flachwasser, was auf eine Niederschlagszunahme zurückgeführt werden kann.

8.2 Schwankungen der Artzusammensetzung als Ergebnis tektonischer und ozeanographischer Veränderungen

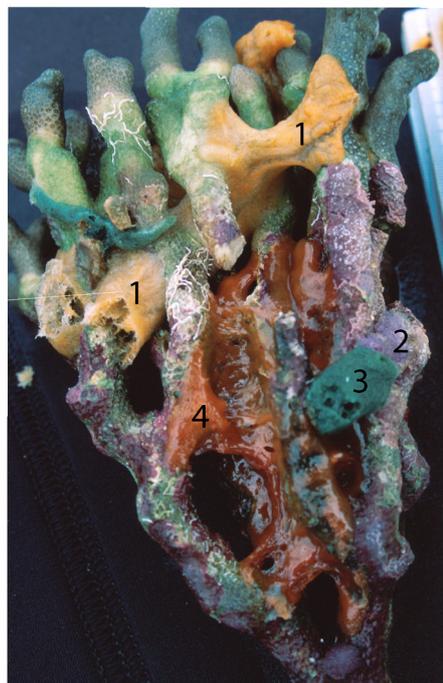
Veränderungen der Tiefenlage der Chemokline, ausgelöst durch einen verstärkten Instrom oder Niederschlagsschwankungen, bieten Erklärungsmodelle für Schwankungen der Scleractinierzusammensetzung, die von ARONSON et al. (2004) und in eigenen Bohrungen festgestellt wurde. Die Bohrungen belegen in den Riffen der Bahia Almirante (im Tiefenbereich zwischen 1 und 6 m) eine überwiegende Dominanz durch *Porites furcata*, die aber zeitweise vor allem durch *Agaricia tenuifolia* unterbrochen wurde.

In diesem Zusammenhang sind ARONSON et al. (2004) der Meinung, dass in der Bahia Almirante während der letzten Jahrzehnte ein vergleichbarer Prozess wie in Belize stattfindet, bei dem die bisher am stärksten verbreitete Art *Acropora cervicornis* durch *Agaricia tenuifolia* ersetzt wird. Dort wird als Ursache für den steilen Niedergang von *Acropora cervicornis* die Weißbandkrankheit vermutet, die in den späten achziger Jahren die Bestände befallen hatte. Offenbar war *Agaricia tenuifolia* anschließend in der Lage die frei gewordenen Flächen innerhalb kurzer Zeit zu besetzen. Nach Ansicht von ARONSON et al. (2004) findet in jüngster Vergangenheit in der Bahia Almirante ein vergleichbarer Prozess statt, bei dem *Porites furcata* durch *Agaricia tenuifolia* verdrängt wird. Ursachen sind nach ARONSON et al. (2004) eine Zunahme der Wassertrübung, eine reduzierte Durchlichtung und eine erhöhte Nährstoffkonzentration in den letzten Jahrzehnten. Sie führten zu für *Porites furcata* ungünstigen Umweltbedingungen in den mittleren Wassertiefen, welche nun von *Agaricia tenuifolia* besiedelt werden.

Die Ergebnisse der Bohrungen 1 bis 3 zeigen aber, dass auch in der Vergangenheit *Agaricia tenuifolia* nur vorübergehend zunahm, danach *Porites furcata* wieder dominierend war. Aufgrund der Altersstellung der betreffenden Bohrabschnitte kann eine anthropogene Ursache für die Veränderungen der Artenzusammensetzung ausgeschlossen werden. Da *Porites furcata* aufgrund seiner Unempfindlichkeit gegenüber einer Salinitätsreduktion (MANZELLO & LIRMAN, 2003) vor allem das Flachwasser bis etwa 3 m Tiefe besiedelt, ist es denkbar, dass eine temporäre Salinitätszunahme, den Lebensraum einschränkte. Die frei werdenden Flächen wurden dann von *Agaricia tenuifolia* eingenommen. In den Abschnitten der Bohrung, in denen *Porites furcata* stark zurückgeht nimmt gleichzeitig die Scleractinierdiversität zu (Kapitel 6). Das wird als Hinweis auf eine Situation mit normaler Salinität interpretiert, was dazu führte, dass die Dominanz von *Porites furcata* unterbunden wurde. Im weiteren Verlauf ging *Agaricia tenuifolia* zurück und *Porites furcata* übernahm wieder die bestimmende Rolle im Flachwasser. Verantwortlich dafür könnte wiederum eine Salinitätsreduktion sein. Weitere Gründe warum *Agaricia tenuifolia* im Flachwasser *Porites furcata* nicht ersetzt, liegen nach ARONSON et al. (2004) in der größeren Empfindlichkeit gegenüber "bleaching" aufgrund von Temperaturerhöhungen und einer größeren UV-Empfindlichkeit.

Ein zusätzlicher Faktor, der die Dominanz von *Porites furcata* im Flachwasser sowohl im niederenergetischen Stillwasser als auch in mittelstarker Brandung begünstigt, ist das Auftreten von gerüststabilisierenden Schwämmen. Bestimmte Schwammarten wie *Mycale laevis* oder *Mycale unguifera* sowie koloniale Seeanemonen (*Palythoa* sp. und *Zoanthus* sp.) machen den mit Abstand grössten Teil der Biomasse aus, die sich zwischen den ästigen Kolonien von *Porites furcata* befindet.

Auf diese Weise fixieren und stabilisieren Krustenschwämme grossflächig die Kolonien (SARIC, 1996). Das damit entstehende stellenweise flexible Gerüst führt zu einer erhöhten Wellenresistenz, die es *Porites furcata* ermöglicht, auch in Bereichen mit hoher Wellenenergie, wie etwa dem Coco Key-Riff zu siedeln. In Gebieten mit hoher Wellenenergie sind die Gerüstzwischenräume der Poritesrasen stark mit Schwämmen und Zoanthiden zugewachsen. Dagegen nimmt ihre Besiedlungsdichte im Gerüst in Gebieten mit schwacher Wellenenergie ab. Weiterhin ist innerhalb des *Porites*-Gerüsts eine stockwerksartige Besiedlungsstruktur festzustellen. Der Bewuchs durch Schwämme und Zoanthiden tritt nur



- 1 *Mycale laevis*
- 2 *Niphates erecta*
- 3 *Xestospongia rosariensis*
- 4 *Mycale unguifera*

Abb. 117: Crustose Schwämme im Poritesgerüst (VON GLASNER & SCHMIDT, 2002).

im oberen Drittel der fächerförmigen Kolonien auf. Der untere Bereich ist ausschliesslich durch crustose coralline Algen, Bryozoen und Foraminiferen dominiert. Vor allem crustose coralline Algen übernehmen in diesem Abschnitt die Rolle des Stabilisators indem sie die Äste miteinander zementieren. Von der in den

Poritesrasen häufig auftretenden Schwammart *Mycale laevis* ist eine symbiontische Beziehung mit *Montastrea annularis* bekannt, in der der Schwamm die Koralle vor Bohrschwämmen schützt. Vergleichbares ist auch hier denkbar, da so gut wie keine Bohrschwämme in den Poritesrasen beobachtet wurden.

Im Gegensatz zu *Porites furcata* sind bei *Agaricia tenuifolia* kaum crustose Schwämme zwischen den Kolonien vorhanden. Somit erreicht *Agaricia tenuifolia* nicht die notwendige Gerüststabilität, die es ermöglicht, beispielsweise die hochenergetischen Abschnitte des Coco Key-Riffs zu besiedeln. Zwar sind nach CHORNESKY (1991) genetisch unterschiedliche Kolonien von *Agaricia tenuifolia* fähig, ineinander zu wachsen und dadurch fest verankerte Formen auszubilden, die eine erhebliche Wellenresistenz aufweisen. Jedoch konnte dieser Prozess in der Bahia Almirante nicht beobachtet werden.

Agaricia tenuifolia ist nur untergeordnet in den niederenergetischen und getrübten Lagunenbedingungen, wie sie in der Laguna Bocatorito oder im Mangrovengürtel vorliegen, vertreten. *Porites furcata* dominiert dort das Flachwasser, in den tieferen Bereichen nimmt *Agaricia tenuifolia* flächenmäßig nur geringe Teile ein. Möglicherweise ist hier nicht ausreichend Hartsubstrat vorhanden.

8.3 Eutrophierung und Sedimenteintrag

VON GLASNER & SCHMIDT (2002) stellten zwischen der westlichen und östlichen Seite des Coco Key-Riffs Verteilungsunterschiede zwischen *Porites furcata* und *Agaricia tenuifolia* fest. Dabei ist *Agaricia tenuifolia* auf der westlichen, strömungszugewandten Seite stärker vertreten als auf der östlichen. Aber *Porites furcata* nimmt eindeutig die Flachwasserbereiche mit einer relativ hohen Wasserenergie ein. Nach SEBENS et al. (2003) wächst *Agaricia tenuifolia* schnell im getrübtem, nährstoffreichem Wasser unter niederenergetischen Lagunenbedingungen. Diese sind überwiegend an der Westseite des Coco Key-Riffs vorhanden. Ursache sind die Sedimentfahnen und Nährstoffe, die über den Canal de Boca del Drago in die Bucht gelangen und auf das Coco Key-Riff auftreffen (siehe auch Kapitel 3). Süßwasserlinsen, die durch den Rio Changuinola eingetragen werden und über Strömungen in die Bucht driften, begünstigen das dominante Wachstum von *Porites furcata* in den oberflächennahen Wasserschichten.

Die relativ hohe Wellenenergie am Coco Key-Riff bewirkt, dass eine Sedimentation der Feinfraktion im Flachwasser, wo *Porites furcata* und *Agaricia tenuifolia* siedeln, verhindert wird. Dagegen steht der bevorzugte Siedlungsraum von *Montastrea annularis*, also die niederenergetischen Plattformen ab etwa 7 m Tiefe, unter einem starken Einfluss der terrigenen Feinfraktion. Das Ergebnis ist ein großflächiges Absterben von *Montastrea annularis*. Auf der, vom Sedimentanfall vergleichsweise unbelasteten und niederenergetischen Südseite der Insel Colón, ist die Art dagegen relativ gesund. Am Coco Key-Riff beschreiben VON GLASNER & SCHMIDT (2002) das massenhafte Vorkommen von Schlangensterne der Arten *Ophiotrix suensonii* und *Ophiocoma echinata* und zählten in 1,2 m Wassertiefe bis zu 380 Exemplare auf einem Quadratmeter. Dabei wurden nur die Individuen erfasst, die an der Oberfläche zu sehen waren. Da sich viele Exemplare auch innerhalb des *Porites*-Riffgerüsts aufhalten und nachtaktiv sind, gehen VON GLASNER & SCHMIDT (2002) von mindestens 600 Exemplare auf einem Quadratmeter aus. Das

massenhafte Vorkommen von Ophiuren ist ein Indikator für ein hohes Nährstoffangebot. Ursache ist die, auf das Coco Key-Riff auftreffende nährstoffreiche Strömung (Abb. 22), die zudem die Resuspension und laterale Advektion von nährstoffreicher Suspension begünstigt. Das hohe Nährstoffangebot begünstigt einerseits Suspensionsfresser wie Schlangensterne und schadet Arten wie *Porites furcata* und *Agaricia tenuifolia* nicht, wirkt sich aber andererseits nachteilig auf *Montastrea annularis* aus.

Nährstoffe und Eutrophierung

Indirekte Belege für eine hohe Nährstoffkonzentration sind die hohen Chlorophyll a-Gehalte. Zwar ist nach STRI-MESP (2003) der Nitratgehalt über das ganze Jahr hinweg mit max. 0,8 µm/l niedrig, aber CARRUTHERS (2003) geht für die Bahia Almirante von überdurchschnittlichen Nitratgehalten aus. Die hohen Chlorophyll a-Gehalte, die niederschlagsabhängig im Jahresgang zwischen 1,0 mg/m³ und 3,0 mg/m³ schwanken (DEA & JACKSON, 2002), sprechen für eine überdurchschnittliche Nährstoffzufuhr. Somit kann die Bahia Almirante im Sinne von HALLOCK (2001) als mesotroph bis eutroph eingestuft werden (siehe auch Kapitel 3).

Mit einer der Eutrophierung ist häufig auch eine Zunahme der Bioerosion verbunden (RISK et al, 1995). Das zeigt sich bei der Verteilung des Bohrschwammes *Cliona delitrix*, der überwiegend nur innerhalb der Bucht und nicht an den der offenen Karibik zugewandeten Seiten des Archipels beobachtet wurde. Auch innerhalb der der Bahia Almirante ist ein verstärktes Auftreten von *Cliona delitrix* in den Bereichen zu beobachten, die aufgrund ihrer isolierten Lage stärker eutrophiert sind, beispielsweise die Laguna Bocatorito. Die hohe Bioerosionsrate an diesen Standorten verhindert die Ausbildung eines festen Riffgerüsts, wie es etwa an der Südseite der Isla Colón vorhanden ist.

Bei Annahme einer anthropogen verursachten Eutrophierung in den letzten 100 Jahren können für den davorliegenden Zeitraum wenigstens mesotrophe bis oligotrophe Bedingungen angenommen werden. Diese Bedingungen müssen vorhanden gewesen sein, da beispielsweise an der Südseite der Isla Colón *Montastrea annularis*-Riffgerüste entwickelt sind, die nur unter oligotrophen Bedingungen hätten entstehen können. Nach HALLOCK (2001) kann sich ein rigides Riffgerüst erst unterhalb einer Chlorophyll a-Konzentration von 0,3 mg/m³ entwickeln. Das dürfte auch die Ursache sein, warum in mangroven-dominierten Bereichen wie der Laguna Bocatorito kein rigides Riffgerüst wie an der Südseite der Isla Colón entwickelt ist. Die relativ hohen TOC-Gehalte in den Sedimentkernen aus der Laguna Bocatorito belegen eine konstant hohe Zufuhr von organischem Material und lassen auf hohe Nährstoffgehalte schließen. Da auch die Bohrungen aus den Mangroveninseln einen vergleichbaren Trend zeigen, kann aufgrund der Altersstellung eine anthropogene Ursache zumindest in diesen Gebieten ausgeschlossen werden.

In der offenen Bucht dürfte unter den heutigen Bedingungen die Entwicklung rigider Riffgerüste nur schwer möglich sein. Der hohe Eintrag terrigener Feinfraktion, die verstärkte Nährstoffzufuhr und die Eutrophierung sprechen dagegen. Zudem erhöhen diese Faktoren die Sterblichkeit von Korallenlarven (TE, 1992; WITTENBERG & HUNTE, 1992). Nach SAMMARCO (1996) haben hohe Nitratkonzentrationen auch auf die Entwicklung der Korallenlarven denselben negativen Effekt wie die Zunahme der Wasser-

temperaturen. Stattdessen haben sich Korallenrasen bzw. Korallenteppiche etabliert, die von angepassten Arten wie *Porites furcata* und *Agaricia tenuifolia* dominiert werden und lockere Riffgerüste bilden.

Auch die reduzierte Durchlichtung wirkt sich auf das Korallenwachstum aus. Die ermittelten niedrigen Wachstumsraten (Kapitel 7.1) sind darauf zurückzuführen. Es besteht in einzelnen Kernabschnitten ein auffälliger Zusammenhang zwischen niedrigen Wachstumsraten einerseits und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopendaten andererseits, die eine Salinitätsreduktion und eine Wassertemperaturerhöhung anzeigen. Diese Bereiche lassen sich mit Bändern korrelieren, die vermutlich durch das Einlagern terrigener Feinfraktion entstanden sind. Dies lässt auf regelmäßige Ereignisse schließen, bei denen die Bucht einem starken Süßwassereinfluss in Verbindung mit einer Erhöhung der Wassertemperatur und einem starkem Sedimenteintrag unterworfen war.

Der erhöhte Sedimenteintrag bedeutet für die Korallen einen gesteigerten Energieaufwand, um Sedimentpartikel von der Oberfläche zu entfernen. Auch die reduzierte Salinität hat zusätzlichen Stress zur Folge. All das kann zu niedrigem Korallenwachstum führen (HUDSON, 1981; CORTÉS & RISK, 1985; TORRES & MORELOCK, 2002). Zudem werden in Gebieten mit hohen TOC-Gehalten geringere Wachstumsraten der Korallen beobachtet als in Gebieten mit niedrigen TOC-Gehalten (TOMASCIK & SANDER, 1985). Arten wie *Siderastrea siderea* sind dafür bekannt, sehr effektiv Sedimentpartikel von der Kolonieoberfläche zu entfernen (TORRES & MORELOCK, 2002). So stellten TORRES & MORELOCK (2002) bei dieser Art keinen Rückgang der Wachstumsrate und keinen Rückgang in der Bedeckung in Gebieten mit starker Sedimentbelastung fest.

Aber die Notwendigkeit ständig Sediment von der Oberfläche entfernen zu müssen, kann viel Energie kosten und sich negativ auf die Wachstumsraten auswirken. Es wäre also ein hoher Anteil von HD-Bändern zu erwarten. Tatsächlich ist der Anteil der HD-Bänder sehr hoch, was auch angesichts der ermittelten

geringen Wachstumsraten nicht überraschend ist. Die niedrige Salinität am Standort von KB 20 kann auch eine Ursache, der im Vergleich zu KB 3 noch niedrigeren Wachstumsrate sein. Im Vergleich dazu liegen die Wachstumsraten von *Siderastrea siderea* aus dem Galeta-Riff, Karibikküste Panama mit 7,6 mm/Jahr (April 1991 bis März 1992) deutlich über den Wachstumsraten von *Siderastrea siderea* aus der Bahia Almirante. In einem 10-Jahres Zeitraum von 1976 bis 1986 betrug die Wachstumsrate für das gleiche Riff etwa 5,2 mm/Jahr (GUZMAN & TUDHOPE, 1998). Aber auch im Vergleich mit anderen Gebieten sind die Wachstumsraten sehr niedrig. Dies scheint ein Ergebnis der speziellen Situation Bahia Almirante zu sein. In der Karibik wurde seit Mitte des letzten Jahrhunderts ein Rückgang der Wachstumsarten beobachtet (SWART et al, 1996) was wohl auf die Verschlechterung der Umweltbedingungen und den damit verbundenen Stress in weiten Teilen der Karibik zurückzuführen ist.

Ort	mm/a
Bahia Almirante, KB 3	1,2
Bahia Almirante, BG 28	0,8
Bahia Almirante, KB 20	1,6
SOROKIN (1995)	2 bis 5
Puerto Rico, TORRES & MORELOCK (2002)	3,5 bis 4,3
Galeta-Riff, GUZMAN & TUDHOPE (1998)	5,2 bis 7,6

Tab. 15: Wachstumsraten von *Siderastrea siderea* (KB 3, BG 28 und KB 20) im Vergleich.

Unter normalen Bedingungen belaufen sich die Wachstumsraten von *Montastrea annularis* in Tiefen zwischen 5 und 15 m Wassertiefe auf 7 bis 10 mm/Jahr, mit zunehmender Wassertiefe gehen die Werte rasch auf bis zu 2 mm/Jahr zurück (HUSTON, 1985). Für *Montastrea annularis* scheinen im Flachwasser der Bucht noch tolerierbare Bedingungen vorhanden zu sein, aber in größerer Tiefe ist ein massives Absterben wie etwa am Coco Key-Riff zu beobachten. Eine Ausnahme bei den massiven Wuchsformen stellt auch hier *Siderastrea siderea* dar. Ein Trend zu crustosen oder flächig wachsenden Formen, die auch unter reduzierten Durchlichtungsbedingungen existieren können, kann sich in der Bahia Amirante nicht etablieren, da sich der dortige hohe siliziklastische Eintrag der Feinfraktion wohl negativ auf diese Wuchsformen auswirkt. Ein Rückgang der Karbonatproduktion ist in mesotrophen bis eutrophen Milieus wie der Bahia Almirante wahrscheinlich und wird verursacht durch den Rückgang bisher wichtiger riffbildender Arten wie *Montastrea annularis*, *Acropora palmata* oder *Acropora cervicornis*. Eine Kompensation erfolgt durch die Dominanz schnellwüchsiger und/oder anpassungsfähiger Arten wie *Porites furcata* oder *Agaricia tenuifolia* sowie *Siderastrea siderea*.

8.4 $\delta^{15}\text{N}$ und heterotrophe Ernährung

Neben den bereits aufgeführten Vorteilen, die es *Porites furcata* und *Agaricia tenuifolia* ermöglichen mit dem erhöhten Sediment- und Nährstoffeintrag sowie der Salinitätsreduktion besser zurechtzukommen als klassische karibische Riffbildner wie *Montastrea annularis*, kann die Art der Ernährung einen weiteren Wettbewerbsvorteil verschaffen. Die N-Isotopenuntersuchungen zeigen, dass die erfolgreichsten Arten wie *Porites furcata*, *Agaricia tenuifolia* und *Siderastrea siderea* eine starke heterotrophe Ernährungskomponente zeigen. Die niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte werden durch eine dominant heterotrophe Ernährung hervorgerufen, weil unter reduzierten Lichtverhältnissen weniger Stickstoff assimiliert wird und die Fraktionierung zunimmt (HEIKOOP et al., 1998). Für eine stark heterotrophe Lebensweise sprechen zudem die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aufgrund einer geringeren Kohlenstoffproduktion, die durch die reduzierte Photosyntheseaktivität der Zooxanthellen verursacht wird. Es besteht aber auch die Möglichkeit, dass leichtes $\delta^{15}\text{N}$ terrigener Herkunft zu den niedrigen Werten beiträgt, ebenso ist zu beachten, dass $\delta^{13}\text{C}$ mit niedrigen Werten auch aus terrestrischen C-Quellen stammen kann, die Werte von etwa -27 ‰ aufweisen.

Ein Überangebot von gelöstem anorganischen Stickstoff, wie ihn CARRUTHERS (2003) für die Bahia Almirante annimmt, führt dazu, dass die Symbionten nicht unbedingt auf den Korallenpolyp als Nitratquelle angewiesen sind und daher dem Wirt auch weniger Stoffwechselprodukte zur Verfügung stellen. Ein Rückgang der Wachstumsraten ist die Folge, zudem ist der Korallenpolyp gezwungen, sich verstärkt heterotroph zu ernähren.

Interessanterweise zeigen die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte der untersuchten Korallenarten aus der Bahia Almirante je nach Wuchsform unterschiedliche Werte. Massive Formen wie *Siderastrea siderea* oder *Montastrea annularis* weisen eher schwerere Werte auf. Dagegen zeigen ramose Formen wie *Porites furcata*, *Madracis mirabilis* und foliose Formen wie *Agaricia tenuifolia* vergleichsweise leichte Werte (Kapitel 7.1). MILLS et al. (2004) zeigen, dass PM (Particulate Matter) bei 3 von 4 untersuchten Korallenarten als Stickstoffquelle genutzt wird. Je nach Art und Wuchsform variiert aber die Aufnahme von PM. Die massiv

wachsende Art *Montastrea franksi* zeigt dabei die höchste Aufnahme von PM, während die ästige Art *Madracis mirabilis* keine messbare Aufnahme zeigt. MILLS et al. (2004) führen das auf die Ernährungsweise von *Madracis mirabilis* zurück, die sich offenbar auf die Aufnahme von Zooplankton oder DIN spezialisiert hat, im Gegensatz zu *Montastrea franksi* spielen bei *Madracis mirabilis* POM oder PM keine Rolle.

Auf dieser Grundlage ist anzunehmen, dass bei der heterotrophen Erklärung verschiedene Faktoren wirksam sind, die sich, je nach Art und Standort in unterschiedlichen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten widerspiegeln. Von Bedeutung sind:

1. die Art und Herkunft der Nahrung (POM, PM, Zooplankton)
2. die Wuchsform
3. der Ernährungsmodus, also via Tentakel oder Mucus (MILLS et al., 2004)

Denkbar ist, dass aufgrund eines intensiven Nährstoffeintrags, vor allen durch Düngemittel aus der Landwirtschaft (CARRUTHERS, 2003), einige Nährstoffe in bestimmter Form im Überfluss in die Bucht eingetragen werden. Arten wie *Agaricia tenuifolia*, *Siderastrea siderea* oder *Porites furcata* kommen offenbar relativ gut damit zurecht, was sich in den niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten widerspiegelt. Der Erfolg einer Art hängt nicht nur Nahrungsangebot, sondern auch von der Art der Nahrungsquelle ab.

In diesem Zusammenhang ist auch zu beachten, dass der Ernährungsschwerpunkt von *Porites furcata* saisonalen Schwankungen unterworfen sein könnte. So ist nach ANTONIUS (2000) in der Trockenzeit aufgrund der höheren Windgeschwindigkeiten eine erhöhte Wellentätigkeit und damit auch eine verstärkte Abrasion gegeben. Daher dürfte die heterotrophe Ernährungskomponente über die Tentakel geringer ausfallen, da die höhere Wasserturbulenz aufgrund größerer Windgeschwindigkeiten eine heterotrophe Nahrungsaufnahme mittels Tentakel erschwert. In der Regenzeit ist die Situation umgekehrt. Die geringe Wasserturbulenz aufgrund niedrigerer Windgeschwindigkeiten begünstigt eine heterotrophe Nahrungsaufnahme, da die Tentakel öfters außen sein können (ANTONIUS, 2000). Aufgrund der erhöhten Wolkenbedeckung in der Regenzeit ist zudem die Symbiontenaktivität reduziert. Als Ergebnis sind unter diesen Umständen niedrigere Wachstumsraten im Vergleich zur Trockenzeit zu erwarten. Daher wäre auch zu erwarten, dass die saisonalen Muster unterschiedliche $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zur Folge haben.

Die Verbreitung von *Porites furcata*, *Agaricia tenuifolia* und *Siderastrea siderea* zeigt, dass diese Arten offenbar durch verschiedene Anpassungen in der Lage sind, Nischen und frei werdende Habitate zu besiedeln, in denen die meisten anderen Scleractinier nicht oder nicht mehr in der Lage sind zu wachsen. Wie die Bohrungen zeigen, haben sich in der Vergangenheit, auch ohne anthropogene Beeinflussung, Prozesse abgespielt, bei denen vorübergehend Arten durch andere Arten ersetzt wurden.

Ursache der Prozesse waren möglicherweise, neben Salinitätsschwankungen, Veränderungen der Nährstoffflüsse, die beispielsweise über Niederschlag und terrigenen Eintrag gesteuert wurden. Sie sind somit mitverantwortlich für Schwankungen der Artenzusammensetzung, die in den Bohrungen sichtbar werden.

Wie die Dominanz von *Porites furcata* in den Bohrkernen zeigt, wurden bestimmte Lebensräume bevorzugt von dieser Art eingenommen. Sobald aber Umweltveränderungen die Standortvorteile von *Porites furcata* aufhoben, wanderten auch andere Scleractinier in diese Bereiche ein, was eine Diversitätszunahme zur Folge hatte.

In diesem Fall wurde, durch sich verbessernde Umweltbedingungen, ein niederdiverser Korallenrasen durch eine komplexere, höherdiversere Riffgemeinschaft ersetzt. Aber aufgrund der speziellen Bedingungen in der Bahia Almirante hatten die Gemeinschaften, vor allem in den Mangrovegebieten, keinen langen Bestand und wurden wieder durch *Porites furcata* ersetzt.

Die anthropogene Beeinflussung der letzten Jahrzehnte schränkt den Lebensraum für komplexe hochdiverse Riffgemeinschaften in der Bahia Almirante zusehends ein. Das Coco Key-Riff mit den großflächig abgestorbenen *Montastrea annularis*-Kolonien ist dafür ein gutes Beispiel. Die Gebiete, die für die meisten Arten ungünstigen Umweltbedingungen aufweisen, wie etwa die Laguna Bocatorito, erfassen zusehends größere Abschnitte der Bucht. Die Problematik des Nährstoffeintrags und die damit verbundene reduzierte Durchlichtung dürfte die Riffe großflächig negativ betreffen, während der Grad der Sedimentationsbelastung je nach Standort unterschiedlich ist. Begünstigt sind dabei Lagen, die im Strömungsschatten liegen, beispielsweise die Südseite der Insel Colón oder die Ostseite der Insel Cristóbal.

Wie schon in der Vergangenheit mehrmals im Rahmen natürlicher Prozesse geschehen, sind es diesmal anthropogene Faktoren, die nun großflächig den Übergang von klassischen, hochdiversen und gerüstdominierten Korallenriffen zu niederdiversen Korallen-Schwamm-Assoziationen und Korallenrasen bewirken (vorausgesetzt der Sediment- und Nährstoffeintrag bleibt auf einem hohen Niveau). Aufgrund der reduzierten Durchlichtung tritt eine Veränderung in der Tiefenzonierung auf und der Schwerpunkt des Riffwachstums verlagert sich in die relativ gut durchlichteten Flachwasserbereiche. Die *Montastrea annularis*-Kolonien unterhalb 7 m Wassertiefe sind im Niedergang begriffen, parallel dazu erfolgt eine Zunahme des Schwammwachstums und der Schwammdiversität sowie eine verstärkte Bioerosion durch Bohrschwämme.

Aufgrund des hohen Aggradationspotentials von *Porites furcata*, *Thalassia* und der Mangrovenvegetation werden, wahrscheinlich in relativ kurzer Zeit, Bereiche von der offenen Bucht abgetrennt, wo dann andere Nährstoff- bzw. ozeanographische Bedingungen wirksam sind. Als Modell kann dafür der Verlandungsprozess in der Laguna Bocatorito herangezogen werden. Dieser Prozess ist im östlichen Buchtbecken im Gange und wird im Laufe der Zeit auch auf den westlichen Buchteil übergreifen.

9. Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich herzlich bei allen bedanken, die mich bei der Durchführung der vorliegenden Arbeit unterstützt haben.

Dank an Prof. Dr. **Reinhold Leinfelder** (Ludwig-Maximilians-Universität München) und Prof. Dr. **Hartmut Seyfried** (Universität Stuttgart) unter deren Leitung diese Arbeit durchgeführt worden ist und die zugleich die beiden Geländeaufenthalte finanzierten. Mein besonderer Dank gilt dabei Prof. Dr. **Hartmut Seyfried** für die fortwährende Unterstützung und für die Bereitstellung eines weiteren Arbeitsplatzes am Institut für Geologie in Stuttgart. Das GeoBio-Center^{LMU} stellte die Geländeausrüstung und Probenahmegeräte zu Verfügung.

Weiterhin möchte ich mich bei Dipl.-Geol. **Florian von Glasner** für die kompetente Hilfestellung bei den Grafiken und bei Dipl.-Geol. **Michael Schmidt** für das Korrekturlesen bedanken. Das gilt auch für den gemeinsamen Geländeaufenthalt in Panamá, der sich durch eine effektive und konstruktive Teamarbeit auszeichnete.

Dank gebührt auch Dr. **Ulrich Struck** (Ludwig-Maximilians-Universität München) für die Durchführung der Isotopenanalysen und für die Anregungen und Tipps bei den Manuskripten der Isotopenkapitel.

Herzlichen Dank auch an Dipl.-Geol. **Hans-Jörg Niederhöfer** (Naturkundemuseum Stuttgart) für die Bestimmung der Mollusken.

Dank an Dr. **Helmut Lehnert** für die Bestimmung der Schwammproben.

Francisca Vera Garcia (Universität Stuttgart) danke ich für die Durchführung der Fotoarbeiten.

Frau Dr. **Bosnijakovic** vom städtischen Krankenhaus Sindelfingen sei für das Ermöglichen der Röntgenaufnahmen der Korallenbohrkerne gedankt.

Dank auch an das Institut für Ostseeforschung Warnemünde für die Bereitstellung des Kolbenlots.

Ferner bedanke ich mich auf das bei folgenden Personen aus Bocas del Toro: **Guillermo Grimac** für die Mithilfe an der Organisation des Probenverkehrs und bei **Angel Gonzales Diaz** für die Unterkunft und logistische Unterstützung.

Den Mitarbeitern der Chiquita-Company in Almirante (Bocas del Toro, Panamá) danke ich für die große Hilfsbereitschaft und die Möglichkeit, das umfangreiche Probenmaterial kostenlos nach Deutschland zu verschiffen.

10. Literatur

- ABBOTT, R.T. & DANCE, S.P. (1986): Compendium of seashells - a color guide to more than 4200 of the world's marine shells. - 411, Melbourne, Florida.
- ACEVEDO, R., MORELOCK, J. & OLIVIERI, R.A. (1989): Modification of coral reef zonation by terrigenous sediment stress. - *Palaios* **4**/1: 92-100, Tulsa.
- ALLDREDGE, A.L., & SILVER, M.W. (1988): Characteristics, dynamics and significance of marine snow. - *Limnol. Oceanogr.* **33**: 339-351.
- AMANN, H. (1993): Randmarine und terrestrische Ablagerungsräume des neogenen Inselbogensystems in Costa Rica (Mittelamerika). - *Profil* **4**, 161, Stuttgart.
- ANTONIUS, A. (2000): <http://www.sbg.ac.at/ipk/avstudio/pierofun/transcript/riffe-aa.pdf>
- ARONSON, R. B. & PRECHT, W. F. (2001): Applied Paleocology and the Crisis in Caribbean Coral Reefs. - *Palaios*, Vol. **16**.3:195-196.
- ARONSON, R.B, MACINTYRE, I.G., WAPNICK, C.M., O'Neill (2004): Phase shifts, alternative states and the unprecedented convergence of two Reef systems. - *Ecology*, **85** (7): 1876-1891.
- BENNER, R., LAY, J., K'NEES, E. & HODSON, R.E. (1988): Carbon conversion efficiency for bacterial growth on lignocellulose: Implications for detritus-based food webs. - *Limnol. Oceanogr.* **6**: 1514-1526.
- BEST, M. R. M. & KIDWELL, S. M. (2000): Bivalve taphonomy in tropical mixed siliciclastic-carbonate settings. I Environmental variation in shell condition. - *Paleobiology* **26**(1): 80-102.
- BEULIG, A. (1999): Relative influence of terrigenous vs reef carbonate silt on turbidity and coral distribution at Bocas del Toro, Panama. International Conference on Scientific Aspects of Coral Reef Assessment, Monitoring, and Restoration, abstr. - <http://geology.uprm.edu/geopr/ismaelmarine/refs.htm>
- BÖHM, F., JOACHIMSKI, M. M., LEHNERT, H., MORGENROTH, G., KRETSCHMER, W., VACELET, J., DULLO, W. CHR. (1996): Carbon isotope records from extant Caribbean and South Pacific Sponges: Evolution of $\delta^{13}\text{C}$ in surface water DIC. - *Earth and Planetary Science Letters* **139**: 291-303.
- BÖHM, F., HAASE-SCHRAMM, A., EISENHAEUER, A., & DULLO, W.-C. (2002): Evidence for preindustrial variations in the marine surface water carbonate system from coralline sponges. - *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Research Letter, **V** 3 Nr. 3.
- BOTTAZZI, G., FERNANDEZ, A. & BARBOZA, G. (1994): Sedimentología e historia tectono-sedimentaria de la cuenca Limón Sur. - In: SEYFRIED, H. & HELLMANN, W. (Eds.): *Geology of an evolving island arc. The Isthmus of Southern Nicaragua, Costa Rica, and Western Panamá.* - *Profil* **7**: 351-389, Stuttgart.
- BROWN, B.E. & OGDEN, J.C. (1993): Das Ausbleichen von Korallen. - *Spektrum der Wissenschaft* 1993/3: 84-89, Heidelberg.
- BUDEMEIER, R.W. & KINZIE III, R.A. (1976): Coral growth. - In: BARNES, H. (Ed.): *Oceanography and Marine Biology - An Annual Review* **14**: 183-225, Aberdeen.
- CAMACHO, E. & VIQUEZ, V. (1994): Licuefacción y hundimientos costeros en el noroeste de Panamá durante el Terremoto de Limón. - *Revista Geologica de América Central*, Volumen especial: Terremoto de Limón: 133-138, San José.
- CARRUTHERS, T. (2003): Rainfall influence upon nutrient inputs to Caribbean coastal systems. http://ian.umces.edu/pdfs/caribbean_nutrients.pdf
- CHORNESKY, E. A. (1991): The ties that bind: Inter-clonal cooperation may help fragile coral dominate shallow high-energy reefs. *Marine Biology* **109**: 41-51.
- COATES, A.G., JACKSON, J.B.C., COLLINS, L.S., CRONIN, T.M., DOWSETT, H.J., BYBELL, L.M., JUNG, P. & OBANDO, J.A. (1992): Closure of the Isthmus of Panama: The near-shore marine record of Costa Rica and western Panama. - *Bulletin of the Geological Society of America* **104**: 814-828, Boulder.
- COATES, A.G., AUBRY, M.P., BERGREN, W.A., COLLINS, L.S., KUNK, M. (2003): Early Neogene history of the Central American arc from Bocas del Toro, western Panamá.- *Bulletin of the Geological Society of America* **115**: 271-287, Boulder.
- COHEN, A.L., SMITH, S.R., MCCARTNEY, M.S. & VAN ETEN, J. (2003): How Brain Corals Record Climate: An Integration of Skeletal Structure, Growth and Chemistry of *Diploria labyrinthiformis* from Bermuda. - *Marine Ecology Progress Series* **271**: 147-158.
- COPLIN, T. B. (1983): Comparison of stable isotope reference samples. - *Nature*, **302**: S. 236, London.
- COLIN, P.L. (1988): *Marine Invertebrates and Plants of the Living Reef.* - 512, T.F.H. Publications, Neptune City.
- COLLINS, L.S. (1993): Neogene Paleoenvironments of the Bocas del Toro Basin, Panama. - *Journal of Paleontology* **67**: 699-710, Tulsa.

- COLLINS, L.S., COATES, A.G, JACKSON, J.B.C. & OBANDO, J.A. (1995): Timing and rates of emergence of the Limón and Bocas del Toro basins: Caribbean effects of Cocos Ridge subduction? - In: MANN, P. (Ed.): Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate boundary in southern Central America. - Geological Society of America, Special Paper **295**: 263-289, Boulder.
- CORTES, J. & RISK, M. (1985): A reef under siltation stress: Cahuita, Costa Rica. - Bulletin of Marine Science **36/2**: 339-356, Miami.
- CORTÉZ, J., SOTO, R. & JIMÉNEZ, C. (1994): Efectos ecológicos del Terremoto de Limón. - Revista Geologica de América Central, Volumen especial: Terremoto de Limón: 187-192, San José.
- CRAIG, H. (1965): The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: Tongiorgi, E. (Ed.), Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. CNR, Lab. Geol. Nucl., Pisa, S. 161-182.
- CROSSLAND CJ (1987): Dissolved Nutrients in Coral Reef Waters. In: Barnes DJ (ed.): Perspectives on Coral Reefs.- The Australian Institute of marine Science, Townsville, pp 56-68
- CUBIT, J.D., CAFFEY, H.G., THOMPSON, R.C. & WINDSOR, D.M. (1989): Meteorology and hydrography of a shoaling reef flat on the Caribbean coast of Panama. - Coral Reefs **8**: 59-66, Berlin.
- DEA, A. O'. & JACKSON, J. B. C. (2002): Bryozoan growth mirrors contrasting seasonal regimes across the isthmus of Panama. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **185**: 77-94.
- D'CROZ, L., ROBERTSON, R.D. & MARTÍNEZ, J.A. (1998): Cross-shelf distribution of nutrients, plankton and fish larvae in the San Blas Archipelago, Caribbean Panamá. - Revista de Biología Tropical **47**(1-2): 203-215.
- DENGO, G. & CASE, J.E. (1990): The Geology of North America. Volume H (The Caribbean Region). - 528 S., Boulder.
- Deutsches Hydrographisches Institut (1958): Westindien-Handbuch I. Teil. Die Nordküste Süd- und Mittelamerikas. - 720, Hamburg.
- Deutsches Hydrographisches Institut (1972): Westindienhandbuch. I. Teil. Die Nordküste Süd- und Mittelamerikas. - 720, Hamburg.
- DIETRICH, G. & ULRICH, J. (1968): Atlas zur Ozeanographie. - 76, Bibliographisches Institut AG, Mannheim.
- DRASCHBA, S., PÄTZOLD, J. & WEFER, G. (2000): North Atlantic climate variability since AD 1350 recorded in $\delta^{18}\text{O}$ and skeletal density of Bermuda corals. - Int. Journ. Earth Sciences, **88**:733-741.
- DUSTAN, P. (1975): Growth and form in the reef-building coral *Montastrea annularis*. - Mar. Biol. **33**: 101-107.
- DUSTAN (1982) in: GOREAU, T.J. & MACFARLANE, A.H., (1990): http://global.coral.org/reduced_growth_rate_of_montastrea.htm
- EISBACHER, G.H. (1991): Einführung in die Tektonik. - 310 S. Enke Verlag Stuttgart.
- EMERSON, S. & HEDGES, J.I. (1988): Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. - Paleoceanography **3** (5): 621-624.
- ENDEAN, R. (1976): Destruction and recovery of coral reef communities. - In: JONES, O.A. & ENDEAN, R. (Eds.): Biology and geology of coral reefs III: 215-254, Academic Press, New York.
- ENOS, P. (1977): Holocene sediment accumulations of the South Florida shelf margin - In: ENOS, P. & PERKINS, R.D. (Eds.): Quaternary sedimentation in South Florida (Part I). - The Geological Society of America, Memoir **147**: 1-130, Boulder.
- EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAMM, H.A. & UREY, H.C. (1953): Revised carbonate-water isotopic temperature scale.- Bull. Geol. Soc. Am., **64**: S. 1315-1325.
- FELIS, T & PÄTZOLD, J. (2003): Climate Records from corals. - In: WEFER, G., LAMY, F., MANTOURA, F. (eds), Marine Science Frontiers for Europe. Springer Verlag Berlin Heidelberg Tokyo, pp 11-27.
- FERRER L. M. & SZMANT, A. M. (1988): Nutrient regeneration by the endolithic community in coral skeletons. - Proceedings of international coral reef symposium, 6, Townsville, Australia, **3**: 1-4.
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application.- 976 pp, Springer.
- FOSTER, A.B. (1977): Patterns of small-scale variation of skeletal morphology within the scleractinian corals *Montastrea annularis* and *Siderastrea siderea*. - Proc Third Int Coral Reef Symp 2: 402-415.
- FRIEDLI, H., LÖTSCHER, H., OESCHGER, H., SIEGENTHALER, U. & STAUFLENER, B. (1986): Ice core record of the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO_2 in the past two centuries. - Nature, **324**, 237-238.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sediment-Petrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. - 1141, 660 Abb., 113 Tab., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- GEISTER, J. (1975): Riffbau und geologische Entwicklungsgeschichte der Insel San Andrés (westliches Karibisches Meer, Kolumbien). - Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B, **15**, 203, Stuttgart.
- GOREAU, T.J., & MACFARLANE, A.H. (1990): Reduced growth rate of *Montastrea annularis* following the 1987-1988 coral bleaching event. - Coral Reefs **8**: 211-215, Berlin.
- GOREAU, T.J. & MACFARLANE, A.H., (1990): http://global.coral.org/reduced_growth_rate_of_montastrea.htm.

- GRAML, M. (2000): Faziesverteilung in rezenten Riff-Lagunensystemen in der Bucht von Almirante, Panama. - Unveröffentlichte Diplomkartierung, Universität München.
- GREB, L, SARIC, B, SEYFRIED, H, BROSSZONN, T, BRAUCH, S., GUGAU, G., WILTSCHKO, C., & LEINFELDER, R. (1996): Ökologie und Sedimentologie eines rezenten Rampensystems an der Karibikküste von Panamá. – Profil **10**: 167 S., Stuttgart.
- GROTTOLI, A. G. & WELLINGTON, G. M. (1999): Effect of light and zooplankton on skeletal $d^{13}C$ values in the eastern Pacific corals *Pavona clavus* and *Pavona gigantean*. – Coral Reefs **18**: 29-41.
- GÖTZ (1998): <http://www.geol.uni-erlangen.de/sediment98/abstracts/>
- GUZMAN, H.M. & GUEVARA, C.A. (1998a): Arrecifes coralinos de Bocas del Toro, Panama I. Distribucion, estructura y estado de conservacion de los arrecifes continentales de la Laguna de Chiriqui y la Bahia Almirante, Rev. Biol. Trop., **46**(3): 601-622.
- GUZMAN, H.M. & GUEVARA, C.A. (1998b): Arrecifes coralinos de Bocas del Toro, Panama II. Distribucion, estructura y estado de conservacion de los arrecifes de las Islas Bastimentos, Solarte, Carenero y Colon, Rev. Biol. Trop., **46**(4): 889-912.
- GUZMAN, H.M. & TUDHOPE, A.W. (1998): Seasonal variation in skeletal extension rate and stable isotopic ($^{13}C/^{12}C$ and $^{18}O/^{16}O$) composition in response to several environmental variables in the Caribbean reef coral *Siderastrea siderea*.- Mar. Ecol. Prog. Ser. Vol. **166**: 109-118.
- GUZMÁN, H. M. & GUEVARA, C. A. (1999): Arrecifes coralinos de Bocas del Toro, Panamá: III. Distribución, estructura y estado de conservación de los arrecifes de las islas Pastores, Cristóbal, Popa y Cayo Agua. - Rev. Biol. Trop. **47** (4): 659-675
- Guzman, H. M., & Guevara, C. A. 2001: Arrecifes coralinos de Bocas del Toro, Panamá: IV. Distribución, estructura y estado de conservación de las arrecifes continentales de Península Valiente. - *Revista de Biología Tropical* **49**(1): 53-66.
- GUZMÁN, H. M. & GUEVARA, C. A. (2002): Population Structure, Distribution and Abundance of Three Commercial Species of Sea Cucumber (Echinodermata). - Caribbean Journal of Science **38**: 230-238.
- HALLOCK, P (1987): Fluctuations in the trophic resource continuum: a factor in global diversity cycles? Palaeoceanography **2**: 457-471.
- HALLOCK, P. (2001): Coral Reefs, Carbonate Sediments, Nutrients and Global Change. - In: STANLEY, G. D., JR (Ed): The History and Sedimentology of ancient Reef Systems:388-427, New York.
- HAUG, G. H., & TIEDEMANN, R. (1998): Effect of the formation of the Isthmus of Panama on the Atlantic Ocean thermohaline circulation.- Nature, **393**: 673-676.
- HAVACH, S.M. & COLLINS, L.S. (1997): The distribution of recent benthic Foraminifera across the Habitats of Bocas del Toro, Caribbean Panama.- Journal of Foraminiferal Research v **27**, no. 3 p. 232-249.
- HEDGES, J.I. & PARKER, L. (1976): Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. – Geochim. Cosmochim. Acta, **40**: 1019-1029.
- HEIKOOP, J.M., DUNN, J.J., RISK, M.J., SANDEMAN, I.M., SCHWARCZ, H.P. & WALTHO, N., (1998): Relationship between light and $\delta^{15}N$ of coral tissue: Examples from Jamaica and Zanzibar.- Limology an Oceanography **43**: 909-920 abstract.
- HEIKOOP, J.M., DUNN, J.J., RISK, M.J., TOMASCIK, T, SCHWARCZ, H.P., SANDEMAN, I.M. & SAMMARCO, P.W. (2000): $\delta^{15}N$ and $\delta^{13}C$ of coral tissue show significant inter-reef variation.- Coral Reefs (2000) **19**: 189-193.
- HEISS, G. A. (1994): Coral Reefs in the Red Sea: Growth, Production and stable isotopes. - Geomar Report **32**.
- HOERNLE, K., VAN DEN BOOGARD, P., WERNER, R., LISINAB., HAUFF, F., ALVARADO, G., GARBE-SCHÖNFELD, D. (2002): Missing history (16-71 Ma) of the Galapágos hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas. - Geology, **30** (9): 795-798.
- HUDSON, J.H., SHINN, E.A., HALLEY, R.B. & LIDZ, B. (1976): Sclerochronology: A tool for interpreting past environments. - Geology, **4**, (6), 361-364, Boulder.
- HUDSON, J.H. (1981): Growth rates of *Montastrea annularis*: a record of environmental change in Key Largo Coral Reef Marin Sanctuary. – Florida Bull. Mar. Sci. **31**, 444-459.
- HUSTON, M. (1985): Variation in coral growth rates with depth at Discovery Bay, Jamaica. - Coral Reefs **4**: 19-25, Berlin.
- HUMANN, P. (1999a): Reef Coral Identification. – 239 S., Inc New world Publications, Florida, Jacksonville.
- HUMANN, P. (1999b): Reef Creature Identification. – 320 S., Inc New world Publications, Florida, Jacksonville.
- JAMES, N.P., BONE, Y., VON DER BORCH, C.C. & GOSTIN, V.A. (1992): Modern carbonate and terrigenous clastic sediments on a cool water, high energy, mid-latitude shelf; Lacepede, southern Australia. - Sedimentology, **39**: 877-904.
- KAPLAN, E.H. (1982): A Field Guide to Coral Reefs: Caribbean and Florida: 289, Houghton Mifflin Company, Boston.

- KELLOGG, J. N., VEGA, V. (1995): Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. S. 75-89.- In: P. Mann (Hrsg.): Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America.- The Geological Society of America, Special Paper, **295**, Boulder.
- KLEIN, R., PÄTZOLD, J., WEFER, G. & LOYA, Y. (1992): Seasonal variations in the stable isotopic composition and the skeletal density patterns of the coral *Porites lobata* (Gulf of Eilat, Red sea). - Marine Biology, **112**: 259-263.
- KRAWINKEL, H., SEYFRIED, H., CALVO, C., ASTORGA, A. (2000): Origin and Inversion of Sedimentary Basins in Southern Central America.- ZAG, Sonderheft **1**: 71-77.
- LEÃO, Z.M.A.N. (1996): The coral reefs of Bahia: Morphology, distribution and the major environmental impacts. – An. Acad. Bras. Ci., **68**, 439-452.
- LEÃO, Z.M.A.N., & GINSBURG, R.N. (1997): Living reefs surrounded by siliciclastic sediments: The Abrolhos coastal reefs, Bahia, Brazil. - Proc. 8th Int. Coral Reef Symp., **2**: 1767-1772.
- LEINFELDER, R.R. (1994): Karbonatplattformen und Korallenriffe innerhalb siliziklastischer Sedimentationsbecken (Oberjura, Lusitanisches Becken, Portugal). - Profil **6**: 1-207, Stuttgart.
- LEINFELDER, R.R., WERNER, W., NOSE, M., SCHMID, D.U., KRAUTTER, M., LATERNSE, R., TAKACS, M. & HARTMANN, D. (1996): Paleocology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. - 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, Sb2, 227-248, Göttingen.
- LEINFELDER, R.R. (1997): Coral Reefs and carbonate platforms within a siliciclastic setting: General aspects and examples from the late Jurassic of Portugal. – Proc. 8th Int. Coral reef Symp., **2**, 1737-1742, Panama City.
- LEINFELDER, R.R. & WILSON, R.C.L. (1998): Third order Sequences in an Upper Jurassic Rift-Related Second Order Sequence, Central Lusitanian Basin, Portugal. In: Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins (P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, & P. Vail, eds.), SEPM, Sp. Publ., **60**, 507-525, Tulsa.
- LEINFELDER, R.R. & NOSE, M. (1999): Increasing complexity - decreasing flexibility. A different perspective of reef evolution through time. - Profil, **17**, 135-147, Stuttgart.
- LEINFELDER, R.R. (2001): Jurassic Reef Ecosystems.- In: Stanley, G.D.jr. (ed), The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems, Topics in Geobiology Series, Vol. **17**, pp. 251-309, Kluwer/Plenum Press, New York
- Leinfelder, R.R., Schmid, D.U., Nose, M. & Werner, W. (2002): Jurassic reef patterns - The expression of a changing globe.- In Flügel, E., Kiessling W. & Golonka, J. (eds), Phanerozoic Reef Patterns, SEPM Sp.P. **72**, pp. 465-520, Tulsa.
- LESSER, M.P., MAZEL, C.H., GORBUNOV, M.Y., FALKOWSKI, P.G. (2004): Discovery of Symbiotic Nitrogen-Fixing Cyanobacteria in Corals.- Science, Vol. **305**, S. 997-1000.
- LITTLER, M. M., LITTLER-SCULLION, D., BUCHER, K. E., NORRIS, J. N. (1989): Marine Plants of the Caribbean: A field Guide from Florida to Brazil. - Smithsonian Institution Press, Washington D.C.
- MÄRZ, K., (2002): Rekonstruktion der Umweltbedingungen durch physikalische Befunde in der Wassersäule und isotopengeochemische Untersuchungen an rezenten, kalkabscheidenden Organismen in der Bucht von Almirante (Karibik, Panamá). - Unveröffentlichte Diplomarbeit Universität München.
- MAIER, C, PÄTZOLD, J., SCHOUTEN, S & BAK, R.P.M. (2003): Links between variation in skeletal isotopes (C, O) and tissue stable isotopes (C, N) of Holobiont, Polyp and Zooxanthellae from Colonies of *Madracis* spp.- Geophysical Research Abstracts, Vol. **5**, 02554, 2004.
- MAIER, C, WEINBAUER, M.G.; PÄTZOLD, J. & BAK, R.P.M. (2004): Nitrogen and carbon utilization as indicated by tissue isotopic composition of the tropical reef coral *Madracis* spp.- Geophysical Research Abstracts, Vol. **6**, 04974, 2004.
- MANZELLO, D. & LIRMAN, D. (2003): The photosynthetic resilience of *Porites furcata* to salinity disturbance. – Coral Reefs **22**: 537-540.
- MARIOTTI, A (1984): Atmospheric nitrogen is a reliable standard for natural ¹⁵N abundance measurements.- Nature **303**: S. 685-687.
- MENDE, A. (2000): Sedimente und Architektur der Forearc- und Backarc-becken von Südost-Costa Rica und Nordest-Panamá.- Dissertation, Universität Stuttgart, 299 S. (unveröffentlicht).
- MENDES, J.M, RISK, M.J., SCHWARCZ, H.P., WOODLLEY, J.D. (1997): Stable Isotopes of nitrogen as measures of marine pollution: a preliminary assay of coral tissue from Jamaica. Proc 8th Int. Coral Reef Symp. 1869-1872.
- MILLS, M.M., LIPSCHULTZ, F. & SEBENS, K.P. (2004): Particulate matter and associated nitrogen uptake by four species of scleractinian corals. - Coral Reefs **23**: 311-323.
- MONTOYA J. P. (1994): Nitrogen isotope fractionation in the modern ocean: Implications for the sedimentary record. In Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change. - Vol. **17** (ed. R. ZAHN, T. F. PEDERSEN, M. A. KAMINSKI, AND L. LABEYRIE), pp. 259-279. Springer-Verlag.
- MOSES, C.S., HELMLE, K.P., SWART, P.K., DODGE, R.E. & MERINO, S.E., (2003): Pavements of *Siderastrea radians* on Cap Verde reefs.- Coral Reefs, v **22** (4): 506.

- MOUSTAFA, Y.A., PÄTZOLD, J., LOYA, Y., WEGER, G. (2000): Mid-Holocene stable isotope record of corals from the northern Red Sea.- *Int. Journal Earth Sciences*, **88**: 725-732.
- MUSCATINE, L. & KAPLAN, I.R. (1994): Resource partitioning by reef corals as determined from stable isotope composition: II. $\delta^{15}\text{N}$ of zooxanthellae and animal tissue versus depth.- *Pac. Sci* **48**: 304-312.
- NOSE, M. & LEINFELDER, R.R. (1997): Upper Jurassic coral communities within siliciclastic settings (Lusitanian Basin, Portugal): Implications for symbiotic and nutrient strategies. - *Proc. 8th Int. Coral Reef Symp.*, 2, 1755-1760, Panama City.
- OWENS, N.J.P. (1987): ^{15}N in the marine environment. - *Adv. Mar. Biol.* **24**: 389-451.
- PHILLIPS, S. & R. M. BUSTIN (1996). "Sedimentology of the Changuinola peat deposit: Organic and clastic sedimentary response to punctuated coastal subsidence." *Geological Society of America Bulletin* **108**(7): 794-814.
- PLAFKER, G. & WARD, S. (1992): Backarc thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean sea coast during the April 22, 1991, Costa Rica Earthquake. - *Tectonics* **11**: 709-718, Washington.
- PURDY, E.G. (1972): Reef configurations: cause and effect. - In: LAPORTE, L.F. (Eds.): *Reefs in time and space*. - Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. **18**: 9-76, 43 Abb., 3 Tab.; Tulsa.
- PURDY, E.G. & BERTRAM, G.T. (1993): Carbonate concepts from the Maldives, Indian Ocean. - *Am. Ass. Petrol. Stud. Geol.* **34**: 1.56.
- QUINN, T.M., TAYLOR, F.W., CROWLEY, T.J. & LINK, S.M. (1996): Evaluation of sampling resolution in coral stable isotope records: a case study using records from New Caledonia and Tawara. - *Paleoceanography* **11**: 529-542.
- REIMER (1971) in: GOREAU, T.J. & MACFARLANE, A.H., (1990): http://globalcoral.org/reduced_growth_rate_of_montastre.htm
- RISK, M.J., SAMMARCO, P.W., EDINGER, E.N. (1995): Bioerosion across the continental shelf of the Great Barrier Reef. - *Coral Reefs* **14**: 79-86, Berlin.
- RISK, M.J., DUNN, J.J., ALLISON, W.R. & HERRILL, C. (1993): Reef monitoring in Maldives and Zanzibar: Low-tech and high-tech science. - In: GINSBURG, R.N. (Compiler, 1994): *Proceedings of the colloquium on global aspects of coral reefs: health, hazards and history*. Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science: 66-72, University of Miami.
- RISK, M. R. (2004): Corals as climate monitors/Monitoring corals: Both sides of the coin. - http://www.cpacc.org/download/Glob_Obs/MRisk.pdf.
- ROBINSON, D. (2001): $\delta^{15}\text{N}$ as an integrator of the nitrogen cycle. - *Trends in Ecology & Evolution* **16**, 153-162.
- ROMANKEVICH, E.A. (1984): *Geochemistry of Organic Matter in the Ocean*. - 334, Springer, Berlin.
- SAMMARCO, P.W. (1996): Comments on coral reef regeneration: Bioerosion, biogeography and chemical ecology: Future directions. - *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* **200**: 135-168.
- SAMMARCO, P.W., RISK, M.J., SCHWARZ, H.P., HEIKOOP, J.M. (1999): Cross continental shelf trends in coral $\delta^{15}\text{N}$ on the Great Barrier Reef: further consideration of the reef nutrient paradox.- *Mar. Ecol. Prog. Ser* **180**: 131-138.
- SARIC, B.M. (1996): *Sedimentologie, Ökologie und Aufbau rezenter Riffstrukturen in der Bucht von Almirante, Karibikküste, Panamá - Steuerung der Organismenverteilung im Archipel von Bocas del Toro*. - unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart.
- SCHLAGER, W. (2003): Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. - *Int. Jour. Earth Sciences (Geol. Rundschau)*, v. **92**, p. 445-464.
- SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. (Eds.) (1983): *Carbonate depositional environments*. - The American Association of Petroleum Geologists Memoir **33**: xi + 708, Tulsa.
- SEAWIFS (2003): <http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS.htm>
- SEBENS, K.P., HELMUTH, B., CARRINGTON, E. & AGIUS, B. (2003): Effects of water flow on growth and energetics of the scleractinian coral *Agaricia tenuifolia*. - *Coral reefs* **22** 35-47.
- SEYFRIED, H., AMMAN, H., ASTORGA, A., CALVO, C., KOLL, W., SCHMIDT, H. & WINSEMANN, J. (1991): Anatomy of an evolving Island Arc: tectonic and eustatic control in the south Central American forearc area. - In: MAC DONALD, D.I.M. (Ed.): *Sea-level Changes at Active Plate Margins: Processes and Products*. - Special Publications international Association of Sedimentologists **12**: 217-240, London.
- SILVER, E. A., GALSEWSKY, J., MCINTOSH, K. D. (1995): Variation in structure, style, and driving mechanism of adjoining segments of the North Panama deformed belt. S. 225-233.- In: P. Mann (Hrsg.): *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*.- The Geological Society of America, Special Paper, **295**, Boulder.
- SHEN, G.T., Cole, J.E., Lea, D.W., Linn, L.J., McConnaughey, T.A. (1992): Surface ocean variability at Galápagos from 1936-1982: Calibration of geochemical tracers in corals. - *Paleoceanography* **7**/5: 563-588.
- SMITH, F.G.W. (1971): *Atlantic Reef Corals: a Handbook of the common reef and shallow-water corals of Bermuda, the Bahamas, Florida, the West Indies, and Brazil*. - 164, University of Miami Press, Coral Gables, Florida.
- SOMMER, U. (1994): *Planktologie*. - 274 S.; Berlin.
- SOMMER, U. (1998): *Biologische Meereskunde*. - 475 S.; Heidelberg.

- SOROKIN, Y.I. (1973): Microbiological Aspects of the productivity of coral reefs. - In: JONES, O.A. & ENDEAN, R. (Eds.): Biology and geology of coral reefs II: 17-45, Academic Press, New York.
- SOROKIN, Y.I. (1995): Coral Reef Ecology. - 465 S., Berlin.
- SPOT 3 (1994): SPOT imagery.-<http://www.spot.com>
- SPOT 4 (1999): SPOT imagery.-<http://www.spot.com>
- STANLEY, G.G.JR. & SWART, P.K. (1995): Evolution of the coral-zooxanthellate symbiosis during the Triassic: a geochemical approach.- *Paleobiology*, **21** (2), 179-199.
- STIMSON, J. & KINZIE, R.A. (1991): The temporal pattern and rate of release of zooxanthellatae from the reef coral *Pocillopora damicornis* (Linnaeus) und nitrogen enrichment and control conditions.- *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, **153** (1): 63-74.
- STODDART, D.R. (1972): Catastrophic damage to coral reef communities by earthquake. - *Nature* **239**: 51-52, London.
- STRI-MESP (2001): <http://www.stri.org/mesp/MESPDATA.HTM>
- SWART, P.K., DODGE, R.E., HUDSON, J.H. (1996): A 240- year stable oxygen and carbon isotopic record in a coral from South Florida: Implication for the prediction of precipitation in Southern Florida.- *Palaios*, 1996, V **11**, p. 362-375.
- TE, F.T. (1992): Response to higher sediment loads by *Pocillopora damicornis* planulae. – *Coral Reefs* **11**: 131-134.
- THORROLD, S.R.(1992): Coupling of hydrography and pre-settlement reef fish distributions in the central Great Barrier Reef Lagoon. *Pro. 7th Int. Coral Reefs Symp.* **1**: 629-635.
- TOMASCIK, T. & SANDER, F. (1985): Effects of eutrophication on reef-building corals. – *Marine Biology* **87**: 143-155.
- TORRES, J. L. & MORELOCK, J. (2002): Effects of Terrigenous Sediment Influx on Coral Cover and Linear Extension Rates of Three Caribbean Massive Coral Species. – *Caribbean Journal of Science*. **38**, 3-4: 222-229.
- TOSCANO, M.A. & MACINTYRE, I.G. (2003): Corrected western Atlantic sea-level curve for the last 11000 years based on calibrated ¹⁴C dates from *Acropora palmata* and intertidal mangrove peat. – *Coral Reefs* **22**: 257-270-
- TUCKER ABBOTT, R. (1984): Collectible Shells of Southeastern U.S., Bahamas & Caribbean. - 64, American Malacologists, Melbourne.
- TWISS, R.J. & MOORES, E.M. (1992): Structural Geology. – 522 S., W. H. Freeman and Company, New York.
- USGS (1998): <http://pubs.usgs.gov/of/1998/ofr-98-0779/ofr98-779.pdf>
- VERON, J. E. (2000): Corals of the world. - 1382 S., Vol. 1-3, Australian Institute of Marine Science, Townsville MC, Australia.
- VON GLASNER, F. & SCHMIDT, M. (2002): Überlebensstrategie von Korallenriffen in der globalen ökologischen Krise: Warum gedeihen die Riffe in der Bucht von Almirante (Karibik, Panamá) so gut? - Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Stuttgart.
- VON HUENE, R. & 17 ANDERE (1980): The Deep Sea Drilling Project in the mid-America trench transect off Guatemala.- *Geological Society of America Bulletin*, **91**: 412-431.
- WALTER, H. & LIETH, H. (1960): Klimadiagramm - Weltatlas. - VEB Gustav Fischer Verlag, Jena.
- WARMKE, G.L. & TUCKER ABBOTT, R. (1975): Caribbean Seashells: A guide to the Marine Mollusks of Puerto Rico and other West Indian Islands, Bermuda and the Lower Florida Keys: 348, Dover Publications, New York.
- WATANABE, T, WINTER, A, OBA, T, ANAZI, R, ISHIOROSHI, H, (2002): Evaluation of the fidelity of isotope records als an environmental proxy in the coral *Montastrea*.- *Coral Reefs*, v. **21** (2): 169-178.
- WEFER, G. & BERGER, W. H. (1991): Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species.- *Marine Geology*, **100**: S. 207-248.
- WEYL, R. (1980): Geology of Central America. - 2. Aufl., 371, 202 Abb., 13 Tab., 8 Faltbl., Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- WIEDENMAYER, F. (1977): Shallow-water sponges of the western Bahamas. - 287, 180 textfigures, 43 plates, 52 tables, Birkhäuser Verlag, Basel.
- WILD, C., HUETTEL, M., KLUETER, A., KREMB, S.G., RASHEED, M.J.M., JORGENSEN, BØ B. (2004): Coral Mucus functions as an energy carrier and particle trap in the reef ecosystem.- *Nature*, **428**, 66-70.
- WILLIAMS, D.McB. & ENGLISH, S. (1992): Cross-shelf distribution of copepoden and fish larvae across the central Great Barrier Reef. – *Marine Biology* **99**: 577-589.
- WILKINSON, C. (2002): Status of coral reefs of the world 2002, edt. By Clive Wilkinson. - Australian Institute of Marine Science.
- WINTER, A., GOENAGA, C., & MAUL, G.A. (1991): Carbon and oxygen isotope time series from a 18-year Caribbean reef coral. – *Journal of Geophysical Research*, **96/C9**:16673-16678.
- Wittenberg, M. & Hunte, W. (1992): Effects of eutrophication and sedimentation on juvenile corals I. Abundance, mortality and community structure. – *Marine Biology*, **112**: 131-138.
- www.hidromet.com.pa/mapa_eolico.htm

ZE, S. (1987): Esponjas del Caribe Colombiano. - 286, Editorial Catálogo Científico, Colombia.

Anhang

Anhang A: Stationsdaten

Anhang B: Sedimentologische Parameter

Anhang C: Kohlenstoff, Wasser, CaCO₃ und Siliziklastika

Anhang D: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope

Anhang A: Stationsdaten (Bodengreifer, Kernbohrungen, Kolbenlot, Bohrungen)

Station	Breite (°N)	Länge (°W)	WT (m)
BG 1	09°19'32,7"	082°15'24,7"	25,0
BG 2	09°19'40,9"	082°15'23,3"	23
BG 3	09°19'42,9"	082°15'20,4"	21
BG 4	09°20'28,9"	082°15'50,2"	22,5
BG 5	09°21'30,1"	082°16'55,1"	22,3
BG 6	09°18'58,9"	082°15'30,9"	27,6
BG 7	09°18'43,1"	082°15'39,0"	26,5
BG 8	09°18'14,5"	082°15'45,7"	23,8
BG 9	09°20'00,2"	082°13'07,5"	19,5
BG 10	09°20'06,8"	082°13'04,3"	12,5
BG 11	09°20'33,1"	082°12'59,8"	14,5
BG 12	09°20'41,7"	082°13'22,1"	22
BG 13	09°13'44,2"	082°14'2,8"	14,5
BG 14	09°23'48,3"	082°14'16,8"	14,2
BG 15	09°13'45,1"	082°14'10,2"	12,5
BG 16	09°14'36,7"	082°13'12,6"	12,6
BG 17	09°14'36,8"	082°13'11"	12,2
BG 18	09°19'02,8"	082°13'54,0"	26,4
BG 19	09°16'25,5"	082°13'22,1"	24,5
BG 20	09°15'48,1"	082°13'14,5"	21,5
BG 21	09°15'43,7"	082°13'14,5"	8
BG 22	09°14'22,4"	082°13'09,8"	12,1
BG 23	09°14'49,5"	082°12'57,0"	17
BG 24	09°17'3,5"	082°17'58,9"	24,9
BG 25	09°17'19,4"	082°19'2,7"	8,9
BG 26	09°17'19,3"	082°19'24,5"	4,4
BG 27	09°19'54,6"	082°14'9,3"	26,4
BG 28	09°19'52,7"	082°13'59,1"	8
BG 29	09°19'53,2"	082°13'37,0"	12,8
BG 30	09°21'04,8"	082°13'12,2"	13,7
BG 31	09°21'22,1"	082°13'06,6"	10,6
BG 32	09°20'55,5"	082°13'17,2"	17,4
BG 33	09°17'46,9"	082°19'12,9"	16,9
BG 34	09°18'5"	082°19'43,5"	20,4
BG 35	09°20'16,33"	082°19'12,4"	19,2
BG 36	09°21'27"	082°19'5"	16
BG 37	09°22'25,9"	082°18'25,5"	17
BG 38	09°22'37,3"	082°18'11,2"	16,2
BG 39	09°19'54,6"?	082°15'41,3"	14
BG 40	09°13'44,2"	082°14'0,3"	18
BG 41	09°17'59,4"	082°17'16,5"	21,5
BG 42	09°17'51,3"	082°17'17,1"	14
BG 43	09°18'23,4"	082°16'20,9"	14,5
BG 44	09°18'23,2"	082°16'20,4"	17,2
BG 45	09°18'14,9"	082°16'33,6"	13
BG 46	09°18'14,3"	082°16'34,2"	17,3
BG 47	09°18'5,4"	082°16'56,7"	23,6
BG 48	09°18'12,6"	082°16'9,9"	15,5
BG 49	09°18'15,4"	082°8'52,0"	14,5
BG 50	09°18'9,9"	082°16'15,3"	20,9

Station	Breite (°N)	Länge (°W)	WT (m)
BG 51	09°18'11,4"	082°16'23,6"	16,4
BG 51a	09°18'11,0"	082°16'23,1"	17
BG 52	09°18'5,7"	082°16'14,8"	20,4
BG 53	09°18'19,9"	082°16'35,3"	21,2
BG 54	09°18'19,3"	082°16'32,3"	16,9
BG 55	09°18'19,8"	082°16'32,8"	18,2
BG 56	09°18'19,6"	082°16'34,7"	20,5
BG 57	09°18'17,9"	082°16'30,6"	11,2
BG 58	09°18'2,5"	082°16'17,1"	18
BG 59	09°18'23,1"	082°16'22,6"	22,8
BG 60	09°18'24,7"	082°16'22,2"	18,1
BG 61	09°17'20,1"	082°16'23,1"	15
BG 62	09°17'15,6"	082°17'10,8"	17,3
BG 63	09°17'3,6"	082°17'24,4"	1,9
BG 64	09°17'4"	082°17'25,1"	1
BG 65	09°17'8,6"	082°17'20,7"	9,4
BG 66	09°17'10"	082°17'18,3"	13,4
BG 67	09°17'8,9"	082°17'18,9"	11,2
BG 68	09°17'14,7"	082°17'13,6"	15,2
BG 69	09°20'2,6"	082°13'5,4"	16
BG 70	09°16'12,6"	082°22'21,9"	20,2
BG 71	09°16'48,4"	082°18'5,2"	25,3
BG 72	09°16'19,4"	082°19'37,5"	25,8
BG 73	09°17'3,4"?	082°19'36,8"	15
BG 74	09°17'5,5"	082°19'34,8"	23,4
BG 75	09°20'4,8"	082°13'4,9"	20,6
BG 76	09°20'15,9"	082°13'13,3"	27,1
BG 77	09°20'13,1"	082°13'42,6"	22,7
BG 78	09°19'30,6"	082°13'38,1"	6
BG 79	09°19'40,9"	082°14'8,4"	24,1

B 1	9°19,907	82° 15,263	0,2
B 2	09°14,151	082°13,930	0,3
B 3	09°14'41,3"	082°13'6,3"	0,3
B 4	09°18'16,3"	082°16'25,6"	3

KB 3	09°20'20,9"	082°19'3,3"	3,4
BG 28	09°17'10"	082°17'18,3"	13,4
KB 20	09°17'2,1"	082°17'52,4"	1,2

KL 1	09°13'48,4"	082°14,	14,1
KL 2	09°20'27,7"	082°16'30,6"	25
KL 3	09°18'5,7"	082°16'14,8"	20,4
KL 4	09°18'19,9"	082°16'35,3"	21,2
KL 6	09°17'20,1"	082°16'23,1"	15
KL 8	09°16'12,6"	082°22'21,9"	20,2
KL 9	09°16'48,4"	082°18'5,2"	25,3
KL 12	09°19'40,9"	082°14'8,4"	24,1

Anhang B: Sedimentologische Parameter

Probe	>4 mm in %	>2 mm in %	>1mm in %	>0,5 mm in %	>0,25 mm in %	>0,125 mm in %	>0,063 mm in %	<0,063 mm in %
BG 1	0,76	0,31	0,28	0,12	0,26	0,41	0,72	97,14
BG 2	0,54	0,16	0,23	0,19	0,15	6,09	0,92	91,71
BG 3	33,82	5,67	9,71	7,11	7,40	7,73	4,75	23,82
BG 4	1,11	0,01	0,27	0,19	0,21	0,37	0,83	97,02
BG 5	1,06	0,59	0,40	0,35	0,29	0,45	0,80	96,21
BG 6	0,11	0,08	0,12	0,09	0,11	0,12	0,12	99,25
BG 7	0,43	0,24	0,14	0,13	0,15	0,21	0,21	98,49
BG 8	1,59	0,46	0,35	0,26	0,27	0,40	0,47	96,20
BG 9	0,02	0,07	0,24	0,61	1,82	9,34	18,87	69,03
BG 10	Grobschutt							
BG 11	0,64	0,19	0,23	0,27	0,44	6,90	35,10	56,23
BG 12	0,30	2,07	8,11	18,65	29,52	14,84	4,34	22,18
BG 13	0,85	0,53	0,75	0,83	1,05	1,66	1,62	92,71
BG 14	1,47	1,52	1,80	1,80	1,88	4,83	10,00	76,70
BG 15	1,04	2,82	8,45	14,18	25,03	36,88	8,19	3,40
BG 16	9,16	2,51	5,52	9,45	14,55	17,11	9,42	32,24
BG 17	17,81	3,12	4,86	7,69	8,77	9,93	6,25	41,57
BG 18	0,08	0,13	0,17	0,36	0,70	1,20	2,45	94,91
BG 19	2,37	0,25	0,19	0,16	0,24	0,56	0,75	95,49
BG 20	1,98	1,21	1,09	0,93	0,88	1,53	2,29	90,08
BG 21	65,99	3,53	3,20	4,43	5,66	5,75	3,01	8,42
BG 22	77,48	8,57	6,18	2,04	1,47	1,15	0,74	2,37
BG 23	12,66	4,11	5,94	9,06	9,48	9,16	5,62	43,96
BG 24	0,20	0,36	0,36	0,26	0,25	0,90	1,58	96,11
BG 25	0,00	0,05	0,24	2,69	35,20	54,66	5,90	1,25
BG 26	0,04	0,09	0,20	3,14	40,33	52,03	3,69	0,51
BG 27	1,25	0,65	0,72	0,68	0,97	2,10	5,35	88,27
BG 28	8,41	3,88	5,52	11,39	18,88	30,30	14,93	6,70
BG 29	7,90	5,01	6,92	12,53	19,27	19,65	10,64	18,08
BG 30	0,27	0,87	8,03	30,05	57,22	3,23	0,10	0,23
BG 31	Grobschutt							
BG 32	0,03	0,04	0,74	12,99	77,35	8,35	0,13	0,39
BG 33	0,29	0,20	0,76	5,16	43,55	31,58	6,80	11,66
BG 34	0,55	0,22	0,25	0,16	0,23	0,50	0,74	97,35
BG 35	0,00	0,08	0,05	0,04	0,08	0,16	0,16	99,51
BG 36	0,01	0,01	0,04	0,03	0,06	0,06	0,30	99,50
BG 37	0,00	0,01	0,02	0,03	0,06	0,06	0,10	99,71
BG 38	1,32	0,30	0,25	0,22	0,27	0,44	1,14	96,07
BG 39	59,69	16,04	14,08	6,90	2,64	0,40	0,26	0,00
BG 40	1,77	2,47	1,47	1,41	1,93	4,84	9,51	76,59
BG 41	0,65	0,30	0,32	0,30	0,30	1,02	3,18	93,92
BG 42	31,10	4,53	11,36	13,31	11,51	9,31	5,68	13,19
BG 43	Grobschutt							
BG 44	24,68	2,83	7,27	7,78	9,21	6,60	6,00	35,63
BG 45	57,57	0,47	1,70	4,55	6,13	3,02	2,68	23,89
BG 46	17,89	7,33	17,71	10,95	10,78	11,78	7,63	15,94
BG 47	0,92	0,19	0,20	0,12	0,22	0,43	1,00	97,05
BG 48	0,68	3,06	7,06	16,08	34,48	10,36	6,52	21,76
BG 49	Grobschutt							
BG 50	1,91	0,66	0,35	0,32	0,45	0,88	1,41	94,02

Probe	>4 mm in %	>2 mm in %	>1mm in %	>0,5 mm in %	>0,25 mm in %	>0,125 mm in %	>0,063 mm in %	<0,063 mm in %
BG 51	14,37	4,03	5,54	5,32	7,19	6,11	4,18	53,26
BG 51a	17,75	2,11	5,85	5,57	8,59	10,97	8,56	40,60
BG 52	1,55	0,89	0,50	1,52	1,91	2,94	2,59	88,10
BG 53	6,98	1,09	0,97	3,73	3,84	3,02	2,02	78,37
BG 54	93,12	0,48	0,94	0,88	1,05	1,02	0,53	1,98
BG 55	10,12	6,45	13,27	12,57	14,81	11,63	6,76	24,38
BG 56	12,15	2,58	3,70	3,42	3,85	4,62	4,51	65,19
BG 57	14,78	3,16	10,54	12,20	16,96	12,36	7,53	22,48
BG 58	18,14	9,86	10,74	8,32	7,63	5,94	3,35	36,01
BG 59	4,93	2,32	5,71	7,14	8,78	11,08	8,39	51,65
BG 60	6,46	6,64	13,23	14,15	15,19	12,27	7,02	25,05
BG 61	2,26	1,41	1,20	0,82	0,73	1,29	2,30	89,98
BG 62	2,05	1,51	1,10	0,89	0,74	1,37	1,48	90,85
BG 63	19,45	4,92	5,51	6,58	12,89	22,26	9,57	18,81
BG 64	78,95	5,99	3,41	2,08	1,77	1,96	2,69	3,15
BG 65	4,54	4,63	4,85	6,69	9,80	10,38	7,34	51,77
BG 66	4,20	0,70	1,37	2,11	3,58	4,27	4,17	79,60
BG 67	18,15	1,32	2,85	3,36	4,47	5,65	4,24	59,96
BG 68	3,10	2,56	7,26	11,93	12,76	11,83	6,20	44,36
BG 69	0,18	0,19	0,42	0,41	0,45	0,93	4,63	92,79
BG 70	0,00	0,25	0,24	0,16	4,80	0,22	0,43	98,57
BG 71	0,07	0,16	0,23	0,21	0,23	0,35	0,48	98,27
BG 72	5,57	0,28	0,35	0,32	0,38	0,58	0,68	91,83
BG 73	0,15	0,11	0,24	2,73	49,45	36,21	6,12	4,98
BG 74	2,41	0,32	0,75	0,82	2,17	6,23	7,30	80,00
BG 75	11,23	3,06	2,63	3,47	4,50	5,78	11,29	58,04
BG 76	0,25	0,51	0,24	1,32	4,33	7,80	8,53	76,27
BG 77	0,12	0,15	3,56	17,57	26,15	21,88	5,59	24,98
BG 78	28,27	10,00	7,09	12,60	14,79	16,72	7,48	3,04
BG 79	0,30	0,29	0,25	0,26	0,44	0,83	2,60	95,04

B 1/1	45,33	3,77	3,76	3,61	6,26	10,31	4,89	22,06
B 1/2	51,99	3,62	3,55	3,15	5,51	8,55	4,38	19,24
B 1/3	50,33	5,47	3,91	3,20	5,58	8,26	4,16	19,09
B 1/4	56,28	4,18	3,40	2,93	4,61	7,72	3,46	17,42

B 2/1	48,19	4,10	2,49	3,20	7,51	14,50	5,98	14,03
B 2/2	52,90	3,59	1,98	2,32	6,29	11,96	5,14	15,82
B 2/3	35,30	4,44	3,67	4,69	10,21	16,38	6,25	19,06
B 2/4	51,90	6,22	4,06	3,56	5,55	8,39	3,88	16,45
B 2/5	46,58	3,63	2,66	2,61	7,08	15,17	6,22	16,04
B 2/6	52,74	3,65	3,11	3,21	6,55	10,91	4,94	14,89
B 2/7	47,94	4,48	3,40	3,43	7,67	12,76	4,89	15,43

B 3/1	32,63	4,91	3,60	5,54	10,17	14,98	7,12	21,04
B 3/2	33,78	5,18	5,38	6,63	9,56	12,68	7,50	19,30
B 3/3	43,07	5,32	4,05	4,63	7,34	9,72	6,47	19,41
B 3/4	57,39	5,25	4,38	3,69	4,18	4,25	2,47	18,38
B 3/5	43,11	6,43	5,49	4,42	5,91	8,61	4,65	21,38
B 3/6	51,68	4,96	4,37	3,62	5,51	8,18	4,50	17,17
B 3/7	42,51	8,14	6,15	5,06	6,85	10,89	5,41	14,99

B 4/1	43,98	5,99	8,22	5,54	7,22	10,36	4,87	13,82
-------	-------	------	------	------	------	-------	------	-------

Anhang C: Kohlenstoff, Wasser, CaCO₃ und Siliziklastika

Probe	WT [m]	TC [Gew. %]	TIC [Gew. %]	TOC [Gew. %]	H ₂ O [Gew. %]	CaCO ₃ [Gew. %]	Silizikl. [Gew. %]
BG 1	25	3,72	1,82	1,9	9,22	15,17	84,83
BG 2	23	5,22	2,91	2,31	9,12	24,25	75,75
BG 3	21	9,49	8,64	0,85	4,2	72	28
BG 4	22,5	4,03	2,06	1,97	8,77	17,17	82,83
BG 5	22,3	5,03	2,44	2,59	9,12	20,33	79,67
BG 6	27,6	2,22	0,71	1,51	8,99	5,92	94,08
BG 7	26,5	2,4	0,76	1,64	8,97	6,33	93,67
BG 8	23,8	3	1,35	1,65	9,32	11,25	88,75
BG 9	19,5	7,12	6,25	0,87	5,33	52,08	47,92
BG 10	12,5	0	0	0	0	0	
BG 11	14,5	7,51	6,77	0,74	4,42	56,42	43,58
BG 12	22	8,33	8,39	-0,06	3,89	69,92	30,08
BG 13	14,5	6,92	2,34	4,58	11,2	19,5	80,5
BG 14	14,2	8,61	5,94	2,67	7,68	49,5	50,5
BG 15	0	0	0	0	0	0	
BG 16	12,6	11,2	10,31	0,89	3,14	85,92	14,08
BG 17	12,2	10,5	9,16	1,34	4,06	76,33	23,67
BG 18	26,4	4,84	3,49	1,35	7,19	29,083	70,92
BG 19	24,5	4,96	2,49	2,47	9,21	20,75	79,25
BG 20	21,5	6,9	4,56	2,34	8,27	38	62
BG 21	8	6,57	4,42	2,15	8,13	36,83	63,17
BG 22	12,1	11,2	10,19	1,01	3,41	84,92	15,08
BG 23	17	9,34	7,95	1,39	5,64	66,25	33,75
BG 24	24,9	4,98	2,84	2,14	9,05	23,67	76,33
BG 25	8,9	0,36	0,25	0,11	3,09	2,08	97,92
BG 26	4,4	0,37	0,22	0,15	2,89	1,83	98,17
BG 27	26,4	5,49	4,05	1,44	7,36	33,75	66,25
BG 28	8	11,2	10,98	0,22	2,29	91,5	8,5
BG 29	12,8	9,43	8,8	0,63	4,34	73,33	26,67
BG 30	13,7	10,6	10,15	0,45	2,23	84,58	15,42
BG 31	0	0	0	0	0	0	
BG 32	17,4	11,4	11,08	0,32	2,04	92,33	7,67
BG 33	16,9	0,89	0,59	0,3	4,39	4,92	95,08
BG 34	20,4	2	0,58	1,42	9,51	4,83	95,17
BG 35	19,2	1,52	0,21	1,31	9,21	1,75	98,25
BG 36	16	1,45	0,16	1,29	8,35	1,33	98,67
BG 37	17	1,59	0,27	1,32	8,46	2,25	97,75
BG 38	16,2	3,11	1,39	1,72	-	15,74	
BG 39	-	-	-	-	-	-	-
BG 40	18	8,05	4,91	3,14	8,21	40,92	59,08
BG 41	21,5	5,17	3,1	2,07	8,91	25,83	74,17
BG 42	-	-	-	-	-	-	-
BG 43	-	-	-	-	-	-	-
BG 44	0	8,34	7,4	0,94	4,17	61,67	38,33
BG 45	13	0	0	0	0	0	
BG 46	17,3	10,5	10,05	0,45	2,65	83,75	16,25
BG 47	23,6	2,92	1,03	1,89	8,9	8,58	91,42
BG 48	15,5	0	0	0	0	0	

BG 49	14,5	0	0	0	0	0	
BG 50	20,9	4,21	2,4	1,81	7,92	20	80

Probe	WT [m]	TC [Gew. %]	TIC [Gew. %]	TOC [Gew. %]	H ₂ O [Gew. %]	CaCO ₃ [Gew. %]	Silizikl. [Gew. %]
BG 51	17	8,86	7,99	0,87	4,04	66,58	33,42
BG 52	20,4	5,52	2,73	2,79	8,44	22,75	77,25
BG 53	21,2	3,99	2,17	1,82	8,12	18,08	81,92
BG 54	16,9	10,3	9,8	0,5	2,4	81,67	18,33
BG 55	18,2	8,96	8,33	0,63	4,16	69,42	30,58
BG 56	20,5	5,4	3,9	1,5	7,4	32,5	67,5
BG 57	11,2	10,1	9,52	0,58	2,93	79,33	20,67
BG 58	18	8,21	7,35	0,86	5,02	61,25	38,75
BG 59	22,8	8,85	7,85	1	4,69	65,42	34,58
BG 60	18,1	9,3	8,64	0,66	3,7	72	28
BG 61	15	8,78	3,64	5,14	10	30,33	69,67
BG 62	17,3	7,44	3,72	3,72	8,85	31	69
BG 63	1,9	12,2	10,61	1,59	2,8	88,42	11,58
BG 64	1	0	0	0	0	0	0
BG 65	9,4	10,6	8,85	1,75	4,27	73,75	26,25
BG 66	13,4	9,13	5,9	3,23	6,92	49,17	50,83
BG 67	11,2	8,51	6,26	2,25	5,81	52,17	47,83
BG 68	15,2	9,45	7,82	1,63	4,67	65,17	34,83
BG 69	?	6,13	4,71	1,42	5,54	39,25	60,75
BG 70	20,2	5,53	1,09	4,44	11,5	9,08	90,92
BG 71	25,3	3,67	1,38	2,29	8,3	11,5	88,5
BG 72	25,8	3,51	1,04	2,47	9,31	8,67	91,33
BG 73	15	0,92	0,58	0,34	3,02	4,83	95,17
BG 74	23,4	5,84	3,01	2,83	7,59	25,08	74,92
BG 75	20,6	7,36	6,31	1,05	4,83	52,58	47,42
BG 76	27,2	6,01	4,9	1,11	5,85	40,83	59,17
BG 77	22,7	8,72	8,12	0,6	3,2	67,67	32,33
BG 78	6	11,5	11,17	0,33	1,46	93,08	6,92
BG 79	24,1	5,45	3,79	1,66	6,51	31,58	68,42

V/2	6	9,08	8,18	0,9	3,93	68,17	31,83
Sed.BdD	0	11,6	11,54	0,06	0,94	96,17	3,83
IV/1/4	15	11,1	10,58	0,52	2,25	88,17	11,83
I/3/4	22,5	10,5	9,76	0,74	2,93	81,33	18,67
I/4/3/1	22,3	10,8	10,29	0,51	2,41	85,75	14,25
I/4/3/2	27,6	11	10,43	0,57	2,53	86,92	13,08
IV/1/4.	26,5	2,4	0,76	1,64		6,33	93,67
I/4/3	22,5	4,03	2,06	1,97		17,17	82,83
KL 7/1	17,3	3,6	1,78	1,82	9,51	14,83	85,17

Probe	Tiefe [mbsf]	TC [Gew. %]	TIC [Gew. %]	TOC [Gew. %]	H ₂ O [Gew. %]	CaCO ₃ [Gew. %]	Silizikl. [Gew. %]
KL 1/1	0	6,57	3,12	3,45	9,47	26	74
KL 1/2	0,3	6,98	2,44	4,54	9,86	20,33	79,67
KL 1/3	0,5	6,48	3,32	3,16	8,73	27,67	72,33
KL 1/4	0,7	6,62	3,56	3,06	8,57	29,67	70,33

Probe	Tiefe [mbsf]	TC [Gew. %]	TIC [Gew. %]	TOC [Gew. %]	H ₂ O [Gew. %]	CaCO ₃ [Gew. %]	Silizikl. [Gew. %]
KL 2/1	0	2,1	0,58	1,52	8,69	4,83	95,17
KL 2/2	0,1	1,97	0,5	1,47	8,33	4,17	95,83
KL 2/3	0,2	1,94	0,54	1,4	8,27	4,5	95,5
KL 2/4	0,3	1,88	0,52	1,36	8,02	4,33	95,67
KL 2/5	0,4	2,03	0,61	1,42	8,07	5,08	94,92
KL 2/6	0,5	1,96	0,59	1,37	7,79	4,92	95,08
KL 2/7	0,6	2	0,64	1,36	7,61	5,33	94,67
KL 2/8	0,7	1,9	0,6	1,3	7,61	5	95

KL 3/1	0	5,52	2,73	2,79	8,44	22,75	77,25
KL 3/1	0,1	4,82	2,64	2,18	8,42	22	78
KL 3/2	0,15	4,56	2,55	2,01	8,22	21,25	78,75
KL 3/3	0,2	4,63	2,76	1,87	8,06	23	77
KL 3/4	0,25	4,57	2,74	1,83	8,14	22,83	77,17
KL 3/5	0,3	4,75	3,11	1,64	8,12	25,92	74,08
KL 3/6	0,35	4,49	2,84	1,65	7,64	23,67	76,33
KL 3/7	0,4	4,66	3	1,66	7,45	25	75
KL 3/8	0,45	4,97	3,37	1,6	7,44	28,08	71,92
KL 3/9	0,5	5,02	3,47	1,55	7,17	28,92	71,08

KL 4/1	0	3,6	1,78	1,82	9,51	14,83	85,17
KL 4/2	0,1	3,99	2,07	1,92	8,62	17,25	82,75
KL 4/3	0,15	4,07	2,09	1,98	8,5	17,42	82,58
KL 4/4	0,2	4,07	2,14	1,93	8,3	17,83	82,17
KL 4/5	0,25	4,06	2,23	1,83	8,11	18,58	81,42
KL 4/6	0,3	4,28	2,32	1,96	8,3	19,33	80,67
KL 4/7	0,35	4,1	2,24	1,86	8,43	18,67	81,33
KL 4/8	0,4	4,04	2,24	1,8	8,43	18,67	81,33
KL 4/9	0,47	4,46	2,73	1,73	7,75	22,75	77,25

KL 6/1	0	8,38	3,5	4,88	9,25	29,17	70,83
KL 6/2	0,1	8,36	3,77	4,59	9,75	31,42	68,58
KL 6/3	0,15	8,35	3,67	4,68	9,55	30,58	69,42
KL 6/4	0,2	8,06	3,79	4,27	9,13	31,58	68,42
KL 6/5	0,25	9,04	4,67	4,37	8,65	38,92	61,08
KL 6/6	0,3	8,15	4,26	3,89	8,15	35,5	64,5
KL 6/7	0,35	7,99	4,28	3,71	7,99	35,67	64,33
KL 6/8	0,4	8,23	4,74	3,49	7,96	39,5	60,5
KL 6/9	0,45	7,85	4,32	3,53	8,29	36	64
KL 6/10	0,5	8,25	4,84	3,41	7,86	40,33	59,67
KL 6/11	0,55	8,11	4,83	3,28	8,11	40,25	59,75

KL 8/1	0	5,56	0,91	4,65	8,62	7,58	92,42
KL 8/2	0,1	5,64	0,88	4,76	10,1	7,33	92,67
KL 8/3	0,15	5,4	0,93	4,47	10,9	7,75	92,25
KL 8/4	0,2	5,44	1,02	4,42	11	8,5	91,5
KL 8/5	0,25	5,49	0,94	4,55	11,8	7,83	92,17
KL 8/6	0,3	5,95	1,54	4,41	11,1	12,83	87,17
KL 8/7	0,35	5,43	1,08	4,35	11,6	9	91
KL 8/8	0,4	5,69	1,16	4,53	11,1	9,67	90,33
KL 8/9	0,45	5,25	1,19	4,06	10,9	9,92	90,08

Probe	Tiefe [mbsf]	TC [Gew. %]	TIC [Gew. %]	TOC [Gew. %]	Wasser [Gew. %]	CaCO ₃ [Gew. %]	Silizikl. [Gew. %]
KL 8/10	0,5	5,3	1,27	4,03	10,8	10,58	89,42
KL 8/11	0,55	5,26	1,33	3,93	11	11,08	88,92
KL 8/12	0,6	4,95	1,22	3,73	10,7	10,17	89,83
KL 8/13	0,65	4,91	1,28	3,63	10,9	10,67	89,33

KL 9/1	0	4,14	1,59	2,55	9,59	13,25	86,75
KL 9/2	0,05	4,03	1,55	2,48	9,42	12,92	87,08
KL 9/3	0,1	4,09	1,72	2,37	9,18	14,33	85,67
KL 9/4	0,15	3,98	1,68	2,3	9,06	14	86
KL 9/5	0,2	4,2	1,66	2,54	9,33	13,83	86,17
KL 9/6	0,25	4,05	1,73	2,32	8,86	14,42	85,58
KL 9/7	0,3	4,02	1,66	2,36	9,21	13,83	86,17
KL 9/8	0,35	4,12	1,73	2,39	9,08	14,42	85,58
KL 9/9	0,4	4,22	1,79	2,43	9,03	14,92	85,08
KL 9/10	0,45	3,88	1,66	2,22	8,97	13,83	86,17
KL 9/11	0,5	4,03	1,69	2,34	9,43	14,08	85,92
KL 9/12	0,55	4,18	1,86	2,32	8,56	15,5	84,5

KL 12/1	0	5,39	3,56	1,83	7,11	29,67	70,33
KL 12/2	0,05	5,07	3,61	1,46	6,8	30,08	69,92
KL 12/3	0,1	5,38	3,67	1,71	7,34	30,58	69,42
KL 12/4	0,15	5,24	3,61	1,63	7,24	30,08	69,92
KL 12/5	0,2	5,27	3,55	1,72	7,4	29,58	70,42
KL 12/6	0,25	5,26	3,7	1,56	6,96	30,83	69,17
KL 12/7	0,3	5,22	3,63	1,59	7,09	30,25	69,75
KL 12/8	0,35	5,39	3,9	1,49	6,72	32,5	67,5

Anhang D: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope

KB 3

mm	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
2	-2,20	-4,24
4	-1,79	-3,79
6	-2,28	-3,85
8	-2,41	-4,04
10	-2,24	-4,06
12	-1,99	-3,87
14	-2,15	-4,02
16	-2,93	-4,62
18	-2,35	-4,28
20	-2,24	-4,14
22	-2,11	-4,38
24	-1,93	-3,98
26	-2,23	-4,11
28	-2,13	-4,29
30	-1,96	-3,71
32	-2,17	-3,74
34	-2,36	-4,11
36	-2,74	-4,52
38	-1,89	-3,88
40	-2,10	-4,09
42	-1,97	-4,03
44	-2,12	-3,80
46	-1,82	-3,50
48	-2,32	-4,07
50	-2,30	-4,23
52	-2,86	-4,32
54	-2,12	-3,78
56	-1,83	-3,86
58	-1,89	-4,07
60	-2,21	-3,87
62	-1,65	-4,36
64	-1,66	-3,70
66	-2,50	-4,52
68	-1,82	-3,96
70	-1,74	-3,95
72	-2,24	-4,27
74	-1,65	-3,87
76	-1,78	-3,77
78	-1,65	-3,89
80	-1,87	-4,07
82	-1,76	-4,05
84	-2,70	-4,80
86	-2,78	-4,24
88	-1,82	-4,20
90	-1,80	-4,26
92	-1,63	-3,87
94	-1,97	-4,34
96	-1,64	-4,38
98	-1,84	-3,96
100	-1,66	-3,71
102	-2,20	-4,26
104	-1,61	-3,93
106	-	-
108	-1,67	-3,83

mm	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
110	-1,98	-4,45
112	-2,00	-4,06
114	-1,77	-3,65
116	-1,52	-3,53
118	-2,65	-4,42
120	-2,32	-4,52
122	-1,53	-3,88
124	-1,36	-3,89
126	-2,06	-4,31
128	-2,23	-4,30
130	-1,38	-3,79
132	-1,79	-4,17
134	-1,39	-4,34
136	-0,96	-4,07
138	-1,62	-4,05
140	-1,76	-4,43
142	-2,41	-4,49
144	-2,22	-4,20
146	-1,73	-4,05
148	-1,56	-4,27
150	-1,47	-3,93
152	-1,73	-4,16
154	-1,29	-3,88
156	-1,92	-4,46
158	-1,04	-3,63
160	-	-
162	-1,38	-3,95
164	-1,87	-4,19
166	-1,18	-3,81
168	-1,24	-3,85
170	-1,58	-4,19
172	-1,18	-3,78
174	-1,32	-4,08
176	-1,34	-4,17
178	-1,25	-3,96
180	-1,21	-3,99
182	-1,57	-3,99
184	-1,47	-3,87
186	-1,12	-3,70
188	-1,95	-4,37
190	-1,23	-4,15
192	-1,69	-4,00
194	-1,53	-3,99
196	-1,70	-4,33
198	-1,39	-3,80
200	-1,32	-3,86
202	-	-
204	-1,26	-4,25
206	-1,80	-4,32
208	-	-
210	-1,46	-4,15
212	-2,36	-5,04
214	-2,16	-4,58
216	-2,28	-4,33

mm	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
218	-1,43	-3,97
220	-2,27	-4,33
222	-1,31	-4,03
224	-1,50	-4,05
224	-2,06	-4,07
226	-1,84	-4,40
228	-1,08	-3,65
230	-1,61	-4,05
232	-1,95	-4,83
234	-1,55	-4,02
236	-1,70	-4,23
236	-1,53	-4,35
238	-1,55	-4,16
240	-1,92	-4,36
242	-1,33	-3,87
244	-1,43	-4,29
246	-1,38	-4,17
248	-1,30	-3,79
250	-2,15	-4,30

BG 28

mm	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
180	-2,12	-4,04
178	-1,96	-4,02
176	-1,74	-4,06
174	-1,34	-3,73
172	-1,05	-3,88
170	-1,25	-3,47
168	-2,14	-4,13
166	-1,60	-3,99
164	-2,40	-4,56
162	-1,75	-4,17
160	-1,38	-3,99
158	-1,62	-3,87
156	-0,83	-3,51
154	-2,15	-4,53
152	-1,17	-3,75
150	-2,18	-4,10
148	-1,40	-3,87
146	-0,92	-3,67
144	-1,36	-3,68
142	-2,17	-3,84
140	-1,63	-4,01
138	-1,83	-4,23
136	-2,14	-4,72
134	-1,40	-4,04
132	-1,37	-3,76
130	-1,47	-3,96
128	-1,77	-4,17
126	-1,79	-3,81
124	-1,43	-3,76
122	-1,48	-3,71
120	-1,32	-3,60
118	-1,52	-4,19
116	-1,22	-3,64
114	-0,33	-3,36
112	-1,45	-3,92
110	-1,79	-4,05
108	-2,18	-4,65
106	-1,74	-3,69
104	-1,84	-4,04
102	-1,29	-3,92
100	-1,08	-3,69
98	-1,18	-3,66
96	-2,65	-4,69
94	-2,16	-3,87
92	-1,74	-3,55
90	-1,52	-3,74
88	-1,25	-3,32
86	-1,51	-3,60
84	-1,19	-3,45
82	-1,39	-3,87
80	-1,40	-3,92
78	-1,57	-4,00
76	-1,46	-3,90
74	-1,92	-3,77

mm	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
72	-1,64	-3,99
70	-1,53	-3,62
68	-1,11	-3,49
66	-0,85	-3,22
64	-0,78	-3,25
62	-0,87	-3,41
60	-0,77	-3,24
58	-1,13	-3,23
56	-1,07	-3,33
54	-1,72	-3,83
52	-1,54	-3,57
50	-1,72	-4,25
48	-1,70	-3,86
46	-1,64	-3,66
44	-2,00	-3,83
42	-0,85	-3,22
40	-1,41	-3,72
38	-1,65	-3,75
36	-2,03	-3,79
34	-2,03	-3,76
32	-1,96	-3,73
30	-2,26	-3,97
28	-1,87	-3,62
26	-1,62	-3,53
24	-1,48	-3,38
22	-2,72	-4,07
20	-1,24	-3,40
18	-1,85	-3,78
16	-1,60	-3,73
14	-1,77	-3,72
12	-2,30	-3,70
10	-2,35	-3,86
8		
6	-2,23	-3,91
4	-1,43	-3,15
2	-2,08	-3,63

KB 20

mm	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
2	-	-
4	-1,69	-4,26
6	-1,47	-3,92
8	-2,11	-4,50
10	-2,06	-4,63
14	-1,89	-4,16
16	-2,19	-4,62
18	-1,75	-4,32
20	-2,47	-4,33
22	-1,86	-4,27
24	-2,01	-4,39
26	-1,73	-3,95
28	-2,25	-4,45
30	-2,06	-4,64
32	-1,56	-4,08
34	-1,66	-4,09
36	-1,77	-4,20
38	-2,29	-4,43
40	-1,94	-4,12
42	-1,55	-3,87
44	-1,75	-3,74
46	-2,07	-4,56
48	-2,19	-4,64
50	-1,68	-4,21
52	-1,84	-3,87
54	-2,14	-4,45
56	-1,91	-4,40
58	-2,06	-4,28
60	-1,80	-3,92
62	-1,99	-4,00
66	-2,16	-4,16
68	-1,96	-4,12
70	-1,85	-4,16
72	-2,02	-4,55
74	-2,11	-4,68
76	-1,73	-3,85
78	-2,06	-4,13
80	-1,89	-4,41
82	-1,85	-4,40
84	-2,02	-4,19
86	-1,96	-3,97
88	-1,89	-4,22
90	-1,59	-4,21
92	-1,63	-4,15
94	-1,58	-3,84
96	-1,85	-3,91
98	-2,01	-4,55
100	-2,02	-4,32
102	-1,78	-3,89
104	-1,94	-4,01
106	-1,65	-4,20
108	-1,68	-4,19
110	-1,54	-4,13
112	-1,19	-3,98
114	-1,94	-4,27

mm	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
116	-1,69	-4,43
118	-1,61	-4,23
120	-1,42	-3,86
122	-1,67	-4,05
124	-1,82	-4,43
126	-1,72	-4,33
128	-1,04	-4,00
130	-1,66	-4,09
132	-1,54	-4,61
134	-1,36	-4,37
136	-1,66	-4,34
138	-1,64	-4,40
140	-1,75	-4,40
142	-1,18	-4,16
144	-1,29	-4,12
146	-1,37	-4,20
148	-1,19	-4,53
150	-1,44	-4,77
152	-1,66	-4,14
154	-1,84	-4,31
156	-1,91	-4,95
158	-1,75	-4,67
160	-1,55	-4,34
162	-1,42	-4,16
164	-1,42	-4,24
166	-1,16	-4,27
170	-1,62	-4,34
172	-1,30	-3,99
174	-1,72	-4,36
176	-1,28	-4,47
178	-1,30	-4,36
180	-0,88	-4,04
182	-1,51	-4,39
184	-1,84	-4,82
186	-1,65	-4,47
188	-0,88	-3,96
190	-1,40	-4,01
192	-1,69	-4,16
194	-1,82	-4,53
196	-1,18	-4,24
198	-1,42	-3,98
200	-1,53	-4,32
202	-1,57	-4,47
204	-1,34	-4,04
206	-1,43	-4,20
208	-1,21	-4,01
210	-1,09	-4,16
212	-0,68	-3,74
214	-1,13	-4,21
216	-1,35	-4,47
218	-1,19	-4,15
220	-1,90	-4,54
222	-1,56	-4,73
224	-0,92	-4,01
226	-1,38	-4,05

mm	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
228	-1,19	-4,36
230	-1,40	-4,48
232	-0,99	-3,84
234	-1,20	-4,16
236	-1,41	-4,74
238	-1,12	-4,17
240	-1,37	-4,25
242	-1,35	-4,40
244	-1,21	-4,63
246	-1,17	-4,25
248	-0,45	-3,81
250	-1,16	-4,25
252	-1,06	-4,53
254	-0,17	-4,53
256	-1,12	-4,06
258	-1,04	-3,87
260	-1,34	-4,08
262	-1,28	-4,42
264	-1,25	-4,27
266	-1,19	-4,25
268	-1,35	-4,08
270	-1,47	-4,20
270	-1,12	-4,28
272	-1,01	-4,63
274	-1,29	-4,51
276	-1,42	-4,27
278	-1,27	-4,14
280	-1,22	-4,41
282	-0,97	-4,15
284	-0,86	-4,06
286	-1,07	-4,15
288	-0,78	-3,80
290	-1,40	-4,54
294	-0,81	-4,07
296	-0,68	-4,38
298	-1,15	-4,23
300	-1,18	-4,67
302	-1,09	-4,64
304	-0,54	-3,71
306	-1,76	-4,63
308	-0,87	-4,32
310	-0,84	-4,30
312	-0,55	-3,68
314	-0,96	-4,11
316	-1,45	-4,70
318	-0,19	-3,47
320	-0,97	-4,07
322	-0,86	-4,26
324	-0,81	-4,44
326	-0,77	-3,85
328	-0,64	-3,85
330	-1,19	-4,23
332	-0,75	-3,85
334	-0,72	-3,72
336	-1,03	-4,10
338	-1,49	-4,40

mm	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
340	-1,24	-4,32
342	-1,28	-4,00
344	-1,46	-4,62
346	-1,88	-4,79
348	-0,57	-3,77
350	-1,13	-4,01
352	-1,39	-4,43
354	-1,20	-4,38
356	-1,22	-4,22
358	-1,28	-4,00
360	-1,55	-4,75
362	-1,01	-4,40
364	-1,33	-4,20
366	-1,21	-4,38
368	-1,46	-4,76
370	-1,02	-4,23
372	-1,28	-4,21
374	-1,23	-4,10
376	-0,99	-4,40
378	-0,59	-3,98
380	-1,08	-4,13
382	-1,01	-4,37
384	-0,94	-4,29
386	-0,78	-4,09
388	0,08	-3,38
390	-1,19	-4,56
392	-1,03	-4,54
394	-1,09	-4,01
396	-1,38	-4,63
398	-1,36	-4,68
400	-1,02	-4,07
402	-0,96	-3,97
404	-1,36	-4,36
406	-0,91	-4,39
408	-0,97	-3,89
410	-1,26	-4,41
412	-1,78	-4,25
414	-0,97	-3,88
416	-0,45	-3,94
418	-0,87	-4,28
420	-0,62	-3,95
408	-0,97	-3,89
410	-1,26	-4,41
412	-1,78	-4,25
414	-0,97	-3,88
416	-0,45	-3,94
418	-0,87	-4,28
420	-0,62	-3,95
422	-0,63	-3,85
424	-0,77	-4,01
426	-0,76	-3,81
428	-1,03	-3,94
430	-0,63	-4,38
432	-0,64	-3,60
434	-1,12	-4,03
436	-1,43	-4,57

mm	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
438	-0,56	-3,56
440	-1,11	-4,39
442	-1,12	-4,37
444	-2,13	-4,24
446	-1,05	-4,32
448	-0,81	-4,30
450	-0,98	-4,05

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Matthias Boris Saric

Geburtsdatum: 11.10.67

Staatsangehörigkeit: deutsch

Schulausbildung

1975 - 1978 Grundschule in Stuttgart

1978 - 1988 Gymnasium in Stuttgart
Abitur

Studium

1989 - 1996 Studium der Geologie und Paläontologie an der Universität Stuttgart
Diplom

Berufstätigkeit

1996 - 2000 Berufstätigkeit (freier Mitarbeiter) als Geologe bei:
Dr. Jungbauer & Partner, Stuttgart,
Rossmann Umwelt Consult, Schwäbisch Gmünd,
Ingenieurbüro Zeiser, Ellwangen

Seit 2000 Dissertation an der Ludwig-Maximilians-Universität München

Seit 2004 Wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Universität Stuttgart

Stuttgart, den 20. Januar 2005