

3.18 Korallenriffe – Folgen der Erwärmung und Versauerung

HELMUT SCHUHMACHER & GÖTZ-BODO REINICKE

Tropical coral reefs - consequences of the global warming and acidification of seawater: Tropical coral reefs cover only about 1–2 % of the global ocean areas. Nevertheless they represent the most complex coastal ecosystems known, harboring about 1/3 of known marine species diversity. Their economic value is estimated up to 1.2 Million US \$ per ha and year. They are directly affected by three consequences of climate change: 1. the rise of surface water temperatures – resulting in shifts, disturbance or disruption of the coral-zooxanthellae symbiotic relationships and various secondary effects; 2. the acidification of seawater from anthropogenic CO₂ emissions – causing an environmental impediment to coral skeleton calcification; and 3. the sea level rise – changing the land-sea-interactions and dynamics of reef growth (see 2.) with prospective consequences for the framework stability and function of shore protective reef structures along coastlines and oceanic islands. The global scale of these impacts, together with only minor options of escape renders the future of coral reefs uncertain. Mainly political measures will decide, whether the sixth (anthropogenic) reef crisis in Earth history can still be averted.

Korallenriffe im tropischen Flachwasser machen nur einen winzigen Teil der Weltmeere aus: jüngere Angaben schwanken zwischen 0,09 und 0,2% der globalen Meeresfläche (je nach dem Maßstab der zugrunde liegenden Karten und der vermuteten Ansatztiefe der Riffe). Sie beherbergen allerdings ein Drittel der bisher beschriebenen Arten im Meer und tragen 9–12% der Proteinversorgung aus dem Meer bei (VERON et al. 2009).

Allein die Funktion als Küstenschutz, müsste man ihn durch Kunstbauten realisieren, würde mehrere Tausend US \$ pro laufenden Meter kosten. Der EU-Bericht »The Economics of Ecosystems« beziffert die verschiedenen Servicefunktionen von Korallenriffen auf 130.000 bis 1,2 Mio. US \$ pro Hektar und Jahr. Für mindestens eine halbe Milliarde Menschen, die im Hinterland und in (un-)mittelbarer Abhängigkeit von Korallenriffen leben, ist deren ökosystemare Funktionsfähigkeit essentiell. Diese wird allerdings seit Jahrzehnten durch Überfischung, Eintrag von Nährstoffen und Trübstoffen von Land, Küstenverbauungen u.a. eingeschränkt. Während diese Bedrohungen überwiegend lokaler Natur sind, hat der Klimawandel globale Ausmaße.

Korallenriffe sind durch den Klimawandel in dreierlei Hinsicht unmittelbar betroffen:

- Aufheizung der oberflächennahen Wasserschichten,
- Versauerung des Meerwassers durch anthropogene CO₂-Emission,
- Anstieg des Meeresspiegels.

Wie reagieren Korallen auf die Aufheizung des Meerwassers?

Riffkorallen leben – wie viele andere riffbewohnende Einzeller, Schwämme, Hohltiere, Muscheln, Manteltiere u.a. – in Symbiose mit einzelligen Algen. Das enge Zusammenrücken zwischen Tier und Pflanze optimiert das Recycling von Nährstoffen in nährstoffarmen tropischen Gewässern. Die Verbreitung der Korallenriffe

deckt sich mit einem Temperaturbereich, innerhalb dessen die Korallen nahe ihrem oberen Temperaturlimit existieren; wird dieses überschritten, kommt es zum Ausstoßen der symbiotischen Algen (Zooxanthellen). Diese Reaktion zeigen auch andere zooxanthellenhaltige Organismen. Die kritische Temperaturschwelle ist regional unterschiedlich – z.B. 27°C bei der Osterinsel und 35°C im Persischen Golf – und reflektiert das jeweilige Temperaturregime, an das die dort lebenden Korallen angepasst sind. Steigt die Temperatur um ein bis wenige Grade über den Schwellenwert und verbleibt dort für einige Tage, geraten die miteinander gekoppelten Hell- und Dunkelreaktionen der Photosynthese aus dem Takt und schädigen die Algenzellen. Der Korallenpolyp stößt die nun »wertlos« gewordenen Symbionten aus. Da danach das weiße Kalkskelett durch die nun farblosen Polypen hindurch scheint, heißt das Phänomen Coral-Bleaching (Korallenbleiche). Die Reaktion ist unspezifisch, sie tritt auch bei Unterschreiten der unteren Temperaturgrenze (so z.B. im Winter 2010 vor der Küste Floridas), bei Salinitätsschwankungen und bei übermäßiger UV-Exposition auf. Hält die unnatürliche Temperatur über eine oder mehrere Wochen an, sterben die Korallenpolypen ab, und das freie Skelett wird von Algen und anderen festsitzenden Organismen besiedelt. Experimentell erzeugte und gelegentliche lokal eng umgrenzte Bleaching-Reaktionen waren der Wissenschaft bekannt. Das erste massenhafte und über Hunderte von Kilometern sich erstreckende Coral-Bleaching wurde 1982 im östlichen Pazifik beobachtet (GLYNN 1993). Dieses, die Korallenbleiche 1987 und vor allem das weltumspannende katastrophale Ereignis 1997/98 traten im Zusammenhang mit einer als ENSO (El-Nino Southern Oscillation) bezeichneten Klima-Aberration auf. In den Folgejahren traten ausgedehnte Massenbleichen allerdings mit zunehmender Frequenz – inzwischen jährlich – auf (VERON et al. 2009). Ursache war stets die Entwicklung eines ausgedehnten Warmwasserfeldes – so detailliert dokumentiert für den

tropischen Atlantik und die Karibik im Jahre 2005 (EAKIN et al. 2010), wo die mittlere Wassertemperatur über viele Wochen $1,2^{\circ}\text{C}$ über dem langjährigen Mittel lag. Sie führte zu den schlimmsten Bleaching-Verlusten unter Wasser und der Entwicklung von fünf verheerenden Hurrikans über Wasser (z.B. Katrina).

Die verschiedenen Korallenarten zeigen sich unterschiedlich widerstandsfähig gegen Bleaching: Großpolypige Arten mit relativ fleischigem Gewebe sind weniger empfindlich als die in oberen Riffbereichen dominierenden schnellwüchsigen *Acropora*-Arten und anderen Zweigkorallen. Feuerkorallen (*Millepora* sp.) sterben sogar sofort ab (ohne vorgeschaltete Bleaching-Phase). Auch die genetische »Disposition« der symbiotischen Algen spielt eine Rolle. Was früher als eine Art *Symbiodinium microadriaticum* bekannt war, ist heute nach molekularbiologischen Analysen eine Sammelgruppe von vielen Dutzenden von »Clades«. Eine als Clade D (mit wiederum diversen Untergruppen) bekannte Zooxanthellenlinie ist deutlich Hitze-resistenter als Algen der Linien A, B oder C. Clade D dominiert z.B. in Korallen im besonders warmen Persischen Golf. Bei dem sich über Wochen ankündigenden und gut untersuchten Bleaching-Ereignis 2005 in der Karibik hatten diejenigen Korallenkolonien die wenigsten bzw. spätesten Verluste, die ihre übliche Symbiontenausstattung (A, B, C) gegen Clade D ausgetauscht hatten. Erkauft wurde dieser Vorteil allerdings durch eine bis zu 50%ige Reduktion der Kalkskelettabscheidung, für welche die Zooxanthellen Schrittmacherfunktion haben – in offensichtlich unterschiedlichem Maße, wie jetzt experimentell klar belegt wurde (SMITH & IGLESIAS PRIETO 2010).

Coral-Bleaching beschränkt sich auf die besonders erwärmten Oberflächenschichten und reicht selten tiefer als 10–20 m unter den Meeresspiegel. Lokale Auftriebsgebiete bleiben typischerweise von Bleaching verschont. Ablauf eines Bleaching-Ereignisses und die anschließende Regeneration der Korallenbestände sollen am Beispiel ausgewählter Riffinseln der Malediven 1997 ff. geschildert werden. Die Bedeckung mit lebenden Steinkorallen wurde vor dem Bleaching wiederholt mit 50–90% gemessen (z.B. durch G. Scheer während der Xarifa-Expedition 1958). Bleaching-Verluste reduzierten im gleichen Tiefenbereich den Anteil lebender Steinkorallen auf 2–5% (LOCH et al. 2002). Nicht nur die im Flachwasser vorherrschenden (und schnellwüchsigen) Tisch- und Zweigkorallen der Gattung *Acropora* waren abgestorben, sondern auch massig wachsende *Porites*-, und *Diploastrea*-Arten sowie andere Faviiden-Kolonien mit einem Alter von teils über 100 Jahren. Während die Kalkabscheidung der Korallenpolypen zum Erliegen kam, setzte sich die Bioerosion – intern durch Bohrschwämme und Bohr-

muscheln – extern durch Algen weidende Papageifische und Seeigel – fort. Eine Wiederbesiedlung mit Korallenlarven erfolgte nur schleppend. Viele dieser Neuansiedlungen gingen allerdings zugrunde, wenn der durch Bioerosion zermürbte Untergrund unter der Last der sich vergrößernden neuen Kolonien kollabierte. Vor allem an der Riffkante und am oberen Riffhang boten die übereinander gestaffelten Skelette der Tischkorallen ein trügerisches Fundament: Fünf Jahre nach ihrem Absterben waren die meisten samt aufsitzenden Neuansiedlungen (Abb. 3.18-1) abgebrochen und in die Tiefe gestürzt (SCHUHMACHER et al. 2005). Bis 2009 hat sich die Bedeckungsrate mit lebenden (= kalkabscheidenden) Korallen langsam auf durchschnittlich 36% erhöht – d.h. auf mittlerweile rund die Hälfte der Bestandsdichte von vor dem Bleaching (LOCH, pers. Mitteilung). Hingegen vermehrten sich Bohrschwämme im gleichen Zeitraum um 150%. Ihre Erosionseffizienz erhöht sich grundsätzlich mit steigender Temperatur und Versauerung (SCHOENBERG & ORTIZ 2009).

Coral-Bleaching ist das augenfälligste Ergebnis unnatürlich erhöhter Wassertemperatur. Sie bringt aber nicht nur die Physiologie der symbiotischen Algen aus dem Gleichgewicht, sondern bedeutet auch erheblichen Stress für die Korallenpolypen selbst – die Fertilität sinkt und die Anfälligkeit für Krankheiten steigt. Vitalität und Vermehrungsraten (pathogener) Bakterien nehmen mit steigender Temperatur zu; Nährstoffeinleitungen von Land (z.B. Abwässer) verstärken diesen Effekt. Korallenkrankheiten waren vor 40 Jahren noch unbekannt; inzwischen sind allein aus dem karibisch-westatlantischen Raum über 18 verschiedene Krankheitsbilder an Steinkorallen beschrieben, die sich z.T. epidemiehaft ausgebreitet haben (PORTER 2001). Opfer wurden unter anderem die mächtigen Kolonien der Elchgeweihkoralle *Acropora palmata*; diese Schlüsselart für den brandungsexponierten oberen Riffbereich steht heute auf der Roten Liste der gefährdeten Arten der USA.

Mit steigender Wassertemperatur sinkt die Löslichkeit für Sauerstoff. Wenn das verfügbare O_2 durch die Atmung eines erhöhten Mikrobenbestandes weiter reduziert wird, kommt es zu nächtlichen anaeroben Zuständen – besonders in strömungsstillen Zonen zwischen und unter Korallenkolonien. Wenn diese basalen Bereiche absterben, haben Bohrorganismen freien Zutritt zum Unterbau der Kolonien.

Welchen Einfluss hat die Versauerung des Meerwassers auf die Skelettbildung von Korallen?

Die als »Versauerung« registrierte Veränderung des Alkalinitätsgrades ist ein besonders tückischer Effekt des

Klimawandels, da er (noch) nicht ins Auge fällt. Die oberen Wasserschichten in den Tropen sind alkalisch mit einem über lange Zeit eingependelten pH-Wert von ca. 8.2. Dieser Wert ist in den letzten Jahrzehnten um 30% (in der logarithmischen Skala) auf 8.1 gesunken – Trend fortlaufend. Ursache ist der verstärkte Eintrag von atmosphärischem CO_2 mit der Bildung von Kohlensäure und Folgeverbindungen. Über die letzten 650.000 Jahre (wahrscheinlich noch länger) lag der CO_2 -Gehalt der Atmosphäre zwischen 200 und 300 ppm. Seit dem Beginn des industriellen Zeitalters und der damit einhergehenden Verfeuerung von Kohle, Öl und Gas sowie der Reduktion natürlicher Kohlenstoffsinken (Rodung von Wäldern, Trockenlegung von Feuchtgebieten) ist der CO_2 -Gehalt der Atmosphäre rasant angestiegen – binnen eines Jahrhunderts von 280 auf aktuell 389 ppm und wird bei ungebrochenem Trend in 20 Jahren 450 ppm und in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts gar 540–970 ppm erreichen (RAVEN et al. 2005). Etwa 30% des Kohlendioxids in der Luft werden mit einem zeitlichen Verzug von 10–20 Jahren im Ozean gelöst. Ein aktueller pH-Wert von 8.1 entspricht also der CO_2 -Last der Luft während der 1990er Jahre. Selbst unter der rein



Abb. 3.18-1: Sechs Jahre nach dem Coral-Bleaching 1998: Neu angesiedelte Korallen – dem Untergang geweiht; sie stocken auf einem abgestorbenen Kolonierest, dessen Basis bereits weitgehend zermürbt ist und demnächst kollabieren wird (Photo: W. Loch, mit freundlicher Genehmigung).

theoretischen Annahme eines völligen Emissionsstopps würde der Kohlensäuregehalt des Meeres in den nächsten Jahren weiter steigen.

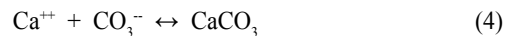
Die Verfeuerung von schwefelhaltigem Schweröl durch das Gros der Fracht- und Kreuzfahrtschiffe trägt neben CO_2 zusätzlich Schwefelsäure in das Meer ein.

Welche Auswirkungen hat eine weitere Absenkung der Alkalinität für Korallen und Riffe, selbst wenn sie im alkalischen Bereich bleibt? Wird CO_2 im Seewasser gelöst, laufen folgende Reaktionen ab:



Lösung von CO_2 in Wasser resultiert in Kohlensäure (Gl. 1), die sogleich gemäß Gl. 2 in ein Bikarbonat-Anion und ein Proton dissoziiert. Wasserstoffionen reagieren bevorzugt mit Karbonationen zu Bikarbonat (Gl. 3 von rechts nach links), sodass CO_3^{2-} -Anionen immer weniger verfügbar sind, wenn CO_2 vermehrt ins Wasser gelangt. Gleichzeitig steigt die Konzentration der Protonen: der pH-Wert sinkt.

Die Kalkskelettbildung erfolgt prinzipiell nach Gl. 4



Tropisches Meerwasser ist mehr als vierfach übersättigt an Kalzium- und Karbonat-Ionen. Kinetische Barrieren verhindern allerdings eine spontane Ausfällung. Um Aragonitkristalle (die Kalkmodifikation von Steinkorallen und anderen tropischen Schalenbildnern) entstehen zu lassen, müssen die Korallenpolypen in einem abgeschlossenen Raum unter der Fußscheibe den Sättigungsgrad noch weiter erhöhen. Unter Energieeinsatz wird in dem Kristallisationsraum der pH-Wert erhöht, indem vermittels eines Ca-ATPase-Proteins Ca^{++} eingeschleust und H^+ ausgeschleust wird. Dabei verschiebt sich das Reaktionsgleichgewicht nach rechts in



Dieser vom Korallenpolypen kontrollierte Prozess, der Bikarbonat in das »benötigte« Karbonat verwandelt, wird bei einem pH-Wert > 8.2 begünstigt (COHEN & HOLCOMB 2009, ALLEMAND et al. 2011).

Durch die bereits erfolgte Versauerung sank die Aragonitübersättigung von bisher 4,6-fach auf 4,0-fach und wird weiter abnehmen. Die erwartete pH-Absenkung von 0,2 Einheiten in den nächsten hundert Jahren wird das Kalzifikationsvermögen um mindestens 50% reduzieren. Denn es kostet den Korallenpolypen deutlich vermehrte »Anstrengungen« (ATP-Einsatz), sein Skelett abzuscheiden; es wächst langsamer und

ist weniger stabil. Bei einer nur noch 3,25 fachen Übersättigung reicht die dann schwache oder völlig eingestellte Kalzifikation nicht mehr aus, um Riffstrukturen aufzubauen bzw. aufrecht zu erhalten. Wenn die Riffe dann erodiert werden, heißt das noch nicht, dass der Kalk selbst in Lösung geht, sondern dass Verluste durch Bioerosion (die niemals ruht!) die Kalkneubildung bei weitem überwiegen. Der Aragonit-Sättigungsgrad nimmt polwärts und mit der Tiefe ab. In hohen Breiten ist Meerwasser schon heute untersättigt – temperaturbedingt ist hier grundsätzlich mehr CO_2 gelöst, Schmelzwasser von Gletschern verursacht eine zusätzliche Verdünnung. Kalkrotalgen, die mit ihren harten Mg-Kalzitkrusten eine wichtige konsolidierende Funktion im Riff und auf Geröllböden haben, sind ebenso betroffen wie die Steinkorallen. Dies gilt auch für Foraminiferen und andere Schalenbildner.

Die genannten Zukunftsszenarien beruhen vorwiegend auf Hochrechnungen und Modellierungen. Sie sind allerdings durch Laborversuche und Felduntersuchungen untermauert. Die Mittelmeer-Koralle *Oculina patagonica* produzierte bei einem auf 7.6 abgesenkten pH-Wert kein Skelett mehr, die Polypen lebten aber als »naked corals« weiter und kalzifizierten erst wieder nach einem Jahr bei einem gegen den Normalwert angehobenen pH-Wert (FINE & TCHERNOV 2007). Dieser Befund ist auch von paläoökologischer Relevanz: In der Erdgeschichte sind fünf »reef-gaps« bekannt –

Zeiträume ohne fossile Korallenablagerungen – so z.B. an der Wende des Perm- zum Triaszeitalter. Erst Millionen Jahre später tauchten Korallen wieder im Fossilbefund auf. Sie haben wohl als »naked corals« (Abb. 3.18-2), die keine fossilisierbaren Reste hinterlassen, weiter existiert. In vulkanisch aktiven Regionen (z.B. bei Ischia) finden sich » CO_2 -vents«, wo fast reines Kohlendioxid aus dem Untergrund perlt und einen pH-Gradienten im umgebenden Meerwasser schafft. Bei einem pH-Wert unter 7.8 stellten dort Kolonien von *Cladocora caespitosa* die Kalzifikation ein (RODOLFO-METALPA et al. 2010).

Massig wachsende Korallenkolonien, die weit über hundert Jahre alt werden können, bilden ihren jährlichen Zuwachs in Jahresringen ab. *Porites*-Kolonien im Großen Barriereriff zeigen über die letzten beiden Jahrzehnte einen Rückgang der Parameter Skelettdichte und Längenwachstum von 14% – einmalig während der letzten 400 Jahre (DE'ATH et al. 2009). Ein ähnlicher Befund aus der warmen Andaman-See bei Phuket (30,4°C) unterstreicht auch die synergistische Wirkung von erhöhter Temperatur: Beim Vergleich von *Porites*-Zuwachsraten 1984/86 und 2007 ergab sich ein Rückgang von 16,8% bei einem Temperaturanstieg von 0,42°C über diese Zeitspanne. Offensichtlich leidet die bekannte Schrittmacherfunktion der Zooxanthellen bei der Kalkbildung bereits unter der Schwelle, die Coral-Bleaching auslöst (TANZIL et al. 2009).

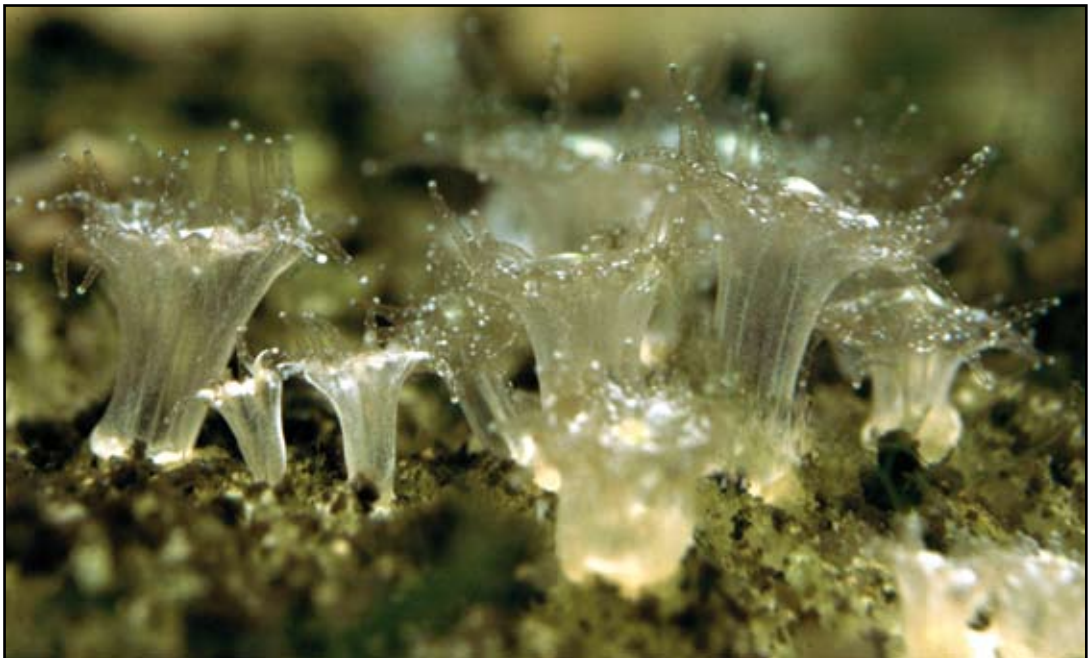


Abb. 3.18-2: Skelettlose Korallenpolypen (*Trophozoide von Fungia sp.*) – bei einem erniedrigten pH-Wert von ca. 7.8 (Photo: H. Schuhmacher).

Können Korallenriffe mit dem steigenden Meeresspiegel Schritt halten?

Ein Blick zurück in die Erdgeschichte macht zunächst Hoffnung. Nach der letzten Eiszeit stieg der Meeresspiegel anfangs rasch an. Korallenriffe hielten hiermit insbesondere dann Schritt, wenn sie sich auf einem pleistozänen Untergrund »treppenartig« aufbauen konnten. Neben diesen »keep-up reefs« gibt es allerdings auch viele »give-up reefs« die »ertrunken« sind und heute als Korallenbänke in 20–70 m Tiefe existieren. Am Rasdu-Atoll der Malediven wurde die Riffentwicklung nach dem letzten eiszeitlichen Meerestiefstand durch Bohrungen untersucht (GISCHLER et al. 2008). Der Meeresspiegel überflutete zunächst den pleistozänen Riffkörper; ab 9.000 BP (before present – Jahre vor heute) setzte holozänes Riffwachstum ein mit einer Rate von 15 mm/Jahr. Dieses Wachstum des äußeren Atollrings verlangsamte sich ab 7.000 BP; in den letzten 5.000 Jahren stieg der Meeresspiegel nur noch ca. 1 mm/Jahr. In diesem Zeitraum verbreiterte sich das Riff zur offenen See und zur Atolllagune. Erst in dieser Periode akkumulierte so viel Schuttmaterial auf dem Riffdach, dass es zu Inseln aufgehäuft werden konnte. Ein vertikales Riffwachstum von 15 mm/Jahr ist nur möglich, wenn über lange Zeiträume eine 100%ige Bedeckung mit rasch wachsenden *Acropora*-Korallen gewährleistet ist, die beständig Baumaterial liefert. Solch dichte, übereinander gestaffelte *Acropora*-Konsolen sind für ungestörte Außenriffe charakteristisch – heute allerdings nur noch selten anzutreffen.

Die thermische Ausdehnung des Meerwassers und der Zufluss von Schmelzwasser von Land lassen den Meeresspiegel gegenwärtig um ca. 3,4 mm/Jahr ansteigen. Meeresströmungen, die großräumige Luftdruckverteilung und tektonische Bewegungen beeinflussen diese Rate: im westlichen Pazifik wurden 5–10 mm/Jahr von Satelliten gemessen, im mittleren Indik (Chagos-Archipel) nur 1 mm/Jahr.

Atollinseln erheben sich nur wenige Meter über den Meeresspiegel. Sie bestehen aus Korallenschutt und Sand, der durch gelegentliche Stürme von der Riffplattform zusammengespült und angehäuft wurde. Die Sorgen der Inselbevölkerung, ihre Lebensgrundlage demnächst zu verlieren, wurden als unbegründet, ja als Panikmache, erklärt, nachdem eine Luftbildanalyse von 27 zentralpazifischen Inseln gezeigt hat, dass im Zeitraum der letzten 19 bis 61 Jahre nur 14% der Inseln an Fläche verloren haben, je 43% hingegen gleich geblieben bzw. sogar gewachsen sind (WEBB & KENCH 2010). In diesem Zeitraum betrug der Meeresspiegelanstieg 1,4–2 mm/Jahr. Die Autoren hypothetisieren, dass das Riff hinreichend Material liefere, um Verluste am Insel-

körper zu kompensieren, dass aber auch gelegentliche Sturmwellen, die über die Inseln hinweg laufen, keine größeren Erhebungen als ca. 2 m zulassen würden.

Erhebliche Zweifel bestehen, ob dieser Mechanismus auch in Zukunft greifen wird. Das Korallenmaterial, welches in den letzten Dekaden zum Erhalt der Riffinseln beigetragen hat, stammt noch aus einer »heilen Welt« – einer Zeit, in der Coral-Bleaching, Versauerung und Krankheiten noch keine Rolle für den Zustand der Korallengemeinschaft gespielt haben. Im Wechselspiel von Korallenzuwachs einerseits und Bioerosion und Sturmverlusten andererseits sind ca. 50% Lebendbedeckung von Steinkorallen notwendig, um ein Netto-Riffwachstum von 3 mm/Jahr aufrecht zu erhalten. Dieser Anteil wird heute nur noch selten erreicht. An der Riffkante kann zwar die Bedeckung durch rasch wachsende *Acropora*-Konsolen gegen 100% gehen; das allermeiste Material wird aber in die Tiefe verfrachtet und geht damit für das Riffdach verloren. Wenn sich der Meeresspiegelanstieg weiter beschleunigt – Prognosen nennen 10 mm/Jahr ab 2050 (VERMEER & RAHMSTORF 2009) – wäre die Existenz der Inseln auch bei gesunden vorgelagerten Riffen stark gefährdet.

Die Wohnbarkeit niedriger Atollinseln hängt im Übrigen nicht nur davon ab, ob sie noch über den Meeresspiegel ragen. (Vermehrte) Sturmfluten können die Infrastruktur zerstören, Böden erodieren und die Süßwasserlinse im Untergrund (Voraussetzung für die Inselvegetation) versalzen. Diese Effekte in den Jahren 2006–2009 führten zur Ausrufung des Notstandes in den Vereinigten Staaten von Mikronesien. Nur Wasser- und Lebensmittellieferungen konnten die Bevölkerung vor Abwanderung bewahren.

Früher, als der »Ökofaktor Mensch« noch keine Rolle spielte, bedeutete ein steigender Meeresspiegel »goldene Zeiten« für Korallenriffe: sie konnten sich, gerade an Festlandküsten, lateral und vertikal ausdehnen. Heute sind diese potentiellen Flächen meist durch dichte Besiedlung versperrt, und das Riffwachstum ist ohnehin durch terrigene Sedimenteinträge, Abwasserbelastung und Eutrophierung in Frage gestellt.

Wie sieht die Zukunft der Korallenriffe aus?

Noch vor sechs Jahren ergab eine Umfrage unter Korallenfachleuten, dass sie Sedimenteinträge und Eutrophierung infolge schlechter Land- und Forstwirtschaft sowie nicht nachhaltige Fischerei als die wichtigsten Bedrohungen der Riffe ansahen. Inzwischen werden die Versauerung und Erwärmung des Meerwassers an erster Stelle genannt. Es sind der globale Angriff, ge-

gen den es kaum Ausweichmöglichkeiten gibt, und die Geschwindigkeit der Umweltveränderungen, die diesen beiden Prozessen ihr Gewicht geben. Evolutionäre Anpassungen können damit nicht Schritt halten. Hoffnungen werden zwar auf hitzeresistentere Zooxanthellen, verstärkt kalzifizierende Korallenpolypen und künstliche Riffe gesetzt. Wie oben gezeigt wurde, haben Clade D-Zooxanthellen auch ihre Nachteile. Der Befund, dass im Laborexperiment Korallen bei zusätzlicher Planktonfütterung (Energiezufuhr) mehr Kalk abscheiden, ist nicht auf das Freiland zu übertragen: ein erhöhtes Planktonangebot geht mit Eutrophierung einher, was sich bekanntermaßen kontraproduktiv auf die Riffentwicklung auswirkt. Auch Künstliche Riffe können nur »Tropfen auf heißen Steinen« sein (SCHUHMACHER 2010).

Die politische Absichtserklärung, den Anstieg des Treibhausklimas auf 2°C zu beschränken, nützt den Korallenriffen wenig. Coral-Bleaching setzte bereits bei 320 ppm CO₂ in der Atmosphäre ein. Auch die Wachstum retardierenden Versauerungseffekte werden sich weiter verstärken und über Jahrhunderte andauern (VERON et al. 2009). Hinzu kommen die Effekte der bereits seit langem bekannten Stressoren, die bisher schon 19% der Korallenriffe unwiederbringlich zerstört haben und weitere 35% ernsthaft bedrohen (WILKINSON 2008). Ein Drittel der Korallenarten sind heute vom Aussterben bedroht.

Korallenriffe sind nicht nur von weit unterschätztem ökonomischem Wert, auch als Zentren der Biodiversität haben sie durch die Erdgeschichte hindurch eine herausragende Rolle gespielt. Daher wird dem Ökosystem Korallenriff nachgesagt, dass es auf Grund seiner komplexen Wechselbeziehungen besonders stabil sei. Auch die These, dass gelegentliche Störungen die Biodiversität förderten, muss hinterfragt werden. Denn Anzahl, Intensität, Frequenz und regionales Ausmaß von Stressoren haben solche Dimensionen erreicht, dass alte Lehrbuch-Sätze keine Gültigkeit mehr haben. Die Erdgeschichte kennt fünf große Riffkrisen. Es ist zu befürchten, dass wir am Beginn einer sechsten – diesmal anthropogenen – Riffkrise stehen (VERON 2008), die von ihren Verursachern allerdings erst als solche erkannt wird, wenn es für ein Umsteuern zu spät ist.

Literatur

ALLEMAND D., E. TAMBUTTE, D. ZOCCOLA & S. TAMBUTTE (2011): Coral calcification, cells to reefs. In: DUBINSKY, Z. & N. STAMBLER (Hrsg.) Coral reefs: An ecosystem in transition. Springer, Berlin, 119-150.

COHEN A. L. & M. HOLCOMB (2009): Why corals care about ocean acidification – uncovering the mechanism. *Oceanography* 22, 118-127.

DE'ATH G., J.M. LOUGH & K.E. FABRICIUS (2009): Declining coral calcification on the Great Barrier Reef. *Science* 323, 116-119.

EAKIN C. M., J. A. MORGAN, S. F. HERON, T. B. SMITH + 63 authors (2010): Caribbean corals in crisis: Record thermal stress, bleaching, and mortality in 2005. *PLoS ONE* 5, e13969.

doi: 10.1371/journal.pone.0013969.

FINE M. & D. TCHERNOV (2007): Scleractinian coral species survive and recover from decalcification. *Science* 315, 1811.

GISCHLER E., J. H. HUDSON & A. PISERA (2008): Late quaternary reef growth and sea level in the Maldives. *Marine Geology* 250, 104-113.

GLYNN P. W. (1993): Coral bleaching: ecological perspectives. *Coral Reefs* 12, 1-17.

LOCH K., W. LOCH, H. SCHUHMACHER & W. R. SEE (2002): Coral recruitment and regeneration on a Maldivian reef 21 months after the coral bleaching event of 1998. *P.S.Z.N.I.: Marine Ecology* 23, 219-236.

PORTER J. (2001): The ecology and etiology of newly emerging marine diseases. Kluwer, Dordrecht.

RAVEN J., K. CALDEIRA, H. ELDERFIELD, O. HOEGH-GULDBERG + 5 authors (2005): Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Policy Doc. 12/05. Royal Society, London.

RODOLFO-METALPA R., F. HOULBREQUE, E. TAMBUTTE, F. BOISSON + 4 authors (2010): Calcification of two shallow-water Mediterranean corals in the face of ocean acidification. Abstract. In: KAANDORP J., E. MEESTERS, R. OSINGA, J. VERRETH & T. WIJGERDE (Eds.). ISRS 2010 - Reefs in a changing environment. Wageningen.

SCHOENBERG C. H. L. & J.-C. ORTIZ (2009): Is sponge bioerosion increasing? Proc. 11th Int. Coral Reef Symp. Ft. Lauderdale, Florida 2008, 520-523.

SCHUHMACHER H., K. LOCH, W. LOCH & W. R. SEE (2005): The aftermath of coral bleaching on a Maldivian reef – a quantitative study. *Facies* 51, 80-92.

SCHUHMACHER H. (2010): Korallen – Baumeister am Meeresgrund. BLV, München, 159 pp.

SMITH R. T. & R. IGLESIAS-PRieto (2010): A significant physiological cost to Caribbean corals infected with an «opportunistic» *Symbiodinium*. Abstract. In: KAANDORP J., E. MEESTERS, R. OSINGA, J. VERRETH & T. WIJGERDE (Eds.). ISRS 2010 - Reefs in a changing environment. Wageningen.

TANZIL J.T.I., B. E. BROWN, A. W. TUDHOPE & R. P. DUNNE (2009): Decline in skeletal growth of the coral *Porites lutea* from the Andaman Sea, South Thailand, between 1984 and 2005. *Coral Reefs* 28, 519-528.

VERMEER M. & S. RAHMSTORF (2009): Global sealevel linked to global temperature. *Proc. National Academy of Sciences* 106, 21527-21532.

VERON J. E. N. (2008): Mass extinctions and ocean acidification: biological constraints on geological dilemmas. *Coral Reefs* 27, 459-472.

VERON J. E. N., O. HOEGH-GULDBERG, T. M. LENTON, J. M. LOUGH + 6 authors (2009): The coral reef crisis: The critical importance of < 350 ppm CO₂. *Marine Pollution Bulletin* 58, 1428-1436.

WEBB A. P. & P. S. KENCH (2010): The dynamic response of reef islands to sea-level rise: Evidence from multi-decadal analysis of island change in the central Pacific. *Global and Planetary Change* 72, 234-246.

WILKINSON C. (2008): Status of coral reefs of the world. Global coral reef monitoring network and reef and rainforest research centre. Townsville, Australia. 298 pp.

Prof. Dr. Helmut Schuhmacher
Universität Duisburg-Essen
Fakultät für Biologie - Abt. Hydrobiologie
Universitätsstr. 5 - 45141 Essen
helmut.schuhmacher@uni-due.de

Dr. Götz-Bodo Reinicke
Deutsches Meeresmuseum
Katharinenberg 14-20 - 18439 Stralsund
goetz.reinicke@meeresmuseum.de