

# Sedimentologische und geomorphologische Belege starker Tsunami-Ereignisse jung-historischer Zeitstellung im Westen und Südosten Zyperns

DIETER KELLETAT\* und GERHARD SCHELLMANN\*\*

## Inhaltsverzeichnis

Abstract .....	2
Zusammenfassung .....	2
1. Einleitung .....	4
2. Sedimentologische Spuren im Gelände	
2.1. Dislozierte Blöcke, Blockreihen und Blockwälle .....	7
2.2. Schotter- und Blockterrassen .....	20
2.3. Schotter- und Kiesstreu, dislozierte Strandsande .....	26
3. Geomorphologische Spuren	
3.1. Transformation von Kliffen, Hohlkehlen und <i>Trottoirs</i> .....	31
3.2. Transformation von Tafone .....	34
3.3. Transformation älterer Felsoberflächen .....	34
4. Sonstige Spuren	
4.1. Kahle Felsareale in der Küstenlandschaft und Vernichtung von Vegetation und Böden .....	39
4.2. Transport von Tiefwasser-Foraminiferen .....	43
5. Das Beispiel der Lara-Halbinsel in synoptischer Betrachtung .....	45
6. Zusammenfassende Betrachtung der Feldbefunde	
6.1. Horizontale und vertikale Reichweite der Tsunamis und die Verbreitung ihrer Spuren auf Zypern ....	51
6.2. Wahrscheinliche Stärke der Tsunami-Ereignisse im Vergleich .....	51
7. Datierungsansätze im Gelände	
7.1. Nachträgliche Vegetationsbesiedlung und Bodenbildung .....	56
7.2. Terrestrischer Materialtransport gegen die Blockwälle .....	56
7.3. Nachträgliche Entwicklung zerstörter Kliffe, Hohlkehlen und <i>Trottoirs</i> .....	57
7.4. Nachträgliche Überformung transportierter Blöcke: Tafoni und Verkarstung .....	59
7.5. Altersbeziehung zu <i>Beachrock</i> -Vorkommen .....	61
8. Möglichkeiten absoluter Datierung	
8.1. Historische und archäologische Nachweise und Kenntnisse der Bevölkerung .....	62
8.2. Altersbestimmung bewegter Sedimente .....	63
8.2.1. Alter verlagelter Mollusken und Vermetidengerölle .....	63
8.2.2. Alter von Vermetidenschwarten an verlagerten Blöcken .....	63
8.2.3. Altersbestimmung an pflanzlichen Makroresten und Holzkohle .....	66
9. Zusammenfassende Schlussfolgerungen auf das Alter der Tsunami-Ereignisse .....	67
10. Ausblick: Abschätzung von Paläotsunamis und notwendige weitere Arbeiten .....	68
11. Danksagung .....	69
12. Abbildungsverzeichnis .....	70
13. Literaturverzeichnis .....	73

\* Prof. Dr. D. Kelletat - Universität Essen, FB 9 - Institut für Geographie, Universitätsstr. 15, D - 45117 Essen.

\*\* Prof. Dr. G. Schellmann - Universität Bamberg, Lehrstuhl Geographie II - Physische Geographie, Am Kranen 1, D - 96054 Bamberg.

## Abstract

### Sedimentological and geomorphological evidences of young tsunamis in western and southeastern Cyprus, Mediterranean

Tsunamis are poorly understood phenomena. This is particularly true for their sedimentological and geomorphological evidences that are not well studied and nearly unknown for the Mediterranean. Our studies on Cyprus Island documented by 95 figures, may contribute to fill this gap.

The most striking phenomenon pointing to tsunami impacts are huge boulders (often from more than 10 up to more than 50 metric tons), single, in groups or oriented into ridges up to 1000 m long and 3 m high, 5 - 10 m asl and up to more than 100 m off the modern surf zone, even in regions with cliffs. Beside these, bayfills sharing a chaotic mixture of sand, pebbles and smaller boulders can be observed, and thin layers of pebbles and sand are characteristic for run up areas up to 15 m asl. The geomorphological evidences of tsunami impacts comprise the transformation of cliffs, notches and benches, tafoni and older rock surfaces. Other remarkable landscape pattern are areas nearly free of vegetation and soil that run for kilometers along the coastline. In addition, forams normally

found at 20 to 40 m under water are exhibited on land. As far as the horizontal and vertical distribution of these phenomena, they were found for more than 60 km along the coastlines in western and southeastern Cyprus and up to 800 m inland, with a maximum altitude of more than 50 m asl. The power of these tsunamis should have been in the Siebert scale categories V or VI with wave heights from at least 10 m to 20 m.

Trying to date these events by field investigations, the poor development of both vegetation and soils, the small tafoni and karst features on fresh surfaces or dislocated blocks, the restricted development of new cliffs, benches and *trottoirs*, as well as the relation to younger Holocene *beachrocks* indicate that the tsunamis took place 200 - 300 years ago, but there are neither historical records nor any notice of tsunamis by registered earthquakes. Absolute dates could be gained from vermetid and algal crusts at dislocated blocks as well as from buried wood and charcoal by radiocarbon. 12 absolute dates gave an average of about 200 - 300 years BP, i.e. the late 18th century.

## Zusammenfassung

Im Gegensatz zu zahlreichen Berichten über Menschenopfer und Zerstörung an Kulturland sind geomorphologische und insbesondere sedimentologische Folgen von Tsunamis weltweit kaum untersucht. Für das gesamte Mittelmeergebiet liegen darüber nur ganz sporadische Einzelbeobachtungen vor (insgesamt nur 3), obwohl die Zahl der dort seit antiker Zeit registrierten Tsunamis groß ist. Unsere Studien im Westen und Südosten Zyperns sollen daher mit größerer Ausführlichkeit und beispielhaft die sehr zahlreichen direkten und indirekten Zeugnisse von jungen Tsunami-Ereignissen mit 95 Abbildungen dokumentieren, zumal vor allem die geomorphologischen Beobachtungen vollständig neu sind.

Auffälligste Merkmale sehr energiereicher Wellenereignisse sind auf Zypern einzeln, in loser Streu oder gar in geschlossenen Wällen auftretende Blöcke, die Gewichte von über 10 t, stellenweise über 20 t und über 50 t erreichen und die weit außerhalb der Reichweite der gegenwärtigen Sturm-

brandung liegen. Mehrfach lässt sich ihre Herkunft und ihr Transportweg genau belegen.

Daneben treten Schotter- und Blockterrassen auf, in denen wahrscheinlich mehr als 1 Mio. t Material aufgehäuft ist. Lose Streu von Sanden, Kiesen und Schottern ergänzen die Tsunamisedimente. Sie befinden sich auch noch weit landwärts der Blockablagerungen, welche teilweise mehr als 100 m Küstenferne und bis zu 15 m ü.d.M. erreichen. Dazu sind auch Foraminiferen aus Wassertiefen von 20 bis 40 m angelandet.

Unter den geomorphologischen Spuren lassen sich unterscheiden die Zerstörung von Kliffen, Hohlkehlen und destruktiven sowie konstruktiven *Trottoirs*, die Umgestaltung bzw. Zerstörung von Tafone sowie die Veränderung älterer ausgedehnter Felsoberflächen.

Daneben aber sind die auffälligsten Landschaftsmerkmale sehr weitgespannte von Böden und Vegetation entblößte Küstenstreifen, die häufig über

200 m, in Einzelfällen über 400 m und bis um 800 m Breite erreichen und bis gegen die 50 m-Isohypse vordringen. Sie erstrecken sich im Westen Zyperns nahezu kontinuierlich über viele Kilometer und sind in besonderer Weise geeignet, die landwärtige Reichweite des sog. *run up* der Tsunamiwellen zu dokumentieren. Nach den Feldbefunden auf Zypern sind mindestens die Westküste auf 60 km Länge sowie ein kurzer Abschnitt der Südostküste und der südlichsten Ostküste von solchen Riesenwellen erreicht worden. Diese sollten nach Vergleichen mit Schilderungen aus anderen Erdregionen eine Höhe von über 10, eher um 20 m gehabt haben, was einer Tsunamistärke nach SIEBERT von V bis VI und damit den stärksten Kategorien entspricht.

Eine Reihe von Feldbefunden ermöglicht es, die Tsunamis ansatzweise zu datieren. Dazu gehört u.a. die nachträgliche Wiederbesiedlung der betroffenen Flächen mit Vegetation (nur sehr sporadisch) und Ausbildung von Böden (initiale Braunerden von 20 - 40 cm Tiefe), der (weitgehend fehlende) terrestrische Materialtransport gegen die Blockwälle, die geringe

nachträgliche Entwicklung der beim Tsunami zerstörten Kliffe, Hohlkehlen und *Trottoirs* bzw. die Tafonierung und Verkarstung verlagelter Blöcke oder frisch aufgedeckter Felsbereiche sowie die Altersbeziehung zu jungholozänen *Beachrocks*. All diese Indizien weisen auf ein geringes Alter von wenigen Jahrhunderten hin, doch gibt es keine Verknüpfung mit registrierten Beben.

Zur absoluten Datierung können die fehlenden Erinnerungen der Bevölkerung oder ebenfalls fehlende historische Aufzeichnungen herangezogen werden, dazu archäologische Zeugnisse oder die absolute Altersbestimmung an verlagertem Material wie Mollusken oder Vermetiden und Kalkalgen, ebensolche Materialien angeheftet an verlagerten Blöcken, oder die Datierung von begrabenen pflanzlichen Makroresten und Holzkohle. Insgesamt liegen uns dazu bisher 12 Daten vor, die - unter Berücksichtigung möglicher Kalibrierungsfehler sehr junger Proben - ebenfalls auf ein Alter der Tsunami-Ereignisse von etwa 200 - 300 Jahren hindeuten.

## 1. Einleitung

Tsunamis (jap. für "Hafenwelle") sind singuläre Wellenereignisse oft großer Höhe und Stärke, ausgelöst von Erd- oder Seebeben sowie von großen submarinen Rutschungen, die ihrerseits wiederum im Zusammenhang mit Erdbeben stehen können. Insofern sind Tsunamis in tektonisch jungen und erschütterungsreichen Erdregionen häufiger, aber doch nicht auf diese allein beschränkt.

Das Mittelmeergebiet gehört zweifellos zu solchen tsunamigefährdeten Bereichen, und entsprechend zahlreich sind die Berichte darüber, die überdies bis weit in die Antike zurückreichen (HECK 1947, CUELLAR 1953, AMBRASEYS 1962, PAPADOPOULOS & CHALKIS 1984, PAPAACHOS et al. 1986, SOLOVIEV 1990, DOMINEY-HOWES 1996a u.a.). Seit dem Untergang der minoischen Kulturen auf Kreta im 17. Jh. vor Christus, welcher bis heute von vielen Geowissenschaftlern und Archäologen einem Tsunami-Ereignis im Zusammenhang mit einem Ausbruch des Santorin-Vulkans zugeschrieben wird (ohne dass sich dafür feldgeologische Befunde beibringen ließen, vgl. auch DOMINEY-HOWES 1996 b, S. 60 ff.), gelten Tsunamis im Mittelmeergebiet als besonders große Naturgefahr mit unvorhersehbarer Fernwirkung und Intensität. Bisher liegen jedoch außer Nachrichten über Zerstörungen an Kulturland und in Hafenstädten sowie Opfern an Menschenleben keine detaillierten geologischen und geomorphologischen Studien über diese Naturkatastrophen vor (DAWSON 1994, S. 84: "*no detailed paper on the geomorphological effect of tsunamis*", DAWSON 1996, S. 207: "*The study of tsunami geomorphology and stratigraphy is very much in its infancy*", desgleichen auch DOMINEY-HOWES 1996a, S. 52). Erst seit 5 bis 10 Jahren wird überhaupt akzeptiert, dass Tsunamis Sedimente an den Küsten hinterlassen können (DAWSON 1999, S. 119), während man früher nur ihre destruktive Wirkung betrachtet hat, offenbar verleitet von den gelegentlichen katastrophalen Einwirkungen auf Kulturland und Menschenleben. Das ist um so erstaunlicher, weil nach PAPADOPOULOS & CHALKIS (1984) im Raum Griechenland allein zwischen 479 v. Chr. und 1799 n. Chr. 119 Erdbeben der Stärke 6,5 und höher auftraten, verbunden mit 33 Tsunamis, zwischen 1800 und 1981 gab es bei 130 solcher Beben immerhin 34 Tsunamis, und von diesen 67 Tsunamis waren 22 zerstörerisch. Bereits VAN DORN (1964) listet bis zum Jahre 1500 insgesamt 9, bis 1800 weitere 8 und seit dem Jahre 1800 noch 6 große Tsunamis im Mittelmeergebiet auf, insgesamt somit 23. Dennoch fehlen für diese Tsunami-Ereignisse im Mittelmeergebiet geomorphologische Belege vollständig, und hinsicht-

lich zugehöriger Sedimente gibt es gerade einmal 3 Quellen:

In Falasarna/Westkreta gelangen DOMINEY-HOWES, DAWSON & SMITH (1998) erst in jüngster Zeit der wahrscheinliche Nachweis eines Tsunamis aus dem Jahre 66 oder 365 n. Chr. mittels Bestimmungen von Foraminiferen, die mit einigen Blöcken von je weniger als 50 kg oberhalb der heutigen Strandlinie auftreten.

Nur DOMINEY-HOWES (1996 a und b, s.a. DOMINEY-HOWES, CUNDY & CROUDACE 2000) beschreibt Strandsedimente einschließlich mittelgroßer Schotter (maximal 19 cm Durchmesser) bis in 10 m ü.M. an drei kleinen Lokalitäten auf Astipalaea, die auf den starken Tsunami von 1956 im Bereich südlich Amorgos zurückzuführen sind, und der einzige Beleg über die Dislokation sehr grober Fragmente wie Blöcke im Mittelmeergebiet stammt von HECK (1947), welcher davon berichtet, dass während des Tsunamis von 1908 in der Straße von Sizilien bei 33 - 39 ft. hohen Wellen ein Block von 20 t Gewicht um ca. 20 m entlang der Wasserlinie bewegt worden sei.

Damit ist festzuhalten, dass - im Gegensatz zu Teilen des Pazifischen Ozeans - für das Mittelmeergebiet offenbar kaum Feldbeobachtungen über die sedimentologischen, geologischen und geomorphologischen Folgen selbst exakt datierter und in ihrem Ausmaß als katastrophal geschilderter Tsunami-Ereignisse vorliegen. Während DAWSON (1994) als allgemeine Tsunamifolgen Felszerstörungen im *foreshore*-Bereich, Verlagerung von Strandsedimenten und Erniedrigung des Küstengeländes, raschen Rückgang der Küstenlinie, Streifung von Böden und Beseitigung von Vegetation aufführt und DOMINEY-HOWES (1996) noch Riffzerstörung und Blockablagerungen ergänzt, soll hier gezeigt werden, dass noch weitere geomorphologische und sedimentologische Erscheinungen unmittelbar und mittelbar einen Tsunamivorgang belegen und datieren können. Damit können sowohl ein besseres Verständnis für die Hydrodynamik von Tsunamis allgemein als auch weitere gesicherte *run up*-Daten für neue Modelle der Entstehung, Fortpflanzung und Überflutungsgefahr von Tsunamis gewonnen werden.

Im Rahmen von Geländearbeiten an pleistozänen Meeresniveaus im Süden und Westen der Insel Zypern 1997, 1998, 1999 und 2000 (siehe Beitrag in diesem Band sowie KELLETAT & SCHELLMANN 2000) wurden ausgedehnte und signifikante Spuren eines oder mehrerer Tsunamis jünger-historischer Zeit-

stellung beobachtet, deren ausführliche Darlegung, verbunden mit methodischen Hinweisen zu Datierungsansätzen, diese Lücke ein wenig schließen soll. Es ist damit die erste detaillierte geomorphologische Studie zu den qualitativen und quantitativen Auswirkungen sog. "high magnitude - low frequency events" auf die Küstengestaltung im Mittelmeergebiet, deren Einflüsse in Relation zu ständig wirkenden litoralen Prozessen wir mangels Kenntnis überhaupt noch nicht abschätzen können.

Schriftliche und mündliche Auskünfte des Geological Survey, London, und des Geological Survey, Nicosia (Dr. XENOPHONTOS) sowie des Hafenmeisters von Paphos ergaben, dass für Zypern weder irgendwelche Tsunamispuren bekannt sind, noch solche Ereignisse im Gedächtnis der Bevölkerung existieren. In der einschlägigen Literatur sind allerdings einige Tsunamis für Zypern bzw. die weitere Umgebung zwischen der türkischen Südküste und der Levanteküste Kleinasiens aufgelistet, so bei HECK (1947) um 740, 1402 und 1646 n.Chr., bei AMBRASEYS (1960) für die Jahre 479 und 426 v.Chr. und 62 oder 66, 365, 1650 und 1821 n.Chr. Zwei Jahre später gibt AMBRASEYS (1962) etwas abweichende Daten an, so ca. 23 v.Chr. und 76, 342, 1202 und 1222 n.Chr., das letzte Jahr für unser Untersuchungsgebiet um und nördlich Paphos. PAPADOPOULOS & CHALKIS (1984) nennen Ereignisse aus den Jahren 1410 v.Chr. und 365 n.Chr., KLUG (1986) erwähnt das minoische Ereignis und das schwere Seebeben von Amorgos aus dem Jahre 1956 als einzige für den Mittelmeerraum bedeutsame Tsunami-Phänomene, SOLOVIEV (1990) schließlich die Jahre 92 und 26 v.Chr. sowie 1222 und 1953 n.Chr. als sichere Daten, und 76 und 342 n.Chr. als mögliche. Nach dieser Quellenlage sollten demnach sedimentologische und geomorphologische Feldnachweise von Tsunamis im Mittelmeergebiet möglich sein.

Man könnte auch daran denken, dass die geomorphologische Wirkung aufgrund der historischen Schreckensberichte über Schäden an Mensch und Siedlungen weit überschätzt wurde und in Wahrheit kaum Auswirkungen auf Küstenformen oder küstennahe Sedimente vorliegen. DOMINEY-HOWES (1996b, 1998) hat daher nach den Spuren von fünf als äußerst wahrscheinlich betrachteten oder sogar nachgewiesenen Tsunamis im griechischen Raum gesucht: desjenigen des 17. Jh. v.Chr., der als der größte vulkanisch induzierte der letzten 5000 Jahre gilt (Santorinausbruch mit möglicher Wirkung auf das Verlöschen der minoischen Kultur auf Kreta), des von 65 oder 66 n.Chr., desjenigen vom 21. Juli 365 n.Chr., welches das größte seismo-tektonische Ereignis der letzten 100.000 Jahre mit nachgewiese-

ner Landhebung (in Kreta bis ca. 10 m, in der südlichen Türkei bis 1,5 m) ist, des von 1650 n.Chr., welches durch eine untermeerische Vulkanexplosion nordöstlich Santorin ausgelöst wurde, wobei angeblich der vulkanische Archipel kilometerweit überflutet worden sein soll, oder des Tsunamis von Amorgos 1956, welche das stärkste mit Instrumentenbeobachtungen belegte des Mittelmeeres ist. Sorgfältige Grabungen (allein an der Nordküste Kretas an 40 ausgesuchten Stellen) ergaben jedoch weder einen sedimentologischen Nachweis noch morphologische Spuren selbst für die vermuteten Extrem-Ereignisse des 17. Jh. v.Chr., von 365 n.Chr. oder 1650. Geringfügige Ablagerungen von Foraminiferen und kleinen Blöcken im ehemaligen und herausgehobenen Hafen von Falasarna in Westkreta beim Tsunami von 65 oder 66 n.Chr. sowie Schotteransammlungen (bis 10 m ü.M.) des Amorgos-Tsunamis von 1956 wurden dagegen gefunden. DOMINEY-HOWES geht daher fest davon aus, dass die Wirkungen von Tsunamis auf den Formenschatz und die Sedimentverteilung geringfügig waren (jedenfalls im Mittelmeergebiet) und die angeblichen Augenzeugenberichte von Wellenhöhe und deren Reichweite ins Inland stark übertrieben wurden.

Da aber in der Tat im Westen und Südosten Zyperns sehr signifikante Tsunamispuren vorhanden sind, die der Beobachtung (und auch der geologischen Detailkartierung im Maßstab 1 : 25.000) bisher entgangen sind, sollen diese hier - erstmals für den gesamten Mittelmeerraum - ausführlich und mit zahlreichen Bildern dokumentiert werden. Dazu werden die verschiedenen sedimentologischen und geomorphologischen Spuren im Gelände sowie die Zerstörung an Böden und Vegetation ebenso dargestellt wie mögliche indirekte Datierungsansätze aus den Feldbefunden und absolute Datierungen an geeigneten Materialien.

Eine Orientierungsübersicht bietet die Karte in Abb. 1. Sie zeigt die Hauptarbeitsgebiete im Westen Zyperns zwischen dem sog. "Aphroditefelsen" *Petra tou Romiou* über Paphos hinaus bis zum Kap Akamas (d. h. eine Küstenstrecke von ca. 60 km) sowie den äußersten Südosten zwischen Nissi Beach/Agia Napa und dem Kap Greco (ca. 10 km Küstenstrecke). Hier sind die Tsunamispuren außerordentlich signifikant vertreten. Inspektionen in der Bucht von Polis nördlich Paphos, an den Flanken der Akrotiri-Halbinsel westlich Limassol oder zwischen Kap Greco und der Ostküste bei Famagusta erbrachten weitere, allerdings meist negative Ergebnisse, vielleicht auch deswegen, weil in diesen Gebieten die Umgestaltung der Küste durch starke junge Bautätigkeit weit fortgeschritten ist. Im gesamten Nordteil der Insel, der unter türki-

scher Verwaltung steht, wurden keine Feldarbeiten durchgeführt.

Die Küstenlandschaften im Südteil Zyperns sind meist hügelig mit teilweise scharf, aber nicht sehr tief eingeschnittenen Tälern und bestehen bis auf den äußersten Westen, wo Ophiolite die Basis bilden, aus karbonatischem Untergrund des Neogens. Darauf befinden sich quartäre Ablagerungen, überwiegend in Form zementierter jünger-pleistozäner Küstendünen, die in mehreren Serien und unter weitgehender Erhaltung der Form auftreten können und steile Geländekanten an Talrändern und Kliffen bilden. Pleistozäne Küstenablagerungen wie ze-

mentierte Strände und *foreshore*-Sedimente sind recht häufig, flächenmäßig aber unbedeutend. Die wesentlichen Geländeformen in Küstennähe sind Reste von Fußflächen aus dem Endtertiär und pleistozäne marine Terrassen, hinzu kommen flache Tal-mündungsbuchten und holozäne litorale Bucht-füllungen mit *Beachrocks*. Die Küsten selbst sind ganz überwiegend felsig mit Kliffen von bis zu 50 m Höhe, seltener auch flach eintauchende rauhe Felsböschungen. Strände treten vor allem in der Bucht von Polis im Westen sowie um und westlich Limassol an dem großen Tombolo der Akrotiri-Halbinsel auf, sind aber dort durch gröberes Korn gekennzeichnet.

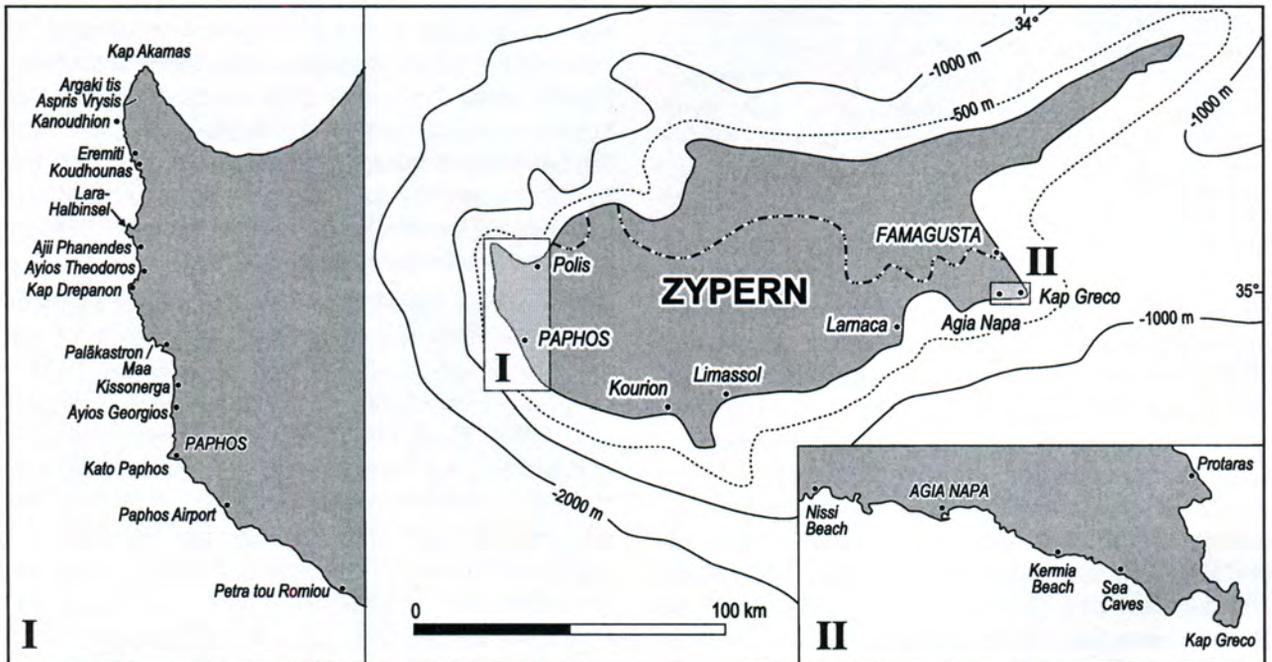


Abb. 1: Übersichtskarte Zypern mit Angabe der häufig genannten Lokalitäten (Innenkarten: Westküstengebiet und SE-Teil).

## 2. Sedimentologische Spuren im Gelände

### 2.1. Dislozierte Blöcke, Blockreihen und Blockwälle

Beim ersten Besuch der Akamas-Halbinsel im Westen Zyperns (nördlich Paphos) wurden an der Küste unterhalb der Lokalität "Eremiti" (das sind mittelpleistozäne Äolianithügel südlich des Khoudounas-Tales mit großen Tafone, welche wahrscheinlich als frühe Siedlungsplätze dienten) aus einiger Entfernung auffällige Blockansammlungen wahrgenommen, die deutlich vom gegenwärtigen Supralitoral und Brandungssaum abgesetzt auf rauhen und kahlen Felsflächen viele Dekameter vom heutigen Brandungseinfluss entfernt und einige Meter über dem Meeresspiegel als "Fremdkörper" in der Küstenlandschaft auftreten (Abb. 2 und Abb. 3). Die Einzelblöcke erreichen viele 100 kg bis zu mehreren Tonnen Gewicht und sind überwiegend eckig, ihre Oberflächen erscheinen häufig frisch, vor allem an der seeseitigen Flanke der Blockwälle. Nur an einigen Lokalitäten wie unterhalb des Kap Drepanon, beim Hotel, Kapelle und Schiffsmuseum Ayios Georgios knapp 5 km nördlich Paphos oder 3 km nördlich Kap Drepanon, Lokalität Ajii Phanendes, (s. Abb. 4 bis Abb. 6), treten auch Blöcke mit allseitig kräftigen Verkarstungsspuren auf. Diese liegen in einem auffällig breiten vegetations- und (meistens auch) bodenfreien Streifen entlang der Küste, gelegentlich einzeln (Abb. 7), als lockere Blockstreu (Abb. 6 bis Abb. 9), oder gar wallartig auf- und nebeneinander (Abb. 2 und Abb. 3, Abb. 11 und Abb. 12), wobei die Blockwälle durchgehende Längen von 1000 m erreichen können. In den Wällen sind die Einzelblöcke, besonders bei flachen plattenartigen Formen, oft gegeneinander gelehnt oder steilgestellt (vgl. Abb. 10 und Abb. 11), mehrfach auch noch labil gelagert, was einen gewissen Altershinweis geben kann. Ihre Einzelgewichte sind sehr auffallend: viele 1000 Blöcke besitzen über 1 t Gewicht, unterhalb Eremiti maximal um 20 t, auf der Lara-Halbinsel (s. Karte Abb. 75) häufiger 2 - 3 t, 3 - 4 t, 6 - 7 t, über 10 t, über 15 t, um und über 20 - 22 t, einmal um 28 t und je einmal über 50 t und um 55 t. Bei Sea Cave östlich Agia Napa erreichen sie bis zu 10 - 20 t Gewicht, bei Nissi Beach fast bis zu 30 t.

Die Vielzahl der Vorkommen, ihre räumliche Verbreitung und die angegebenen Blockgrößen, zudem meist deutlich abgesetzt vom gegenwärtigen Litoral lassen keinen Zweifel daran, dass es sich hier um tsunamiverlagertes Material und keinesfalls um Sturmsedimente handelt. Die Blockvor-

kommen treten entlang eines mindestens 40 km langen Küstenstreifens nördlich von Paphos auf, auch südlich von Paphos gibt es lokale Vorkommen bis gegen die sog. "Aphroditefelsen" *Petra tou Romiou*, weitere 30 km nach Südosten. Einen Überblick geben die Karten Abb. 36 bis Abb. 41. Zu ihrer Erstellung wurden neben Feldkartierungen auch Luftbilder im Maßstab 1 : 12.500 herangezogen. Eine Kontrolle im Gelände fand durchgehend statt mit Ausnahme des nördlichsten Küstenabschnittes der westlichen Akamas-Halbinsel, auf der demnach noch weitere Blockablagerungen als hier verzeichnet vorkommen könnten.

Diese fremdartig erscheinenden Blockablagerungen sind auf Zypern nicht auf den äußersten Westen beschränkt, sondern kommen stellenweise auch im äußersten Osten vor, so direkt westlich des Kap Greco an der Lokalität "Sea Caves" auf einem um 8 m hohen Kliff oder auf mind. 1 km Länge zwischen Nissi Beach und Agia Napa, dort ebenfalls in westexponierter Lage (Abb. 15). An der Ostküste (zwischen Kap Greco und der Grenze zum türkisch verwalteten Inselteil um Famagusta) finden sich noch Einzelblöcke bis über +6 m bei 3 - 4 t Gewicht (Abb. 16), nicht jedoch in der weit nach Nordwesten geöffneten Bucht von Polis nördlich Paphos. Inwieweit sie entlang der mittleren Südküste Zyperns auftreten, kann nicht beurteilt werden, zumal hier entweder die Kliffe sehr hoch sind (wie westlich Kourion bis *Petra tou Romiou*) oder weil eine starke anthropogene Veränderung der Küstenlandschaft durch Straßen- und Hotelbauten stattgefunden hat.

Beobachtungen an der exponierten Westflanke der großen Akrotiri-Halbinsel westlich Limassol erbrachten keine eindeutigen Ergebnisse: hier liegt ein stellenweise über 2 m mächtiger abrasiv zerbrochener *Beachrock* vor einem steilen Strand und Strandwall aus mittleren bis groben Schottern, dessen Krone um +4 m erreicht. Darin sind noch größere *Beachrock*-Bruchstücke eingearbeitet, die mehrere 100 kg Gewicht aufweisen können. Das Gelände ist jedoch seit langer Zeit anthropogen sehr stark verändert (durch Entnahme von Ballastmaterial für Schiffe und Militärübungen), so dass keine bestätigende Aussage zu Tsunamiablagerungen getroffen werden kann, wenn diese auch nicht völlig auszuschließen sind.

Blöcke und Blockwälle liegen gewöhnlich nach Höhenlage und Entfernung deutlich abgesetzt von der heutigen Brandungszone, sie können auch bei stärksten Stürmen meist nicht von Wellen erreicht

werden. Die Entfernung zum heute aktiven Felslitoral beträgt bis über 100 m, wobei die Wälle oft ein wenig gekrümmt und mit Abstand der Küstenkontur folgen (Abb. 3 und Abb. 11). Sie besitzen Höhenlagen von bis zu 10 m ü.M. Das Blockmaterial ist weitgehend homogen und besteht aus den am (meist niedrigen) Kliff anstehenden Gesteinen wie pleistozänem Äolianit (Abb. 10 bis Abb. 13, ganz überwiegend entlang der Küste) oder neogenem Kalk (wie auf der Lara-Halbinsel - Abb. 8 und Abb. 14 - oder bei Maa-Paläkastron). Das spricht dafür, dass die Blöcke aus Kliffen losgerissen und unmittelbar landeinwärts disloziert wurden.

Bei Kliffhöhen von deutlich über 10 m wurden keine Blöcke gefunden, ebensowenig in Strandbuchten und sie fehlen weitgehend auch im Bereich von flach und knicklos untertauchenden Felsküstenabschnitten (Abb. 17). Ein Antransport von der Landseite her ist in fast allen Fällen schon aufgrund der Lage ausgeschlossen: entweder gibt es landwärts den Gesteinstyp der Blockablagerungen nicht, oder es fehlen Gefälle, steile Abflussbahnen o.ä. Oft würden auch Geländestufen oder dichte Vegetation jeden küstenwärtigen Materialtransport verhindern. Blöcke der typischen "Tsunami"-Größe finden sich einigermaßen regelmäßig nur in engen Tälern, doch ist deren petrographische Zusammensetzung inhomogen, zudem ist deren Form deutlich zu gerundet, und es ergibt sich in jedem Falle eine klare Lagebeziehung zum Transportmedium des fließenden Wassers. Dass Blöcke auf sehr flach untertauchenden Küstenböschungen fehlen, ist wohl dadurch zu erklären, dass hier der *foreshore*-Bereich nur Fels und Sand aufweist und wegen des Fehlens von Kliffen auch keine Blockablagerungen im Litoral vorkommen.

In einigen Fällen ist es möglich, den Herkunftsort und damit den Transportweg einzelner Blöcke direkt im Gelände nachzuweisen: so stammt der *Beachrock*-Block von ca. 500 kg Gewicht in 4 m Höhe auf einer Äolianitklippe südlich des Flughafens Paphos (Abb. 18) direkt aus dem beidseitig der Klippe befindlichen *Beachrock*-Streifen, so dass sich eine Dislokation von mind. 10 m seitwärts und 4 m aufwärts ergibt, während der viel größere, nämlich um 10 t schwere Äolianitblock auf dem *Beachrock*-Streifen an gleicher Lokalität (Abb. 19) aus der benachbarten Klippe um ca. 40 m nordwärts verlagert wurde. Unterhalb Eremiti stammt die südlichste und größte Ansammlung von Blöcken mit 10 - 20 t Einzelgewichten aus einer kleinen westexponierten Kliffbucht in 60 - 70 m Entfernung (Abb. 3). Auf der Lara-Halbinsel ist die Herkunft von Einzelblöcken aus der supralitoral *rock pool* - Zone bis in mehr als 100 m Küstenferne

und +10,5 m absoluter Höhe nachweisbar (Abb. 20 und Abb. 21), in Einzelfällen auch der gesamte Transportweg eines Blockes (Abb. 22 und Abb. 23), etwa wegen seiner Textureigenschaften oder angehefteter Sedimente bzw. seiner Passgenauigkeit in sein Ursprungsgebiet (s. Abb. 24 und Abb. 25): So trägt das ca. 28 t schwere Einzelfragment an seiner nördlichen Oberseite Spuren einer angehefteten Sedimentschicht, die ursprünglich an seiner Basis auftrat, unter seiner Südseite befindet sich ein auf den Kopf gestellter *rock pool*, und an seiner jetzigen Ostflanke eine ehemals südexponierte Flechtenschwarte, die heute durch Wabenverwitterung und Tafonierung zerstört wird. In unmittelbarer südlicher Nachbarschaft liegen noch Blöcke um 50 t mit halbierten Hohlkehlen (Abb. 26), und mehrfach gut gerundete Blöcke von 0,5 bis über 1 m Durchmesser aus dem *foreshore*-Bereich in tieferen Kluftgassen, bis über 70 m vom Meer entfernt und bis +8 m ü.M.

Neben der Bestimmung von Volumen und Gewicht verlagelter Einzelblöcke (vgl. die Karte der Lara-Halbinsel in Abb. 75) haben wir uns auch bemüht, die bewegten Gesamtmengen annähernd festzulegen. Bei dichteren Blockwällen, in denen die Einzelfragmente bereits mehrere Tonnen wiegen und mehrere Blöcke neben- und übereinander vorkommen können (so besitzen die Blockwälle auf der südlichen Lara-Halbinsel und bei Eremiti Breiten von über 20 m und Mächtigkeiten von fast 3 m), werden pro laufendem Meter Küstenlinie Transportgewichte von über 10 t, pro 100 m demnach weit über 1000 t, an einzelnen überschaubaren Küstenabschnitten auch viele 10.000er t erreicht. Dabei ist aufgrund der Anordnung der Blöcke in Reihen und Wällen klar erkennbar, dass ein plötzliches Ereignis, evtl. auch 2 - 3 rasch aufeinanderfolgende, diese küstenparallelen Formen hervorgebracht haben.

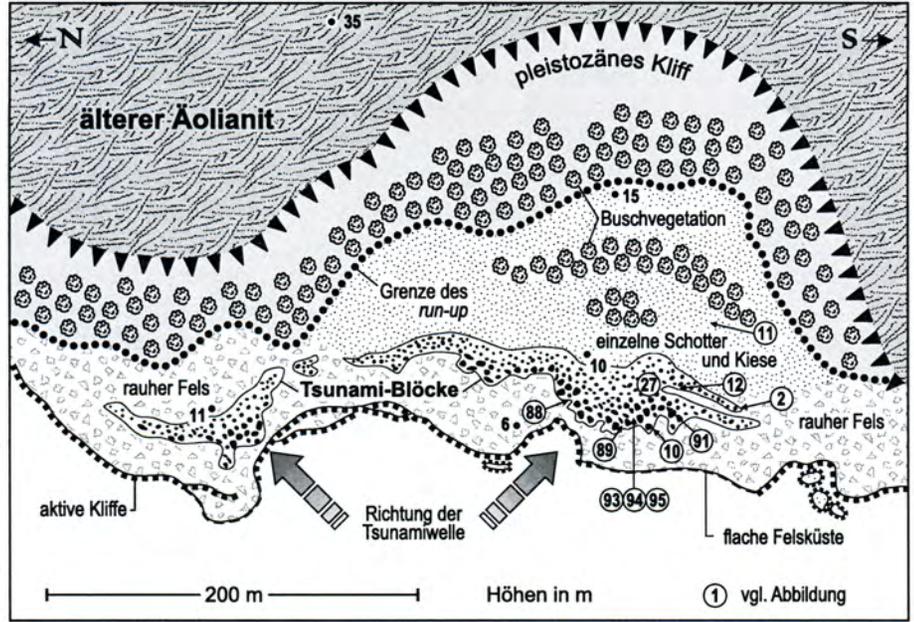
Als dieses Ereignis kommen nur (1 - 3) sehr energiereiche und hohe Tsunamiwellen in Frage, die von westlichen Richtungen her aufgelaufen sind. Sie müssen sich zusätzlich am Kliff aufgestellt, dort Blöcke losgerissen und diese im wesentlichen in einer einzigen Bewegung einige Dekameter bis über 100 m weiter und um 4 - 15 m höher im Gelände wieder abgesetzt haben, so dass eine oft geschlossen-wallartige Ablagerungsform zustande kam (Abb. 3, Abb. 11 und Abb. 15). Bei zu hohen Kliffen von über 10 m Höhe könnte die Wasserwand vertikal abgelenkt worden und sehr steil aufgestiegen sein, so dass eventuell abgerissene Blöcke in den Litoralsaum zurückstürzen mussten und nicht landwärts verlagert werden konnten. Wo keine niedrigen Kliffe die Tsunami-

wellen bremsen und abzubrechende Hindernisse in den Weg stellten, fehlen die Blockwälle und Blockreihen (s. Abb. 17). Allerdings können einzelne Blöcke verschiedener Größe noch als Streufunde vorkommen. Der geschlossene Charakter der Blockwälle und ihr meist kontinuierlicher Verlauf (Abb. 2, Abb. 3 und Abb. 75) sprechen zunächst für ein einziges Wellenereignis. Bei näherer Betrachtung, so z.B. unterhalb Eremiti (Abb. 3 und Abb. 27), ist jedoch stellenweise eine Differenzierung in einen landwärtigen Streifen mit kleineren Blöcken, die zudem stärker verkarstet und durch Tafonierung angegriffen sind, und in einen seewärtigen Streifen mit größeren und frischeren Blöcken

zu sehen, manchmal getrennt durch wenige Meter mit gerundeten Schottern. Auf eine Zweiteilung des Tsunami-Ereignisses könnte auch der Aufbau der Schotterterrasse von Ayios Theodoros hinweisen, wo zwei schwach voneinander abgesetzte Wälle auftreten (Abb. 28), sowie die zwei- bis dreifach parallelen Hügelzüge südlich des Flughafens von Paphos. Damit ist allerdings nicht belegt, dass es sich um zwei vollständig getrennte Tsunamis handelte, sondern es können auch mehrere starke Wellen beim gleichen Tsunami nacheinander auftreten. Die erste hätte dann das bereits stark angewitterte Material abgetragen, die zweite und stärkere frische Blöcke herausgebrochen.



Abb. 2: Über 200 m langer Blockwall aus Äolianiten oberhalb des Supralitorals der Lokalität Eremiti auf der Akamas Halbinsel, zwischen +5 m und +10 m gelegen. Höhe des *run up* bis +15 m.



**Abb. 3:**  
Geomorphologische Skizze der Bucht unterhalb Eremiti auf der westlichen Akamas-Halbinsel.



**Abb. 4:**  
Durch Tsunami verlagerte Blockmasse südlich des Kap Drepanon mit deutlichen Verkarstungsspuren.



**Abb. 5:**  
Große Tsunami-Blöcke (bis über 10 t) aus einer stark verkarsteten Schicht bei Agios Georgios, ca. 5 km nördlich von Paphos.



**Abb. 6:**  
Ansammlung verkarsteter Blöcke auf Resten von *Terra rossa* 4 km westlich von Kap Drepanon.



**Abb. 7:**  
Einzelblöcke, durch Tsunami verlagert, oberhalb eines 7 m hohen Kliffs auf der Lara-Halbinsel.



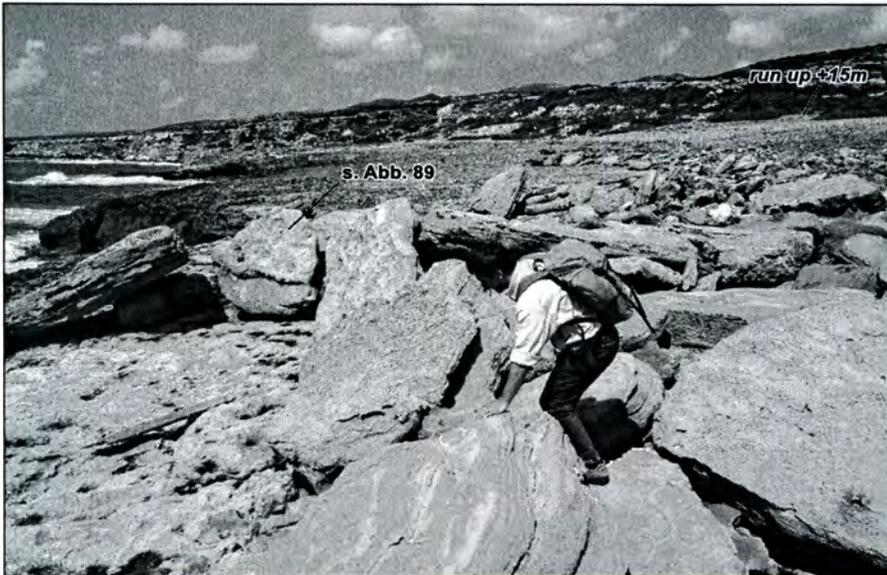
**Abb. 8:**  
Großblock von über 22 t Gewicht und 4,5 m Länge vor dem Tsunamiblockwall der nördlichen Lara-Halbinsel bei +8 m.



Abb. 9: Tsunamiverlagerte Blöcke östlich Nissi Beach im Südosten Zyperns. Der tiefste mit über 28 t Gewicht ist von links außerhalb des Bildes verlagert und auf den Kopf geworfen worden.



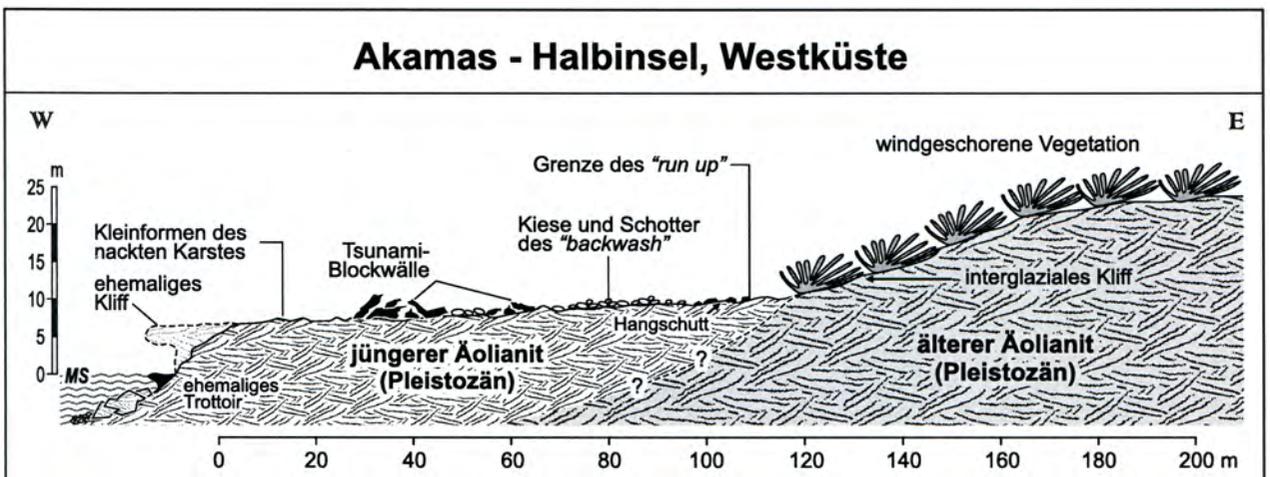
Abb. 10: Steil aneinandergelehnte Äolianitblöcke unterhalb Eremiti, teilweise noch labil gelagert.



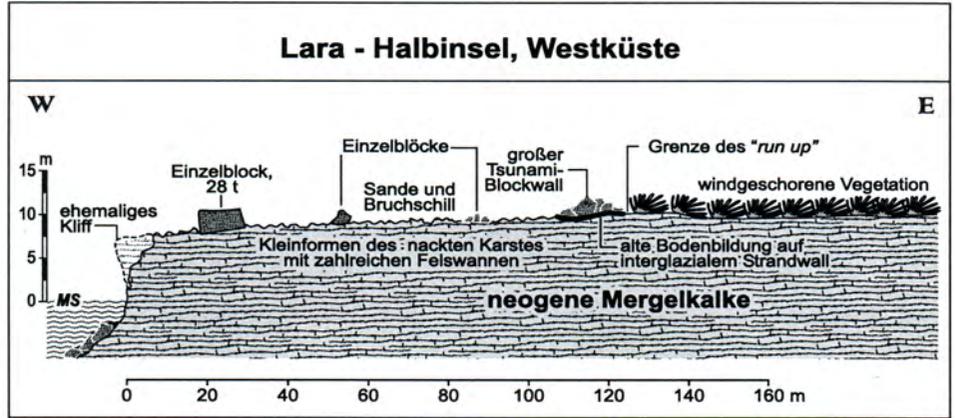
**Abb. 11:**  
Blockwälle und *run up*-Gebiet unterhalb Eremiti.



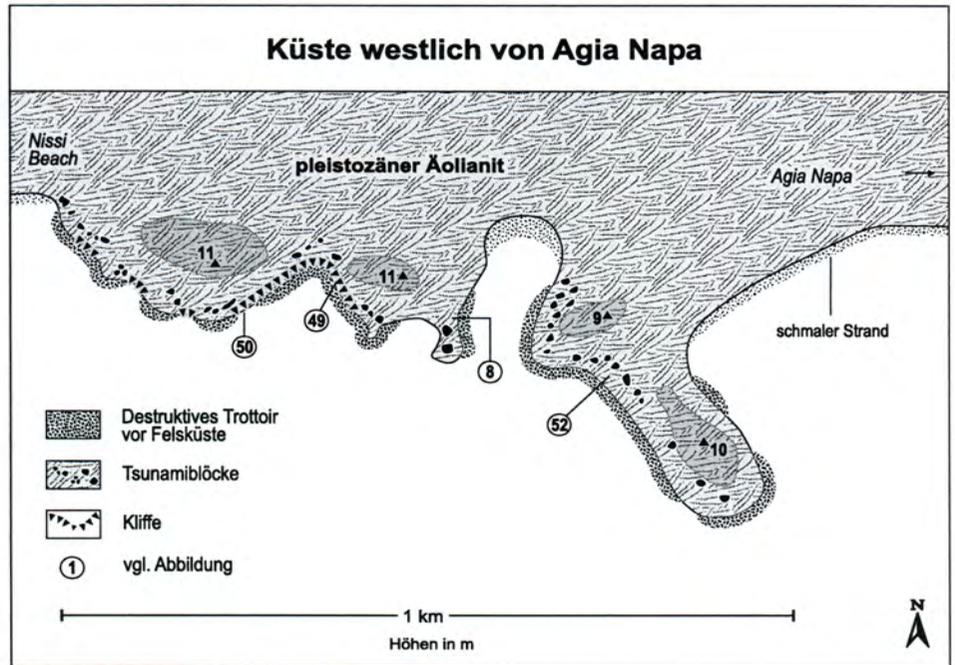
**Abb. 12:**  
Der sehr breite Blockwall (über 20 m) zwischen +7 m und +10 m unterhalb Eremiti: Mischung aus stärker verkarstetem und frischem Blockwerk. Im oberen Bildteil Grenze des *run up* bei ca. +15 m.



**Abb. 13:** Profil über das typische Formengefüge auf einem niedrigen Kliff der Akamas-Halbinsel.



**Abb. 14:** Typisches tsunami-beeinflusstes Profil der südlichen Lara-Halbinsel.



**Abb. 15:** Skizze des Küstenabschnittes östlich Nissi Beach bei Agia Napa im Südosten Zyperns.



**Abb. 16:** Tsunamiverlagerter Block oberhalb eines antiken Steinbruches südlich von Protaras, südliche Ostküste Zyperns.

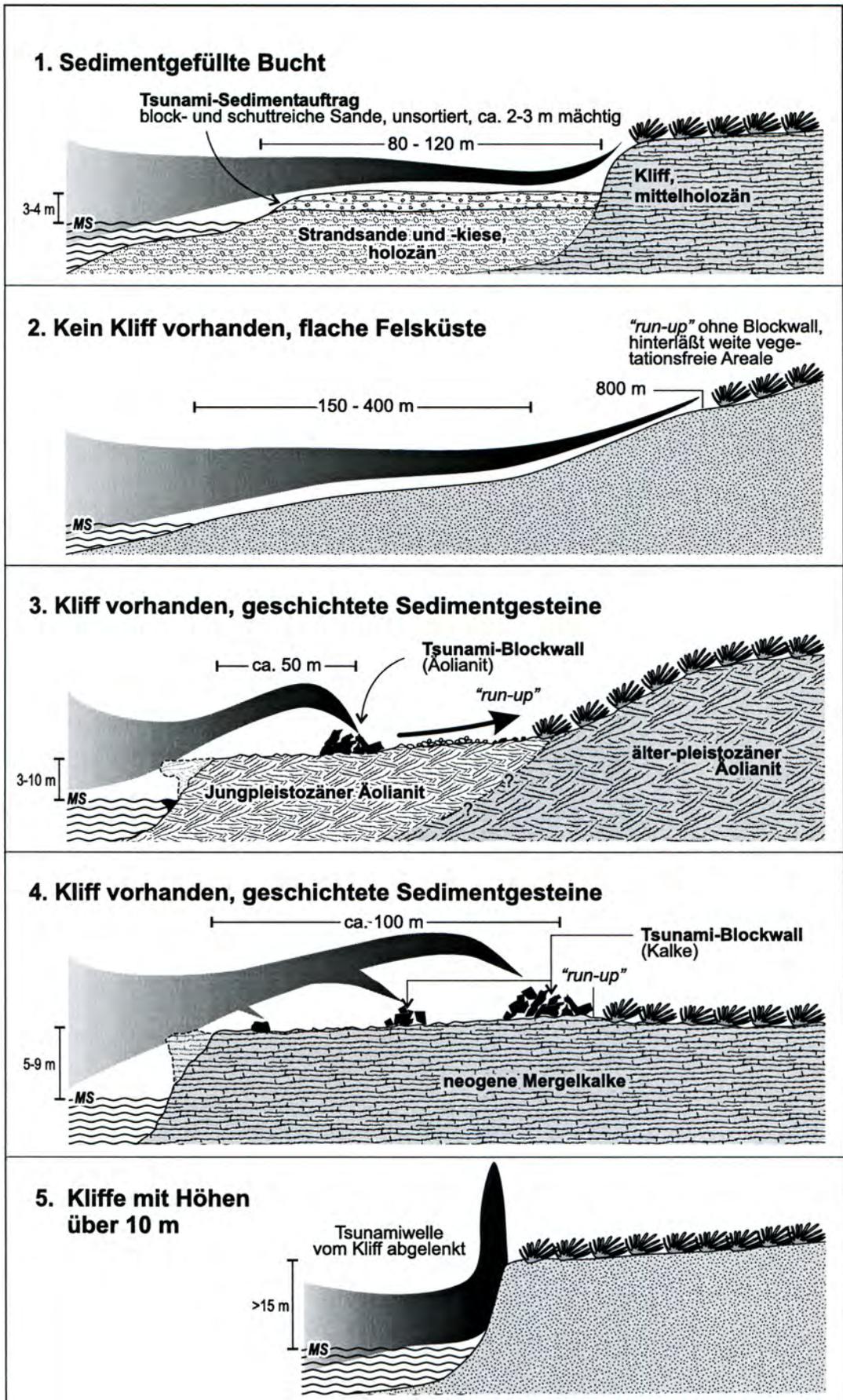
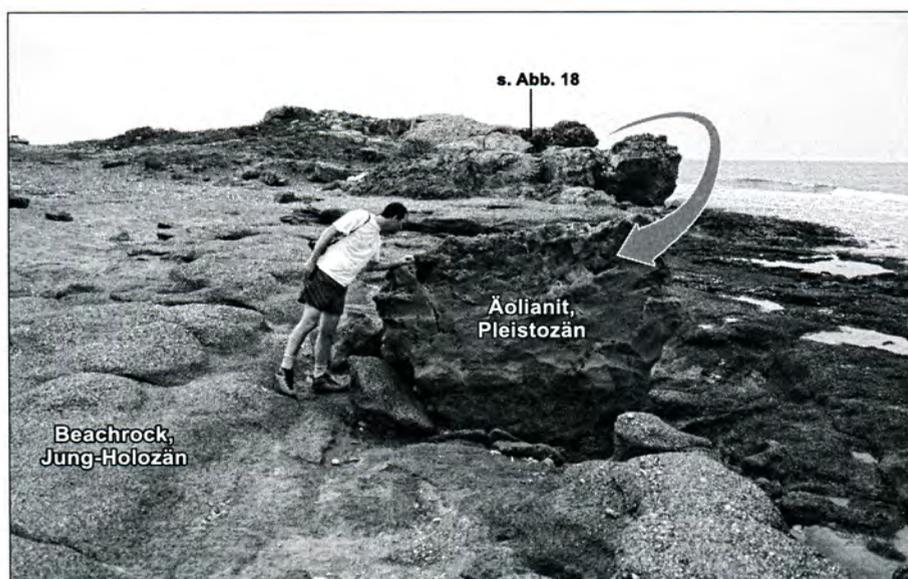


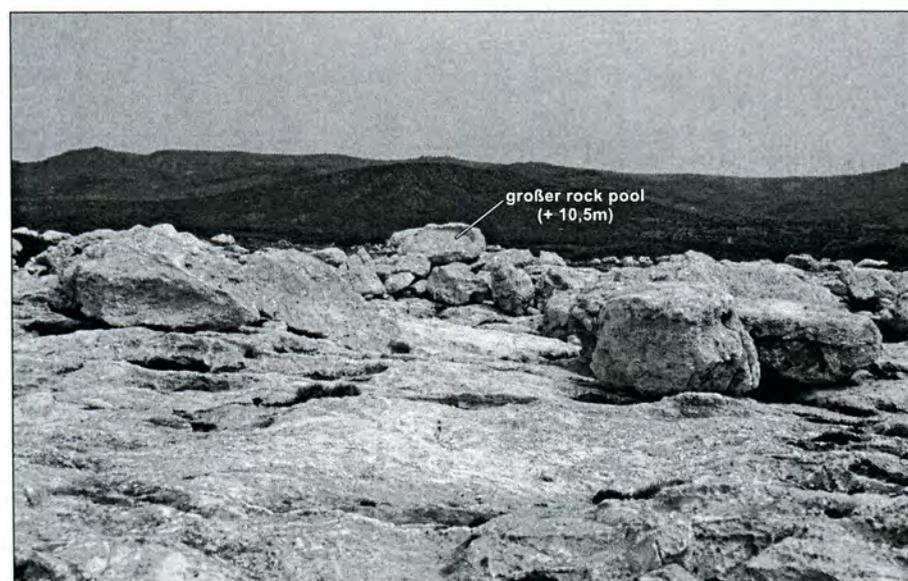
Abb. 17: Fünf prinzipiell unterschiedliche Tsunamieinflüsse auf Küstenprofile im Westen Zyperns.



**Abb. 18:**  
*Beachrock*-Block von 0,5 t auf einer Äolianitklippe in 4 m Höhe südlich des Flughafens von Paphos.



**Abb. 19:**  
Äolianitblock von ca. 8 t Gewicht auf *Beachrock* südlich des Flughafens von Paphos.



**Abb. 20:**  
Großer gekippter *rock pool* auf einem Block von über 2 t Gewicht auf der Wallkrone der Lara-Halbinsel bei 10,5 m ü.M.



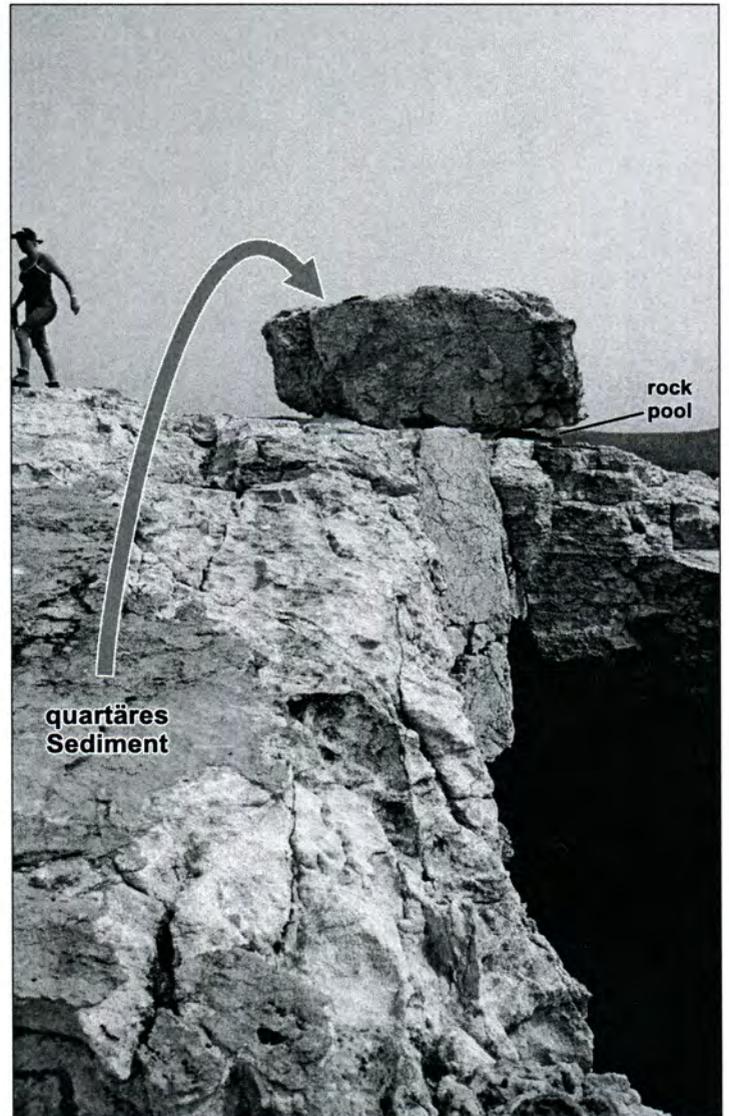
**Abb. 21:**  
Ein mehr als 20 t schwerer und gut 4 m langer Block mit verlagertem *rock pool* bei +8 m und 100 m Küstenferne auf der Lara-Halbinsel.



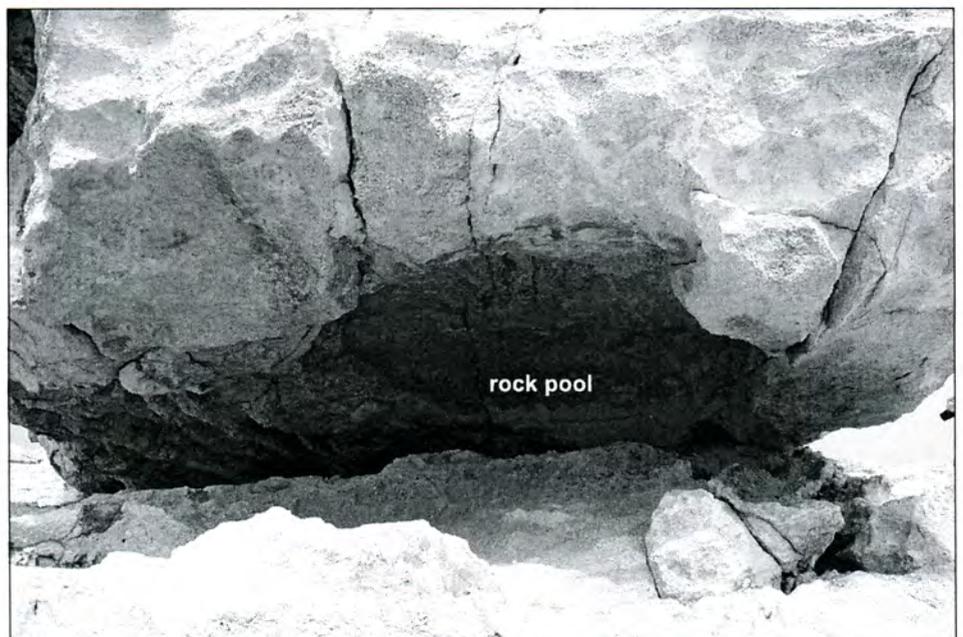
**Abb. 22:**  
Bei diesem tsunamiverlagerten Block ist seine ursprüngliche Auflagerungsfläche noch deutlich erkennbar (Lara-Halbinsel).



**Abb. 23:**  
Wegen der angehefteten Breccien ist der Transportweg von mindestens 70 m bei diesem Tsunamiblock von rund 8 t Gewicht genau festzustellen.



**Abb. 24:**  
Zwei Merkmale (angeheftetes Quartärsediment und *rock pool*) erlauben die genaue Rekonstruktion der Bewegung dieses 28 t - Blockes auf der Lara-Halbinsel: er wurde ca. 10 m weit von 6,5 m auf 7,5 m landein verbracht, auf den Kopf gestellt und um 90 Grad gedreht (südliche Lara-Halbinsel, s. Abb. 25).



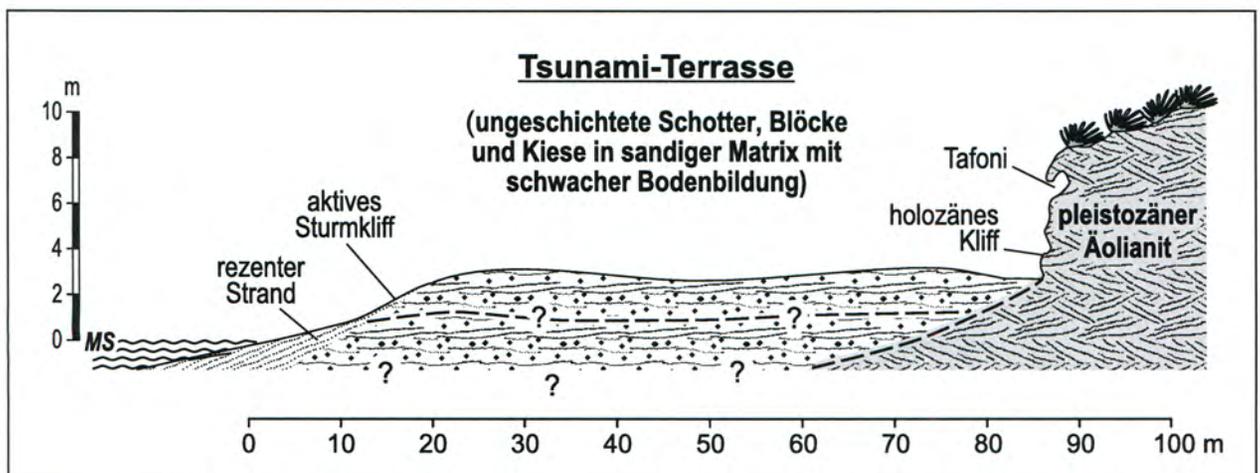
**Abb. 25:**  
Der jetzt an der Unterseite des 28 t - Blockes befindliche *rock pool*, südliche Lara-Halbinsel (s. Abb. 24).



**Abb. 26:**  
Riesenblock von ca. 55 t Gewicht mit Resten verschiedener Hohlkehlen im Süden der Lara-Halbinsel bei +6 m ü.M.



**Abb. 27:**  
Frische Blöcke im seewärtigen und stärker verwitterte im landwärtigen Teil der Blockwälle unterhalb Eremiti.



**Abb. 28:** Profil über die Bucht von Ayios Theodoros.

**2.2. Schotter- und Blockterrassen**

Abseits und zwischen den Kliffstrecken und flachen Felsküsten in West-Zypern findet sich eine größere Anzahl von Buchten mit Strandlängen von ca. 100 bis nahezu 800 m, die durch wenige kleinere Vorsprünge gegliedert mit Lockermaterialen verfüllt sind, wobei häufig entlang der Strände *Beachrocks* verbreitet sind. Während kleinere Buchten eine aus einiger Entfernung eben erscheinende Lockermaterialterrasse von ca. 3 - 3,5 m ü.M. besitzen (Abb. 17, Abb. 28 bis Abb. 30), die sich im küstennahen Bereich auf über 50 m bis gegen 250 m Breite durch hellere Färbung von ähnlichen Flachformen im Hintergrund der Buchten absetzen, ist die Topographie der unregelmäßiger verlaufenden längeren Sedimentabschnitte, z.B. südöstlich des Flugplatzes von Paphos, deutlich unruhiger: bei Höhen von ca. 3 m bis über 5 m ü.M. liegen hier entweder einzelne Kuppen oder 2 bis 3 wallartige Formen mit unregelmäßigem Kammverlauf hintereinander. Deren Färbung bei den strandnahen Bildungen ist etwas heller als bei den weiter vom Meer entfernten Oberflächen, eine Folge geringer Vegetations- und Bodenbedeckung. Aus der Ferne ist diese unruhige Topographie leicht mit Küstendünen zu verwechseln, doch spricht die Beimengung sehr grober Fragmente und die völlig fehlende Schichtung gegen diese Interpretation. Heftige Sturmwellen erreichen diese Höhen eindeutig nicht mehr. Auch DAWSON (1994, S. 88)

erwähnt von Hawaii und aus Japan ähnliche Formen von nachgewiesenen Tsunamiablagerungen, ohne allerdings ihren Sedimentcharakter genauer zu kennzeichnen.

Das Material der Lockersedimentküsten ist entlang der Strände sandig bis kiesig, die Fragmente sind jeweils sehr gut gerundet. Oberhalb der aktuellen Sturmspülsäume der Strände schließt sich gewöhnlich ein niedriges und mäßig geneigtes Kliff im Lockermaterial an (Abb. 28 bis Abb. 30), an welchem bereits der landwärts in den Terrassen, Hügeln und Wällen verborgene Sedimentcharakter deutlich wird: es ist eine meist chaotische Mischung von Sanden und groben Schottern und Blöcken bis über 40 cm Durchmesser, die ebenfalls sehr gut gerundet sind, hinzu kommen geringe Mengen von Bimsstein. Der Grobmaterialanteil mit über 10 cm Durchmesser kann dabei stark variieren. In der Bucht südlich der Lara-Halbinsel sowie der ersten größeren Strandbucht nördlich des Kap Drepanon (Lokalität Ayios Theodoros) sind es mengenmäßig 10 - 25 %, etwas größer ist er ca. 3 - 4 km nördlich *Petra tou Romiou* in den hier nur knapp 1,5 m hohen und von steilen Kliffen angenagten Terrassenleisten (Abb. 31). An der Küste unterhalb des Lara-Restaurants werden dagegen 80 - 90 % Blockanteil erreicht, auch hier in chaotischer Lagerung (s. Abb. 32 bis Abb. 34). Beträgt der Sandanteil um und über 50 %, so "schweben" die gröberen Komponenten gewöhnlich darin,

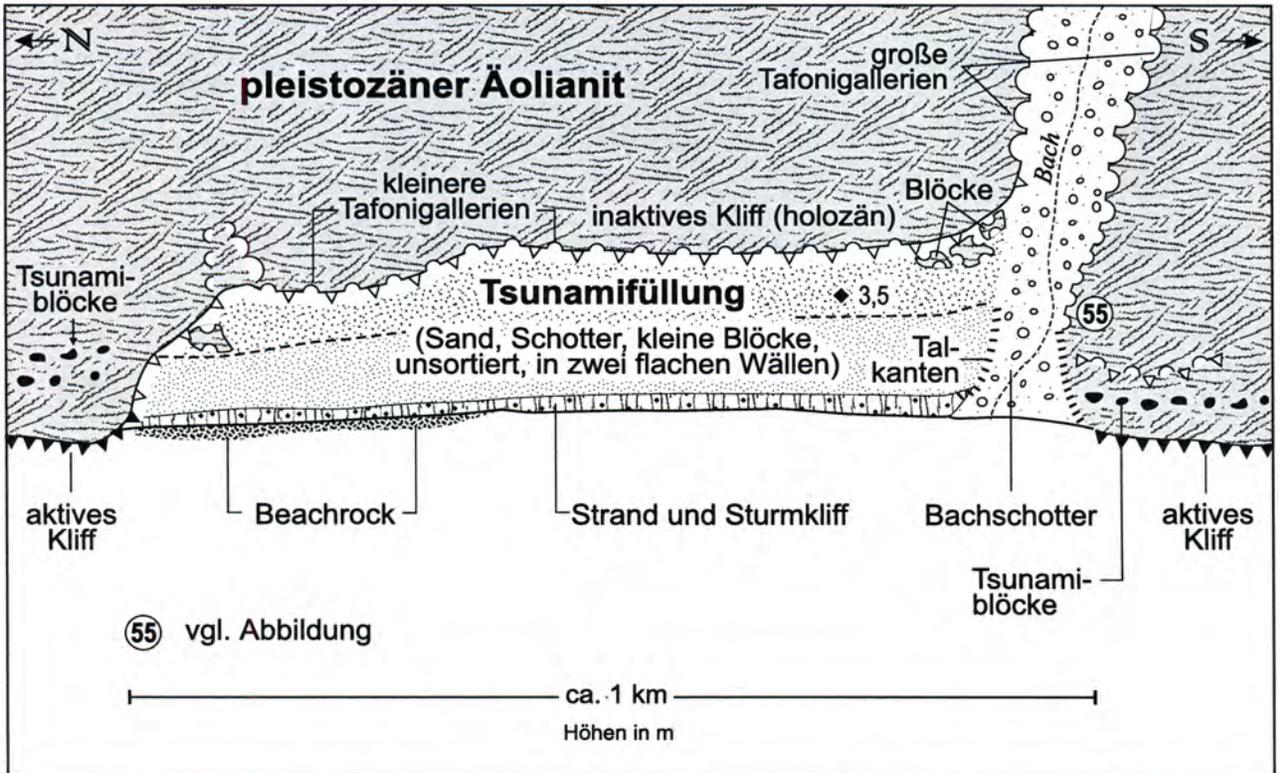


Abb. 29: Geomorphologische Skizze der Bucht von Ayios Theodoros nördlich Kap Drepanon.



Abb. 30: Buchtfüllung aus Schottern, Blöcken und Sanden an der Westküste Zyperns mit geringer Vegetations- und Bodenbedeckung, heute angeschnitten durch ein Sturmklyff (südlich der Lara-Halbinsel).

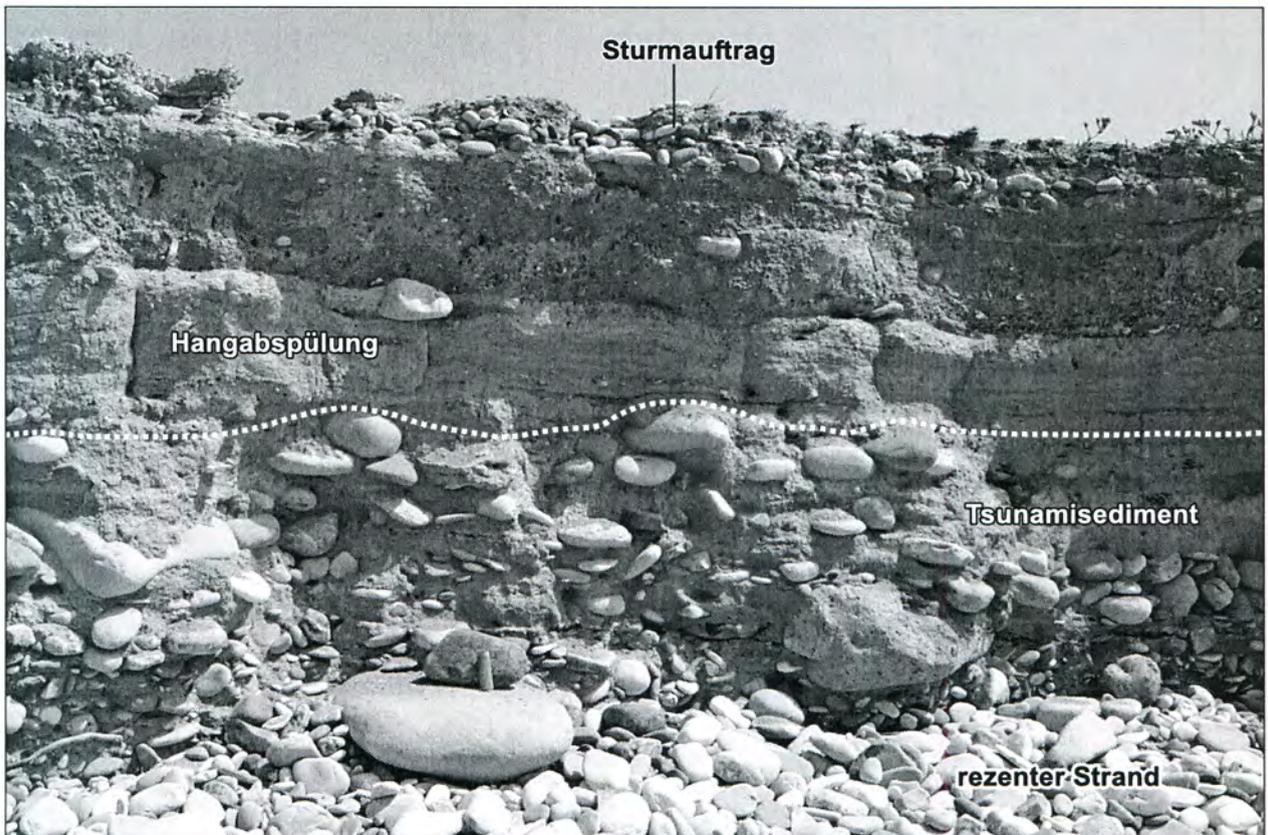


Abb. 31: Niedrige Terrassenleisten mit Sanden und Blöcken westlich *Petra tou Romiou*. Auf der Tsunamischicht verspülte Hangsedimente und Auftrag von Strandschottern bei Stürmen.

**Abb. 32:**  
Südlichster Winkel der Tsunami-  
miterrasse aus Sanden und  
Grobschottern südlich der Lara-  
Halbinsel mit schwacher Vege-  
tations- und Bodenentwicklung  
oberhalb eines Sturmkiffes bei  
fast 4 m ü.M.



**Abb. 33:**  
Chaotische Blockablagerung  
als Terrasse östlich unterhalb  
des Lara-Restaurants, maxi-  
male Höhe gut 4 m ü.M. Gerin-  
ge Bodenbildung und Vege-  
tationsbedeckung weisen auf ein  
junges Alter hin.



ohne sich zu berühren. Dieses ist ein sicheres Kennzeichen für die gleichzeitige und plötzliche Ablagerung der Gesamtschicht. Auffällig ist an all diesen Ablagerungen, dass sie einen ungewöhnlich geringen bis fehlenden Sortierungsgrad, keine erkennbare Schichtung und keine Einregelung der Grobkomponenten aufweisen und sich damit deutlich vom Korngefüge normaler von Brandungswellen geprägter Strandablagerungen unterscheiden (s. Abb. 35). In der Kartierung (Abb. 36 bis Abb. 41) sind die terrassenähnlichen Buchtfüllungen hervorgehoben. Sie alle liegen außerhalb und oberhalb der gegenwärtigen Sturmreichweite, wie schwache, 20 - 40 cm mächtige Braunerden und jüngere Vegetation beweisen (Abb. 30 und Abb. 32). Auch für diese Ablagerungen und Formen kommen nach Lage zur Küstenlinie, Materialeigenschaften und Sortierungs- sowie

Schichtgefüge nur Tsunamis in Frage, wobei für die Entstehung von 2 - 3 aufeinander folgenden Wällen eine entsprechende Anzahl von Wellen anzunehmen sind. Eine derartige Differenzierung in zwei weite und flache Wälle zeigt beispielsweise die Buchtfüllung bei Ayios Theodoros (Abb. 29). Ansonsten dürften die beträchtlichen Materialmengen - in sich gleichartig, aber chaotisch gefügt - bei einem Augenblicksereignis großer Intensität verlagert worden sein. Sie stammen aus dem Strand- und Vorstrandbereich, daher die gute Zurundung. Im Gegensatz zu den Blockablagerungen auf Kliffen, die immerhin bis gegen +15 m reichen, liegen die terrassenartigen Tsunami-aufschüttungen nur bis gut 4 m hoch. Das ist wohl dadurch zu erklären, dass hier im flacheren *fore-shore*-Bereich die Tsunamiwellen früher gebremst und gebrochen wurden und als Schwall mit Sedi-

menten beladen in die Buchten eindringen, während das Abbremsen der Riesenwellen vor Kliffen erst sehr viel näher an der Küste geschah, mit einem entsprechend steileren Auftürmen der Tsunamiwelle und größeren Transportreichweiten.

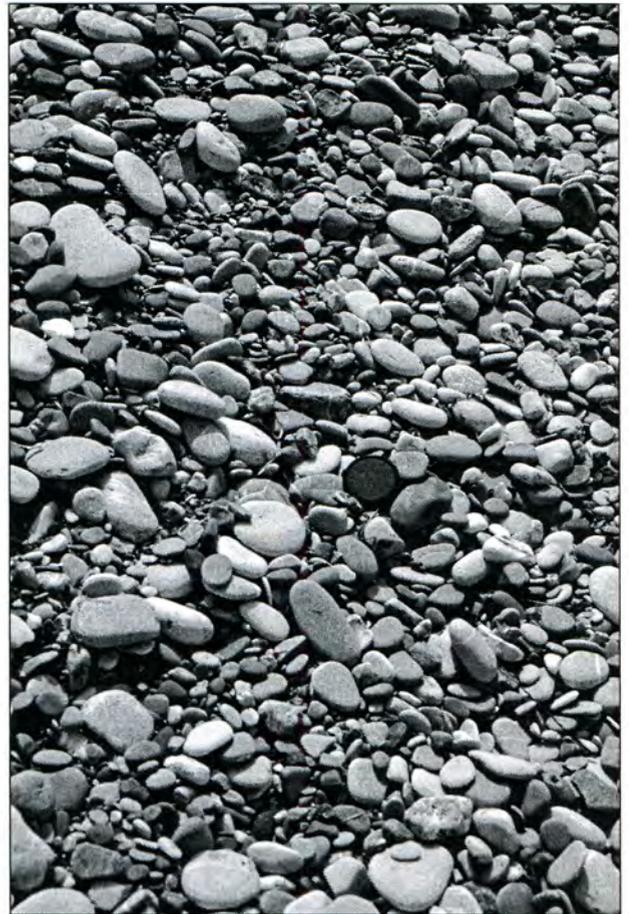
Eine Vorstellung von der Menge der verlagerten Sedimente gewinnt man durch die Abschätzung der Volumenverhältnisse der Bucht direkt südlich der Lara-Halbinsel: ihre Länge an der Strandlinie beträgt mind. 600 m, die Terrassenfläche ist im Durchschnitt 150 m breit, die Mächtigkeit der Ablagerungen be-

trägt über 2 m. Daraus ergibt sich ein Volumen von mindestens 180.000 m<sup>3</sup> oder über 300.000 t allein an dieser einzigen Bucht. In der Bucht von Ayios Theodoros (Abb. 29) ergeben sich bei über 1000 m Länge und mehr als 100 m Breite ca. 500.000 t.

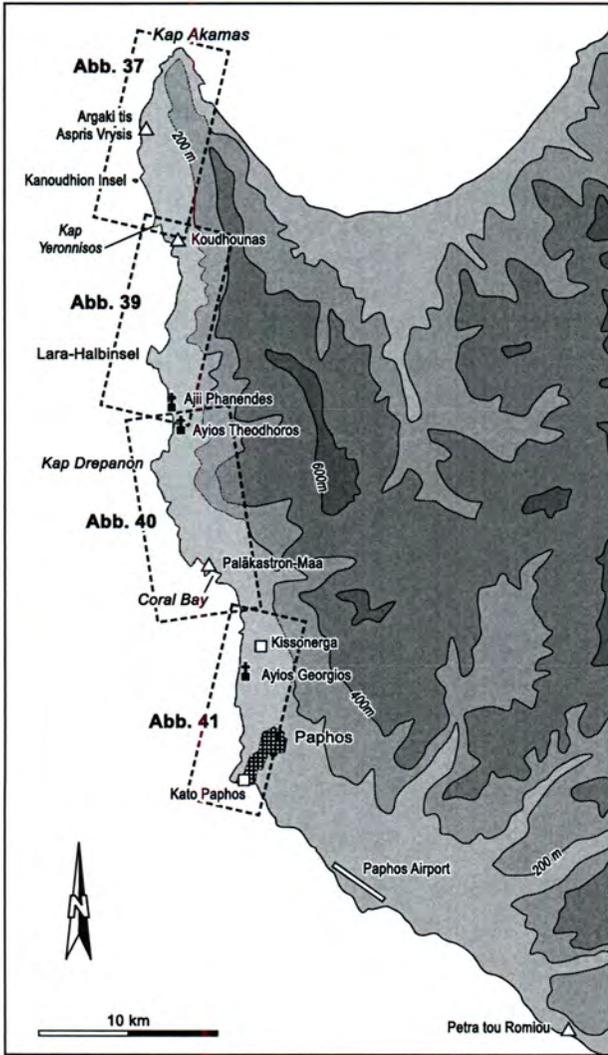
Insgesamt wurden damit allein im Bereich der von Lockersedimenten verfüllten Buchten nördlich Paphos - obwohl Felsküsten ohne Buchtfüllungen hier überwiegen - weit über 1 Mio. t, wahrscheinlich sogar mehrere Millionen Tonnen Mischsedimente bei einem einzigen Naturereignis bewegt.



**Abb. 34:** Detail der chaotischen Lagerung der Blöcke in der Tsunamiterrasse östlich unterhalb des Lara-Restaurants.

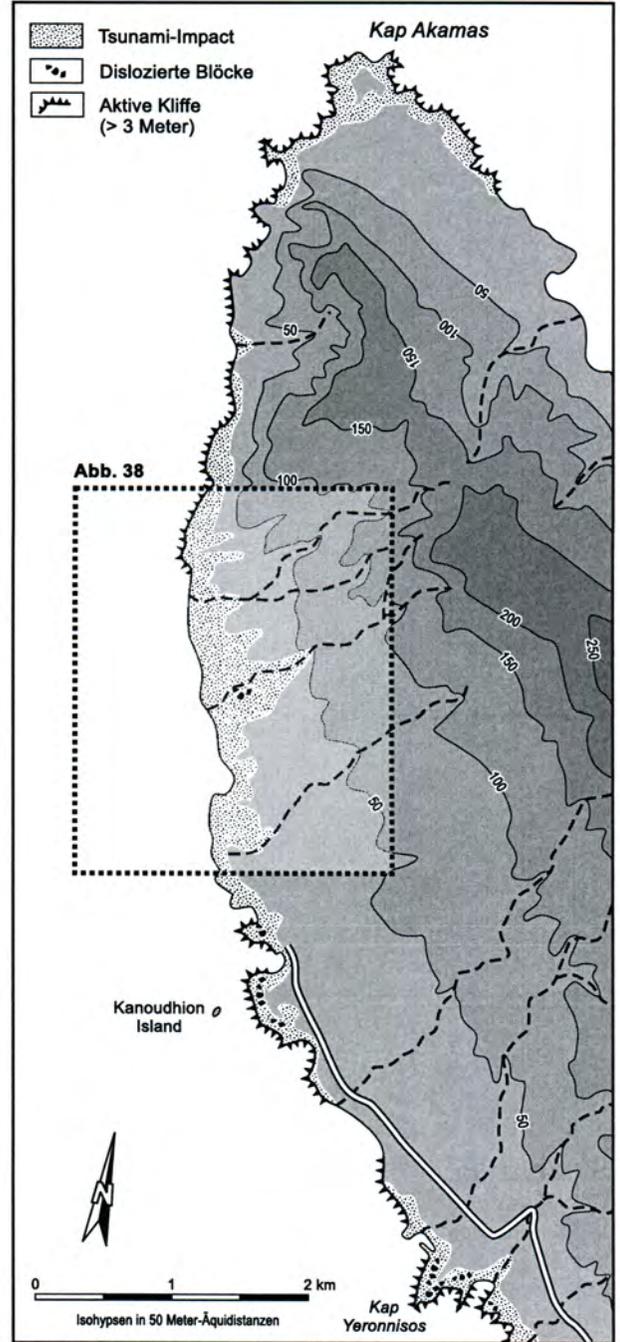


**Abb. 35:** Rezenter Grobmaterialstrand von *Petra tou Romiou* mit guter Materialsortierung.



**Abb. 36 (links oben):**

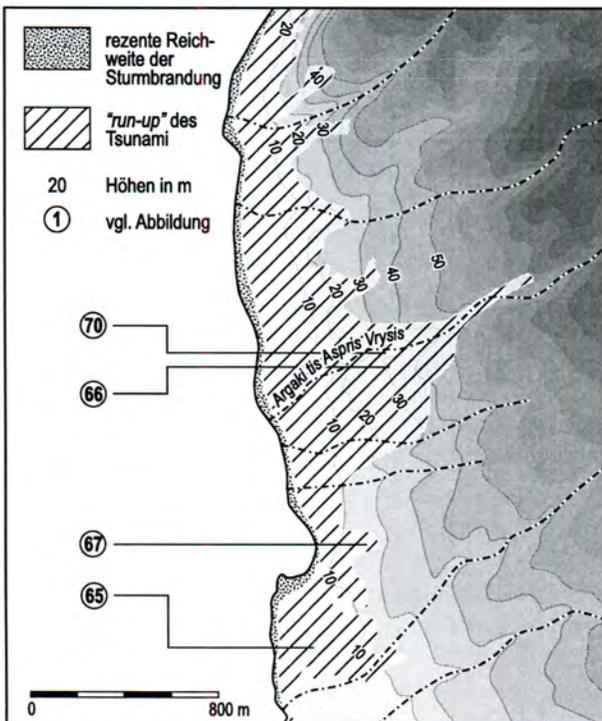
Kartierung der typischen Tsunamispuen an der Westküste Zyperns einschließlich der landwärtigen Reichweite des heute noch im Gelände sichtbaren *run up* (mehr oder weniger kahle Oberflächen).



**Abb. 37:** Landwärtige Reichweite des *run up* im Norden der Akamas-Halbinsel.

**Abb. 38 (links unten):**

Landwärtige Reichweite des *run up* in der Umgebung des Argaki tis Aspris Vrysis.



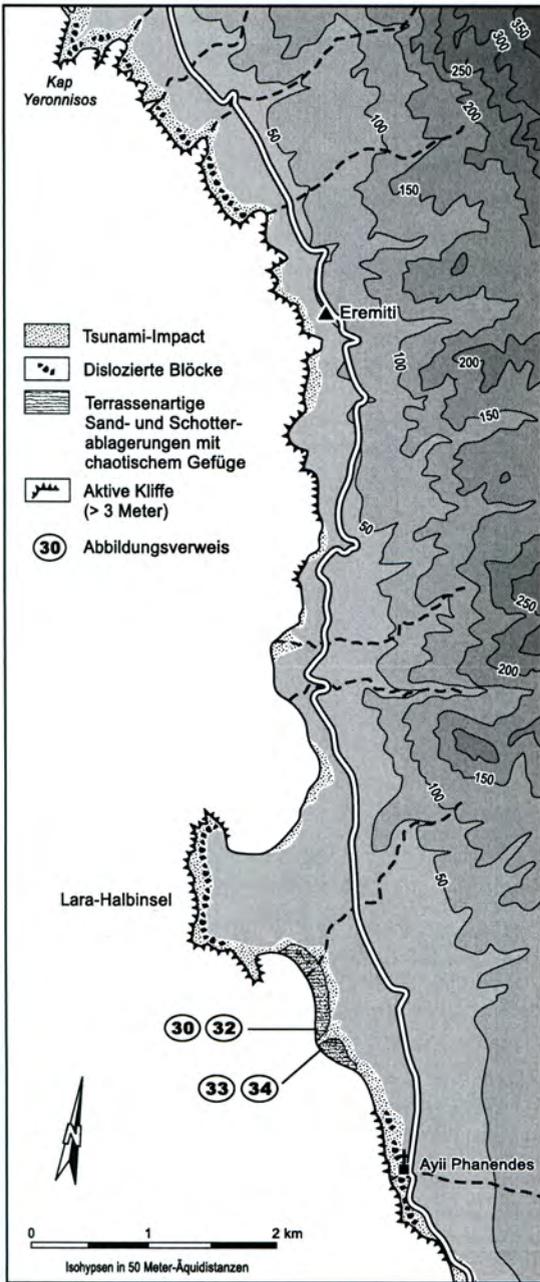


Abb. 39: Landwärtige Reichweite des run up in der Region Kap Yeronnisos - Lara-Halbinsel.

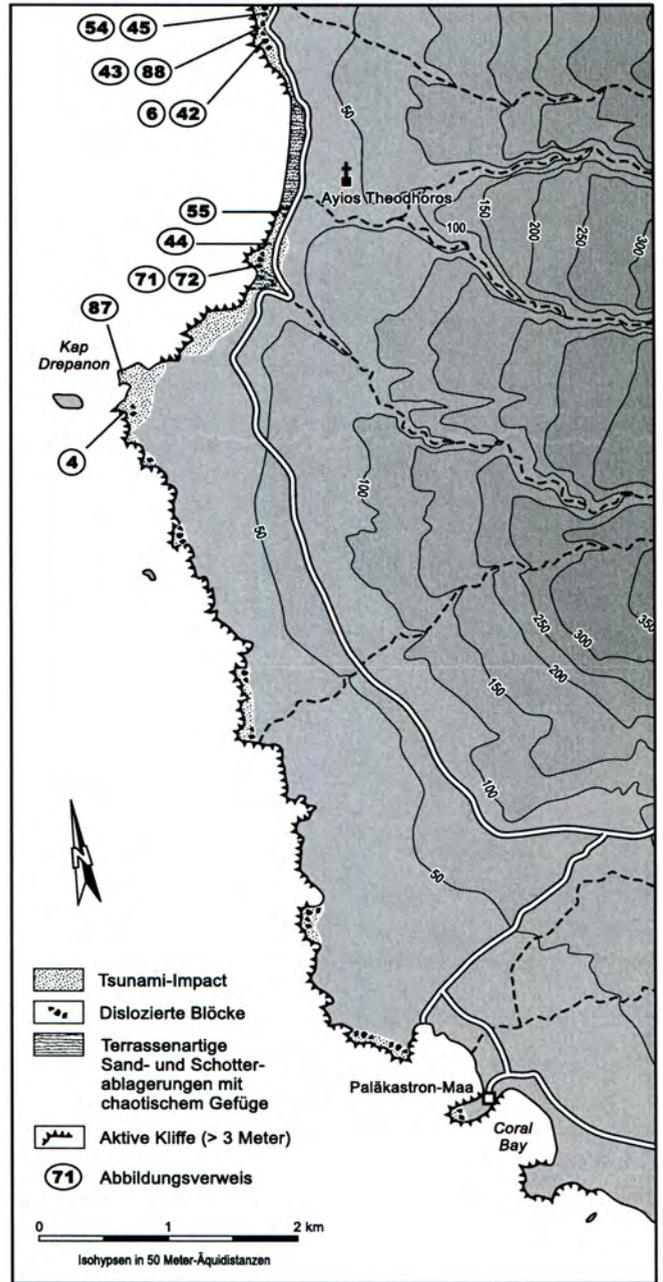


Abb. 40: Landwärtige Reichweite des run up zwischen Kap Drepanon und Coral Bay.

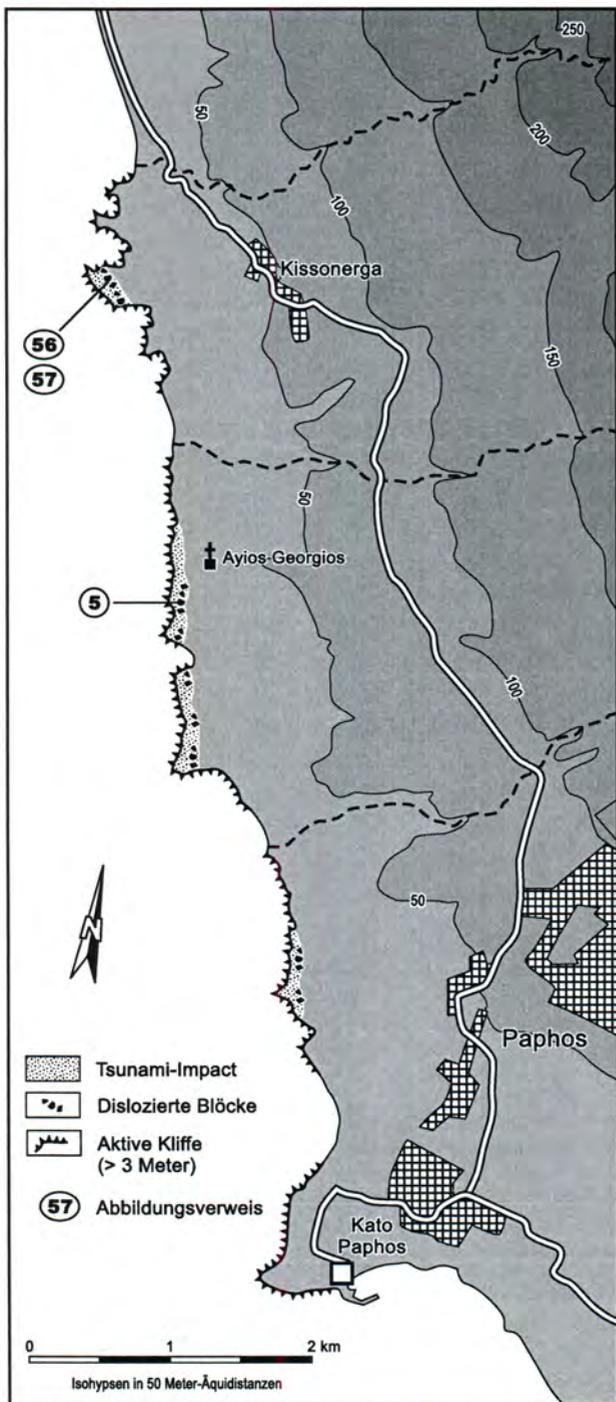


Abb. 41: Landwärtige Reichweite der Tsunamiwirkung nördlich Paphos.

### 2.3. Schotter- und Kiesstreu, dislozierte Strandsande

Während auf der mit 300 - 400 m außerordentlich breiten kahlen Felsebene im Nordteil der westlichen Akamas-Halbinsel (nördlich der Kannoudhion-Klippeninsel) verstreut kleine Sandhaufen anzutreffen sind, die wahrscheinlich rezent durch Wind angedröflet und an Hindernissen abgelagert wurden, gilt dieses nicht für Kies- und Schotterablagerungen weit oberhalb der rezenten Strände, die sich an etlichen Stellen nördlich Paphos antreffen lassen.

Es handelt sich dabei um eine gelegentlich dichte Streu von sehr gut gerundeten Fragmenten, die eindeutig Strandcharakter aufweisen (Abb. 42 und Abb. 43), und die sich zwischen den im Kap. 2.1. beschriebenen Blockmassen oder gar landwärts von von diesen befinden. Ca. 2 - 3 km nördlich Kap Drepanon (Region Ayios Theodoros) setzen sie sich sogar bandartig (mit auffallend hellen Kalkblöcken) einige 100 m weit bis zur südlich anschließenden Felsküste fort (Abb. 44). Gewöhnlich liegen diese Kiese und Schotter um 6 - 7 m ü.M., maximal auch über 10 m ü.M., nicht selten auf jungen und älteren Bodenoberflächen (*Terra rossa*), was schon dafür spricht, dass sie nicht durch zahlreiche Sturmwellen, sondern von einem Einzelereignis hier aufgetragen wurden, weil sonst das unverfestigte Bodenmaterial abgespült sein müsste. Die Grobkomponenten sind zudem kaum oder gar nicht angewittert. An den meisten Stellen, wo diese Streu auf Felsboden und zwischen Blockwerk auftritt, gibt es heute keinen Strand, von dem sie bei Sturm abgetragen worden sein könnten. Zudem sind sie zu weit vom gegenwärtigen Litoral entfernt. Ihre Herkunft ist daher in *foreshore*-Bereichen zu suchen. Diese verlagerte Streu von Strandpartikeln ist als Ablagerung aus dem *run up* und *backwash* eines Tsunami zu erklären, daher auch die Anlagerung an den landwärtigen Saum der Blockwälle, welche einen Rücktransport ins Meer verhindert haben (Abb. 45). Sie belegt gleichzeitig, dass die Tsunamiwellen weiter landeinwärts gereicht haben, als es die Lage der Blockwälle wiedergibt (Abb. 17).

Nur auf kahlen und hellen Felsoberflächen, wie bei der Lara-Halbinsel, fallen auch reine Sandablagerungen mit Bruchschill in größerer Küstenentfernung auf (hier bei 7 - 10 m ü.M. und bis über 80 m vom Brandungssaum entfernt, s. Abb. 46). Sie können weder von höher im Gelände befindlichen Ablagerungen abgeschwemmt, noch vom Wind antransportiert worden sein. Als Herkunftsgebiet kommen nur die viele Meter tiefen *foreshore*-Bereiche unterhalb der sehr steilen Kliffe in Frage. Nur ganz extreme Stürme, wenn nicht gar nur eine

Tsunamiwelle von über 10 m Höhe, können hier Bodenkontakt und damit Sedimentaufnahme bewerkstelligen.

Die Sand-, Foraminiferen- und Bruchschillablagerungen erscheinen - wenigstens auf der Lara-Halbinsel - auffällig frisch, und wäre nicht das Geheimnis ihrer Herkunft bei fehlenden rezenten Stränden, würde man bei singulärer Betrachtung auf einen Eintrag bei schweren Stürmen schließen. Die Wellen müssten dann jedoch Höhen von weit über 5 m erreichen und ein tiefes *foreshore*-Sediment (aus -20 m bis -40 m Wassertiefe, s.u.) mehr als 80 m vom Kliff entfernt ablagern können, wo es bei weit über +6 m akkumuliert wurde. Bei Herkunft aus Sturmereignissen sollten diese Feinsedimente auch ein sehr junges Mischalter aufweisen. Analysen an Bruchschill und Gastropoden (bei +7,5 m und 70 m vom Kliff entfernt) ergaben eine Rezentaktivität von  $^{14}\text{C}$  von 113,6 %, d.h. einen wahrscheinlichen Lebenszeitraum Ende der 50er Jahre des 20. Jahrhunderts. Analysen an einer einzigen Foraminiferenart im selben Substrat an der gleichen Stelle, nämlich *Amphistegina lobifera* Larsen (Abb. 47)

erbrachten dagegen nur 99,96 % Rezentaktivität an  $^{14}\text{C}$ . Im Vergleich zu einer Probe der gleichen Art, die vor 10 Jahren (von Lukas HOTTINGER, Basel) aus Mauritius gewonnen wurde, ergibt sich wegen der dortigen Aktivität von 107,6 % eine rechnerische Altersdifferenz zu Lara von über 560 Jahren (ohne Berücksichtigung eines Reservoireffektes).

Damit bleibt die Frage nach Transportweg und Alter der Feinmaterialien zunächst offen. Zweifelsfrei steht dagegen fest, dass die Blockansammlungen selbst keinesfalls auf Sturmereignisse zurückgeführt werden können. Dies gilt allenfalls noch für wenige Blöcke von max. 1,5 t Gewicht, die bei rund +4 m direkt oberhalb eines Kliffes auf Lara gefunden wurden und deren Transportweg nur weniger als 6 m beträgt (Abb. 48). Sie unterscheiden sich schon in der Frische des Ausbruchs von den deutlich größeren und weit verbreiteten Tsunamiblockmassen. Blockmengen und -größen dieser Art sowie solche horizontalen und vertikalen Reichweiten sind selbst von den exponierten und sturmreichen Küsten des östlichen Pazifiks in Nordamerika, in Neufundland, Island oder dem Norden Schottlands unbekannt.



Abb. 42: Strandschotter aus dem *run up* eines Tsunami 4 km nördlich von Kap Drepanon bei 7 m ü.M. auf *Terra rossa*.



Abb. 43: Jenseits von Blockreihen liegen ausgedehnte Schotterablagerungen auf *Terra rossa* ca. 4 km N Kap Drepanon.



Abb. 44: Ein Band heller grober Kalkschotter oberhalb des Sturmstrandes bezeugt die Mindestreichweite eines jungen Tsunami 2 - 3 km nördlich von Kap Drepanon.

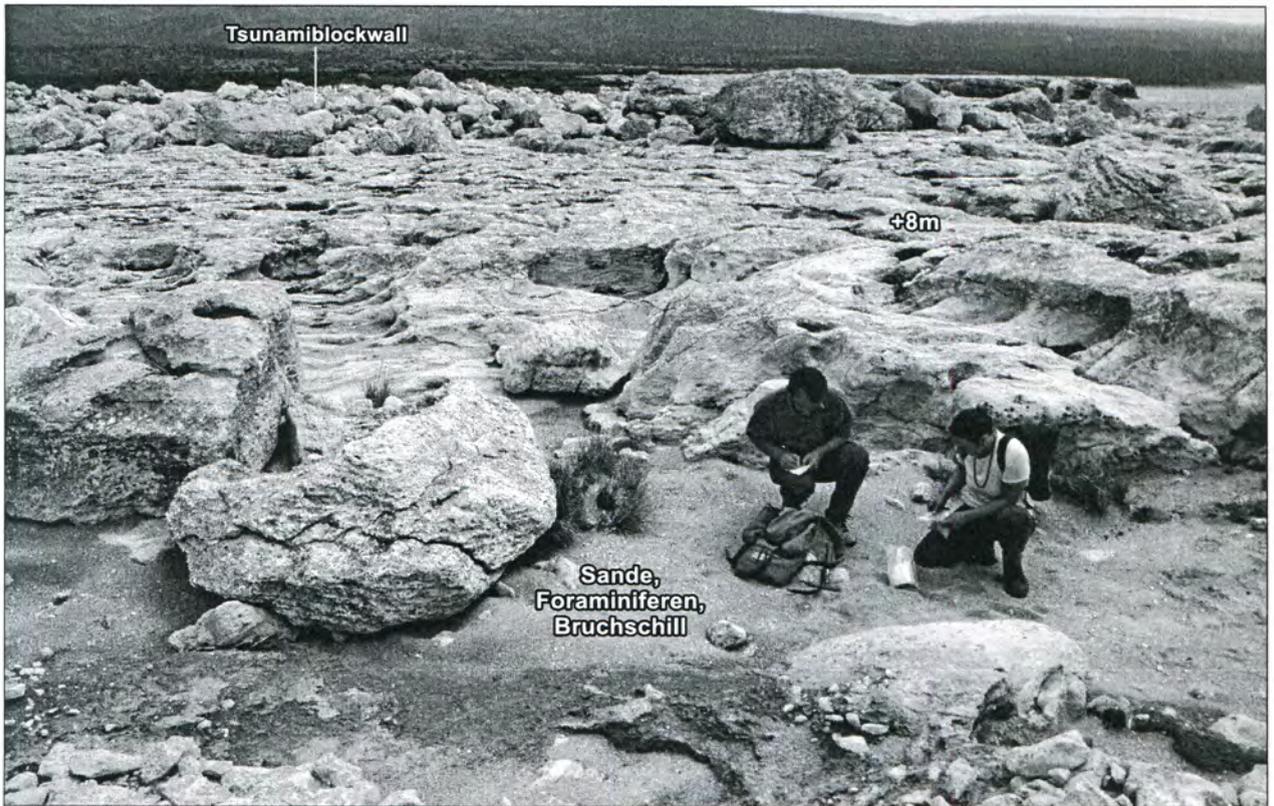
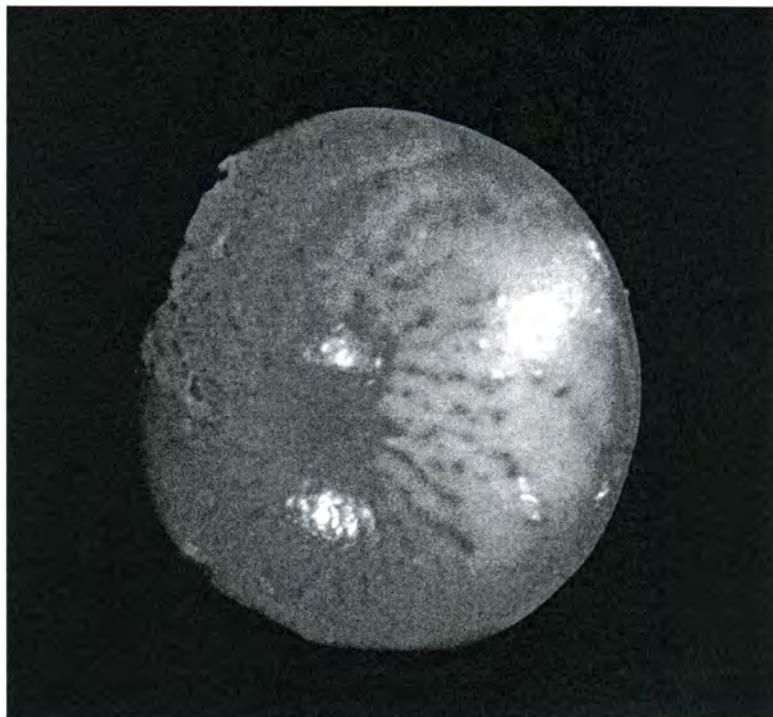


Abb. 45: Feinmaterial des *backwash* auf *Terra rossa* 4 km nördlich von Kap Drepanon.



Abb. 46: Strandsande in einer Hohlform auf der Lara-Halbinsel bei ca. 7,5 bis 8 m ü. M.



**Abb. 47:**  
*Amphistegina lobifera* LARSEN (Durchmesser 1,6 mm), eine Foraminifere aus dem tieferen foreshore-Bereich, die als sogenannter Lessep'scher Migrant aus dem Roten Meer (nach Öffnung des Suezkanals) angesehen wird; Lara-Halbinsel, 7,5 m ü.M.



**Abb. 48:** Sehr frisch ausgebrochene Blöcke mit Zerstörung eines großen rock pool direkt oberhalb eines nur 4 m hohen Kliffes an der nördlichen Lara-Halbinsel.

### 3. Geomorphologische Spuren

#### 3.1. Transformation von Kliffen, Hohlkehlen und Trottoirs

Bei einem so starken Impact, wie er durch einen Tsunami außerordentlicher und nachweisbarer Transportkraft ausgelöst wird, ist zu erwarten, dass die vorher angelegten Formen im Litoral nachhaltig beeinflusst oder verändert werden. Dabei wird bei einem Strandprofil wieder ein Strand ausgebildet (sofern nicht alles Lockermaterial beseitigt wird). *Beachrocks* könnten mehr oder weniger ausgeräumt werden, obwohl auch das nicht zwingend ist, weil bei flach eintauchenden und klifflosen Küstenböschungen häufig keine signifikanten Verletzungen von prä-Tsunami-Formen zu sehen sind. Bei Kliffen und den sie begleitenden Formen wie Hohlkehlen und biokonstruktiven *Trottoirs*, wie sie um Zypern in ausgeprägter Form angetroffen werden können, ist dagegen mit stärkerer Überformung zu rechnen, weil sie den Tsunami einen plötzlichen Widerstand entgegenstellen (Abb. 49 bis Abb. 52).

Dass an Kliffen beträchtliche Materialmengen herausgebrochen wurden, geht schon aus dem Vorhandensein und der Menge von verlagertem Blockmaterial hervor, das zudem in direkter Lage- und Materialbeziehung zum Kliff steht (siehe Abb. 10 bis Abb. 14 und Abb. 17). Dabei stammen viele Blöcke aus dem oberen Kliffbereich, d.h. dem supralitoral Stockwerk, weil hier der Hauptwiderstand gegen die Tsunamiwelle vorliegt. Blockwerk aus dem engeren Litoral sollte dort häufige Kleinformen wie Bruchstücke von Hohlkehlen, *rock pools* u.a.m. aufweisen (Abb. 53). Dieses ist auch der Fall, springt aber dem Betrachter zunächst nicht so sehr ins Auge. Teilwei-

se handelt es sich um Bruchstücke größerer Tafoni vom Klifftop (Abb. 54, s.a. Abb. 12) oder jetzt inaktive *rock pools*, also Felswannen aus einem tieferen Stockwerk, dem unteren Supralitoral (Abb. 20 und Abb. 26).

An einer Lokalität (knapp 5 km nördlich Kap Drepanon bei Ayii Phanendes) fanden wir auf einem älteren Boden in freier Lage auch größere Bruchstücke von Vermetiden-*Trottoirs*. Vor allem an Kliffen auf der Lara-Halbinsel und in der Bucht von Eremiti sind signifikante Umformungsspuren in Form scharfkantiger Ausbrüche weit verbreitet. Im Eu- und Supralitoral wird jedoch nach der mechanischen Zerstörung durch einen Tsunami der Fels wieder stark durch die hier vorherrschenden Prozesse der Bioerosion überformt, die zu den leistungsfähigsten weltweit auf Karbonatgestein gehören. Wie Mikroerosionsmeter-Messungen belegen können (TRUDGILL 1987, KELLETAT 1988) beträgt die Größenordnung biogener Abtragung an Karbonatküsten um und über 1 mm/Jahr flächenhaft, in Hohlkehlen und *rock pools* auch deutlich mehr, so dass schon nach 100 bis 200 Jahren kaum noch Spuren eines mechanischen Ereignisses erkennbar wären, selbst wenn dieses von außerordentlicher Leistungskraft war. Das trifft für die unteren und ständig benetzten Kliffpartien auch zu. Es scheint jedoch, dass gut ausgebildete biogene Hohlkehlen und biokonstruktive *Trottoirs*, *algal rims* und andere Leitformen des Eulitorals von Karbonatgesteinsküsten an jenen Küstenstrecken nur noch lokal vorhanden sind, wo die Tsunamiwellen nachweislich besonders viel Material bewegt haben. Im Umkehrschluss könnte man davon ausgehen, dass Küstenabschnitte, wo diese Kleinformen in guter



**Abb. 49:**

*Algal rims* und i.w. destruktive *Trottoirs* durch Bioerosion an einer tsunami-beeinflussten Felsküste östlich Nissi Beach in Südost-Zypern.



Abb. 50: Destruktives *Trottoir* mit kleiner Kalkalgenrippe bei Nissi Beach in Südost-Zypern.

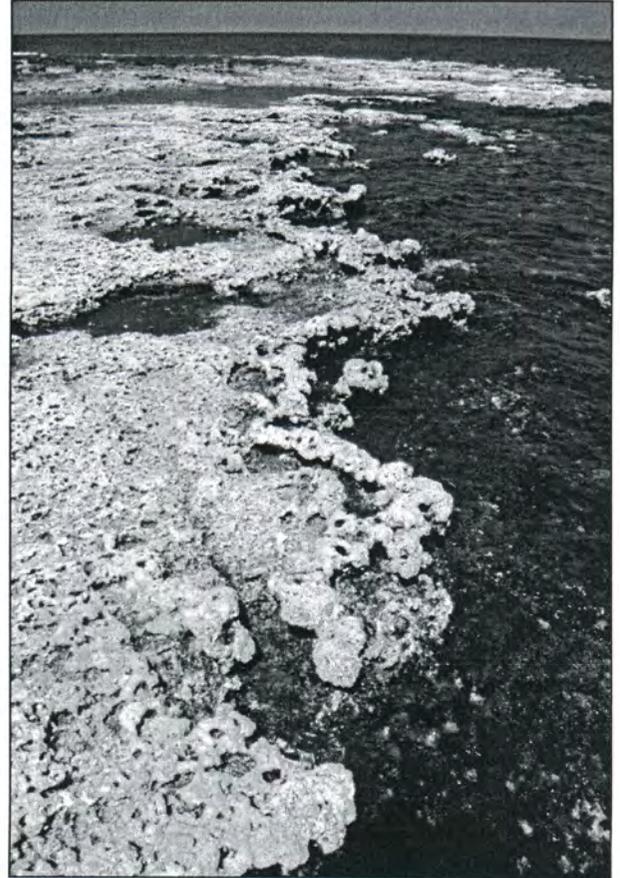


Abb. 51: Lebende konstruktive Kalkalgen-*Trottoirs* von mehreren Metern Breite bei extremem Niedrigwasser in der Region Protaras, südliche Ostküste Zyperns.

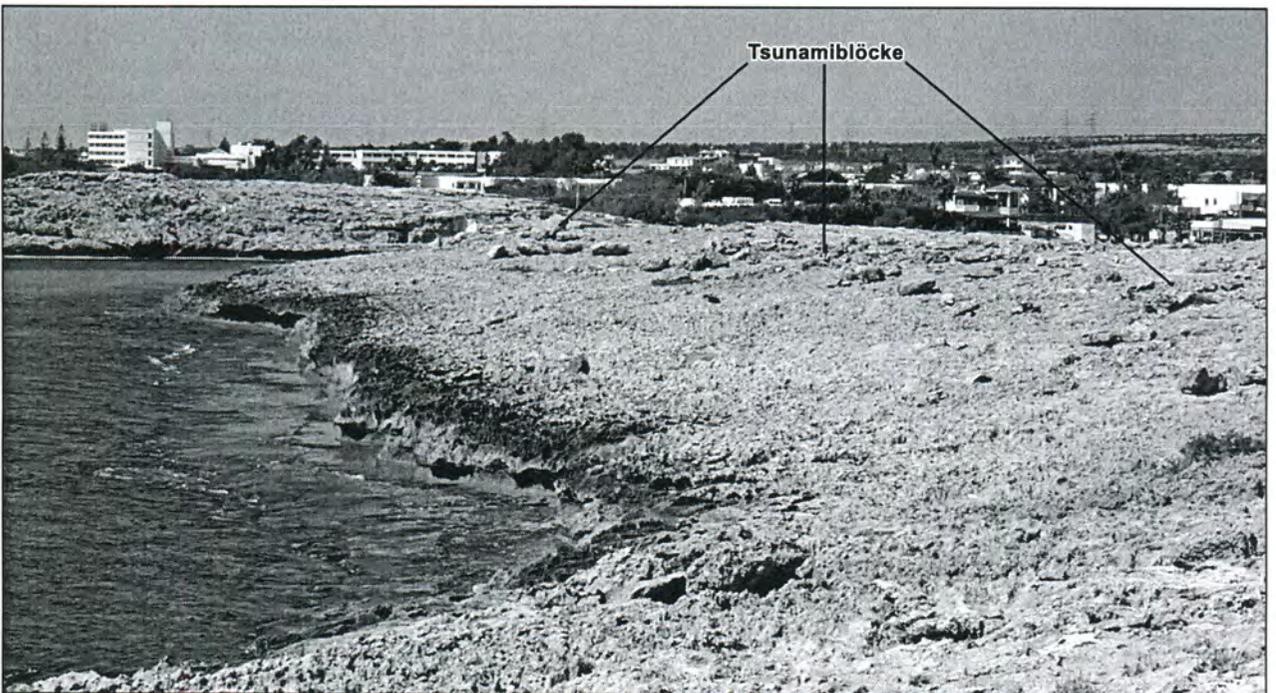
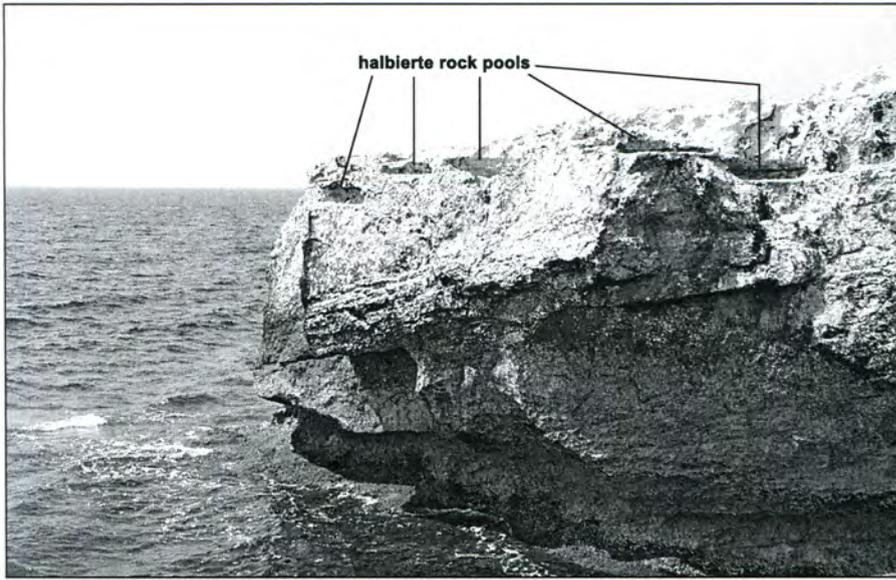


Abb. 52: Tsunami-Blockstreu um und über +7 m Höhe auf Äolianitrücken östlich Nissi Beach. Zu beachten sind die gut erhaltenen Hohlkehlen und *Trottoirs*.



**Abb. 53:**

Im Mittelabschnitt der Lara-Halbinsel gelegenes niedriges Kliff mit kleinen Hohlkehlen und *Trottoirs* durch Bioerosion und scharfkantigen Ausbrüchen im oberen Abschnitt, wo auch etliche *rock pools* halbiert wurden.



**Abb. 54:**

Tafonierter, vom Tsunami verlagter Block aus Äolianit 4,5 km nördlich von Kap Drepanon.



**Abb. 55:**

Vom Tsunami nicht zerstörte, sehr große Tafone an der südlichen Buchtflanke von Ayios Theodoros nördlich Kap Drepanon.

Ausbildung auftreten (wie direkt östlich der Strände von Agia Napa und des Kap Greco oder bei Protaras an der Ostküste) nicht direkt vom Tsunami betroffen wurden bzw. sich in Leelage zu den Tsunamiwellen befanden.

Sowohl an der exponierten Westküste der Lara-Halbinsel als auch zwischen Nissi Beach und Agia Napa, d.h. an solchen Küstenstrecken, wo eine starke Blockverlagerung stattgefunden hat, sind aber *Trottoirs* von 1 - 3 m Breite, meist destruktiv, daneben aber auch mit feinen Rippen und Wülsten aus Kalkalgen und Vermetiden, teilweise auf längeren Strecken durchlaufend erhalten (siehe Abb. 49 bis Abb. 52). Sie müssen demnach die Tsunamiwirkung überlebt haben, denn diese reicht keinesfalls eine Zeitspanne von ca. 2000 Jahren und mehr zurück, welche wir für die Entwicklung von *Trottoirs* dieser Dimensionen im Mittelmeergebiet ansetzen müssen. Als Erklärung aus diesen Beobachtungen bietet sich daher an, dass direkt vor dem Auftreffen der zerstörerischen Wellen der Wasserstand bereits bis über die *Trottoirs* erhöht war.

### 3.2. Transformation von Tafone

Die charakteristischen weiten Höhlungen, wie sie besonders an den unteren Partien von Felswänden (Abb. 55) oder mächtigeren hängenden Einzelschichten in den Äolianiten der Küsten Zyperns auftreten, verdanken ihre Entstehung offenbar einem von der Basis angreifenden Prozess der Salz- (und Schatten-) Verwitterung mit Abgrusung der Einzelkörner und gleichzeitiger Ausbildung widerstandsfähigerer Aussenkrusten vor den oberen Höhlungspartien. Solche Formen lassen sich in der Region Paphos deshalb gut relativ datieren, weil hier zahlreiche künstliche Wände in den Äolianiten angelegt wurden und zwar im Zuge von Grabbauten, Unterständen, Steinbrüchen u. a. innerhalb der letzten mehr als 2000 Jahre. Damit ist das maximale Alter der Felswände und die Geschwindigkeit der Tafonibildung an ihnen erschließbar. Es ergibt sich, dass viele Raummeter umfassende Höhlungen bereits in weniger als 1000 Jahren entstehen können, Öffnungen von mehr als 1 m Querschnitt aber wohl wenigstens 200 - 300 Jahre zu ihrer Ausbildung benötigen.

Demnach sind die großen Tafonigallerien der Abb. 29 und Abb. 55 (N Kap Drepanon) und weitere an den benachbarten Talflanken sicher älter als die Tsunami-spuren, sie sind auch jeweils dem möglichen Wellenangriff nicht direkt ausgesetzt, sondern liegen parallel zum *run up*. Den Äolianitkliffen geringerer Höhe fehlen große Tafoni an all jenen Stellen, wo landwärts größere Blockmassen von der

Zerstörungskraft der Tsunamis zeugen. Im höheren Gelände außerhalb des *run up* aber sind sie sehr wohl vorhanden.

In der ersten großen Strandbucht nördlich des Kap Drepanon (Lokalität Ayios Theodoros, vgl. auch das Profil in Abb. 28) sind - im Gegensatz zu den südlichen Buchtflanken - im Hintergrund der Bucht an einem älteren Kliff im Äolianit Tafoni weniger ausgeprägt, die härteren Außenkrusten der überhängenden Dächer reichen nur wenig abwärts. Man gewinnt hier den Eindruck, als seien ehemals größere Tafone durch den Anprall der sedimentbeladenen Tsunamiwellen abgebrochen bzw. ihrer äußeren Rinden weitgehend beraubt worden. Dabei sollten an dieser Lokalität die Dimensionen der Tafonibildung besonders groß sein, weil eine Materialdifferenzierung innerhalb der Äolianite - mürber wegen Beimengung von alten Äolianittrümmern an der Basis und fester im oberen Kliffabschnitt - eine Aushöhlung von unten her befördert. Für einen Tsunami-Impact könnten auch kleinere und größere Schotter innerhalb der restlichen Tafonihöhlungen in der Wand sprechen, doch ist hier nicht vollständig auszuschließen, dass sie von Touristen hineingeworfen wurden. Insgesamt aber bleibt festzuhalten, dass die Verbreitung sehr großer Tafone all jene Areale ausspart, die in Reichweite der blockbewegenden Riesenwellen liegen.

### 3.3 Transformation älterer Felsoberflächen

Zweifellos wurden beträchtliche Materialmengen (Blöcke, Schotter, Sande) auf Felsoberflächen viele Dekameter (bis über 100 m) weit auf und über Felsoberflächen des Küstensaumes bewegt. Deshalb ist davon auszugehen, dass dort Spuren dieses Materialtransportes vorhanden sein sollten. Diese wurden jedoch nur ganz ausnahmsweise und ganz isoliert angetroffen, etwa in der Kappung verkarsteter oder bioerosiv stark skulpturierter nackter Felsflächen, wo herausragende Gesteinspartien abgebrochen wurden (ohne dass sich deren Reste heute wiederfinden ließen, vgl. Abb. 56 und Abb. 57).

Mindestens zwei Gründe lassen sich dafür nennen, dass diese mechanischen Spuren so selten sind: entweder wurde kaum ein mechanischer Impact auf die schrägen Felsflächen des Küstensaumes ausgeübt, weil alle Materialien von den Tsunamiwellen im wesentlichen im großen Schwall durch die Luft über sie hinwegtransportiert wurden (wofür die wallartigen Blockablagerungen sprechen), oder nach morphologischen Einwirkungen der Tsunamis wurden die Felsoberflächen nachträglich überformt, so dass entsprechende Spuren heute unkenntlich sind. Wir ge-



**Abb. 56:**  
Mechanische Beschädigung einer verkarsteten rauhen Felsplattform bei Kissonerga. Markiert sind die jungen Ausbrüche.



**Abb. 57:**  
Relativ frische, mechanische Ausbrüche auf einer verkarsteten Äolianitfläche bei Kissonerga.



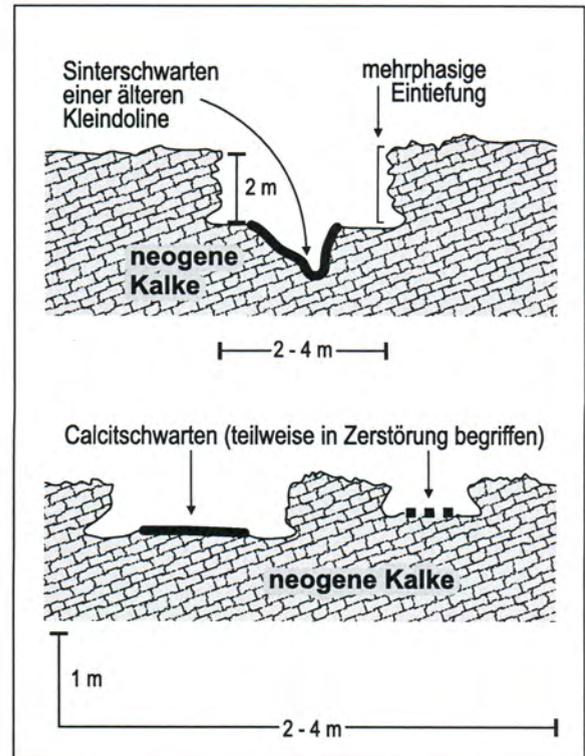
**Abb. 58:**  
Große Tsunamiblöcke auf stark verkarsteten Äolianitoberflächen bei Sea Cave östlich Agia Napa in ca. +8 m Höhe.



**Abb. 59:** Extrem tiefe zusammengewachsene *rock pools* auf der Lara-Halbinsel, die offensichtlich an alten Karstformen ansetzen (siehe die bandartigen Schwarten einer ehemaligen Dolinenauskleidung), phasenweise eingetieft durch Tieferlegung der Überläufe zum nahen Kliff.



**Abb. 61:** Infolge vorgegebener textueller Gesteinseigenschaften längliche vergesellschaftete *rock pools* im terrestrischen Lösungsbereich auf der Lara-Halbinsel bei ca. +6,5 m ü.M



**Abb. 60:** Zwei verbreitete Formtypen von Felswannen (*rock pools*) auf der Lara-Halbinsel.

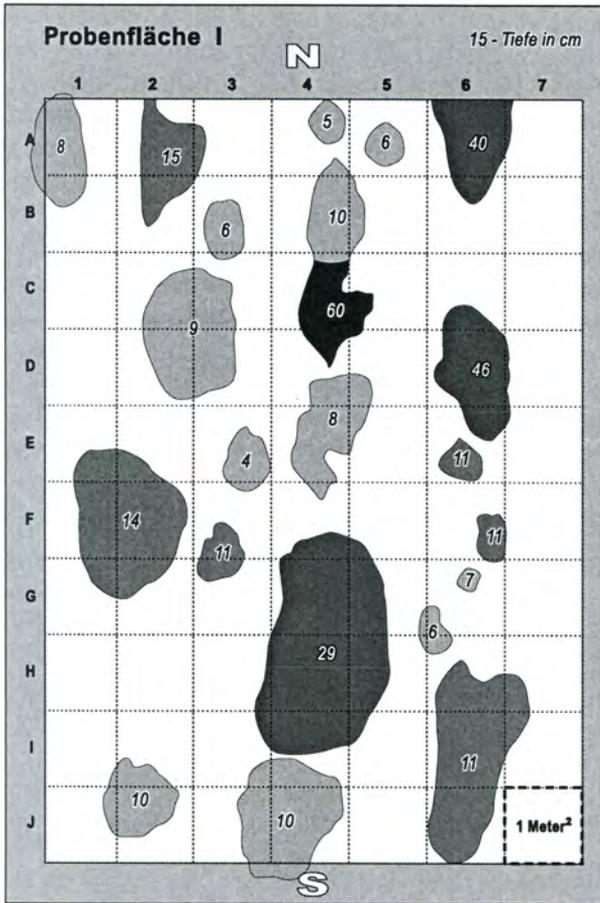


Abb. 62: Kartierung von *rock pools* im terrestrischen Lösungsmilieu im Norden der Lara-Halbinsel.

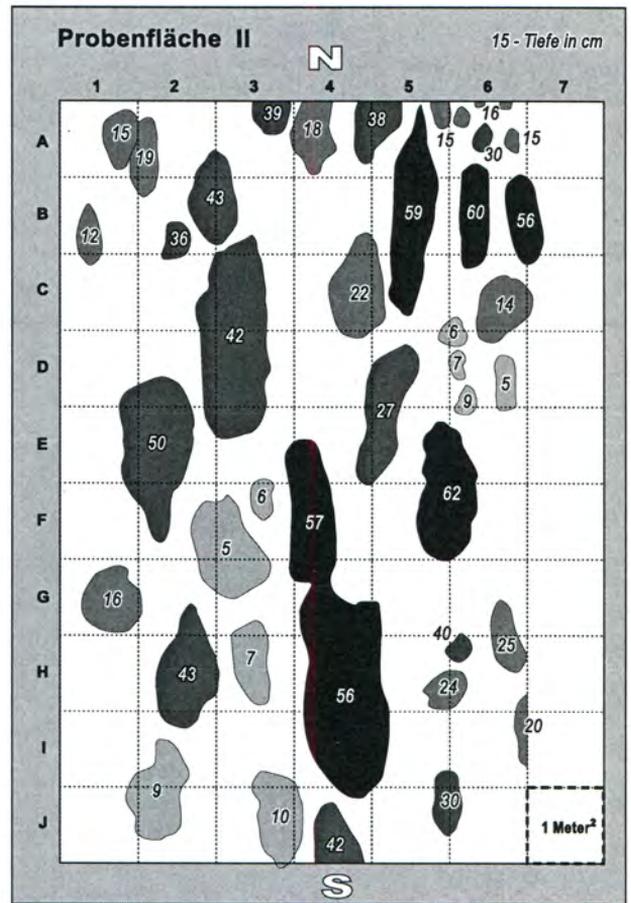


Abb. 63: Kartierung von an die Gesteinstextur angelegten *rock pools* im terrestrischen Lösungsmilieu im Süden der Lara-Halbinsel.



Abb. 64: Überformte, aber noch gut erkennbare biogene *rock pools*, im Jahre 365 n. Chr. neotektonisch weit aus dem Supralitoral herausgehoben und seitdem durch terrestrische Karstlösung umgeformt. (Äolianit, Falasarna, Westkreta).

hen davon aus, dass beide Gründe eine Rolle spielen, doch ist der erstgenannte Faktor u.E. stärker zu bewerten (s.u.), weil offenbar diese Mikrotopographie beim Eintreffen der Tsunamis schon vorhanden war, wie darauf abgelagerte Blöcke belegen (Abb. 58, siehe auch Abb. 71, Abb. 8 und Abb. 16).

Die sehr zahlreichen und teilweise delikate ziselierten *rock pools*, wie sie u.a. auf der Lara-Halbinsel in großer Vielfalt und Formgestaltung auftreten (siehe Kap. 5), müssen wegen ihrer perfekten Ausbildung und Verkarstungstiefe ebenfalls schon vor dem Eintreffen der Tsunamis existiert haben. Demnach haben auch sie die mechanischen Einwirkungen der Riesenwellen überstanden. Zunächst sind allerdings zwei Formtypen bei den *rock pools* zu unterscheiden: abgesehen von sehr großen und komplex zusammengesetzten mit größerer Tiefe, die meist auf ältere Karstformen zurückgehen (siehe Abb. 59 und Abb. 60), zeigen die bioerosiv angelegten *rock pools* des Supralitorals - oft ohne Rücksicht auf strukturelle und textuelle Gesteinseigenschaften - kreisrunde Formen, weil der intensive und rasche Abtragungsvorgang beim mechanischen Abraspeln durch Gastropoden alle Resistenzunterschiede offenbar überprägt. Dagegen sind die *rock pools* in größerer Küstenferne (Abb. 61 bis Abb. 63) sehr deutlich an feine Resistenz- und Reinheitsunterschiede des Kalkes angelehnt, weil sie ihre Entstehung anorganisch-chemischer Lösung (natürlich unter Mitwirkung von Flechten- und Algenabscheidungen) verdanken.

Eine gute Einschätzung von der Formungsgeschwindigkeit von *rock pools* im Supralitoral und

ihrer späteren Umgestaltung im terrestrischen Milieu bieten die Verhältnisse bei Falasarna in Westkreta, wo ein breiter Küstenstreifen im Jahre 365 n.Chr. plötzlich um mehr als 6 m herausgehoben wurde (siehe KELLETAT 1998a). Dabei wurden *rock pools* aus dem Supralitoral in höheres und salzwasserfreies Milieu verbracht (Abb. 64), wo sie seitdem, d.h. seit rund 1700 Jahren umgeformt wurden, jedoch ohne ihre Grundform zu verlieren. Das lässt auf eine flächenhafte Gesamtabtragung von wenigen Zentimetern in 1700 Jahren oder rund 0,03 mm/Jahr schließen. Im neu aufgetauchten Supralitoral sind dagegen im gleichen Zeitraum ausgeprägte *rock pools* von mehreren Metern Durchmesser und mehreren Dezimetern Tiefe entstanden, was einer 20- bis 50-fach größeren Bildungsgeschwindigkeit entspricht.

SMITH, GREENAWAY & SPATE (1989) haben aus einem ähnlichen Gestein in ähnlichem Klima (New South Wales, Australien) Mikroerosionsmeter-Messungen vorgenommen, die nur 0,005 mm/Jahr für nackte Oberflächen und 0,14 mm/Jahr für solche unter Bodenbedeckung als Lösungsraten ergaben. Das entspricht für 10 cm Lösungsabtrag im ersten Falle über 20.000 Jahre, im zweiten um 700 Jahre. Zumindest der Betrag für nackte Oberflächen erscheint uns jedoch viel zu gering.

Auffälligerweise ist in diese geschlossenen Hohlformen auch kein Feinmaterial eingetragen worden. Solches (in Form von Kiesen und Schottern, selten Sanden) findet sich nur in tiefliegenden *rock pools* direkt oberhalb niedriger Kliffe der Lara-Halbinsel, die von heutigen Sturmwellen benetzt werden.

## 4. Sonstige Spuren

### 4.1. Kahle Felsareale in der Küstenlandschaft und Vernichtung von Vegetation und Böden

Ein sehr auffälliges Element in der Küstenlandschaft nördlich Paphos und östlich Nissi Beach sind helle vegetationsarme bis -freie Oberflächen in einem Streifen entlang des Litoralsaumes, aber eindeutig oberhalb des eigentlichen Supralitorals (Abb. 36 bis Abb. 41, Abb. 65), die gelegentlich spitz-keilförmig in Talmündungen weiter landwärts reichen. Sie sind auf einer Küstenlänge von nahezu 50 km entwickelt und einige Dekameter bis über 100 m breit (z.B. auf der Lara-Halbinsel selbst oberhalb eines senkrechten Kliffes von 5 - 10 m Höhe), in der Region nördlich der Kannoudhion-Klippeninsel bis 400 m (siehe Abb. 65), an der Mündung des Tales Argaki tis Aspris Vrysis, ca. 5 km südlich der äußersten Nordspitze der Akamas-Halbinsel, sogar bis gegen 800 m (Abb. 66 und Abb. 67). Die Helligkeit dieser Oberflächen ist aus mehreren 1000 m Höhe aus dem Linienflugzeug (Abb. 68) und auf den Luftbildern der Befliegung vom November 1963 ebenfalls in aller Deutlichkeit zu erkennen. Nach diesen und auf der Grundlage von Geländebefunden sind i.w. die Abb. 36 bis Abb. 41 entworfen worden, die Ausmaß und Anordnung des hellen Küstenstreifens dokumentieren.

Die helle Farbe kommt dadurch zustande, dass Vegetation und Böden weitestgehend fehlen und kahle Felsoberflächen vorliegen, teilweise mit Resten weißlicher  $C_{Ca}$ -Horizonte, in einigen Fällen auch vegetationslose Sedimente. Mit scharfer Markierung zu dunklen Farben setzt landwärts die meist aus windgeschorenen *Juniperus*, *Pistacia* oder *Cupressus* bestehende dichte terrestrische Vegetation ein, unter der auch Bodenreste (vornehmlich in Form einer degradierten *Terra rossa*) erhalten sein können. Ähnliche kahle Areale als Kennzeichen von Tsunamiabtragung wurden bisher nur bei DOMINEY-HOWES (1996) für eine kleine Stelle auf *Astipalaia* beschrieben.

Der gesamte Geländebefund spricht eindeutig für von seewärts angreifende Vegetationszerstörung und Bodenabtragung, die jedoch nicht auf die gegenwärtigen Wind- und Salzwassereinflüsse zurückzuführen sind, sondern weit über diese hinausreichen. Im Tal des Argaki tis Aspris Vrysis lässt sich dieses eindeutig dadurch belegen, dass hinter landwärts gerichteten Geländekanten (Abb. 69) Böden und alte Vegetation (z.T. jahrhundertealte *Pinus*, Abb. 70) in Schutzlage vor den Riesenwellen erhal-

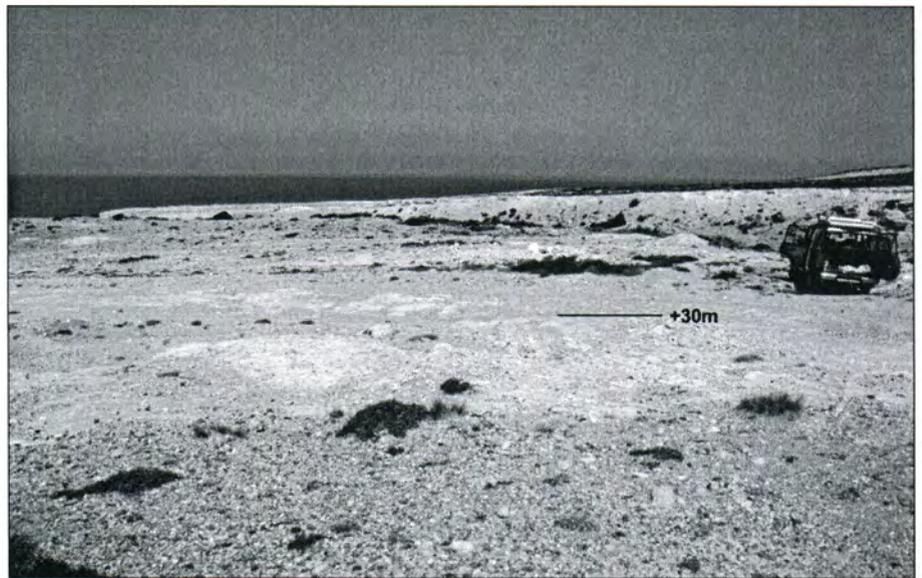
ten blieben. Würde man die dreieckig angeordnete Vegetationszerstörung gerade dieses Talbereiches einem katastrophalen Abflussereignis zuschreiben, wären diese Lokalitäten vollständig zerstört worden. Es muss sich auch hier um einen plötzlichen, jedenfalls überall gleichzeitigen Impact großer morphologischer Wirksamkeit von See her gehandelt haben, für den nur ein Tsunami in Frage kommt. Dafür spricht auch die Tatsache, dass alle verlagerten Blöcke ausschließlich auf diesen Kahlstellen liegen, und zwar oft in der Nähe von deren landwärtiger Begrenzung. Auf längerer Erstreckung (2 bis 3,5 km nördlich Kap Drepanon) ist auch die kliffartige Kante einer mächtigeren abradierten *Terra rossa* zu verfolgen. Hier reicht der Block- und Schotterauftrag des *run up* sogar bis auf mächtige Bodenreste, während allgemein der *run up* mit Vegetations- und Bodenabtrag deutlich über die Blocklagen landwärts ausgedehnt ist (Ausnahme: Lara-Halbinsel, siehe auch Abb. 75). Die Vegetationsfreiheit muss dabei nicht unbedingt die landwärtige Reichweite der Tsunamiwelle kennzeichnen, sondern lediglich die Mindestweite sehr kräftiger Wasserbewegung, denn die höheren und älteren Büsche sind windgebeugt strömungsgünstig gewachsen und sehr kräftig verwurzelt, so dass eine große Energie zu ihrer Vernichtung nötig ist.

Die kahlen Felsoberflächen von Äolianiten und verfestigten karbonatischen Horizonten der abgetragenen Böden sind sehr rauh gestaltet und von einer Unzahl richtungslos angeordneter Zacken von 10 - 30 cm Höhe gegliedert (Abb. 71 und Abb. 72). Dieses ist sicher ein Zeichen von kräftiger Verkarstung, wobei jetzt die scharfen Formen des nackten Karstes herrschen, während ursprünglich weichere Konturen unter den Böden angelegt waren, wie ein Vergleich mit nicht durch den Tsunami veränderten Arealen zeigen kann. Die Intensität dieser Veränderung spricht dafür, dass seit der Entblößung eine gewisse Zeit zur Umformung vergangen sein muss. In unmittelbarer Umgebung größerer Blöcke können die Felsoberflächen auch weniger ziseliert sein, was wahrscheinlich auf eine längere Bedeckung durch Feinmaterial oder Böden an diesen Stellen zurückzuführen ist, wo die Wasserbewegung durch die großen Blöcke behindert wurde.

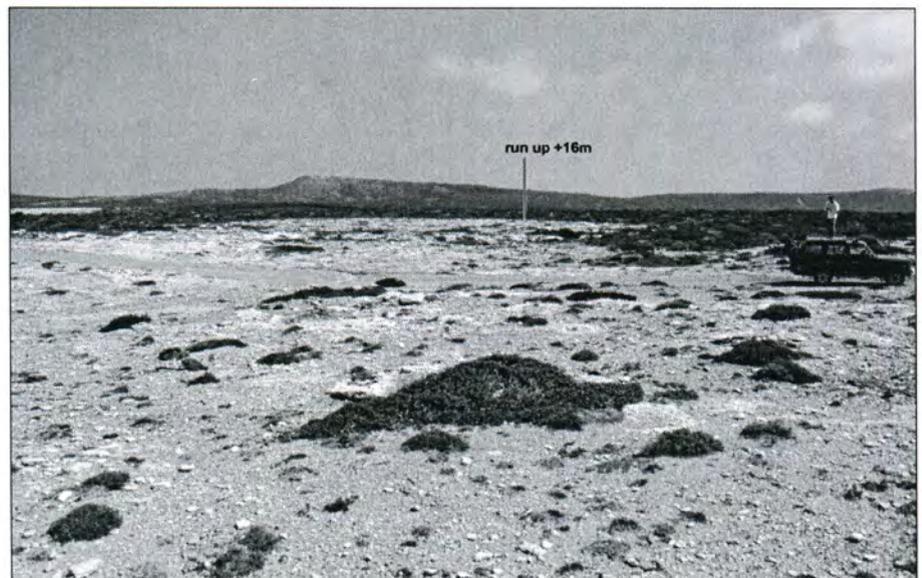
Auf den neogenen Kalken wie an der Lara-Halbinsel sind die Kleinformen der Oberflächen deutlich anders ausgebildet als auf Äolianit. Zwar gibt es auch hier irreguläre Verkarstung, aber viel auffälliger sind flache Felswannen bis mehrere Meter Durchmesser, die hier zu Tausenden vergesellschaftet auftre-



**Abb. 65:**  
Weite kahle Küstenstreifen an der nordwestlichen Akamas-Halbinsel. Grenze des *run up* bei +16 m ü.M.



**Abb. 66:**  
Breites kahles Areal beidseitig des Argaki tis Aspris Vrysis, hier bei mehr als 30 m ü.M. und in ca. 500 m Küstenferne.

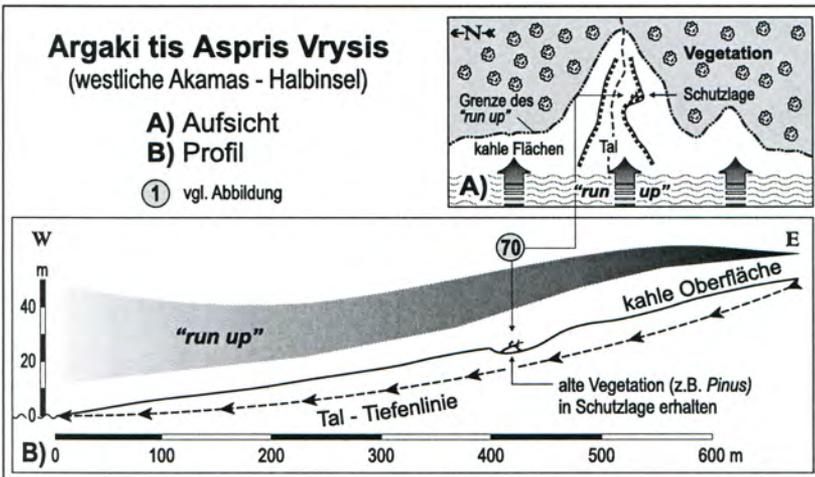


**Abb. 67:**  
Kahlheit infolge Tsunami-Impact und scharfe Grenze des *run up* bei +16 m südlich des Tales Argaki tis Aspris Vrysis auf der westlichen Akamas-Halbinsel.



**Abb. 68:**

Auch aus größerer Höhe, hier ca. 6000 m ü.M., sind die vom Tsunami verursachten kahlen Küstenstreifen der Akamas-Halbinsel gut zu erkennen. Im unteren Bildteil Argaki tis Aspris Vrysis mit ca. 800 m ins Inland reichender Tsunamiwirkung.



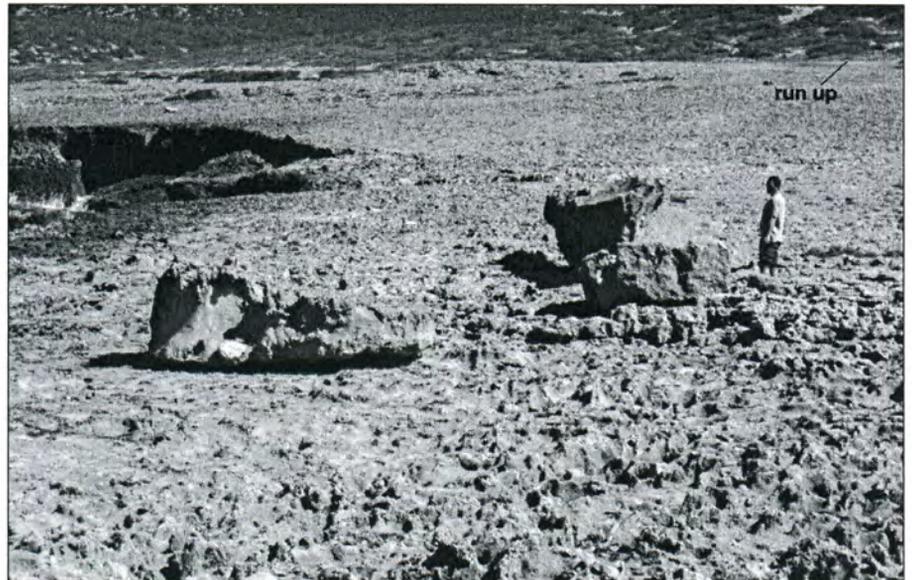
**Abb. 69:**

Die Skizze verdeutlicht die Schuttlage einer Talaußbuchtung an der Südflanke des Argaki tis Aspris Vrysis im Westen der Akamas-Halbinsel, wo in mehr als 30 m ü.M. und ca. 500 m Küstenferne sehr alte *Pinus* einen Tsunami überlebt haben.



**Abb. 70:**

Sehr alter und teilweise durch Tsunami-Impact verletzter *Pinus*-Stamm in gut 30 m ü.M. südlich des Argaki tis Aspris Vrysis, mindestens 500 m vom Meer entfernt.



**Abb. 71:**  
Rauhe kahle Felsareale der westlichen Akamas-Halbinsel, hier auf Äolianit, mit einzelnen Tsunamiblöcken, ca. 2,5 km nördlich von Kap Drepanon. Höhe des *run up* ca. 13 m ü.M.



**Abb. 72:**  
Detail einer Äolianitoberfläche mit deutlichen Spuren des nackten Karstes N Kap Drepanon.



**Abb. 73:**  
Bohrmuschellöcher aus dem letzten Interglazial bei +7,5 m Meereshöhe und ca. 70 m Küstenferne auf der Lara-Halbinsel, immer noch sehr gut erhalten.

ten (siehe Kap. 5). Es handelt sich allerdings nicht um die vielfach beschriebenen *rock pools* des Supralitorals von Karbonatgesteinsküsten (KELLETTAT 1997 u.v.a.), die bioerosiv durch Littorinen, Cyanophyceen und Chlorophyceen angelegt werden, sondern um Lösungsformen im terrestrischen Milieu unter Regenwassereinfluss mit Hilfe von Algen etc. Auch hier erhebt sich die Frage, ob die Felswannen älter als der Tsunami sind und von diesem praktisch unverletzt erhalten blieben, oder ob es sich um nachträgliche Formen auf neu angelegter bzw. frisch entblößter Felsoberfläche handelt. Wir neigen zur ersteren Schlussfolgerung, weil zur Anlage der zahlreichen großen und bis über 1 m tiefen Felswannen ein zu langer Zeitraum nötig sein dürfte, und die Tsunamis nach anderen Befunden (s.u.) nicht diesen zeitlichen Abstand zu den heutigen Gegebenheiten aufweisen. Außerdem bezeugen glatt ausgeschliffene Kolke und Bohrmuschellöcher (Abb. 73) auf der gleichen Fläche, die nach ESR-Datierungen an benachbarten Kalkalgenrims aus dem letzten Interglazial stammen, dass sehr wohl alte Kleinformen einen Tsunami flächenhaft überleben können.

#### 4.2. Transport von Tiefwasser-Foraminiferen

DAWSON (1996), DOMINEY-HOWES (1998) und DOMINEY-HOWES, DAWSON & SMITH (1998) haben am Beispiel Kretas belegt, dass in Feinsedimenten Foraminiferengemeinschaften vorhanden sein können, die aus dem tieferen *foreshore*-Bereich stammen, von wo sie auch durch normale Sturmwellen nicht aufgenommen werden können. In Ermangelung sonstiger auffälliger Ablagerungen nehmen sie diese Foraminiferen sogar als Hauptbeweis für ehemaligen Tsunamieinfluss. HALEY (1996) hält auch Diatomeen dazu für geeignet.

Nachdem sich eine Feinmaterialprobe aus der Terrassenaufschüttung südlich des Lara-Restaurants (Abb. 33) als steril erwies (wohl weil sie aus Material direkt vor einer Torrentemündung aufgeworfen wurde), enthalten die sandige Ablagerungen auf der Fläche der Lara-Halbinsel (vgl. Abb. 46) sehr viele Mollusken, Milioliden, Foraminiferen und Seeigelreste, aber kein Plankton. Die Artenzusammensetzung der Foraminiferen hat für uns dankenswerterweise Herr Prof. Dr. Lukas HOTTINGER vom Naturhistorischen Museum Basel bestimmt. Seinem Schreiben vom 20.8.1999 ist folgender Text entnommen:

"Die ökologische Interpretation der Fauna ist folgende: Die Anheftungsflächen der Miniacinen sind so gut erhalten, dass ihr Substrat nicht biomineralisiert sein kann. Das heißt, sie sind auf den Rhizomen von Seegrass, wahrscheinlich *Posidonia*,

gewachsen. *Amphistegina lobifera* kommt als einzige Art ihrer Gattung vor und hat deshalb eine relativ große Spanne ihrer Tiefenverbreitung über den ganzen oberen Teil der photischen Zone hinweg. Die extremsten Flachwasservertreter, *Ammonia beccarii* und *Peneroplis* sind sehr selten, *Sorites* fehlt ganz. Ich meine deshalb, dass man die Tiefe des Lebensraums der Fauna auf 20 - 40 m interpretieren sollte. (...). Es braucht Ereignisse eines Energie-Niveaus, das weit über den jahreszeitlichen Spitzenwerten liegen muss, um solches Sediment wieder zu mobilisieren. (...). Die von DOMINEY-HOWES et al. (1998) signalisierten Foraminiferenfaunen in den Tsunami-sedimenten von Kreta sind meines Erachtens gewiss nicht tiefer als die (...) von Zypern, einwandfrei epibathyale Faunen sehe ich auch dort nicht.

#### Fauna Lara Zentrum:

*Ammonia beccarii* (L.)  
*Amphistegina lobifera* (LARSEN) 75,8 %, (davon 86,5 % sinistral = Normalwert)  
*Cibicides refulgens* (MONTFORT)  
*Elphidium crispum* (L.) 3,4 %  
*Elphidium depressulum* (CUSHMAN)  
*Eponides concameratus* (WILLIAMSON)  
*Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB) +  
*Miniacina miniacina* (PALLAS) + 4,1 %  
*Nubecularia lucifuga* DEFR. +  
*Peneroplis pertusus* (FORSKAL)  
*Peneroplis planatus* (FICHEL & MOLL)  
*Rosalina cf. floridensis* (CUSHMAN)  
*Sphaerogypsina globulus* (REUSS) 0,96 %  
Milioliden (12 %):  
*Adelosina* spp.,  
*Triloculina cf. marioni* (SCHLUMBERGER),  
*Triloculina tricaninata* d'Orb.,  
*Pseudotriloculina* spp., fast alle stark beschädigt, ungeeignet für spezifische Bestimmungen.

%-Angaben bezogen auf n total = 628.

Keine Angaben: unter 0,5 %.

+: permanent sessile Formen. (.....)"

Damit bleibt festzuhalten, dass hiermit ein weiteres Argument für eine tsunami-bedingte Verlagerung dieser Sandablagerung gegeben ist - neben der Entfernung zum gegenwärtigen Meeresspiegel und Kliff. Es ergibt sich allerdings ein besonderes Problem aus dieser Probe: die meisten Foraminiferen werden durch *Amphistegina lobifera* LARSEN (75,8 % von 628, siehe auch Abb. 47) repräsentiert, eine Art, die bei den Hydrobiologen des Mittelmeeres als sog. "Lessep'scher Migrant" bekannt ist (freundl. schriftl. Mitt. von Prof. Dr. Lukas HOTTINGER vom 2.7.1999) und erst seit der Öffnung des Suezkanals aus dem Roten Meer eingewandert sein soll. Damit würde das Tsunamieignis ältestens in die letzten 100 bis 120

Jahre zu stellen sein, einen Zeitabschnitt, aus dem solche Extremereignisse noch im Bewusstsein der Bevölkerung existieren müssten, was nicht der Fall ist (s.u.). Der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt dieser Foraminiferen entspricht 99,96 % rezent, d.h., sie sollten wenig vor 1950 abgestorben sein. Molluskenschalen aus der gleichen Sandprobe ergaben eine  $^{14}\text{C}$ -Aktivität von 113,6 % ( $\pm 0,5$  %, Probennummer KI-4598), ebenfalls ein deutlicher Hinweis auf junges Alter, dieses Mal aber eher auf den Zeitraum einige Jahre nach 1950. Noch unwahrscheinlicher, dass niemand den Tsunami bemerkt haben sollte, es sei denn, es handele sich um eine zufällige ganz lokal begrenzte Welle. Nach PINAR & KALAFAT

(1999) hat das heftigste Beben in diesem "ruhigen" Jahrhundert ca. 35 km vor der Westküste bei Paphos am 9.10.1996 mit einer Stärke von 6,8 stattgefunden. Es war bis in die Türkei, den Libanon und Israel, ja sogar bis Ägypten spürbar. Trotz der geringen Herdtiefe von nur 25 km und der relativ großen Intensität hat es keine Tsunamiwelle ausgelöst, die irgendeine Aufmerksamkeit erregt hätte oder gar gemessen worden wäre. Unsere Schlussfolgerungen aus den geomorphologischen und sedimentologischen Befunden deuten jedenfalls auf ein größeres Alter (um und über 200 BP), was auch durch weitere absolute Datierungen gestützt wird (s.u.).

## 5. Das Beispiel der Lara-Halbinsel in synoptischer Betrachtung

Als Referenzgebiete für unsere Schlussfolgerungen haben wir verschiedene Küstenabschnitte (mit besonders intensiver Geländearbeit) ausgewählt, so:

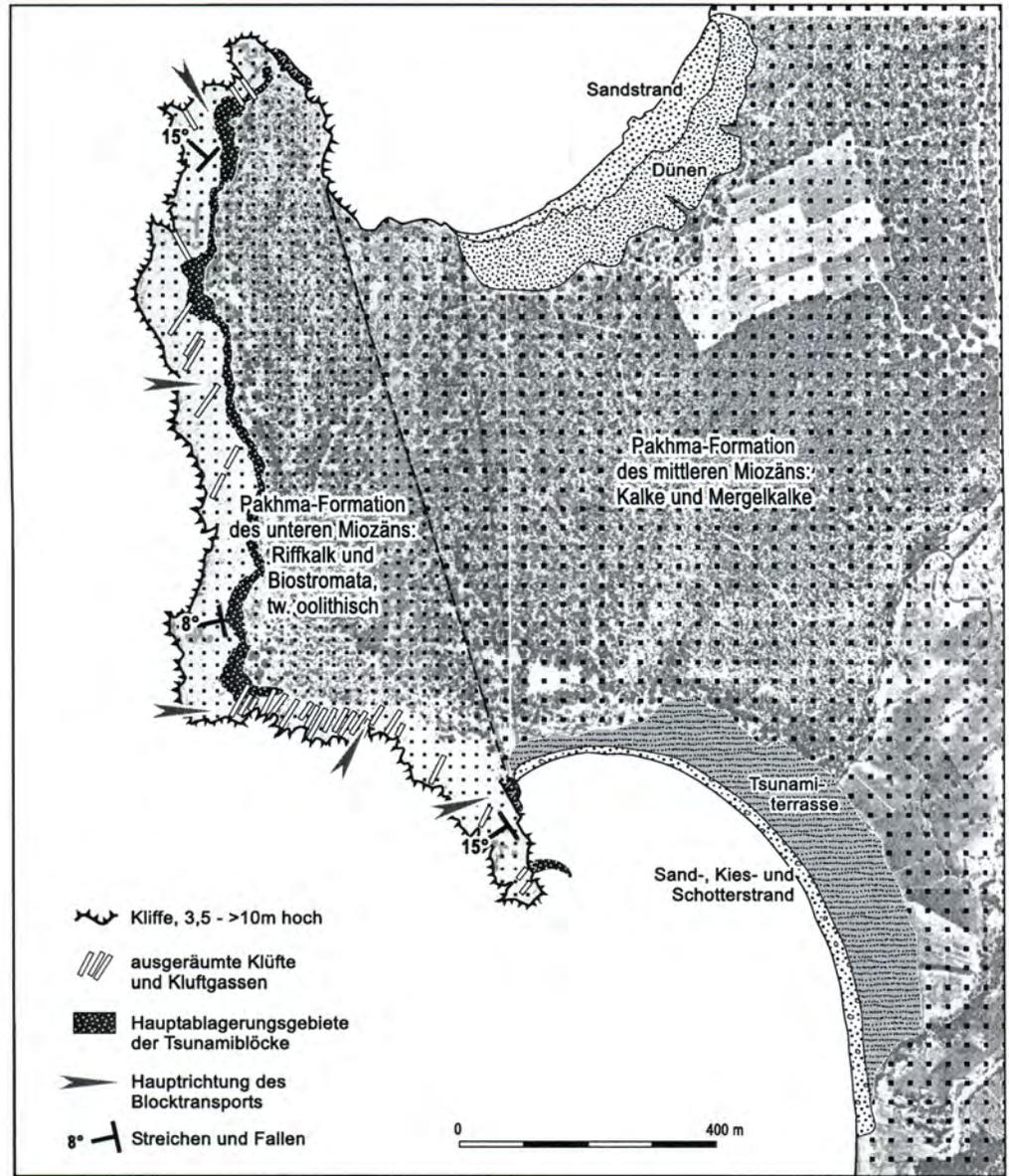
1. eine etwa 1 km lange Strecke zwischen Nissi Beach und Agia Napa im Südosten, wo die Kahllheit infolge Vegetations- und Bodenzerstörung bis über einen letztinterglazialen Äolianitzug von über 12 m Höhe hinwegreicht (Abb. 15). Blockablagerungen finden sich hier mit eindeutiger Transportrichtung aus W, daran ersichtlich, dass an vorspringenden Halbinseln nur diese Exposition entsprechende Sedimente aufweist. Man gewinnt den Eindruck, als sei hier die Tsunamiwelle nicht so energiereich wie im Westen Zyperns gewesen, weil die höchsten Blöcke nur bei +9 m liegen und dabei weniger als 1 t wiegen, während nur in sehr tiefer Lage auch Riesenblöcke mit 20 und 28 t Gewicht auftreten (siehe Abb. 9), davon der tiefste nur 0,5 m über dem mittleren Meeresspiegel, aber mehrere Dekameter aus dem Hinterland gerissen (mit angehefteten roten Breccien) und dabei auf den Kopf geworfen. Die geringere Wellenenergie könnte sowohl mit einer größeren Entfernung vom Herkunftsort der Tsunamiwelle als auch durch stärkere Abbremsung infolge hier deutlich flacherer *foreshore*-Bereiche erklärt werden.
2. den Küstenstreifen unterhalb Eremiti mit seinen geschwungenen Blockwällen, in denen 2, vielleicht sogar 3 Wellenphasen erkennbar werden und deren angeheftete Vermetiden- und Kalkalgenschwarten teilweise Hinweise zum absoluten Alter dieser Ereignisse geliefert haben (vgl. Abb. 3 u.a.).
3. die Lara-Halbinsel, die wir hier in einer kurzen synoptischen Darstellung hervorheben, und zwar aus folgenden Gründen: zum einen liegt sie im zentralen Abschnitt der besonders von Tsunamis betroffenen Westküste der Akamas-Halbinsel; zum zweiten ist sie besonders exponiert gegen die offene See; zum dritten besteht sie aus homogenem Gestein (neogenen Kalken des unteren Miozäns) und außerdem ist sie wegen ihrer breiten Verebnung praktisch vom Materialtransport und Formungseinfluss aus dem Hinterland abgeschnitten. Dazu weist sie eine Fülle von Beurteilungskriterien für die quartäre Formenbildung verschiedener Genese auf.

Abb. 74 zeigt die geologischen Verhältnisse. Die hammerförmige Halbinsel verdankt ihre Gestalt ei-

ner Gesteinsgrenze im ungefähren N-S-Verlauf, an der härtere Biostrome und Riffkalke des unteren Miozäns steil gegen wenig resistente Mergelkalke des mittleren Miozäns mit starker tektonischer Beanspruchung grenzen. Während die Mergelkalke litoral weiter ausgeräumt und heute von langen Stränden gesäumt sind, weisen die Riffkalke durchgehend Kliffe unterschiedlicher Höhe (ca. 3,5 m bis über 10 m) und Neigung (schräg bis stark überhängend und unterhöht) auf. Die Untermiozänkalke streichen i. w. N-S mit einer Richtungsänderung auf SW-NE im Norden und NW-SE im Süden, wohl auf eine Dehnung zurückgehend, welche auch für die senkrecht dazu angeordneten offenen Kluftgassen im mittleren Südteil der Halbinsel verantwortlich ist. Die Schichten bilden mehrfach deutlich sichtbare Köpfe gegen Land aus, so dass die Oberflächen stellenweise gestuft erscheinen.

Die Lara-Halbinsel bildet den am weitesten meerwärts erhaltenen Auslieger eines tiefliegenden und mit mind. 2 km Ausdehnung sehr breiten Pedimentes, dessen Oberfläche sich von den Akamas-Hügeln im Osten bis zum Meer von knapp 20 m auf unter 10 m ü.M. absenkt. Die Gesteinsgrenze zum Mittelmiozän ist im vorderen Teil durch einen kleinen Gefällsknick nur schwach erkennbar, sie hat sich demnach weder bei der mechanischen Anlage dieser Altform (wahrscheinlich schon endtertiären Alters) noch bei späterer Verkarstung oder Wiederbenutzung durch höhere pleistozäne Meeresspiegel wesentlich ausgeprägt. Lediglich ein etwas stärkeres Gefälle gegen das Meer im zentralen Westteil der Halbinsel dürfte auf die litorale Abtragung der letztinterglazialen Meeresspiegelstände zurückgehen.

Weitere geologische und geomorphologische Zeitmarken werden durch Reste von Breccien roter Färbung (meist innerhalb von Spalten und kleinen Subrosionssenken) gebildet, welche auf eine traditionelle Weiterbildung der Fußfläche und terrestrischen Materialtransport während der Kaltzeiten zurückgehen, sowie von Sedimentspuren jungpleistozäner Meeresspiegelstände (siehe Abb. 75, zur Altersbestimmung und Stratigraphie siehe den 2. Beitrag dieses Bandes) zwischen ca. +2,5 m und um +8 m, die gelegentlich noch von zugehörigen Bohrmuschellöchern (Abb. 73) und Kalkalgensäumen begleitet werden und damit erlauben, frühere Niveaus sehr exakt zu rekonstruieren. In einem Falle sind zwei solcher pleistozänen und makrofossilführenden Straten durch eine rote Breccie getrennt.



**Abb. 74:**  
Geologische Skizze  
der Lara-Halbinsel.

Das Holozän ist im wesentlichen durch zwei Formenkreise, nämlich den der Küstenbildungen und den des Karstes vertreten, dazu durch Blocksedimente. Zu den Küstenformen gehören neben den Kliffen, die im äußersten Norden und am Westteil des Südzipfels auch durch Schachthöhlen und große Unterschneidungen von Höhlencharakter gekennzeichnet sind, noch Brandungsgassen und Brandungsbrücken (Abb. 76).

Im Eulitoral zwischen ca. +0,5 m und -1,2 m sind es in den Fels geschnittene Plattformen im Sinne umlaufender *Trottoirs* von wenigen Metern Breite, die auf einen längerfristig ziemlich stabilen Meeresspiegel im jüngeren Holozän schließen lassen. Diese Plattformen können entlang von Klüften geschart sein, weisen gelegentlich dolinenartige kreisrunde Vertiefungen auf und sind an vielen Stellen unter-

höht. Die Wassertiefe unmittelbar vor ihnen erreicht meist -5 m, oft auch mehr, so dass außer großen Blöcken praktisch keine Lockermaterialien erkennbar sind (Abb. 77).

Oberhalb des destruktiven *Trottoirs*, welches praktisch nirgendwo junge mechanische Zerstörungsspuren aufweist, befindet sich an vielen Stellen eine Hohlkehle von etwa 2 m vertikaler Spannweite, aber nur selten mehr als 1 m Eindringtiefe (Abb. 53). Sie ist nur bruchstückhaft entwickelt und geht auf bioerosive Zerstörung des Kalkes in diesem eulitoral bis untersten supralitoral Stockwerk zurück. Nach oben schließt sich eine auffallend helle Zone bis zu mehreren Metern Höhe an, die den Weidespuren der *Radula* abtragender Gastropoden ihre Farbe verdankt. Sie ist fein und rau ziseliert und grenzt nach oben an eine tiefdunkelgraue bis schwarze Zone der

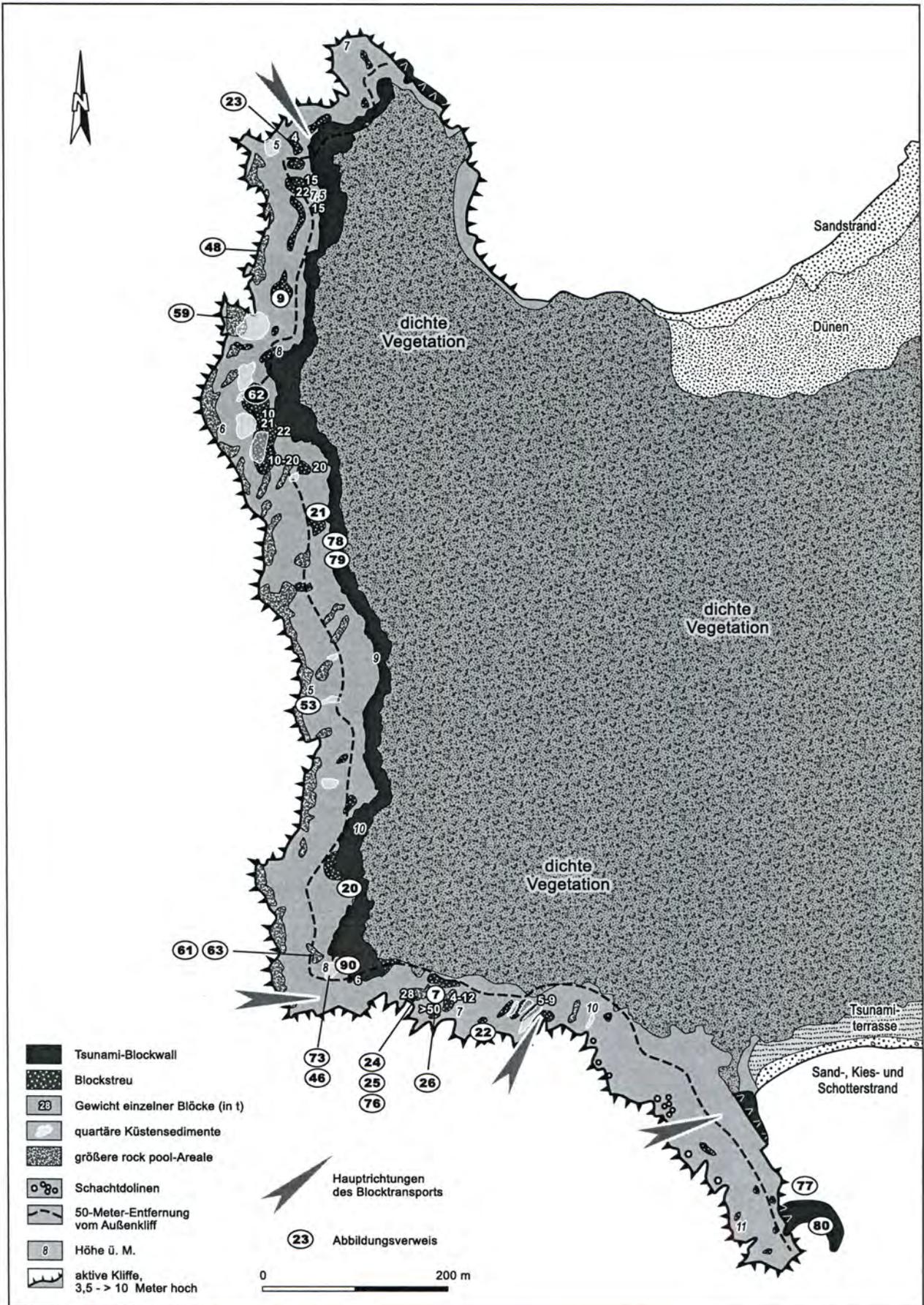
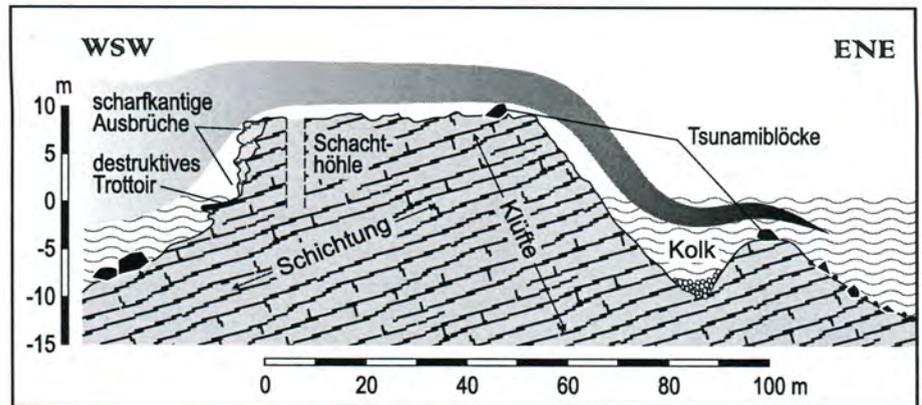


Abb. 75: Kartierung wichtiger Tsunamisedimente und Formen der Lara-Halbinsel.



**Abb. 76:**  
Großer tsunamiverlagerter Block (ca. 28 t) an einer Brandungsbrücke im Süden der Lara-Halbinsel bei +7 m ü.M.



**Abb. 77:**  
Profil über den schmalen Südteil der Lara-Halbinsel.

noch dichten Cyanophyceensäume des obersten Supralitorals, welches an der Lara-Halbinsel bis auf die vordere Fußfläche reicht und damit den Einfluss einer ausreichenden Salzwasserbenetzung anzeigt.

In den höheren Partien, vor allem an den exponierten Flanken der südlichen Halbinsel, fallen scharfkantige Kliffausbrüche auf, die sich meist an Klüfte anlehnen. Auf der Oberfläche der Halbinsel sind es dann im Fels angelegt einige glatte Strudeltöpfe aus den jungpleistozänen Meeresspiegelständen, durch Verwitterung und Lösung bis zu mehreren Metern geweitete Kluftgassen, einzelne flache geschlossene Lösungsformen bis über 30 m Durchmesser, meist pleistozäne verfestigte Sedimente beinhaltend, sowie eine Unzahl sehr verschiedener Felswannen, deren größte und am meisten zusammenhängende Systeme gewöhnlich dicht oberhalb der Kliffkante liegen (siehe Abb. 75), während kleinere Formen - wenn auch noch in großer Zahl und Dichte - auch bis weit mehr als 50 m landein vorkommen, dort aber eher auf erhabenen Geländeteilen, die bereits seit

langer Zeit intensiver Kalklösung ausgesetzt waren (siehe Abb. 59 bis 63).

Im Gegensatz zu den meernahen Felswannen, die im wesentlichen auf die Weidetätigkeit der *Littorina neritoides* im salzwasserbenetzten Supralitoral zurückgehen, verdanken die im terrestrischen Milieu gelegenen Felsbecken Algen und deren gesteigerter Lösung des Kalkes ihre Anlage und Form. Auch sie sind flachbödiger und finden sich selbst noch auf erhabenen Geländeteilen, jedoch weisen sie seltener als die tieferliegenden auch eine mehrstöckige Entwicklung auf. Dagegen können ihre flachen Böden durch eine bis zu Zentimetern dicke Schwarte aus helleren Calzitabscheidungen aufgehöhht sein, die aber auf die zentralen Bereiche beschränkt ist, während in einem Band um die begleitenden Hohlräumen ringförmige Eintiefungen von fortschreitender Abtragung Zeugnis ablegen (Abb. 60). Im einzelnen müssten die Vorgänge der Entstehung dieser *rock pools* im terrestrischen Milieu jedoch noch abgeklärt werden.

Zwei weitere auffällige Elemente kennzeichnen die äußere Lara-Halbinsel: einmal die praktisch völlige Kahlheit eines bis über 100 m breiten küstenbegleitenden Streifens, zum anderen die großen Mengen an isoliert, in lockerer Streu oder gar in geschlossener Wallform auftretenden Blöcken. Die Detailkartierung der Abb. 75 belegt die Verhältnisse. Danach reicht eine dichte, teilweise sogar geschlossene Vegetation aus stark windgeschorenen Büschen von *Juniperus*, *Pistacia* und *Cupressus* an scharfer Grenze gegen den kahlen Außenstreifen, dieses bereits ein Hinweis darauf, dass zerstörerische Einflüsse den Vegetationsbestand hier begrenzt haben. Heute lassen sich Einzelpflanzen praktisch im gleichen Umriss wie auf den Luftbildern von 1963 identifizieren, ein Beleg für hohes Alter und Persistenz dieser Bestände.

Die Blöcke verteilen sich auf der Halbinsel in ganz charakteristischer Art und Weise: am äußersten Nord- und Süden nahezu fehlend, an der Vegetationsgrenze auf 1 km Länge geschlossen und mit 10 m bis 40 m breitem und 1 m bis fast 3 m hohem Wall (Abb. 78 und Abb. 79), dazwischen und gegen das Meer jedoch - außer in einigen Ansammlungen entlang von Kluftgassen - nur in kleinen Gruppen und einzeln. Die größten Blöcke allerdings können auf all diesen Einheiten auftreten, eine Verteilung ist hier nicht zu erkennen. Wegen der Einwirkung der Tsunamiwellen aus Westen fehlt der geschlossene Blockwall charakteristischerweise an dem südlichen Abschnitt der Lara-Halbinsel, wo die Küste scharf nach SE umbiegt (vgl. Karte Abb. 75.) Alle Blöcke sind eckig (siehe Abb. 8, Abb. 21, Abb. 23, Abb. 24 und Abb. 79), etliche tragen Reste von *rock pools* oder anderen Zeugnissen ihrer Herkunft aus kliffnahen Bereichen (Abb. 20, Abb. 21, Abb. 25 und Abb. 26), keiner jedoch stammt eindeutig aus dem Eulitoral (etwa aus dem *trottoir*), nur wenige aus dem Sublitoral, erkennbar an ihrer guten Zurundung. Der große und geschlossene Blockwall scheint nicht nur durch die Vegetation, sondern auch durch einen kleinen präexistenten Strandwall aufgehalten worden zu sein, welcher - mit Resten von *Terra rossa* bedeckt - unter den Blöcken liegt. Er ist bei ca. 9 bis 10 m ü.M. dem Meeresniveau des letzten Interglazials von +7,5 m (Ruhewasserspiegel bzw. Bohrmuschelobergrenze) zuzuordnen.

Direkte Datierungsmöglichkeiten für die Blockverlagerung konnten auf der Lara-Halbinsel nicht gewonnen werden, weil die Feinsedimente (Foraminiferen wie *Amphistegina l.* oder *Homotrema* sp. und Gastropoden) möglicherweise nicht zeitgleich mit den Blöcken verlagert wurden (s.o.). Die relativen Altersmerkmale (Überformung von *rock pools*,

Verwitterungszustand, Pflanzenbesiedlung etc.) werden in den allgemeinen Kapiteln behandelt.

So markant der große Blockwall auch ist, so belegt er wohl wahrscheinlich nicht die landwärtige Reichweite der Tsunamiwirkung. Der *run up* dürfte nämlich auf der Oberfläche der Halbinsel noch weiter landwärts gereicht haben, obwohl davon nur eine dünne Streu von Kiesen Zeugnis ablegen kann, die wegen ihrer Herkunft aus Nichtkarbonaten aber auch umgelagert und damit älter sein können. Die auf der Oberfläche fehlenden Blöcke an der nördlichsten und südlichsten Spitze liegen im leeseitigen Meeresbereich, d.h. sie sind über die schmale Halbinsel hinweggefegt worden, wobei im Süden offenbar noch eine größere Auskolkung an der Leeseite aufgetreten ist (Abb. 77). Dort legt ein schön geschwungener Blockwall unter Wasser von der Refraktion der großen Tsunamiwelle um die südliche Halbinselspitze Zeugnis ab (Abb. 80). Dessen Existenz und Kontur sowie die deutliche Lee-Erosion im Süden von Lara gegenüber dem nur allmählichen Übergang von der Halbinselspitze herum zum benachbarten Strand im Norden deuten auf eine nördliche Richtungskomponente der verursachenden überwiegend aus Westen eingetroffenen Tsunamiwelle hin.

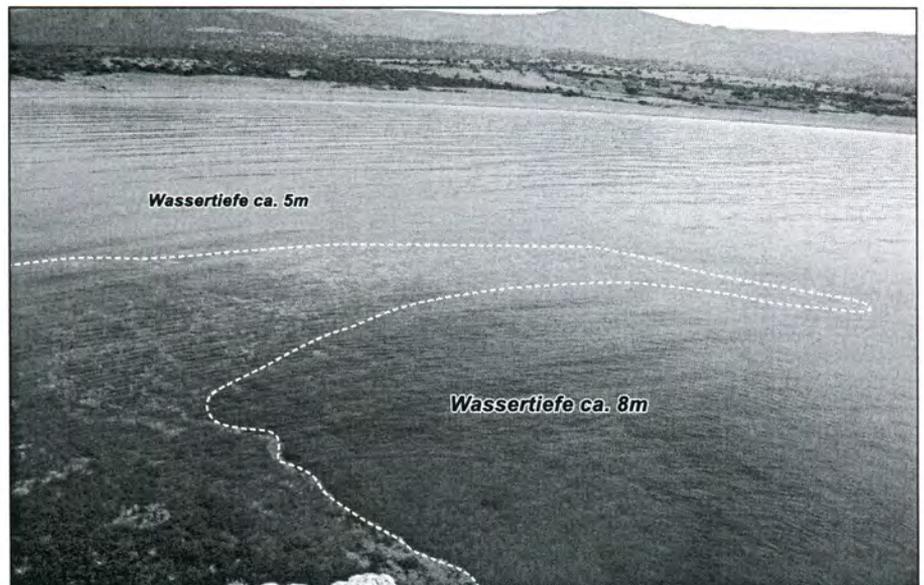
Insgesamt lässt sich für die immerhin 1,5 km lange Außenküste der Lara-Halbinsel festhalten, dass der gewaltige Blocktransport landein auf der alten und durch Verkarstung mit geschlossenen Felswannen gekennzeichneten Oberfläche praktisch keine Zerstörungsspuren hinterlassen hat, obwohl die Kleinformen sehr feingliedrig und anfällig für mechanische Einflüsse sind. Auch ein Auftrag von Feinsedimenten in die kleinen, aber steilen geschlossenen Vertiefungen, weiten flachen Subrosionssenken oder erweiterten Kluftgassen ist nur lokal erfolgt. Dabei ist auszuschließen, dass hier Beobachtungsfehler vorliegen, es sei denn, alle diese Sedimente wären vollständig weggelöst worden, was wegen des recht geringen Alters der Tsunamis ganz unwahrscheinlich ist.



**Abb. 78:**  
Tsunamiblockwall auf der Lara-Halbinsel, 100 m vom Meer und bei 8,5 m bis 10 m ü.M.



**Abb. 79:**  
Detail des hier fast 3 m mächtigen Tsunamiblockwalles auf der Lara-Halbinsel.



**Abb. 80:**  
Ein einphasiger geschlossener Blockwall zeichnet leeseitig der Südspitze der Lara-Halbinsel unter Wasser die Refraktion der Tsunamiwelle nach.

## 6. Zusammenfassende Betrachtung der Feldbefunde

### 6.1. Horizontale und vertikale Reichweite der Tsunamis und die Verbreitung ihrer Spuren auf Zypern

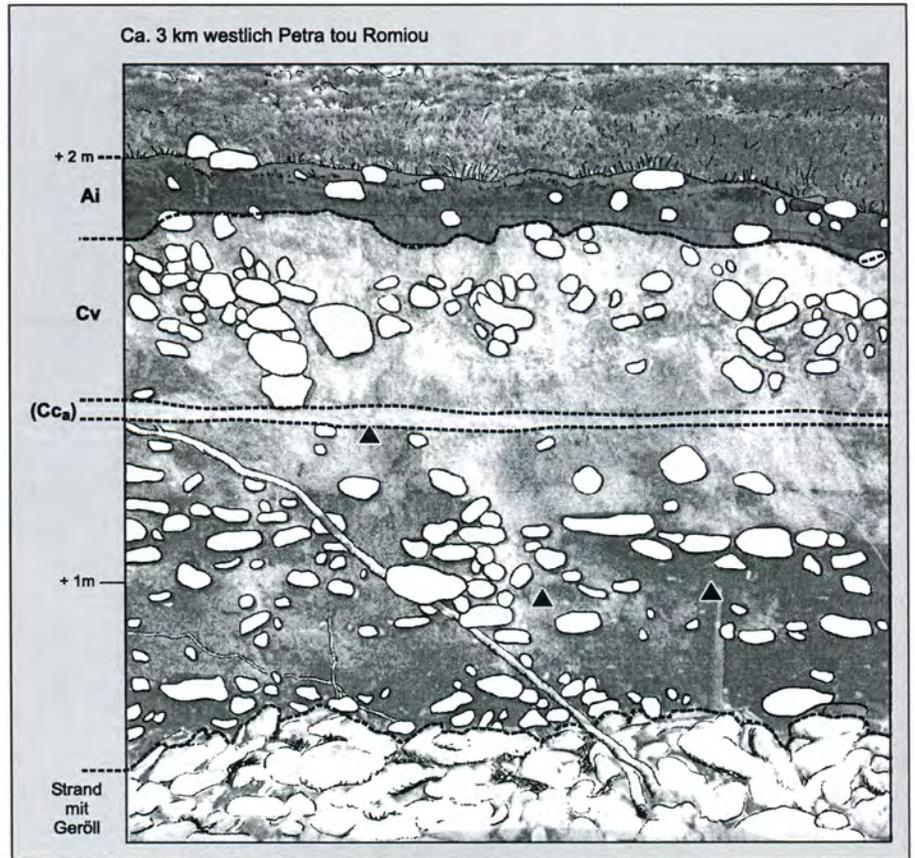
Durch zahlreiche Lokalbefunde und die Kartierung entlang von über 40 km Küstenstrecke im äußersten Westen Zyperns (Abb. 36 bis Abb. 41) lässt sich belegen, dass ein (oder mehrere) Tsunami diesen Abschnitt betroffen haben und bis 800 m in Talausgänge, bis 400 m auf flachen Felsböschungen ohne Kliff, bis über 200 m tief in Buchten und über 100 m weit selbst oberhalb von über 8 m hohen Kliffen landwärts vorgedrungen sind, wenn man nur noch erkennbares verlagertes Grobmaterial wie Blöcke oder die Beseitigung von Vegetation und Böden heranzieht. Diese markieren sicher aber nur die Mindestreichweite hochenergetischer Wasserbewegungen, und der wirkliche *run up* der Tsunamis kann noch höher und weiter gereicht haben. Dafür gibt es u.a. Belege bei DAWSON (1994, S. 84 und 88), der auf auffällige Streifung von Böden und Vegetation oberhalb der Zone völligen Abtrags bei rezenten Tsunamis des Pazifik hinweist. Solche Beobachtungen konnten auf Zypern nicht angestellt werden, möglicherweise, weil diese delikateren Muster bereits überprägt sind. Für die Vegetationsgrenze als Merkmal der Reichweite ist darüberhinaus anzunehmen, dass sich diese am ehesten meerwärts verschieben kann, weil Bodenpartikel und Samen in diese Richtung aus dem dichten noch erhaltenen Vegetationsbestand verlagert werden. Es besteht zudem eine direkte Beziehung der Reichweite des *run up* zu den generellen Küstenformen, weil bei steilen Kliffen geringer Höhe offenbar bereits ein starker Bremseffekt auftritt und zusätzlich eine Vernichtung der Wellenenergie durch den Transport großer Blockmassen aus dem oberen Kliff stattfindet, während bei Kliffhöhen von deutlich mehr als 10 m keine Spuren landwärts mehr gefunden wurden. Die größte vertikale Reichweite weist der *run up* an Talausgängen auf, wo er - wie im Falle des Argaki tis Aspris Vrysis - bei ca. 800 m horizontaler Entfernung bis gegen die 50 m-Höhenlinie vorgedrungen ist (Abb. 37 und Abb. 38). In der Nachbarschaft wird noch mehrfach die 30 m-Höhenlinie erreicht, sichtbar an der Zerstörung oder gar völligen Vernichtung von Böden und Vegetation. An den übrigen Stellen, vor allem oberhalb von Kliffen, wurden jedoch nur +15 m erzielt, oberste Schotter liegen immer unterhalb davon, und die terrassenartigen Buchtfüllungen sind maximal +4,2 m ü.M., die wallartigen Gebilde entlang von Lockermaterialküsten knapp +5 m ü.M. hoch.

Obwohl wir unsere Untersuchungen im wesentlichen auf den Westen Zyperns beschränkt haben, sind uns auch ähnliche Befunde von südlichen und östlichen Küstenabschnitten bekannt. So gibt es in der Nähe des Kap Greco im äußersten Osten wie bei Protaras, Sea Cave oder Nissi Beach und Agia Napa ausgedehntere vegetations- und bodenfreie Felsflächen oberhalb eines Kliffes sowie Verlagerungen von großen Einzelblöcken, und westlich der Aphroditefelsen *Petra tou Romiou* liegen viele 100 m lange und bis über 20 m breite flache Terrassenaufschüttungen direkt neben dem aktuellen Strand, jedoch nur ca. 1,5 m ü.M. (Abb. 81). Ob weitere Spuren durch Bautätigkeit verschleiert oder beseitigt wurden, oder die Tsunamis von Westen her i.w. nur West-Zypern betroffen haben und in einer Ausläuferwelle, durch Refraktion um die große Halbinsel bei Limassol herum nur eine kleine Stelle der östlichen Südküste und einen begrenzten Abschnitt der südlichsten Ostküste erfasste, muss gegenwärtig offen bleiben.

### 6.2. Wahrscheinliche Stärke der Tsunami-Ereignisse im Vergleich

Im Mittelmeergebiet gibt es einen jüngeren Tsunami mit umfangreicher Instrumentenbeobachtung aus dem Jahre 1956, der geeignet ist, vergleichsweise Überlegungen zu älteren Ereignissen anzustellen. Nach AMBRASEYS (1960) ging er auf ein Erdbeben der Stärke 7,5 zurück, welches im Seegebiet südlich Amorgos zu einer größeren submarinen Rutschung führte. Diese löste eine Tsunamiwelle aus, die im Ursprungsgebiet 100 ft. (über 30 m) Höhe gehabt haben soll und ca. 40.000 Quadratmeilen (das sind ca. 140.000 Quadratkilometer oder eine Kreisfläche mit einem Radius von ca. 200 km) betroffen haben soll. Noch in 40 km Entfernung soll die Wellenhöhe 5 m, in 70 km noch 2,5 m und in 100 km (an der Nordküste Kretas) noch 2 m erreicht haben (Abb. 82). Die landwärtige Reichweite wird bei AMBRASEYS (1960) in 40 km Entfernung mit 500 m (bei 5 m Höhe), in 70 km noch mit 100 m (bei 2,5 m Höhe) angegeben.

Nach DOMINEY-HOWES (1996) erreichte das Amorgos-Beben die Stärke 7,4. Er revidiert die früheren Berichte der Wellenhöhen und -reichweiten und stellt fest, dass keine Welle höher als 5 - 8 m war und nicht weiter als 45 m landein gereicht habe. Auf Astipalaia, einer Insel gegenüber Amorgos und 40 km entfernt, aber der Tsunamiwelle vollständig offen ausgesetzt, fand er (30 Jahre nach dem Ereignis) Schotterab-



**Abb. 82:** Block- und Sandterrassen westlich *Petra tou Romiou* enthalten sowohl Holzkohle als auch Rinde, Knochen u.a. organische Materialien (▲).



**Abb. 83:** Lagebeziehung Zyperns zum Amorgos-Tsunami von 1956 und Höhe des *run ups* auf einigen Inseln.

lagerungen (mit maximal 19 cm Kantenlänge) in dünner Streu bei 2,5 m ü.M. und 10 m ü.M., maximal 40 m landein. Er schätzt daraus auf eine viel geringere Zerstörungsenergie, als es die ersten Berichte vermuten ließen. Festzuhalten bleibt, dass bei diesem bisher größten mediterranen Tsunami mit Instrumentenbeobachtung die sedimentologischen Spuren zu vernachlässigen sind und geomorphologische Zeugnisse nicht beschrieben wurden.

Da wir von Zypern i.w. Blockablagerungen als Tsunamizeugnisse heranziehen können, seien hier einige Literaturbelege für Blocktransport angeführt:

- nach BASCOM (1959) wurde bei schwerem Sturm an der Küste von Oregon (USA) ein Block von 135 Pfund (das entspricht einem Würfel von 30 cm Kantenlänge) 30 m hoch in einen Leuchtturm geworfen;
- 6 t schwere Tetrapoden wurden bei einer starken

- Sturmflut auf Sylt auf und in sandiger Matrix etliche Meter seitwärts bewegt (KELLETTAT 1989, S. 39);
- Blockstreu mit vielen 100 kg Einzelgewicht etliche Dekameter landein transportiert beim Flores-Tsunami 1992 (DAWSON 1996, S. 85);
  - auf dem Tuamotu-Archipel in der Südsee sollen 750 m<sup>3</sup> große Korallenriffblöcke (das entspricht einem Würfel mit der Kantenlänge von 9 m und Gewichten von weit über 1.000 t) bewegt worden sein (DAWSON 1994), doch ist dieses sicher noch weiter abzuklären;
  - 100 m<sup>3</sup> große Blöcke wurden auf den Ryukyu-Inseln in SüdJapan bis in eine Höhe von 30 m verlagert (DAWSON 1994);
  - eine 8 m mächtige Blocklage von Tsunami-Trümmern findet sich auf Hawaii (DAWSON 1994);
  - am Keokea Beach Park an der Ostküste von Big Island (Hawaii) liegen mind. drei Tsunamiblockwälle hintereinander, Einzelgewichte bis viele Tonnen, bis +10 m hoch. Auf Oahu (Ostküste nördlich des Kaiwi Channels und südlich von Makapu Head) liegen viele Tonnen schwere Tsunami-Trümmer bis über 10 m hoch und mindestens 200 m vom Strand entfernt (n. Beobachtungen des Verfassers KELLETTAT);
  - ein Granitblock von 6 - 8 t wurde 1755 beim Lisbon-Tsunami auf +3 m verbracht (EDWARDS 1842, in DAWSON 1996);
  - an der Küste von Grand Cayman (Karibik) wurden Blöcke bis 40 t um 100 m ins Land und auf eine Höhe von über +8 m geworfen. Bei einem schweren Hurricane 1932 allerdings ist lediglich Blocktransport von 0,6 - 1 m Durchmesser erfolgt sein (JONES & HUNTER 1992);
  - kleine Blöcke wurden verlagert beim Hokkaido-Tsunami 1993 (DAWSON 1996, S. 205);
  - gefrorene Erdschollen bis 50 t wurden beim Alaska-Tsunami von 1964 (durch ein Erdbeben der Stärke 8,4) transportiert (DOMINEY-HOWES 1996);
  - entlang der Flanken von breiten Öffnungen im Great Barrier Reef im Nordosten Australiens finden sich Blöcke bis 3 m Kantenlänge auf der Riffrone. Gegenüber am Festland werden dagegen Blockgewichte bis 290 t knapp oberhalb des Brandungssaumes einem Tsunami zugeschrieben (NOTT 1997);
  - ein 22 t-Block wurde beim Tsunami von 1960 auf Hawaii 200 m landein verbracht (DOMINEY-HOWES 1996);

- 7,25 t und 20 t schwere Blöcke aus den Küstenschutzmauern wurden bei Hilo/Hawaii 1946 disloziert (CAMFIELD 1994, S. 178 ff.);
- eine 125 t schwere Lokomotive wurde beim Alaska-Tsunami von 1964 umgeworfen und seitwärts bewegt (CAMFIELD 1994), wobei unklar ist, inwieweit dieses auch auf das Beben selbst zurückzuführen ist;
- Vom Rangiroa-Atoll in Französisch-Polynesien berichten TALANDIER & BOURROUHL-LE-JAN (1988) von Blockverlagerungen um einige Dekameter und wenige Höhenmeter aus der Riffrone auf die Riffrone, wobei es sich um bis 1.000 m<sup>3</sup> große Fragmente mit Gewichten bis über 2000 t handeln soll.

Außer den hier beigebrachten weltweiten Belegen für Blockbewegungen gibt es aus dem großen Areal des Mittelmeerraumes nur den singulären Bericht von HECK (1947), dass in der Straße von Sizilien 1908 durch eine 11 - 13 m hohe Tsunamiwelle ein Block von 20 t um 20 m seitwärts bewegt wurde. Während eines 2-tägigen schweren Orkans vor der Nordspitze der Insel Rhodos Ende März 1998 wurde zwar Mauerwerk am oberen Strandsaum zerstört und Sande und Schotter bis gegen +5 m und 200 m weit in die Straßen der Neustadt geworfen, aber keine Blöcke disloziert, die im dortigen *Beachrock* vorhanden sind.

Vergleicht man diese Angaben mit Reichweite und Höhenlage der bis 50 t schweren Blöcke auf Zypern so wird klar, dass hier außerordentlich starke Einzelereignisse am Werke waren. Die blocktransportierenden Wellen haben mehrere tausend Tonnen Blöcke gleichzeitig über viele Dekameter und bis auf über 10 m gehoben und sie dann erst abgesetzt, dazu müssten sie wohl weit über 10 m, eher gegen 20 m hoch gewesen sein. Es ist kaum anzunehmen, dass solch ein Ereignis innerhalb der letzten Generationen bereits vergessen wäre.

Die höhen- und landwärtige Reichweite zugehöriger *run ups* ist ebenso offen und wird manchmal sicher - genau wie die Wellenhöhe - weit übertrieben dargestellt. Bisher gibt es keine Studie, welche einen *run up* präzise bestimmt bzw. die dafür notwendigen Faktoren benennt (DAWSON 1996, ders. 1999). So wurde bei Felduntersuchungen zum Flores-Tsunami 1992 festgestellt, dass die Auflaufhöhe etwa doppelt so hoch war, wie es Wellenmodelle auswiesen. DOMINEY-HOWES (1996, S. 176 ff.) ging der Behauptung nach, dass beim Santorin-Tsunami von 1650 in Patmos Wellen 30 und 50 m hoch aufgetreten seien, in Ios 16 m hoch, in Thira selbst sogar 120 m hoch und bis 4 km landein. Detaillierte Untersuchun-

gen und Nachsuche nach entsprechenden Ablagerungen blieben aber in allen Fällen vergeblich, woraus er schließt, dass die Tsunamiwirkung weit überschätzt wurde. DAWSON (1994) berichtet vom *run up* des Ryukyu-Tsunami von 1992 bis +30 m, KLUG (1986) gibt an, dass die maximale Wellenaufbauhöhe in Hawaii statistisch etwa alle 100 Jahre +10 m erreichen kann, in Japan liegt der Maximalwert der letzten 100 Jahre bei +25,9 m. Dagegen berichtet VAN DORN (1964, S. 43), dass in Hilo 1960 die Welle, welche die größten Zerstörungen (mit vielen Menschenopfern) anrichtete, nicht mehr als 4 m hoch über die Küstenbefestigungen gegangen ist, was einer Höhe von nur 6 m entspricht. Damit bleibt offen, welche Wellenhöhe bei welcher Küstenform welche landwärtige Reichweite und *run up*-Höhe erreicht bzw. welche Gewichte bei welcher Wellenhöhe wie weit und wie hoch transportiert werden können. Es ist anzunehmen, dass hier keine einfache Beziehung besteht, weil ja das bewegende Medium u.a. wegen der Beimengung unterschiedlicher Suspensionspartikel auch ganz unterschiedliche Gewichte (bei gleicher Wellenhöhe) bewegen kann. Nicht immer muss auch die erste Welle die größten Zerstörungen bringen, und nicht immer steigt das Wasser in Form einer alles vernichtenden Riesenwelle. Es wurde auch von einem zwar raschen, aber eher tidemäßigen Anstieg praktisch ohne Wellenwirkung berichtet (CAMFIELD 1994). Mediterrane Tsunamis dürften - verglichen mit pazifischen - auch eine erheblich geringere Geschwindigkeit und Reichweite sowie stärkere Refraktion aufweisen, weil die deutlich geringeren Wassertiefen und die zahlreichen Inseln eine Wellenausbreitung behindern. Die Geschwindigkeit des *run up* soll nach CAMFIELD (1994) zwischen 1 m/sec und 8 - 9 m/sec. liegen. Das entspricht 3,6 km/h bis über 30 km/h. Für Zypern ist dazu festzustellen, dass solche geringen Geschwindigkeiten sicher nicht zum Transport der großen Blöcke und Blockwälle ausreichen würde, sondern nur erheblich höhere.

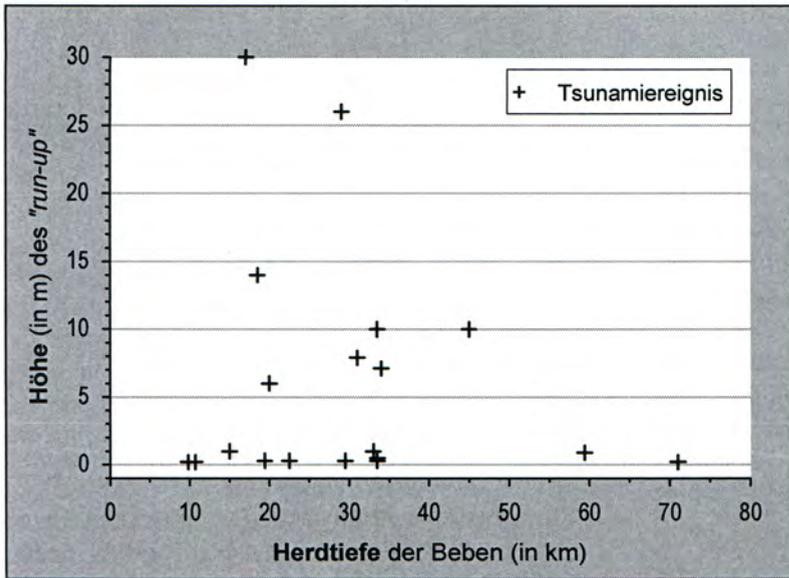
Versucht man eine Einordnung der Zypern-Tsunamis in die allgemeine Stärkenskala aufgrund der Feldbefunde, so ergibt sich folgendes Bild: AMBRASEYS (1960, S. 905, in Anlehnung an SIEBERT) stellt für Tsunamis eine Intensitätsskala von I bis VI auf, dabei bedeutet V = "sehr stark", dass Bauten an der Küste beschädigt werden und ernsthafte Zerstörungen am Kulturland auftreten, und bei Stärke VI = „zerstörerisch“ Bauten bis in einige Küstenferne in Mitleidenschaft gezogen werden. Demnach wären die Zypern-Tsunamis mindestens mit Stärke V, eher V-VI einzustufen.

Dazu sollte (nach KLUG 1986, S. 84f.) ein Beben mit geringer Herdtiefe gehören (weniger als 40 km). Bei

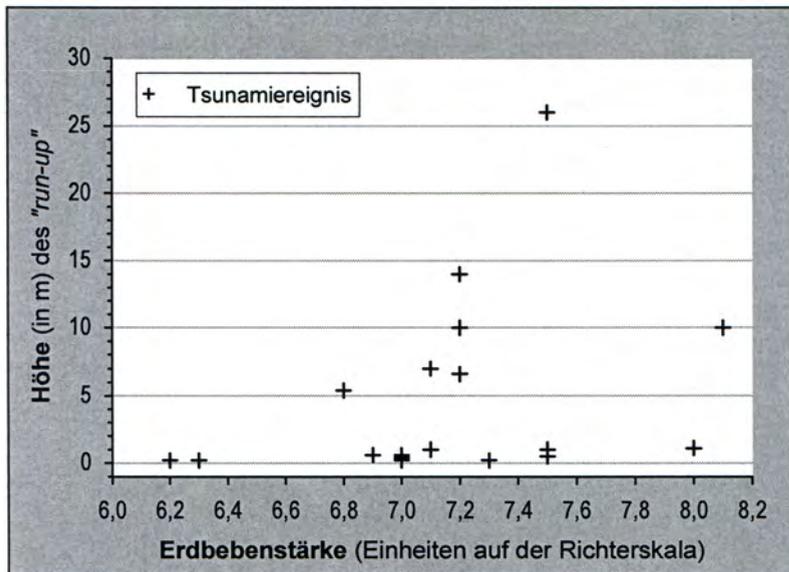
solchen Flachbeben entstehen bei Bebenstärken von mehr als 7,3 immer, bei Stärken von 7,0 - 7,2 in 67 %, bei Stärken von 6,7 - 6,9 in 17 % und bei Stärken von 6,3 noch in 4 bis 9 % Tsunamis, bei geringeren Stärken nur noch in 1,4 % aller Fälle. Angaben von SATAKE & IMAMURA (1995) über 20 pazifische Tsunamis zwischen 1992 und 1994 ist zu entnehmen, dass auch hier eine gute Beziehung zwischen flachen Erdbebenherden und größeren Bebenstärken zu höheren *run ups* besteht (siehe Abb. 83 und 84).

Nach PAPAACHOS et al. (1986, S. 85, Tab. 2) gibt es Tsunamis der Intensitätsstufe III außerhalb des *Hellenic Arc* (wo wir uns in Zypern befinden) alle 14 Jahre, die Intensität IV alle 73 Jahre, innerhalb des Bogens (z.B. nördlich Kreta) Intensität V alle 231 Jahre und V+ statistisch gesehen alle 313 Jahre. Demnach wäre selbst innerhalb des *Hellenic Arc* ein Tsunami der wahrscheinlich für Zypern zutreffenden Stärke von V oder mehr selten, außerhalb ist fast nie damit zu rechnen, weil in dieser geodynamischen Situation weniger flache Erdbeben auftreten und damit die Erzeugung eines starken Tsunami noch unwahrscheinlicher wird. Dass aber der Zypern-Tsunami aus Bereichen innerhalb des Bogens gekommen sein könnte, ist stark zu bezweifeln, weil beim Durchtritt durch die Inselkette um Rhodos infolge Refraktion auf dem noch ca. 500 km langen Weg nach Zypern zuviel Energie für extreme Wellenhöhen verlorengegangen sein müsste, zumal die Wassertiefe maximal 2500 m und oft weniger beträgt. Allerdings liegt die 2000 m-Isobathe gerade vor der Westküste Zypern mit nur 25 km Abstand am nächsten an der Insel (Abb. 85).

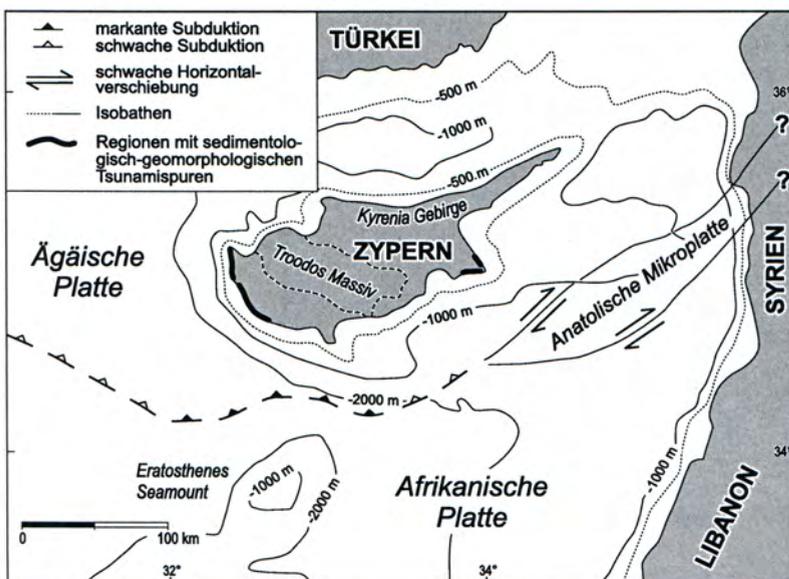
Für ein lokales Ereignis allerdings sind die Landschaftsspuren dann doch zu weit verbreitet. Immerhin liegen die Lokalitäten der Akamas-Halbinsel und des Süd-ostkaps über 200 km auseinander. PINAR & KALAFAT (1999) weisen jedoch darauf hin, dass die seismisch ruhige Zeit des 20. Jahrhunderts im westlichen Zypern trügerisch ist und wegen des hier vorhandenen Grabens mit aktiver Subduktion der afrikanischen unter die anatolische Platte (Abb. 85) alle 200 bis 350 Jahre mit starken Beben zu rechnen ist, wenn sich wieder genügend Spannung aufgebaut hat. Das Beben von 1996 (Stärke 6,8) wurde durch eine Bewegung von immerhin 42 cm ausgelöst. Nach PERISSORATIS & PAPADOPOULOS (1999, S. 299) ist außerhalb der kretischen Rücktiefe im östlichen Mittelmeerraum nur im Zeitabstand von mehr als 500 Jahren mit submarinen Rutschungen zu rechnen, die weitreichende Tsunamiwellen auslösen können, weil gewöhnlich weder die Böschungen steil und hoch genug sind, noch eine ausreichende Sedimentmenge für Rutschungen zur Verfügung steht.



**Abb. 83:** Zusammenhang zwischen Tiefe des Erdbebenherdes und *run up* bei 20 pazifischen Tsunamis der Jahre 1992-1994 (nach SATAKE & IMAMURA 1995).



**Abb. 84:** Zusammenhang zwischen Erdbebenstärke und Höhe des *run up* bei 20 pazifischen Tsunamis der Jahre 1992-1994 (nach SATAKE & IMAMURA 1995).



**Abb. 85:** Geodynamische Situation Zyperns, Iso-bathen und Verbreitung von Tsunamispu-ren im Süden der Insel.

## 7. Datierungsansätze im Gelände

### 7.1. Nachträgliche Vegetationsbesiedlung und Bodenbildung

Zweifellos sind größere Flächen entlang der Küste im Westen und Süden Zyperns (sicher über 500 ha) durch Tsunamieinwirkung von Vegetation und Böden entblößt worden (Abb. 17, Abb. 36 bis Abb. 41 u.a.), so dass der Grad nachträglicher Wiederbesiedlung und Bodenbildung einen Indikator für die seitdem verflossene Zeit darstellen kann. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, dass die Areale nahe der Küste unter Westwindeinwirkung liegen, was sowohl Windstress für aufkommende Pflanzen bedeutet (sichtbar an der ubiquitären Windschur der gesamten Vegetation in diesem Bereich) als auch Eintrag von Salzen als Spraywirkung mit ebenfalls ungünstigen Auswirkungen auf die Vegetation und Bodenbildung. Hinzu kommt, dass die Böden am Hang der Abspülung ausgesetzt sind, wenn auch dieser Faktor infolge des dichten Vegetationsfilzes und der rauen, durch Verkarstung angelegten Oberflächenziselierung nicht so stark ins Gewicht fallen dürfte. Der fast überall noch scharfe Rand zur stehengebliebenen Vegetation macht deutlich, dass selbst eine Besiedlung im günstigsten Streifen, nämlich am weitesten entfernt vom Litoral und dicht neben Bodenresten und samenspendender Vegetation bisher weitestgehend fehlt. Bei genauer Betrachtung - so beim Tal von Argaki tis Aspris Vrysis und Umgebung sowie auf der Akamas-Halbinsel - fällt auch auf, dass entblößte Flächen selbst bei Wiederbesiedlung nur sehr artenarm und lückenhaft besetzt sind, während die unzerstörten Areale viele Jahrhunderte alte Macchien mit großem Artenreichtum aufweisen.

Man könnte daraus schließen, dass die Tsunamis sehr junge Ereignisse - vor Jahren oder maximal Jahrzehnten - gewesen sein müssen, doch spricht dagegen die Tatsache, dass auf Luftbildern vom November 1963, also 36 Jahre vor den Aufnahmen der Abb. 65 bis Abb. 68, praktisch das gleiche Bild zu sehen ist. Wenn aber im Verlaufe von fast 4 Jahrzehnten kaum eine Veränderung stattfand, kann der gleiche Zustand auch bereits erheblich länger andauern. Da die meisten Oberflächen aus sehr reinen Karbonaten bestehen, werden durch Verwitterung auch nur langsam Rückstände zur erneuten Bodenbildung bereitgestellt.

Etwas anders ist die Situation innerhalb flacher Buchten mit Aufschüttungsterrassen aus einem Gemisch von Sanden und Schottern bis Blockwerk, in dem auch nichtkarbonatische Partikel in großer Zahl vor-

handen sind. Hier ist ein zwar dünner, aber doch fast kontinuierlicher Vegetationsfilm aus Gräsern und Kräutern angesiedelt, der bis zum aktiven Sturmkliff reicht, und darunter befindet sich eine Bodenbildung mit wenig Humus und Braunerden bis in 20 - 40 cm Tiefe. Selbst auf den landwärtigen Rändern dieser Aufschüttung, wo sichtbar stark gefärbte Bodensedimente vom höheren Gelände eingebracht werden, ist die junge Bodenentwicklung nicht ausgeprägter. Sogar auf den Grobmaterialterrassen (siehe Abb. 33) ist diese Vegetationsbedeckung und Humus vorhanden.

Normalerweise werden flache Buchten durch Strandmaterial und Strandwälle allmählich verfüllt, das Alter der Oberflächen nimmt seewärts ab, wie auch die entsprechende Vegetationsbedeckung und Bodenbildung. Im Westen Zyperns ist dieses anders: die Verfüllungen sind nach Ausweis der flächenhaft über größere Distanzen gleichartigen jungen Vegetations- und Bodenbildung überall gleich alt. An steilen Anschnitten wie westlich *Petra tou Romiou* kann man erkennen, dass bereits eine Differenzierung innerhalb des Rohbodens stattgefunden hat, indem Kalk abwärts transportiert und in einer Tiefe von etwa 30 - 45 cm unter der Oberfläche als initialer  $C_{Ca}$ -Horizont angereichert wurde, was sich sowohl in der Bodenfarbe wie auch der wachsenden Resistenz dieses Horizontes im Anschnitt zeigt (Abb. 81).

Die geringe oder nahezu fehlende Vegetationsentwicklung und nur initiale Bodenbildung führt uns zu der Schlussfolgerung, dass seit den Tsunamis - gestützt nur auf diese Kriterien - ein Zeitraum von 200 bis 300 Jahren vergangen sein könnte.

### 7.2. Terrestrischer Materialtransport gegen die Blockwälle

Die Blockwälle stellen zweifellos ein gewisses Hindernis gegenüber einem freien Materialtransport meerwärts dar, besonders im hängigen Gelände und dort, wo sie geschlossener und breiter entwickelt sind. Dennoch fehlt nahezu überall eine sichtbare Anlagerung vom Lande (d.h. vom Hang) her. Das mag daran liegen, dass bewegliche Materialien nach langer Entwaldung und Abspülung ohnehin kaum noch vorhanden sind, die verfilzte Vegetation und das rauhe Mikrorelief im verkarsteten Terrain Abtransport bremsen und ohnehin wegen der starken inneren Verkarstung kaum Oberflächenabfluss vor- kommt. Daher sind auch die feineren Ablagerungen

aus dem *backwash* landwärts der Blöcke kaum verlagert bzw. noch nicht verschwunden. Mit Hilfe solcher Überlegungen und Beobachtungen lassen sich keine Schlussfolgerungen auf ein bestimmtes Alter ziehen bzw. eher ein geringes Alter vermuten.

### 7.3. Nachträgliche Entwicklung zerstörter Kliffe, Hohlkehlen und *Trottoirs*

Tsunamiwellen, die fähig sind, große Blöcke zu transportieren, sind sicher auch in der Lage, nachhaltige Zerstörungen an Felsküsten und ihren Begleitformen anzurichten. Dieses gilt für Zypern um so mehr, als hier nachweislich die meisten Blöcke, und zwar sicher viele Tausende, aus den Kliffen selbst losgerissen wurden. Dennoch ist es relativ schwierig, das Ausmaß dieser Veränderungen festzustellen, u.a. weil die Kliffpartien und das zu ihnen gehörende Eulitoral mit Hohlkehlen und *Trottoirs* schlecht einsehbar sind.

Insgesamt aber ist sicher, dass die nach Ausdehnung und Qualität hervorragend entwickelten biogenen Hohlkehlen, wie sie östlich des Kap Greco oder an den äußeren Aphroditefelsen auftreten, oder die

biogenen destruktiv-konstruktiven *Trottoirs* aus Fels, Kalkalgen und Vermetiden, wie sie unzerstört sowohl dort als auch direkt am Ortsrand westlich und östlich Agia Napa (Abb. 49 bis Abb. 51) und an anderen Stellen zu beobachten sind, nach den Studien von KELLETAT & ZIMMERMANN (1991) u.a. auf Kreta und im übrigen Mittelmeergebiet etliche Jahrtausende zu ihrer Entwicklung benötigen. Der Entwicklungsgrad, der in 1700 Jahren erreicht werden kann, ist von den neotektonisch im Rahmen eines starken Bebens 365 n. Chr. im Westen Kretas um bis 10 m gehobenen Karbonatküsten sehr gut abzulesen. Er ist deutlich geringer als bei den entwickelteren Formen, die ungestört durch neotektonische Einflüsse angelegt sind, aber dennoch sehr markant.

Die vertikale Ausdehnung biogener Hohlkehlen und die Beziehung zwischen antiken Steinbrüchen am Meer und dem heutigen Meeresniveau (siehe Abb. 86 und Abb. 87) legen die Schlussfolgerung nahe, dass innerhalb der letzten 2000 Jahre nur ein sehr geringer relativer Meeresspiegelanstieg in Zypern stattgefunden hat. Hier erscheint es auch, als ob an den meisten Stellen mit signifikantem Tsunami-Einfluss sowohl ausgeprägte Hohlkehlen wie auch *Trottoirs* fehlen, wenn auch kleinere Erscheinungen



Abb. 86: Antiker, zum Meer offener Steinbruch bei Protaras an der Ostküste Zyperns. Hohlkehlen von mehr als 0,5 m Eindringtiefe und *rock pools* haben die Abbauwände und -sohlen ein wenig verändert und belegen einen allenfalls sehr geringfügigen Meeresspiegelanstieg seit Auflassung des Steinbruchs.



Abb. 87: Doppelte biogene Hohlkehle in einem antiken Steinbruch des Kap Drepanon.

wie etwa *algal rims* (siehe Abb. 49 bis Abb. 51) vorhanden sein können. Natürlich ist in solchen Fällen nicht auszuschließen, dass ältere Formen mehr zufällig von der Tsunamiwelle verschont blieben. Daher könnten auch perfekte Formen größeren Ausmaßes gelegentlich noch vorhanden sein wie in der Region um Agia Napa. Wahrscheinlich hat man sich dort vorzustellen, dass kurz vor dem heftigen Wellenanschlag am steilen Kliff das Wasser bereits über das *Trottoir*-Niveau angestaut war, so dass diese Partie ohne zerstörerischen Impact bleiben konnte.

Neben den anzunehmenden Zerstörungen im eulitoral Stockwerk der Felsküsten sind vor allem die oberen Partien des Supralitoral sehr stark abgetragen und haben die Hauptmasse der Blöcke geliefert. Dafür spricht deren Petrographie in sehr enger Anlehnung an das Gestein im Kliff (siehe Abb. 8 und Abb. 10). Hier sind frische Ausbruchspuren häufig (Abb. 53). An den unteren Kliffabschnitten, dem Hauptstockwerk der Bioerosion durch weidende Gastropoden, sind frische Ausbruchspuren selten oder fehlen ganz, wenn auch auffällige Lücken im Hohlkehlelsaum erkennbar sind, die jedoch ebenfalls keine frischen mechanisch angelegten Konturen aufweisen. Damit ist davon auszugehen, dass wenigstens nach den Tsunamis für die bioerosive Maskierung frischer

Ausbruchsflächen genügend Zeit blieb. Bei der großen Geschwindigkeit dieser Formungsprozesse (vgl. TRUDGILL 1987, KELLETAT 1988), die übrigens vor allem auf den hellen Kalken der Lara-Halbinsel mit ihren markanten einzelnen *Radula*-Spuren flächendeckend auch heute nachzuweisen sind und die im Durchschnitt über 1 mm/Jahr betragen, würden schon ganz wenige Jahrhunderte ausreichen, um die meisten Zerstörungsspuren von Tsunamis zu verwischen.

#### 7.4. Nachträgliche Überformung transportierter Blöcke: Tafoni und Verkarstung

Viele der dislozierten Blöcke sind - besonders, wenn sie aus gut geschichteten Äolianiten stammen - scharfkantig und mit frischen Bruchflächen versehen. Relativ große Tafoni an den Seitenwänden (Abb. 54) könnten mit dem Block verlagert worden sein und sind die absolute Ausnahme. Dagegen können kleinere Tafoni, die von der jetzigen Blockbasis angreifen (Abb. 88) häufiger gefunden werden, wenn sie sich auch den Blicken weitgehend entziehen. Vergleicht man deren Ausmaß in günstiger Bildungsposition mit der Größe an antiken Wänden und Bauwerken (z.B. der sog. Königsgräber von Paphos aus klassischer Zeit) so wird deutlich, dass sie erheblich



Abb. 88: Tsunamiverlagerter Block mit junger Basis-Tafonierung bei Eremiti, +7 m ü.M.

weniger Zeit für ihre Ausbildung hatten, sicher kaum einige Jahrhunderte.

Ein weiteres relatives Altersindiz an verlagerten Blöcken lässt sich durch die Intensität der Verkarstung gewinnen, und zwar die eindeutiger Lösungsformen. Dabei handelt es sich weniger um Karren als um kleine Felswannen auf den Oberflächen. Bei genauere Betrachtung wird allerdings deutlich, dass diese häufig, womöglich ausschließlich an bereits früher angelegte *rock pools* angelehnt sind, welche infolge der Verlagerungen der Schrägstellung nun inaktiv geworden sind (Abb. 18, Abb. 25 und Abb. 90 bis Abb. 93). In Abb. 90 wird darüber hinaus deutlich, dass bei günstiger Neupositionierung eines größeren älteren *rock pools*, der im Supralitoral biogen angelegt wurde, ein wenig Wasser stehen kann und damit der Lösungsprozess nun mit einer sekundären Kleinform einer neuen Felswanne weitergeht. Auch in Abb. 91 und 92 ist dieses zu sehen, wenn auch der erste flüchtige Eindruck scheinbar völlig neue Formen vorspiegelt. Wie die Reste jetzt inaktiver trockener Becken in unmittelbarer Nachbarschaft zu den aktiven belegen, handelt es sich bereits um eine frühere Anlage. Auch im Beispiel der Abb. 92 gilt dieses, wobei die linke Form deutlich eine Kippung und damit eine Inaktivierung eines Teils der früheren umgreifenden kleinen Hohlkehle belegt.

Damit ist die Verkarstungsintensität, wie sie auf Äolianiten und Kalken durch aktive *rock pools* auf den Blockoberflächen angezeigt wird, nur zu einem Teil nach der Blockverlagerung entstanden, zum größeren Teil bereits vorher. Karstwannen von etlichen Zentimetern Tiefe bedürfen jedoch nach Vergleichen mit identischem Material in älteren und alten Bauwerken ebenfalls einige Generationen zu ihrer Entwicklung. Auch nach diesen Indizien sollte die Tsunami-Blockverlagerung daher einige Generationen zurückliegen, aber dennoch kein besonders hohes Alter haben.

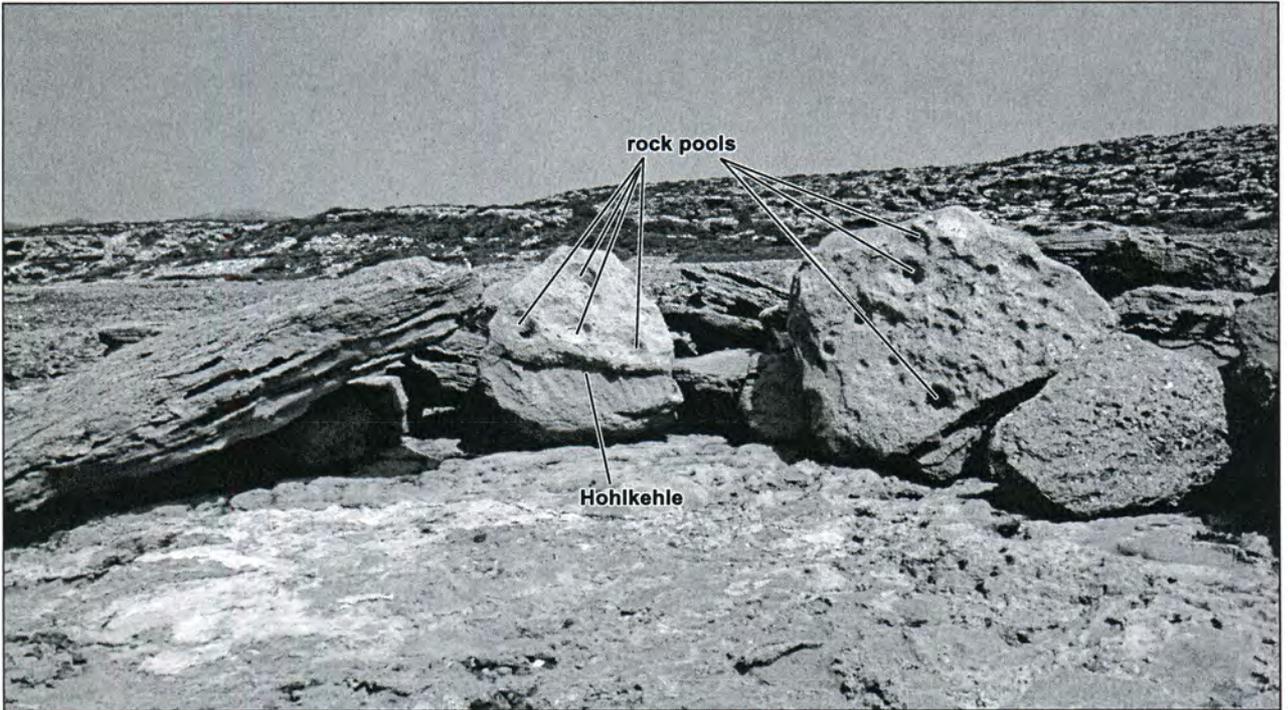


Abb. 89: Verlagerte Äolianitblöcke mitsamt der ehemals im Supralitoral bioerosiv angelegten Hohlkehle und *rock pools* (jetzt inaktiv) unterhalb Eremiti bei +7 m ü.M.

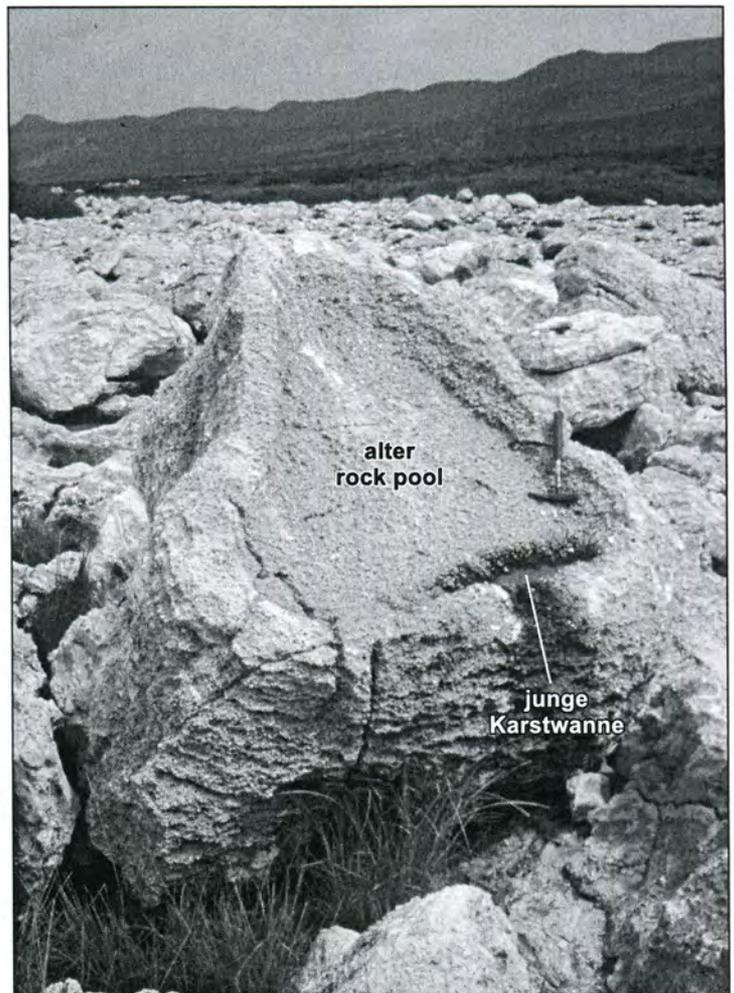


Abb. 90: Nach Verlagerung und Kippung eines großen Kalkblockes auf der Lara-Halbinsel wird nur noch ein kleiner Teil des bioerosiven *rock pools* aus dem Supralitoral heute als Karstbecken weitergeformt.



**Abb. 91:**  
Dislozierte *rock pools* als Karstformen außerhalb des Supralitorals unterhalb Eremiti.



**Abb. 92:**  
Zwei *rock pools*, leicht verkippt und noch in Weiterbildung.

### 7.5. Altersbeziehung zu *Beachrock* - Vorkommen

Die zahlreichen *Beachrocks* der zypriotischen Küsten sind eindeutig jungholozäne Gebilde, die dem gegenwärtigen hohen Meeresspiegel zuzuordnen sind. Ihre Bildungszeit liegt jedoch schon beträchtlich zurück und heute befinden sie sich alle im Zustand kräftiger Zerstörung wie abrasiver Glättung, Zerbrechen durch Brandungseinflüsse oder Bioerosion. Das stimmt mit den an anderen Stellen des Mittelmeerraumes gewonnenen Vorstellungen zum *Beachrock*alter sehr gut überein (KELLETTAT 1975, 1998). In der kleinen Bucht nördlich der Kannoudhion-Insel hat der Tsunami die sandige Küstenlinie um ca. 60 m zurückverlegt, so dass ein älterer *Beachrock* jetzt als Felsbank parallel zur

Strandlinie im Wasser liegt. Nachträglich hat sich kein *Beachrock* an der neuen Küstenlinie bilden können.

Eine eindeutige Lage- und Altersbeziehung von Tsunamiblöcken zum *Beachrock* aber bietet die Region am Strand südlich des Flugplatzes von Paphos: hier ist sowohl ein *Beachrock*-Block, der bereits deutliche Abrasionsspuren zeigt, verlagert und auf eine Äolianitklippe geworfen (siehe Abb. 18), als auch nebenan ein größerer Äolianitblock auf einen *Beachrock* gelegt worden, und zwar auf dessen bereits stark abraderte und zerbrochene Oberfläche (Abb. 19).

Demnach ist klar, dass die Tsunamis - bezogen auf das Alter der *Beachrocks* - eine ganz junge Erscheinung sein müssen.

## 8. Möglichkeiten absoluter Datierung

### 8.1. Historische und archäologische Nachweise und Kenntnisse der Bevölkerung

Für Zypern gibt es bisher keine verbürgte Nachricht oder Quelle für ein Tsunamiereignis, wenn auch die Zerstörung des antiken Kourion am 21. Juli 365 n. Chr. sehr wahrscheinlich mit der größten neotektonischen Bewegung im Mittelmeerraum innerhalb eines Augenblickes - im Rahmen eines schweren Erdbebens (und Tsunamis?) - zusammenhängen dürfte (vgl. SOREN 1988, KELLETAT 1998a).

Die Erdbeben- und Tsunamikataloge der Literatur beschäftigen sich mit Zypern nur am Rande oder gar nicht (AMBRASEYS 1962, HECK 1947, PAPADOPOULOS & CHALKIS 1984, PAPAACHOS et al. 1986, SOLOVIEV 1990, CUELLAR 1953). Nach AMBRASEYS (1960, 1962) könnten in den Jahren 23 v.Chr. und 76, 342, 1202 und 1222 n.Chr. Seebeben Tsunamis an den Küsten Zyperns ausgelöst haben, jedoch gibt es keinen Beleg dafür, und diese Zeiten sind für die hier diskutierten Erscheinungen ohnehin zu alt. SOLOVIEV (1990, S. 193, Fig. 4) zeigt für den Südwesten drei Epizentren von möglichen "tsunamigenic events" an, ohne ihre Zeitstellung zu klären. Nach seinen Listen könnte es sich um wahrscheinliche Ereignisse von 26, 1222 und 1953 n.Chr. handeln. Er betont, dass die Region Zypern hinsichtlich der Tsunamis noch wenig verstanden wird.

Nach Auskünften des Geological Survey in London und in Nicosia (Dr. XENOPHONTOS) ist über Tsunamis oder ihre Ablagerungen auf Zypern nichts bekannt, auch auf der geologischen Spezialkarte 1:25.000 ist für die Akamas-Halbinsel, die unser Hauptbeleggebiet ist, nichts verzeichnet.

Bei dem möglichen jungen Alter der Tsunamis wäre es immerhin denkbar, dass davon mündliche Berichte oder Kenntnisse innerhalb der Bevölkerung existieren, doch ist auch dieses nicht der Fall (Auskunft des Hafenmeisters von Paphos), obwohl besiedelte Küstengebiete und Hafenplätze (Kap Drepanon, Paphos) davon betroffen waren. Aus Grabungsberichten ist ebenfalls nichts über Tsunamiablagerungen bekannt, obwohl gerade um Paphos und nördlich davon zahlreiche Objekte innerhalb der Tsunami-Impacts gelegen haben.

Nimmt man alle Quellen zusammen und geht davon aus, dass wirksame Tsunamis immer in Zusammenhang mit historisch verzeichneten starken Erdbeben stehen - was nicht der Fall sein muss, weil auch ohne starke Beben große submarine Rutschungen, vor allem an den Böschungen von Tiefseeegräben wie west-

lich Zypern vorkommen und Tsunamis auslösen können - so kämen in jüngerer Zeit die Ereignisse von 1221/1222, 1646, 1650, 1821/1822, 1953, 1956 und 1996 für das östliche Mittelmeergebiet insgesamt in Frage. Davon scheiden aus (weil dazu Beobachtungen der lebenden Bevölkerung vorliegen müssten) die Ereignisse von 1996, 1956 und 1953. Nach freundlicher schriftlicher Mitteilung vom 19.05.1999 durch den Geologen Prof. Dr. Stasis STIROS aus Patras (Griechenland) gibt es archäologische und historische Belege eines Erdbebens mit Tsunami aus dem Raum Rhodos um das Jahr 1717, welches jedoch in den zahlreichen Katalogen bisher nicht erwähnt wird. Die Beben von 1221/22 sind zu lange her, um die geringe nachträglich Überformung der Tsunamisedimente und -formen zu erklären. So bleiben die Beben von 1646, 1650 (evtl. 1717) und 1821/1822. Diese haben alle in größerer Entfernung von Zypern stattgefunden, für 1650 wurde selbst am Ursprungsort Santorin kein Tsunami belegt gefunden. Mit den absoluten Daten unserer Studie (s.u.) am besten in Einklang stünden Alter von um und wenig über 200 Jahren.

Wenn auch die Messung von 113,6 % Rezentaktivität an tsunamiverlagerten Mollusken und ihre Vergesellschaftung mit Lessep'schen Migranten der Foraminiferen im ersten Fall maximal ca. 45 Jahre, das andere Mal maximal 120 Jahre für den ursächlichen Tsunami ergeben, so ist ersteres wegen der nicht existierenden Berichte oder Erinnerungen der Bevölkerung auszuschließen, letzteres, weil entsprechende Erdbebenereignisse o.ä. aus dieser Zeit nicht registriert wurden. Außerdem steht im Widerspruch dazu die an den Foraminiferen der gleichen Probe gemessene Rezentaktivität von nur 99,96 %, so dass auch an Messfehler oder andere störende Einflüsse auf die Proben gedacht werden muss.

Bei AMBRASEYS & ADAMS (1993) sind alle Zypern betreffenden Beben und Tsunamis seit 1894 aufgelistet und analysiert. Darin wird angeführt, dass 1896 "the sea became agitated", und "at Paphos the earthquake was strongly felt" (Stärke 6,5), 1930 gab es ein "damaging earthquake" in der Region Paphos (Stärke 5,4), 1937 "slight damage" bei Paphos (Stärke 4,7), 1941 bei Stärke 5,9 "in Paphos without damage", aber eine "small seismic wave" an der Küste der Levante. Das stärkste Beben, welches die Autoren beschreiben, war 1953 mit Stärke 6,1, "destructive" bei Paphos. 40 Menschen kamen ums Leben, die Stadt Paphos und 158 Dörfer wurden schwer beschädigt oder zerstört, in Paphos allein 171 Häuser vollständig und die restlichen 1289 teil-

weise. AMBRASEYS & ADAMS (1993) schreiben aber ausdrücklich (S. 94): "The earthquake was associated with a small seismic sea wave along the coast of Paphos which caused no damage". 1979 wurde ein Erdbeben der Stärke 5,8 in Paphos bemerkt, 1984 ein solches der Stärke 4,5, alle ohne nennenswerte Begleitumstände. Nach PINAR & KALAFAT (1999) hat auch das stärkste Beben der letzten 100 Jahre in Zypern, nämlich jenes von 1996 mit Stärke 6,9, keine erkennbaren Wellenbewegungen verursacht.

## 8.2. Altersbestimmung bewegter Sedimente

### 8.2.1. Alter verlagertes Mollusken und Vermetidengerölle

Bei einem starken tsunamigenen Materialtransport vom Litoralbereich zum Land ist damit zu rechnen, dass datierbare Materialien mit verlagert wurden. Danach wurde an verschiedenen Stellen intensiv gesucht, das Ergebnis ist aber i.w. bescheiden, weil offenbar der Haupttransport durch Blöcke erfolgte bzw. feinere Materialien inzwischen bedeckt oder abgespült sind. Die unter umgedrehten Blöcken bei Eremiti gefundenen 2 Molluskenschalen könnten sowohl in originaler Lagerung als auch verschwemmt sein, was eine Datierung wenig sinnvoll macht.

In der Region Ayii Phanendes gut 4 km nördlich Kap Drepanon wurden im Bereich des *backwash* auf *Terra rossa*-Resten und hinter den Blockreihen Vermetidengerölle gefunden, die mit über 10 cm Durchmesser nur aus dem Eulitoral stammen konnten. Wir gehen davon aus, dass sie durch den Tsunami aus einem *Trottoir* losgerissen wurden. Allerdings ist bei ihrer Dislokation und Zerstörung nicht garantiert, dass man einen bis zum Tsunami noch lebenden Außenraum findet wie überhaupt unklar ist, ob es sich um junge Vermetiden handelt oder gar solche, die bereits von früheren Tsunamis verlagert wurden. Klar ist lediglich, dass sie nur mit einer Tsunamiwelle an ihren gegenwärtigen Fundort gelangen konnten.

Die Altersbestimmung nach der  $^{14}\text{C}$ -Methode in Heidelberg (Labor-Nr. HD-20385) ergab ein Alter von  $3.960 \pm 29$  BP bzw. ein kalibriertes Alter (2 Sigma) von 2105 bis 1910 v.Chr. Damit ist klar, dass es sich keinesfalls um ein zur Tsunamizeit lebendes *Trottoir* handeln kann, allenfalls um den bereits abgestorbenen Innensaum eines solchen.

Aus der von der Lara-Halbinsel beschriebenen Sandablagerung haben wir kleine Molluskenschalen gewonnen, die ebenfalls der  $^{14}\text{C}$ -Bestimmung zugeführt wurden (Labor-Nr. Ki-4598). Allerdings hat sich dabei kein auf den Tsunami direkt zu beziehendes Er-

gebnis beibringen lassen. Die Proben enthalten  $113,6 \%$  ( $\pm 0,5 \%$ ) Rezentaktivität an  $^{14}\text{C}$ , sollten also zur Zeit starker Atombombenemissionen noch gelebt haben und daher nicht vor 1950, eher einige Jahre später abgestorben und verlagert worden sein. In ähnliche Richtung gehen die Analysen der Foraminiferen in der gleichen Probe, die ein Vorherrschen von *Amphistegina lobifera* LARSEN ergaben, welche als sog. Lessepé'sche Migranten angesehen werden und erst nach Öffnung des Suezkanals ausgebreitet sein können (freundliche schriftliche Mitteilung von Prof. Dr. Lukas HOTTINGER, Basel). Wie lange das her ist, ist schwer zu sagen, doch sollten es maximal 120 Jahre, eher weniger als 100 Jahre sein. Aus einem solchen Zeitraum sollten Tsunamis, welche in der Lage waren, Sediment bis in diese Höhe und Küstenferne zu bringen, noch im Gedächtnis der Bevölkerung sein, was aber nicht der Fall ist. Dass es sich sicher um tsunamiverlagertes Material handelt, darauf schließt auch L. HOTTINGER in seiner Analyse vom 20.08.1999, indem er ausführt, dass ein erheblich über den Jahresspitzen liegendes Energieniveau benötigt wird, um diese Foraminiferen aus ihrem tiefen *foreshore*-Lebensraum zu verfrachten.

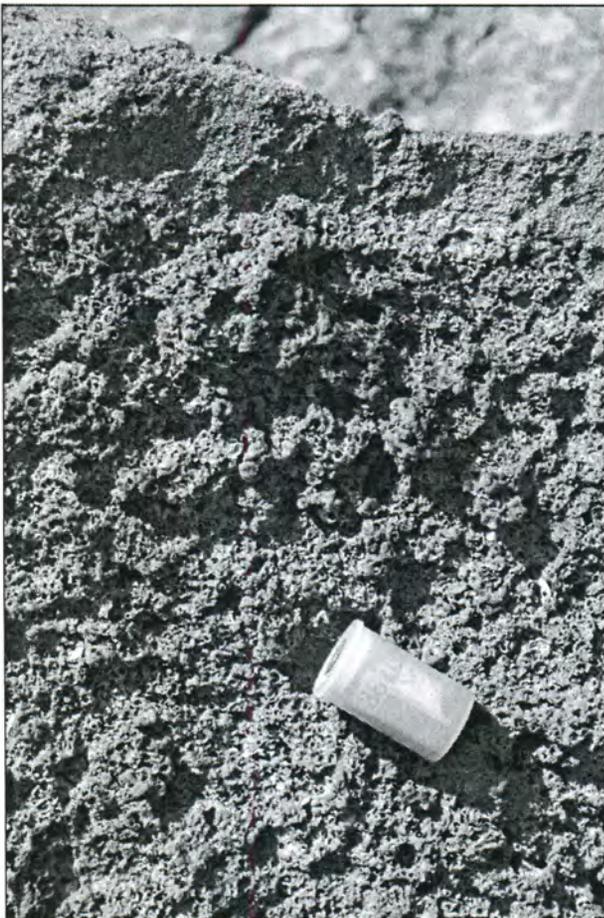
So ergibt sich insgesamt aus der Datierung von Mollusken und Vermetidengeröllen kein zuverlässiges Bild über das Alter des Tsunami-Ereignisses von Zypern. Zeitlich in Frage dafür wegen der hohen Rezentaktivität käme ausschließlich der Amorgos-Tsunami von 1956, dessen Stärke im griechischen Raum gut beobachtet wurde. Seine Welle dürfte aber in Zypern kaum noch Wirkung gehabt haben (Abb. 78), zumal ihre Höhe bereits in 70 km Entfernung nur noch 2,5 m und im Norden Kretas nur noch 2 m betrug (AMBRASEYS 1960), was erheblich unter den jahreszeitlichen Sturmwellen im Westen Zyperns liegt.

### 8.2.2. Alter von Kalkalgen und Vermetidenschwarten an verlagerten Blöcken

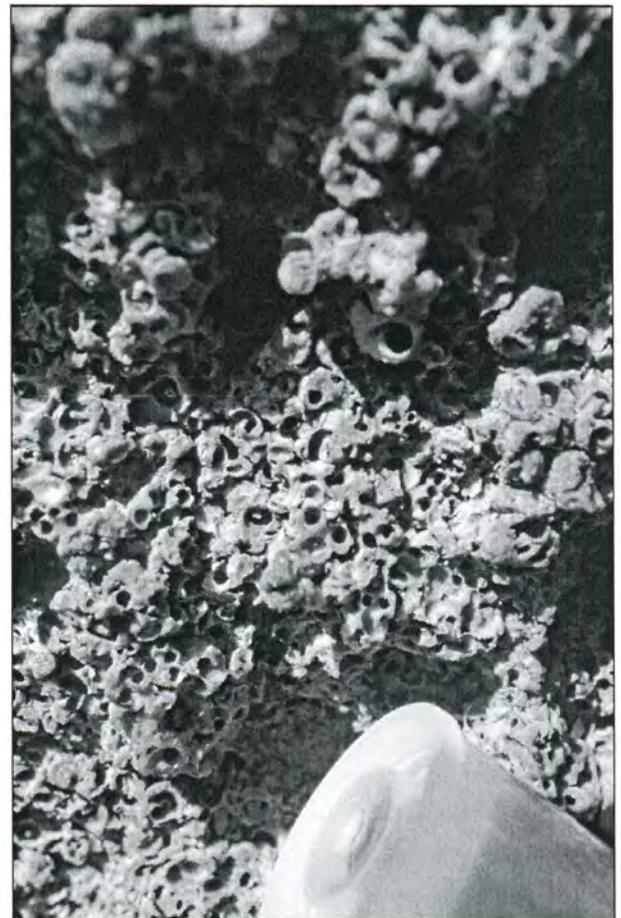
Westlich von Kissonerga (ca. 7 km nördlich Paphos) wie auch unterhalb von Eremiti wurden an großen Blöcken Reste von angehefteten Kalkalgen und Vermetidenschwarten gefunden (Abb. 93 bis Abb. 95), die nur im Litoral gewachsen sein können. Sie wirkten unkontaminiert und frisch, ihre Oberfläche war aber mechanisch beschädigt. Von den Vermetiden wurden 3 absolute Alter gewonnen (s. Tab. 1), und zwar  $2570 \pm 46$  BP,  $1724 \pm 39$  BP und  $890 \pm 24$  BP, von Kalkalgen ein Alter mit  $908 \pm 31$  BP. Die Streuung der Daten ist nicht verwunderlich, weil es sich um jeweils dünne, den Blöcken angeheftete Rest-



**Abb. 93:**  
Vermetidenschwarte  
(*Dendropoma pe-  
traeum*) an einem  
durch Tsunami ver-  
lagerten Äolianit-  
block unterhalb Ere-  
miti.



**Abb. 94:** Die Vermetidenkruste auf einem verlagerten Tsunami block zeigt deutlich Spuren mechanischer Zerstörung der äussersten Bereiche.



**Abb. 95:** Detailaufnahme der Vermetidenkruste mit deutlichen Abtragungsspuren (s. Abb. 94).

schwarten handelt. Daher ist unbekannt, wie weit die Probenstelle von der zuletzt noch (beim Tsunamitransport mit Zerstörung) lebenden Außenhaut entfernt ist: im Innern eines dickeren biokonstruktiven Wulstes sind die Alter natürlich größer als an der Außenhaut, aber auch diese kann bereits seit längerer Zeit ihr Wachstum eingestellt haben oder sehr langsam gewachsen sein. Daher sind nur die jüngsten auf diese Weise gewonnenen Alter einigermaßen aussagekräftig zur Datierung der Blockverlagerung aus dem Wachstumsraum der Vermetiden und Kalkalgen. Man muss allerdings davon ausgehen, dass auch im Mittelmeer ein Reservoir-effekt marine Karbonate älter macht. Das Ausmaß für sehr junge Proben ist unbekannt bzw. widersprüchlich. Nach den bei STUIVER u.a. (1986) diskutierten und zugrundegelegten Modellen für Karbonate aus dem sog. mixed layer, das ist die ca. 75 m mächtige Schicht des Ozean-Oberflächenwassers, in dem die Karbonate wegen guter Durchmischung immer hinsichtlich des  $^{14}\text{C}$ -Gehaltes im Gleichgewicht mit den atmosphärischen Gegebenheiten stehen und welches demnach auch für litorale Mu-

scheln, Kalkalgen und Vermetiden gelten sollte, liegt der Reservoir-effekt zwischen 331 und 409 Jahren weltweit. Nach ihren Kalibrierungskurven (Fig. 9B bei STUIVER u.a. 1986) für junge litorale Karbonate der letzten 150 bis 200 Jahre vor 1950 liegt er eher bei 370 Jahren, für ca. 250 bis 270 Jahre alte um 475 Jahre als Maximalwert der letzten 400 Jahre. Nach SIMMONS (1994, S. 253) liegt er bei 10.000 Jahre alten Karbonaten des östlichen Mittelmeeres bei 321 bzw. 345 Jahren, nach FACORELLIS u.a. (1998) im Vergleich von Holzkohle und Mollusken in der gleichen Schicht für die nördlichen Sporaden im Zeitraum 6730 bis 9056 BP im Mittel bei 515 Jahren. Dieser Reservoir-betrag von über 300 bis über 500 Jahren ist von 890 bzw. 908 Jahren abzuziehen, wobei man auf über 300 bis gegen 500 Jahre als letzten Lebensabschnitt der Vermetiden und Kalkalgen kommt. Zieht man dann noch in Betracht, dass der äussere Saum nicht mehr existiert, also etwas ältere und zur Zeit der Tsunamis bereits abgestorbene Substanzen datiert wurden, so ergibt sich ein mögliches Maximalalter der Blockverlagerung von unter 500 bis gegen wenig über 200 Jahren.

Tab.1: Altersdatierungen im Zusammenhang mit einem Tsunami-Ereignis an der Südwestküste Zyperns.

Lokalitäten	Labor-Nr.	Proben-Nr. Zyp	litorale Fazies	Höhe (Probe) (m ü. M.)	datiertes Material (Gattung)	$^{14}\text{C}$ -Alter	
						(a BP)	$\delta^{13}\text{C}$
westlich Kissonerga	Hd-20380	25-99	Tsunami	+ 3 m	Vermetidenbelag	890 ± 24	0,95
Eremiti	Hd-21050	5a-99	Tsunami	+ 5-6 m	Vermetidenbelag	1724 ± 39	0,5
Eremiti	Hd-21095	9k-00	Tsunami	+ 5-6 m	Kalkalgenbelag	908 ± 31	3,25
Eremiti	Hd-21081	9v-00	Tsunami	+ 5-6 m	Vermetidenbelag	2570 ± 46	2,27
3 km W Petra tou Romiou	Hd-20441	2a-99	Tsunami	+ 1 m	Holzkohle	237 ± 42 (1530 - 1950 n. Chr.)	-24,4
ca. 3,5 km nördl. Kap Drepanon	Ki-4597	9/1-99	Tsunami	+ 5 m	Juniperus-Wurzelholz	155 ± 55 (1680 - 1950 n. Chr.)	
ca. 3,5 km nördl. Kap Drepanon	Hd-20670	9/2-99	Tsunami	+ 5 m	Juniperus-Wurzelholz	112 ± 20 (1680 - 1950 n. Chr.)	
Eremiti	Hd-21261	9h-00	Tsunami	+ 10 m	Pistacia-Wurzelholz	137 ± 20 (1685 - 1950 n. Chr.)	-24,3
4 km W Petra tou Romiou	Hd-21254	11-00	Tsunami	+ 2,5 m	Holzkohle innerhalb Tsunamierrasse	125 ± 28 (1685 - 1950 n. Chr.)	-23,2
4 km W Petra tou Romiou	Hd-21260	12-00	Tsunami	+ 2,5 m	Holzkohle Obergrenze Tsunamierrasse	90 ± 28 (1695 - 1950 n. Chr.)	-26,4
Akamas-Halbinsel, Argaki tis Aspris Vrysis	Hd-21267	13-00	Tsunami	+ 38 m	Verletzung an lebendem Pinusstamm	82 ± 24 (1705 - 1950 n. Chr.)	-25,3

### 8.2.3 Altersbestimmungen an pflanzlichen Makroresten und Holzkohle

In den niedrigen Tsunamiterrassen nordwestlich Petra tou Romiou wurden fast 1 m unter der Oberfläche eingebettet sowohl Holzkohle (Abb. 81), wie auch Rinde, ja sogar Knochen gefunden. Die Rinde ist abgesengt, womit sich ein wahrscheinlich gleiches Alter wie die Holzkohle ergibt und an einen (zur Zeit der Tsunamis noch offenliegenden) Brandhorizont denken lässt. Holzreste und Holzkohle sind hier in verschiedenen Horizonten verteilt, weil auf den tsunamiverdächtigen Basissedimenten mit ihrem charakteristischen Gemisch von Grob- und Feinmaterial ohne Schichtung und mit „schwebender“ Lagerung der Grobkomponenten noch eine Folge von wenigen gelben Abspüllagen vom neo-genen Hinterland in Wechsellagerung mit gut geschichteten Sturmlagen auftritt. Die Proben wurden jedoch ausschließlich aus Schichten unter diesen offensichtlich jüngeren Sedimenten entnommen. Ein Radiokarbonalter von Holzkohle wurde in Heidelberg (Labor-Nr. Hd-20441) zu  $237 \pm 42$  Jahren BP bestimmt, zwei weitere zu  $125 \pm 28$  BP und  $90 \pm 28$  BP (s. Tab. 1), was einem kalibrierten Alter (2 Sigma) von 1740 bis 1810 n. Chr. bzw. 1685/1695 bis 1955 n. Chr. entspricht. Ein noch teilweise zwischen Tsunamiblöcken verwurzelt *Juniperus*-Holz N Kap Drepanon auf der äußeren Akamas-Halbinsel ergab in Kiel (Labor-Nr. KI-4597) ein Alter von  $155 \pm 50$  Jahren BP (d. h. vor 1950), ein weiteres dort wurde in Heidelberg (HD-20670) zu  $112 \pm 20$  BP datiert, *Pistacia*-Wurzelholz von Eremiti mit  $137 \pm 20$  BP, was zwischen 1680 und 1955 AD kalibriertes Alter bedeutet und damit einen ähnlichen Zeitraum wie die Holzkohle abdeckt. Höchstwahrscheinlich stammen alle Proben aus dem gleichen recht engen Zeitraum eines größeren Zerstörungsereignisses, weil kaum anzunehmen ist, dass alle (wegen der für  $^{14}\text{C}$  recht jungen Alter) Artefakte sind. Jedenfalls reichen alle diese Daten offensichtlich vor die Öffnung des Suezkanals zurück.

Neben dem Taleinschnitt des Argaki tis Aspris Vrysis an der nordwestlichen Akamas-Halbinsel, wo die Tsunamiwirkung bis gegen +50 m Höhe und um 800 m landein reicht, wurde in Schutzlage, in einer landexponierten Nische bei ca. +38 m und über 500 m vom Meer entfernt (siehe Abb. 69 und Abb. 70), eine Insel mit älteren Böden und dichter Vegetation einschließlich sehr alter *Pinus* gefunden. Die alten Bäume sind offensichtlich von der Seeseite her durch mechanische Einflüsse beschädigt und dabei nahezu vollständig abgetötet worden. Aus ihren äussersten Jahresringen (auf nur 2,8 cm Holzstärke 75 an der Zahl, d. h. die Bäume könnten über 500 Jahre alt sein), dem äussersten Zentimeter des jetzt

toten Holzes wurde in Heidelberg (HD - 21267) ein Alter von  $82 \pm 24$  BP bestimmt, was kalibriert zwischen 1705 und 1955 n. Chr. liegen würde (d. h. auch im gleichen Zeitrahmen wie die übrigen Hölzer und Holzkohle) und damit sehr wahrscheinlich macht, dass hier tatsächlich der Impact des Tsunami in größerer Küstenferne an einem noch lebenden Baum gefunden wurde. Hier wäre es im Rahmen zukünftiger Untersuchungen sinnvoll, an noch überlebenden alten *Pinus* (und eventuell *Pistacia* und *Juniperus* an anderen Stellen) mit Hilfe der Dendrochronologie das Alter eines oder mehrerer Tsunamis gerade an der Stelle ihrer höchsten und am weitesten landwärts reichenden Auswirkung exakt zu bestimmen.

Für die Datierung des/der Tsunamiereignisse insgesamt bleibt demnach festzustellen, dass sich die relativen (Verwitterungszustand, Tafonierung, Verkarstung, Boden- und Vegetationsentwicklung, Kenntnisse der Bevölkerung u. a.) und absoluten Daten an verschiedenen Materialien (Hölzer, Holzkohle, Vermetiden, Kalkalgen) sehr gut ergänzen und letztlich zum gleichen Ergebnis führen: nach den Feldbefunden maximal wenige Jahrhunderte alt, nach seismischen Beobachtungen und Messungen vor 1894, nach historischen Überlegungen und der Erinnerung der ortsansässigen Menschen mindestens vor 150 Jahren, nach absoluten Datierungen an litoralen abgestorbenen Organismen kaum älter als 300 Jahre, nach solchen an begrabener Holzkohle und Hölzern aber 82 bis 237 Jahre vor 1950 bzw. zwischen 1680 und 1955.

Insgesamt also lässt sich ein recht enger Zeitkorridor zwischen etwa 1750 und 1800 AD als höchstwahrscheinlich herausarbeiten. Dieses ist für Paläotsunamis, deren Datierung ohnehin schwierig ist, ein befriedigendes Ergebnis.

## 9. Zusammenfassende Schlussfolgerungen auf das Alter der Tsunami-Ereignisse

Nehmen wir alle oben detaillierter aufgeführten Beobachtungen, Argumente und Daten zusammen, so ergibt sich für das Alter der extremen Tsunami-Ereignisse im Westen und Südosten Zyperns folgende Wahrscheinlichkeit:

1. Das Alter sollte größer sein, als sich die heute noch lebenden Generationen erinnern oder zuverlässige Aufzeichnungen existieren (d.h. mindestens bis zur Zeit der Urgroßväter in einer patriarchalen Gesellschaft mit ortsverbleibenden Großfamilien). Damit ist das Amorgos-Ereignis von 1956 auszuschließen, auch alle anderen Erd- oder Seebeben des 20. Jahrhunderts, ebenso die Zeit der britischen Besatzung (zurück bis 1878), das Ereignis müsste also vorher stattgefunden haben.
2. Bis zum Beginn der griechischen Freiheitskriege (1821) sind alle historischen und sonstigen Belege äußerst lückenhaft und zum Teil im östlichen Mittelmeergebiet auch vernichtet oder unzuverlässig, seit 1821 ist jedoch wegen der ständigen Anwesenheit verschiedener europäischer Mächte mit einer viel besseren Nachrichtenlage zu rechnen. Aber auch hier gibt es keine Hinweise. Damit ist wahrscheinlich, dass die großen Tsunamis von Zypern mindestens ca. 200 Jahre, vielleicht auch länger her sind.
3. Die Geländebefunde ergaben relative Altersabschätzungen von wenigen 100 Jahren, jedenfalls einen Zeitraum, in dem frische Vegetation auf tsunamizerstörten Flächen noch kaum gesiedelt hat und die Bodenbildung selbst auf feinmaterialreichen Terrassenflächen über ein initiales Stadium nicht hinausgekommen ist. Ebenso sind seit dem zerstörerischen Ereignis Blöcke erst ansatzweise mit Karstformen und Tafoni ziseliert worden, Feinmaterialien noch nicht vollständig von Hängen abgespült, Kliffausbrüche kaum verwittert und zerstörte Hohlkehlen und organische *Trottoirs* trotz der intensiven Formentwicklung dieser biogenen Phänomene erst initial neu geschaffen. Damit ist wahrscheinlich, dass die großen Tsunamis von Zypern auch nicht wesentlich über wenige Jahrhunderte alt sein können.
4. Die absoluten Daten ( $^{14}\text{C}$ ) an Holz, Holzkohle, Kalkalgen und Vermetiden stützen diese Schlussfolgerung und schließen ebenso gleichzeitig zu große Alter aus. Dabei sind die Datierungsergebnisse an den karbonatischen Proben aus dem Litoral erwartungsgemäß viel älter als jene von Holz und Holzkohle, unter Berücksichtigung

der sicher mehrere 100 Jahre umfassenden Reservoir-Korrekturen ergänzen sie sich aber gegenseitig.

5. Im aufgelassenen antiken Steinbruch (Äolianit) knapp oberhalb der Wasserlinie direkt am Kap Drepanon befinden sich an den alten Abbauwänden dicht übereinander (Abstand um 15 cm) zwei scharf eingeschnittene biogene Hohlkehlen (Abb. 88). Nach der Qualität und den Dimensionen dieser Formen haben sie jeweils maximal 300 Jahre für ihre Anlage benötigt. Ob sie im Zusammenhang mit einer Bebensdislokation (mit zugehörigem Tsunami) stehen, eventuell sogar mit dem hier gesuchten Ereignis junghistorischer Zeitstellung für die untere und jüngere der beiden Hohlkehlen, kann nicht entschieden werden.

Nimmt man alle diese direkten und indirekten Anzeiger (auch die jungen fehlenden Belege!) zusammen, so ergibt sich u.E. als wahrscheinlichstes Alter für den Tsunami mit der größten morphologischen Wirkung das 18. Jahrhundert, möglicherweise erst seine 2. Hälfte (1750 bis 1800). Ein durch den Verwitterungsaspekt des hinteren Blockwalles von Eremiti etwas älter erscheinender Tsunami könnte ca. 50 bis 200 Jahren früher stattgefunden haben.

DOMINEY-HOWES u.a. (2000) haben die Schotterablagerungen bei +10 m auf Astipalaia, die sie dem Amorgos-Tsunami von 1956 zuschreiben, auch der Datierung mit Pb 210, Cs 137 und  $^{14}\text{C}$  unterzogen. Hinsichtlich der Blei- und Caesium-Bestimmungen ergaben sich keine erhellenden Erkenntnisse. Zwei Radiokarbonaten an Mollusken dagegen erbrachten - unter Berücksichtigung eines Reservoir-effektes von mehreren 100 Jahren - ein Maximalalter von 275 BP. Dieses passt eher zum Alter der Zypern-Ereignisse, zumal auf Astipalaia die Schotter trotz geringer Reliefenergie vom Hang her noch mit Sediment bedeckt sind und darauf eine deutliche Vegetations- und Bodenbildung zu erkennen ist, so dass diese Befunde ebenfalls für ein Alter deutlich vor 1956 sprechen. Es ist daher möglich, dass die obere der beiden von DOMINEY-HOWES u.a. (2000) vorgestellten Ablagerungen viel älter ist und nur eine untere bei ca. +2,5 m ü.M. zum Amorgos-Tsunami gehört.

## 10. Ausblick: Abschätzung von Paläotsunamis und notwendige weitere Arbeiten

Die hier ausgebreitete Studie mit ihren zahlreichen Einzelbelegen hat gezeigt, dass Tsunamis eine große Vielfalt von sedimentologischen und geomorphologischen Folgen haben (vgl. auch Abb. 17) und dass verschiedene direkte und indirekte Wege zu ihrer Datierung führen können. Selbstverständlich bleiben aber viele Fragen noch offen, wie z.B.:

- Lässt sich die Datierung der hier vorgestellten Tsunamis noch weiter verfeinern, evtl. durch weitere absolute Datierungen stratigraphisch eindeutiger Indizien oder durch Einsatz der Dendrochronologie?
- Handelt es sich um einen einzigen Vorgang, oder bedeuten die teilweise meerwärts angelagerten sehr frischen Fragmente, dass mit gewissem zeitlichen Abstand weitere Riesenwellen hier tätig waren?
- Belegen die Foraminiferen mit "Lessep'schen Migranten" auf Lara (99,96 % Rezentaktivität) und die mit 113,6 % Rezentaktivität gemessenen dortigen Mollusken einen sehr jungen Tsunamivorgang, der eventuell nur lokal gewirkt hat und deshalb der Beobachtung entzogen blieb?
- Gibt es nicht doch noch bisher unausgewertete oder nicht gefundene Quellen über jüngere Paläotsunamis?
- Sollten nicht - bei systematischer Suche anhand der hier vorgestellten Kriterien - auch im griechischen Inselraum Paläotsunamis sicher nachgewiesen werden können, oder sind deren Spuren wegen größerer Alter (größer als 700 - 800 Jahre, teilweise um und über 2000 Jahre alt) vollständig vernichtet? Hinsichtlich von Blockablagerungen muss diese Frage klar verneint werden: nur weitere Tsunamieinflüsse können diese innerhalb von Jahrtausenden beseitigen - oder der Mensch!

Bei den nachgewiesenen Transportkapazitäten und morphologischen Folgen, die erst (siehe Verkarstung oder Tafoni) in weiteren Jahrhunderten durch langsame Prozesse überspielt werden können, stellen sich weitere Fragen:

- Haben Tsunamis insgesamt an steileren Felsküsten und für die Sedimentation in Küstenhöfen größere Bedeutung als allmähliche und ständig wirkende Prozesse der Zerstörung und des Aufbaus?
- Mit welcher Geschwindigkeit und Intensität werden mechanische Tsunami-Zerstörungen an

Kliffen in Karbonatgesteinen durch Bioerosion maskiert?

- Inwieweit lassen sich auch Spuren geologisch viel älterer Tsunamis nachweisen? Riesentrümmer z.B. in pleistozänen Strandablagerungen auf der Lara-Halbinsel sprechen jedenfalls dafür, doch ist deren generelle Verbreitung noch viel zu wenig bekannt.

Unter Berücksichtigung der auf engerem Raum in Abhängigkeit von der Topographie von Küste und küstennahem Meeresboden bereits sehr unterschiedlichen geomorphologischen und sedimentologischen Tsunamiaswirkungen, wie sie in Abb. 17 zusammengestellt sind, wäre es reizvoll zu überlegen, auf welche Weise und wie schnell ihre Spuren auch wieder verwischt werden können. Damit ist ja die Frage verbunden, welche Chancen für das Auffinden alter Tsunamispuren im Gelände überhaupt gegeben sind. Im Fall 1 der Abb. 17 mit der Verfüllung flacher Buchten durch Lockersedimente wird in vielen Jahrhunderten, spätestens wohl in mehr als 1000 Jahren der Unterschied in Vegetation und Bodenbildung zu benachbarten und nicht tsunamibeeinflussten Standorten vollständig verwischt sein. Damit könnte ein Tsunami-Impact an solchen Stellen nur durch zufälligen Einblick in das merkwürdige Mischsediment ohne Schichtung und Sortierung mit "schwebendem" Grobmaterial in sandiger Matrix erkannt werden. Im Fall 2 (flache und klifflose Felsküste) wäre nach längerer Zeit der Boden- und Vegetationsentwicklung überhaupt kein Nachweis mehr möglich, obwohl gerade hier die Wellenwirkung am weitesten landein und am höchsten gereicht hat.

Im 3. und 4. Fallbeispiel blieben nur die Blockansammlungen als klares Indiz auf Tsunamis über lange Zeit erhalten, wären aber bei höherer Vegetation kaum noch landschaftlich auffällig und daher leicht zu übersehen. Im Fall 5 schließlich sind ja auch bereits direkt nach dem Tsunamieignis keine Spuren vorhanden. Damit ist festzuhalten, dass Tsunamis mit einem Alter von 1000 Jahren oder wesentlich mehr in der Landschaft nur in seltenen Fällen und noch am ehesten in Aufschlüssen, dort aber eher zufällig gefunden werden dürften. Im Lichte dieser Überlegungen ist es wahrscheinlich, dass ihr Stellenwert für die Küstenformung und Sedimentologie im Mittelmeerraum bisher stark unterschätzt wurde.

Neben weiteren Feldarbeiten und sedimentologischen (größere Schürfgräben) sowie paläontologischen Untersuchungen und Datierungen an den Zypern-Tsunamis müssen demnach insbesondere

räumlich weitergespannte Feldarbeiten durchgeführt werden einschließlich der Abklärung der Frage, ob ein überregionaler Tsunami der hier geschilderten Art eventuell ganz Zypern im Süden erfasst hat. Wegen der Möglichkeiten der Tsunamiauslösung durch große submarine Rutschungen muss die Suche und

zeitliche Einordnung von Tsunamis darüber hinaus auch auf Regionen ausgedehnt werden ohne nachgewiesene schwere Erdbeben (oder für Zeiten ohne diese Erschütterungen) um nicht zu rasch ein im Gelände sichtbares Ereignis einer historischen Quelle zuzuschreiben, wie es bisher noch geschieht.

## 11. Danksagung

Die Feldarbeiten auf Zypern wurden ermöglicht durch eine Beihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft, für die wir auch an dieser Stelle herzlich danken. Der Forschungspool der Universität-GH Essen stellte Mittel für ESR- und  $^{14}\text{C}$ -Datierungen zur Verfügung. Die letzteren übernahm dankenswerterweise Dr. B. Kromer von der Heidelberger Akademie der Wissenschaften sowie Prof. Dr. Grootes vom Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung in Kiel. Bei den Feldarbeiten wurden wir tatkräftig unterstützt von Frau Dipl.-Geogr. Anja Scheffers, Frau stud. oecol. Anne Hager und Herrn

Peter Bartel. Dr. C. Xenophontos, Senior Scientist beim Geological Survey in Nicosia/Zypern half uns mit seinem Rat und bei der Beschaffung von Karten und Luftbildern, Prof. Dr. Stasis Stiros, Geologe der Universität Patras/Griechenland mit Auskünften über mediterrane Tsunamis, ebenso der Geological Survey in London. Herr Prof. Dr. Lukas Hottinger vom Naturhistorischen Museum in Basel bestimmte die Foraminiferen aus Tsunamiab-lagerungen. Die Karten und Grafiken zeichneten Frau Ing. Gudrun Reichert und Frau Anne Hager. Ihnen allen sei für ihre Mitarbeit und ihre Anregungen herzlich gedankt.

## 12. Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1:** Übersichtskarte Zypern mit Angabe der häufig genannten Lokalitäten (Innenkarten: Westküstengebiet und SE-Teil).
- Abb. 2:** Über 200 m langer Blockwall aus Äolianiten oberhalb des Supralitorals der Lokalität Eremiti auf der Akamas-Halbinsel, zwischen +5 m und +10 m gelegen. Höhe des *run up* bis +15 m.
- Abb. 3:** Geomorphologische Skizze der Bucht unterhalb Eremiti auf der westlichen Akamas-Halbinsel.
- Abb. 4:** Durch Tsunami verlagerte Blockmasse südlich des Kap Drepanon mit deutlichen Verkarstungsspuren.
- Abb. 5:** Große Tsunamiblöcke (bis über 10 t) aus einer stark verkarsteten Schicht bei Agios Georgios, ca. 5 km N Paphos.
- Abb. 6:** Ansammlung verkarsteter Blöcke auf Resten von *Terra rossa* 4 km N Kap Drepanon.
- Abb. 7:** Einzelblöcke, durch Tsunami verlagert, oberhalb eines 7 m hohen Kliffs auf der Lara-Halbinsel.
- Abb. 8:** Großblock von über 22 t Gewicht und 4,5 m Länge vor dem Tsunamiblockwall der nördlichen Lara-Halbinsel bei +8 m.
- Abb. 9:** Tsunamiverlagerte Blöcke östlich Nissi Beach im Südosten Zyperns. Der tiefste mit über 28 t Gewicht ist von links außerhalb des Bildes verlagert und auf den Kopf geworfen worden.
- Abb. 10:** Steil aneinandergelehnte Äolianitblöcke unterhalb Eremiti, tw. noch labil gelagert.
- Abb. 11:** Blockwälle und *run up* -Gebiet unterhalb Eremiti.
- Abb. 12:** Der sehr breite Blockwall (über 20 m) zwischen +7 m und +10 m unterhalb Eremiti: Mischung aus stärker verkarstem und frischem Blockwerk. Im oberen Bildteil Grenze des *run up* bei ca. +15 m.
- Abb. 13:** Profil über das typische Formengefüge auf einem niedrigen Kliff der Akamas-Halbinsel.
- Abb. 14:** Typisches tsunami-beeinflußtes Profil der südlichen Lara-Halbinsel.
- Abb. 15:** Skizze des Küstenabschnittes östlich Nissi Beach bei Agia Napa im Südosten Zyperns.
- Abb. 16:** Tsunamiverlagertes Block oberhalb eines antiken Steinbruches S Protaras, südliche Ostküste Zyperns.
- Abb. 17:** Fünf prinzipiell unterschiedliche Tsunamineinflüsse auf Küstenprofile im Westen Zyperns.
- Abb. 18:** *Beachrock*-Block von 0,5 t auf einer Äolianitklippe in 4 m Höhe südlich des Flughafens von Paphos.
- Abb. 19:** Äolianitblock von ca. 8 t Gewicht auf *Beachrock* südlich des Flughafens von Paphos.
- Abb. 20:** Großer gekippter *rock pool* auf einem Block von über 2 t Gewicht auf der Walkrone der Lara-Halbinsel bei 10,5 m ü.M.
- Abb. 21:** Ein mehr als 20 t schwerer und gut 4 m langer Block mit verlagertem *rock pool* bei +8 m und 100 m Küstenferne auf der Lara-Halbinsel.
- Abb. 22:** Bei diesem tsunamiverlagerten Block ist seine ursprüngliche Auflagerungsfläche noch deutlich erkennbar. Lara-Halbinsel.
- Abb. 23:** Wegen der angehefteten Breccien ist der Transportweg von mindestens 70 m bei diesem Tsunamiblock von rund 8 t Gewicht genau festzustellen.
- Abb. 24:** Zwei Merkmale (angeheftetes Quartärsediment und *rock pool*) erlauben die genaue Rekonstruktion der Bewegung dieses 28 t-Blockes auf der Lara-Halbinsel: er wurde ca. 10 m weit von 6,5 m auf 7,5 m landein verbracht, auf den Kopf gestellt und um 90 Grad gedreht.
- Abb. 25:** Der jetzt an der Unterseite des 28 t-Blockes befindliche *rock pool*, südliche Lara-Halbinsel (s. Abb. 24).
- Abb. 26:** Riesenblock von ca. 55 t Gewicht mit Resten verschiedener Hohlkehlen im Süden der Lara-Halbinsel bei +6 m ü.M.
- Abb. 27:** Frische Blöcke im seewärtigen und stärker verwitterte im landwärtigen Teil der Blockwälle unterhalb Eremiti.
- Abb. 28:** Profil über die Bucht von Ayios Theodoros.
- Abb. 29:** Geomorphologische Skizze der Bucht von Ayios Theodoros nördlich Kap Drepanon.
- Abb. 30:** Buchtfüllung aus Schottern, Blöcken und Sanden an der Westküste Zyperns mit geringer Vegetations- und Bodenbedeckung, heute angeschnitten durch ein Sturmkliif (südlich der Lara-Halbinsel).
- Abb. 31:** Niedrige Terrassenleisten mit Sanden und Blöcken westlich *Petra tou Romiou*. Auf der Tsunamischicht verspülte Hangsedimente und Auftrag von Strandschottern bei Stürmen.
- Abb. 32:** Südlichster Winkel der Tsunamiterrasse aus Sanden und Grobschottern südlich der Lara-Halbinsel mit schwacher Vegetations- und Bodenentwicklung oberhalb eines Sturmkliiffes bei fast 4 m ü.M.
- Abb. 33:** Chaotische Blockablagerung als Terrasse östlich unterhalb des Lara-Restaurants, maximale Höhe gut 4 m ü.M. Geringe Bodenbildung und Vegetationsbedeckung weisen auf ein junges Alter hin.
- Abb. 34:** Detail der chaotischen Lagerung der Blöcke in der Tsunamiterrasse östlich unterhalb des Lara-Restaurants.
- Abb. 35:** Rezentere Grobmaterialstrand von *Petra tou Romiou* mit guter Materialsortierung.
- Abb. 36:** Kartierung der typischen Tsunamispuren an der Westküste Zypern einschließlich der landwärtigen Reichweite des heute noch im Gelände sichtbaren *run up* (mehr oder weniger kahle Oberflächen).

- Abb. 37:** Landwärtige Reichweite des *run up* im Norden der Akamas-Halbinsel.
- Abb. 38:** Landwärtige Reichweite des *run up* in der Umgebung des Argaki tis Aspris Vrysis.
- Abb. 39:** Landwärtige Reichweite des *run up* in der Region Kap Yeronnisos - Lara-Halbinsel.
- Abb. 40:** Landwärtige Reichweite des *run up* zwischen Kap Drepanon und Coral Bay.
- Abb. 41:** Landwärtige Reichweite der Tsunamiwirkung nördlich Paphos.
- Abb. 42:** Strandschotter aus dem *run up* eines Tsunami 4 km N Kap Drepanon bei 7 m ü.M auf *Terra rossa*.
- Abb. 43:** Jenseits von Blockreihen liegen ausgedehnte Schotterablagerungen auf *Terra rossa* ca. 4 km N Kap Drepanon.
- Abb. 44:** Ein Band heller grober Kalkschotter oberhalb des Sturmstrandes bezeugt die Mindestreichweite eines jungen Tsunami 2 - 3 km N Kap Drepanon.
- Abb. 45:** Feinmaterial des *backwash* auf *Terra rossa* 4 km N Kap Drepanon.
- Abb. 46:** Strandsande in einer Hohlform auf der Lara-Halbinsel bei ca. 7,5 - 8 m ü.M.
- Abb. 47:** *Amphistegina lobifera* LARSEN, eine Foraminifere aus dem tieferen *foreshore*-Bereich, die als sog. Lessep'scher Migrant aus dem Roten Meer (nach Öffnung des Suezkanals) angesehen wird. Lara-Halbinsel, 7,5 m ü.M.
- Abb. 48:** Sehr frisch ausgebrochene Blöcke mit Zerstörung eines großen *rock pool* direkt oberhalb eines nur 4 m hohen Kliffes an der nördlichen Lara-Halbinsel.
- Abb. 49:** *Algal rims* und i.w. destruktive *trottoirs* durch Bioerosion an einer tsunami-beeinflußten Felsküste E Nissi Beach in Südost-Zypern
- Abb. 50:** Destruktives *trottoir* mit kleiner Kalkalgenrippe bei Nissi Beach in Südost-Zypern.
- Abb. 51:** Lebende konstruktive Kalkalgen-*trottoirs* von mehreren Metern Breite bei extremem Niedrigwasser in der Region Protaras, südliche Ostküste Zyperns.
- Abb. 52:** Tsunami-Blockstreu um und über +7 m Höhe auf Äolianitrücken östlich Nissi Beach. Zu beachten sind die gut erhaltenen Hohlkehlen und *trottoirs*.
- Abb. 53:** Im Mittelabschnitt der Lara-Halbinsel gelegenes niedriges Kliff mit kleinen Hohlkehlen und *trottoirs* durch Bioerosion und scharfkantigen Ausbrüchen im oberen Abschnitt, wo auch etliche *rock pools* halbiert wurden.
- Abb. 54:** Tafonierter, vom Tsunami verlagertes Block aus Äolianit 4,5 km N Kap Drepanon.
- Abb. 55:** Vom Tsunami nicht zerstörte sehr große Tafone an der südlichen Buchtflanke von Ayios Theodoros nördlich Kap Drepanon.
- Abb. 56:** Mechanische Beschädigung einer verkarsteten rauhen Felsplattform bei Kissonerga. Markiert sind die jungen Ausbrüche.
- Abb. 57:** Relativ frische mechanische Ausbrüche auf einer verkarsteten Äolianitfläche bei Kissonerga.
- Abb. 58:** Große Tsunamiblöcke auf stark verkarsteten Äolianitoberflächen bei Sea Cave östlich Agia Napa in ca. +8 m Höhe.
- Abb. 59:** Extrem tiefe zusammengewachsene *rock pools*, die offensichtlich an alten Karstformen ansetzten (s. die bandartigen Schwarten einer ehemaligen Dolinenauskleidung), phasenweise eingetieft durch Tieferlegung der Überläufe zum nahen Kliff. Lara-Halbinsel.
- Abb. 60:** 2 verbreitete Formtypen von Felswannen (*rock pools*) auf der Lara-Halbinsel.
- Abb. 61:** Infolge vorgegebener textueller Gesteinseigenschaften längliche vergesellschaftete *rock pools* im terrestrischen Lösungsbereich auf der Lara-Halbinsel bei ca. +6,5 m.
- Abb. 62:** Kartierung von *rock pools* im terrestrischen Lösungsmilieu im Norden der Lara -Halbinsel.
- Abb. 63:** Kartierung von an die Gesteinstextur angelegten *rock pools* im terrestrischen Lösungsmilieu im Süden der Lara-Halbinsel.
- Abb. 64:** Überformte, aber noch gut erkennbare biogene *rock pools*, im Jahre 365 n.Chr. neotektonisch weit aus dem Supralitoral herausgehoben und seitdem durch terrestrische Karstlösung umgeformt. Äolianit, Falasarna, Westkreta.
- Abb. 65:** Weite kahle Küstenstreifen an der nordwestlichen Akamas-Halbinsel. Grenze des *run up* bei +15 m.
- Abb. 66:** Breites kahles Areal beidseitig des Argaki tis Aspris Vrysis, hier bei mehr als 30 m ü.M und in ca. 500 m Küstenferne.
- Abb. 67:** Kahlheit infolge Tsunami-Impact und scharfe Grenze des *run up* bei +16 m südlich des Tales Argaki tis Aspris Vrysis auf der westlichen Akamas-Halbinsel.
- Abb. 68:** Auch aus größerer Höhe (hier ca. 6000 m ü.M) sind die vom Tsunami verursachten kahlen Küstenstreifen der Akamas-Halbinsel gut zu erkennen, im unteren Bildteil Argaki tis Aspris Vrysis mit ca. 800 m Reichweite ins Inland.
- Abb. 69:** Die Skizze verdeutlicht die Schutzlage einer Talausbuchtung an der Südflanke des Argaki tis Aspris Vrysis im Westen der Akamas-Halbinsel, wo in mehr als 30 m ü.M und ca. 500 m Küstenferne sehr alte *Pinus* einen Tsunami überlebt haben.
- Abb. 70:** Sehr alter und teilweise durch Tsunami-Impact verletzter *Pinus*-Stamm in gut 30 m ü.M südlich des Argaki tis Aspris Vrysis, mindestens 500 m vom Meer entfernt.
- Abb. 71:** Rauhe kahle Felsareale der westlichen Akamas-Halbinsel, hier auf Äolianit, mit einzelnen

- Tsunamiblöcken, ca. 2,5 km N Kap Drepanon. Höhe des *run up* ca. 13 m.
- Abb. 72:** Detail einer Äolianitoberfläche mit deutlichen Spuren des nackten Karstes N Kap Drepanon.
- Abb. 73:** Bohrmuschellöcher aus dem letzten Interglazial bei +7,5 m Höhe und ca. 70 m Küstenferne auf der Lara-Halbinsel, immer noch sehr gut erhalten.
- Abb. 74:** Geologische Skizze der Lara-Halbinsel.
- Abb. 75:** Kartierung wichtiger Tsunamisedimente und Formen der Lara-Halbinsel.
- Abb. 76:** Großer tsunamiverlagerter Block (ca. 28 t) an einer Brandungsbrücke im Süden der Lara-Halbinsel bei +7 m.
- Abb. 77:** Profil über den schmalen Südteil der Lara-Halbinsel.
- Abb. 78:** Tsunamiblockwall auf der Lara-Halbinsel, 100 m vom Meer und bei 8,5 m bis 10 m ü.M.
- Abb. 79:** Detail des hier fast 3 m mächtigen Tsunamiblockwalles auf der Lara-Halbinsel.
- Abb. 80:** Ein einphasiger geschlossener Blockwall zeichnet leeseitig der Südspitze der Lara-Halbinsel unter Wasser genau die Refraktion der Tsunamiwelle nach.
- Abb. 81:** Block- und Sandterrassen westlich *Petra tou Romiou* enthalten sowohl Holzkohle als auch Rinde, Knochen u.a. organische Materialien.
- Abb. 82:** Lagebeziehung Zyperns zum Amorgos-Tsunami von 1956.
- Abb. 83:** Zusammenhang zwischen Tiefe des Erdbebenherdes und *run up* bei 20 pazifischen Tsunamis der Jahre 1992 - 1994 n. Satake & Imamura (1995).
- Abb. 84:** Zusammenhang zwischen Erdbebenstärke und Höhe des *run up* bei 20 pazifischen Tsunamis der Jahre 1992 - 1994 n. Satake & Imamura (1995).
- Abb. 85:** Geodynamische Situation Zyperns, Isobathen und Verbreitung von Tsunamispueren im Süden der Insel.
- Abb. 86:** Antiker, zum Meer offener Steinbruch bei Protaras an der Ostküste Zyperns. Hohlkehlen von mehr als 0,5 m Eindringtiefe und *rock pools* haben die Abbauwände und -sohlen ein wenig verändert und belegen einen allenfalls sehr geringfügigen Meeresspiegelanstieg seit Auflassung des Steinbruchs.
- Abb. 87:** Doppelte biogene Hohlkehle in einem antiken Steinbruch des Kap Drepanon.
- Abb. 88:** Tsunamiverlagerter Block mit junger Basis tafonierung bei Eremiti, +7 m ü. M.
- Abb. 89:** Mitsamt der ehemals im Supralitoral bioerosiv angelegten Hohlkehle und *rock pools* (jetzt inaktiv) verlagerte Äolianitblöcke unterhalb Eremiti bei +7 m.
- Abb. 90:** Nach Verlagerung und Kippung eines großen Kalkblockes auf der Lara-Halbinsel wird nur noch ein kleiner Teil des bioerosiven *rock pools* aus dem Supralitoral heute als Karstbecken weitergeformt.
- Abb. 91:** Dislozierte *rock pools* als Karstformen außerhalb des Supralitorals unterhalb Eremiti.
- Abb. 92:** Zwei *rock pools*, leicht verkippt und noch in Weiterbildung im terrestrischen Milieu.
- Abb. 93:** Vermetidenschwarte (*Dendropoma petraeum*) an einem durch Tsunami verlagerten Äolianitblock unterhalb Eremiti.
- Abb. 94:** Die Vermetidenkruste auf einem verlagerten Tsunamiblock zeigt deutlich Spuren mechanischer Zerstörung der äußersten Bereiche.
- Abb. 95:** Detail der Vermetidenkruste auf einem verlagerten Tsunamiblock mit deutlichen Abtragungsspuren.

## 13. Literatur

- AMBROSEYS, N.N. (1960): The Seismic Sea Wave of July 9, 1956, in the Greek Archipelago.- *Journal of Geophysical Research*, **65**, (4): 1257-1265.
- AMBROSEYS, N.N. (1962): Data for the investigation of the seismic sea-waves in the Eastern Mediterranean.- *Bulletin of the Seismological Society of America*, **52** (4): 895-913.
- AMBROSEYS, N.N. & ADAMS, R.D. (1993): Seismicity of the Cyprus region.- *Terra Nova*, **3**: 85-94; Oxford.
- BASCOM, W. (1959): Ocean Waves.- *In*: MOORE, J.R. (ed.) *Oceanography*.- Reprints from *Scientific American*, San Francisco 1971: 45-55.
- CAMFIELD, F.E. (1994): Tsunami Effects on Coastal Structures.- *In*: FINKL, CH.W. (ed.): *Coastal Hazards. Perception, Susceptibility and Mitigation*.- *Journal of Coastal Research, Spec. Issue*, **12**: 177-187.
- CUELLAR, M.P. (1953): Annotated Bibliography on Tsunamis.- *Beach Erosion Board, Technical Memorandum*, **30**, Department of the Army, 69 S.
- DAWSON, A.G. (1994): Geomorphological effects of tsunami run up and backwash.- *Geomorphology*, **10**: 83-94; Amsterdam.
- DAWSON, A. (1996): The Geological Significance of Tsunamis.- *Zeitschrift für Geomorphologie, NF, Suppl.-Bd.* **102**: 199-210; Berlin.
- DAWSON, A.G. (1999): Linking tsunami deposits, submarine slides and offshore earthquakes.- *Quaternary International*, **60**: 119-126.
- DOMINEY-HOWES, D.T.M. (1996a): Sedimentary Deposits Associated with the July 9th 1956 Aegean Sea Tsunami.- *Physics and Chemistry of the Earth*, **21** (12): 51-55.
- DOMINEY-HOWES, D.T.M. (1996b): The Geomorphology and Sedimentology of Five Tsunamis in the Aegean Sea Region, Greece.- *Unveröff. Thesis*, Coventry University, UK, 272 S.
- DOMINEY-HOWES, D.T.M. (1998): Assessment of tsunami magnitude and implications for urban hazard planning in Greece.- *Disaster Prevention and Management*, **7** (3): 176-182.
- DOMINEY-HOWES, D.T.M., DAWSON, A. & SMITH, D. (1998): Late Holocene coastal tectonics at Falasarna, western Crete: a sedimentary study.- *In*: STEWART, I.S. & VITA-FINZI, C. (eds.): *Coastal Tectonics*.- *Geological Society of London, Spec. Publ.*, **146**: 343-352; London.
- DOMINEY-HOWES, D., CUNDY, A. & CROUDACE, I. (2000): High energy flood deposits on Astypalaea Island, Greece: possible evidence for the AD 1956 southern Aegean tsunami.- *Marine Geology*, **163**: 303-315; Amsterdam.
- FACORELLIS, Y., MANLATIS, Y. & KROMER, B. (1998): Apparent <sup>14</sup>C Ages of Marine Mollusk Shells from a Greek Island: Calculation of the Marine Reservoir Effect in the Aegean Sea.- *Radiocarbon*, **40** (2): 963-973.
- GALANOPOULOS, A.G. (1957): The Seismic Sea Wave of July 9, 1956.- *Praktika Akadimias, Athenon*, **32**: 90-101.
- HALEY, H.E. (1996): Diatoms as an aid in identifying Late-Holocene tsunami deposits.- *Holocene* **6** (4): 439-448.
- HECK, N.H. (1947): List of Seismic Sea Waves. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, **37** (4): 269-286.
- JONES, B. & HUNTER, I.G. (1992): Very Large Boulders on the Coast of Grand Cayman: the Effects of Giant Waves on Rocky Shorelines.- *Journal of Coastal Research*, **8** (4): 763-774, Fort Lauderdale, FL.
- KELLETAT, D. (1975): Beobachtungen an holozänen Beachrock-Vorkommen des Peloponnes, Griechenland.- *Würzburger Geographische Arbeiten*, **43**: 44-54.
- KELLETAT, D. (1988): Quantitative Investigations on Coastal Bioerosion in Higher Latitudes: an Example from Northern Scotland.- *Geoökodynamik*, **9** (1): 41-51; Bensheim.
- KELLETAT, D. (1989): Main Aspects of the Coastal Evolution of Sylt (FRG).- *In*: BIRD, E.C.F. & KELLETAT, D. (eds.): *Zonality of Coastal Geomorphology and Ecology*.- *Program, Abstracts, and Field Guide of the Pre-Conference Symposium, 2nd. Intern. Conference on Geomorphology in Frankfurt.*; Essen: 25-53.
- KELLETAT, D. (1997): Mediterranean Coastal Biogeomorphology: Processes, Forms, and Sea-Level Indicators.- *In*: BRIAND, F. & MALDONADO, A. (eds.): *Transformations and evolution of the Mediterranean coastline*.- *CIESM Science Series 3, Bulletin de l'Institut Océanographique, Monaco, No. Special*, **18**: 209-226; Monaco.
- KELLETAT, D. (1998a): Geologische Belege katastrophaler Erdkrustenbewegungen 365 AD im Raum von Kreta.- *In*: OLSHAUSEN, E. & SONNABEND, H. (Hrsg.): *Naturkatastrophen in der antiken Welt*.- *Geographica Historica*, **10**: 156-161; Stuttgart.
- KELLETAT, D. (1998b): Beachrock sensu stricto - Anmerkungen aus geomorphologischer Sicht.- *In*: HIGELKE, B. (Hrsg.) *Beiträge zur Küsten- und Meeresgeographie*.- *Festschrift H. Klug, Kieler Geographische Schriften*, **97**: 205-224.
- KELLETAT, D. & SCHELLMANN, G. (2000): Untersuchungen zur absoluten Altersstellung pleistozäner Meerespiegelstände auf Rhodos und Zypern.- *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung*, **36**: 1-21; Bremen.
- KELLETAT, D. & ZIMMERMANN, L. (1991): Verbreitung und

- Formtypen rezenter und subrezenter organischer Gesteinsbildungen an den Küsten Kretas.- *Essener Geographische Arbeiten*, **23**, Paderborn, 168 S.
- KLUG, H. (1986): Flutwellen und Risiken der Küste.- 122 S., Stuttgart (Steiner).
- NOTT, J. (1997): Extremely high wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia: determining the cause - tsunami or tropical cyclone.- *Marine Geology*, **141**: 193-207; Amsterdam.
- PAPADOPOULOS, G.A. & CHALKIS, B.J. (1984): Tsunamis observed in Greece and the surrounding area from antiquity up to the present times.- *Marine Geology*, **56**: 309-317; Amsterdam.
- PAPADOPOULOS, G.A. & S.B. PAVLIDES, (1992): The large 1956 earthquake in the South Aegean: Macroseismic field configuration, faulting, and neotectonics of Amorgos Island.- *Earth and Planetary Science Letters*, **113**: 383-396.
- PAPAZACHOS, B.C., KONTITAS, Ch., HATZIDIMITRIOU, P. M., KARACOSTAS, B.G. & PAPAIOANNOU, Ch.A. (1985): Source and short-distance progradation of the July 9, 1956 southern Aegean Tsunami.- *Marine Geology*, **65**: 343-351.
- PAPAZACHOS, B.C., KONTITAS, Ch., HATZIDIMITRIOU, P. M., KARACOSTAS, B.G. & PAPAIOANNOU, Ch.A. (1986): Tsunami hazard in Greece and the surrounding area.- *Annales Geophysicae*, **4** (B 1): 79-90.
- PERISSORATIS, C. & PAPADOPOULOS, G. (1999): Sediment instability and slumping in the southern Aegean Sea and the case history of the 1956 tsunami.- *Marine Geology*, **161**: 287-305; Amsterdam.
- PINAR, A. & KALAFAT, D. (1999): Source processes and seismotectonic implications of the 1995 and 1996 Cyprus, Eastern Mediterranean region, earthquakes.- *Tectonophysics*, **301**: 217 – 230; Amsterdam.
- POOLE, A.J., SHIMMIELD, G.B. & ROBERSTON, A.H.F. (1990): Quaternary uplift of the Troodos ophiolite, Cyprus: Uranium-series dating of Pleistocene coral.- *Geology*, **18**: 894-897.
- SATAKE, K. & IMAMURA, F. (eds.) (1995): Tsunamis: 1992 - 1994. Their Generation, Dynamics, and Hazards.- *Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH)*, **144** (3/4), Basel – Boston - Berlin (Birkhäuser).
- SIMMONS, A.H. (1994): Assessing the Radiocarbon determinations from Akrotiri Aetokremnos, Cyprus.- *In*: BAR-YOSEF, & KRA, R.S. (eds.): *Late Quaternary Chronology and Paleoclimates of the Eastern Mediterranean*.- *Radiocarbon*: 247-254; Tucson, AZ.
- SMITH, D.I., GREENAWAY, M.A. & SPATE, A.P. (1989): Measurement of Limestone Erosion in Australia using Micro-Erosion Meter.- 2. International Conference on Geomorphology, Frankfurt 1989, Abstracts.
- SOLOVIEV, S.L. (1990): Tsunamigenic Zones in the Mediterranean Sea.- *Natural Hazards*, **3**: 183-202.
- SOREN, D. (1988): The Day the World Ended at Kourion. Reconstructing an Ancient Earthquake.- *National Geographic*, **174** (1): 30-43.
- STIROS, S., MARANGO, L. & ARNOLD, M. (1994): Quaternary uplift and tilting of Amorgos Island (southern Aegean) and the 1956 earthquake.- *Earth and Planetary Science Letters*, **128**: 65-76.
- STUIVER, M., PEARSON, G.W. & BRAZIUNAS, T. (1986): Radiocarbon Age Calibration of Marine Samples Back to 9000 Cal Yr BP.- *Radiocarbon*, **28**: 980-1021.
- TALANDIER, J. & BOURROUHL-LE-JAN, F. (1988): High Energy Sedimentation in French Polynesia: Cyclone or Tsunami?.- *In*: EL-SABH, M.I. & MURTY, T.S. (eds.): *Natural and Man-Made Hazards*.- Dordrecht (Reidel): 193-199.
- TRUDGILL, S.T. (1987): Bioerosion of Intertidal Limestone, County Clare, Eire. - 3: Zonation, Process and Form.- *Marine Geology*, **74**: 111-171.
- VAN DORN, W.G. (1964): Tsunamis.- *Advances in Hydrosciences*, **2**: 1-48; New York.
- WIEGEL, R.L. (1976): Tsunamis.- *In*: COMNITZ, C. & ROSENBLUETH, E. (eds.) (1976): *Seismic Risk and Engineering Decisions*.- Amsterdam (Elsevier): 222-286.