

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

herausgegeben von

HANS BECKER, ANDREAS DIX,
KARSTEN GARLEFF, GERHARD SCHELLMANN

Schriftleitung: Astrid Jahreiß

Heft 22

GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]

Bamberger physisch-geographische Studien 2002 – 2007,

Teil I:

Holozäne Meeresspiegelschwankungen – ESR-Datierungen
aragonitischer Muschelschalen – Paläotsunamis

Bamberg 2007
Institut für Geographie an der Universität Bamberg
im Selbstverlag

Bamberger physisch-geographische Studien 2002 – 2007,

Teil I:

Holozäne Meeresspiegelveränderungen – ESR Datierungen
aragonitischer Muschelschalen – Paläotsunamis

von

GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]

Mit 26 Tabellen, 56 Abbildungen und 20 Photos

Bamberg 2007
Institut für Geographie an der Universität Bamberg
im Selbstverlag

ISSN 0344-6557 (Bamberger Geographische Schriften)

Die Bamberger Geographischen Schriften
erscheinen im Auftrag
des Präsidenten der Universität Bamberg
mit Unterstützung
des Universitätsbundes Bamberg e.V.

© 2007 Institut für Geographie an der Universität Bamberg

Druck und Bindearbeiten:
Druck & Medien Späthling, 95163 Weißenstadt

Vorwort

Der vorliegende Band ist der erste Teil einer Reihe physisch-geographischer Studien, die in den Jahren 2002 bis 2007 am Lehrstuhl für Physische Geographie und Landschaftskunde der Otto-Friedrich-Universität Bamberg und in enger Kooperation mit den in den einzelnen Beiträgen genannten Kollegen entstanden sind. Im Vordergrund dieses Bandes stehen international relevante Forschungsthemen von der Rekonstruktion holozäner Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste über die Möglichkeiten und Grenzen der ESR-Altersbestimmung fossiler aragonitischer Muschelschalen bis hin zur Frage einer potentiellen Tsunamigefahr an den verschiedenen Küsten des Mittelmeerraumes, rekonstruiert aus Quellenstudien bisher bekannter Paläotsunamis. Ein zweiter für das kommende Jahr geplanter Band wird sich dann mit regionalen Studien zur Flußgeschichte einiger Alpenvorlandtäler im Quartär befassen.

Die aufwendigen Gelände- und Laborarbeiten wären ohne finanzielle Unterstützungen durch die DFG und die Universität Bamberg nicht möglich gewesen, wofür an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Besonderen Dank gebührt allen Mitarbeiter am hiesigen Lehrstuhl und nicht zuletzt den beteiligten Kollegen und ihren Mitarbeitern, die tatkräftig die hier vorgestellten Studien unterstützt haben. Meines Erachtens verdeutlicht auch dieser Band, dass in den Geowissenschaften interuniversitäre Kooperationen selbstverständlich sind, auch dann, wenn die beteiligten Lehrstühle ganz unterschiedliche Größen und Ausstattungen haben. Ich wünsche uns allen, das dieser Wissenschaftsgeist auch in der Zukunft erhalten bleibt.

Bamberg, den 6. November 2007

Gerhard Schellmann

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	V
Inhaltsverzeichnis	VII
GERHARD SCHELLMANN & ULRICH RADTKE	
Neue Befunde zur Verbreitung und chronostratigraphischen Gliederung holozäner Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste (Argentinien) – Zeugnisse holozäner Meeresspiegelveränderungen	
	1
HELMUT BRÜCKNER, GERHARD SCHELLMANN, GERD DAUT, ROLAND MÄUSBACHER, ENRIQUE SCHNACK & HEIKE SCHNEIDER	
Erste Befunde zu Veränderungen des holozänen Meeresspiegels und zur Größenordnung holozäner ¹⁴ C-Reservoireffekte im Bereich des Golfo San José (Península Valdés, Argentinien)	
	93
GERHARD SCHELLMANN & ULRICH RADTKE	
Zur ESR – Datierung holozäner und jungpleistozäner Muschelschalen – aktuelle Möglichkeiten und Grenzen	
	113
PATRICK SCHIELEIN, JOCHEN ZSCHAU, HEIKO WOITH & GERHARD SCHELLMANN	
Tsunamigefährdung im Mittelmeer – Eine Analyse geomorphologischer und historischer Zeugnisse	
	153

Neue Befunde zur Verbreitung und chronostratigraphischen Gliederung holozäner Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste (Argentinien) – Zeugnisse holozäner Meeresspiegelveränderungen

Gerhard SCHELLMANN¹ & Ulrich RADTKE²

Abstract

Geomorphologic and chronostratigraphic investigations in various coastal localities along the Mid and South Patagonian Atlantic coast, from Bahía Vera (44° S) in the north to San Julián (49° S) in the south, substantiate a rich sequence of Holocene beach ridge systems and littoral and valley mouth terraces. Their formation ages were determined with numerous ¹⁴C-datings on embedded articulated mollusc shells. The modern surface elevation of the various littoral forms above the current high tide water level (hTw) depends, on the one hand, on the respective formation environment: whether it was a surf protected low-energy, or a surf exposed high-energy, or a fluvio-littoral environment. On the other hand, it is the result of a) a temporally limited, mainly during the Holocene, perhaps also the Late Glacial hydro-isostatic uplifting of the coast on the magnitude of ca. 0.3 – 0.4 mm/a, and b) at least two eustatic sea level drops since the Middle Holocene transgression maximum, which happened between 6200 – 6000 ¹⁴C BP and between 2600 – 2400 ¹⁴C BP.

All in all, the early Holocene sea level rise reached the modern coastline at approximately 8100 ¹⁴C-years ago, the highest absolute sea level along the Patagonian Atlantic coast was reached at least 6900 ¹⁴C years ago and lasted from 6900 to ca. 6200 ¹⁴C BP. Sea-level was approx. 2 to at the most 3 m above the current high tide water level. The relative fall of the sea level since then is additionally increased due to the slow hydro-isostatic uplifting of the coast. Consequently, beach ridge formations along the Patagonian Atlantic coast, which developed during the early Middle Holocene transgression maximum in surf exposed coastal positions, have unusually extreme elevations of up to 10 m above the current high tide water level. Even the surfaces of early Middle Holocene littoral forms, which developed as valley mouth terraces or littoral terraces in surf protected coastal positions, have elevations of 5 to 6.5 m above

¹ Institut für Geographie, Universität Bamberg, D-96045 Bamberg, gerhard.schellmann@uni-bamberg.de

² Geographisches Institut, Universität zu Köln, D-50923 Köln

modern high tide water level.

In a wider regional context large similarities can be seen in the general course of the relative Hooocene sea level development along the Argentinian and Patagonian Atlantic coast. The early Holocene sea level rise, the early Middle Holocene transgression maximum with a sea level that was several metres higher than today's level and a general drop in the sea level since then are such similarities. Whether this sea-level decline was continual or with two or more discrete drops, is not known in many coastal areas due to the lack of corresponding detailed geomorphologic and chronostratigraphic detail surveys and thus suggests the need for further investigations.

1. Einleitung

Meeresspiegelveränderungen und dadurch ausgelöste Verschiebungen der Küstenlinien sind ein prägendes Element des quartären Eiszeitalters. Die Küstenbewohner auf unserer Erde leben sicherlich seit der Landnahme ihres dortigen Siedlungsraumes in dem Bewusstsein, dass Meeresspiegel und Strandlinien über Zeiträume von Generationen betrachtet keine stabilen Größen sind, sondern dass es Zeiten gibt, in denen sich das Meer bzw. die Küstenlinie landeinwärts bewegt oder auch meerwärts verschiebt. Meeresspiegelschwankungen und Strandverschiebungen stellen insofern nicht eine „Erfindung“ aktueller Diskussionen über potentielle Folgen einer globalen Klimaerwärmung dar. In den Geowissenschaften sind sie schon immer ein wichtiger Untersuchungsgegenstand gewesen. Nach KELLETAT (1998: 12) behandelten etwa ein Viertel aller Beiträge, die zwischen 1987 und 1997 von deutschen Geowissenschaftlern publiziert wurden, pleistozäne und holozäne Küstenformen sowie Meeresspiegelveränderungen und neotektonische Bewegungen im Küstenraum.

Neben der reinen Messung von Strandverschiebungen wird fast immer auch die Frage nach den Ursachen solcher Vorgänge gestellt. Dabei werden vor allem glazial- und thermo-eustatische Veränderungen der absoluten Lage des Meeresspiegels, glazial- und hydro-isostatische („glazio-hydro-isostatische“) Bewegungen des Landes, epirogene oder bruchtektonische Verstellungen der Küstenzone oder auch lokale Phänomene wie Sedimentkompaktion, sedimentärer Küstenvorbau oder Küstenerosion als potentielle Ursachen diskutiert. Da die Rekonstruktion des Anteils eustatischer, vor allem glazial- und thermo-eustatischer Veränderungen des Meeresspiegels besonders schwierig ist, gibt es bis heute keine allgemein anerkannte eustatische, also „absolute“ Paläo-Meeresspiegelkurve, weder für das Holozän, noch für die älteren

pleistozänen Warmzeiten. Einen globalen, durchaus noch nicht veralteten Überblick geben die Lehrbücher von PIRAZZOLI (1991; ders. 1996) oder KELLETAT (1999). Obwohl seitdem zahlreiche weitere regionale Küstenstudien vorliegen, fehlen immer noch chronostratigraphisch gut abgesicherte Regionalstudien aus verschiedenen Küstenräumen der Erde. Erst aus der Zusammenschau solcher regionalen Meeresspiegelkurven wird es möglich sein, eine eustatische Meeresspiegelkurve für die Vergangenheit zu rekonstruieren und damit Informationen über bedeutende Klimaeinschnitte in der jüngeren Erdgeschichte zu erhalten.

Wichtig sind geomorphologische und geochronologische Regionalstudien zudem, weil sie die Datenbasis und das Korrekturmaß für glazio-hydro-isostatische Modelle bilden. Ziel solcher Modelle ist es, Ursache und Ausmaß vergangener Meeresspiegelveränderungen an den Küsten der Erde im regionalen Maßstab zu erfassen, um damit zukünftige Veränderungen besser quantifizieren zu können. Für die patagonische Atlantikküste liegen solche Modellberechnungen für den Zeitraum seit dem letzten Hochglazial u. a. von MILNE et al. (2005), PELTIER (2002), GUILDERSON et al. (2000), ROSTAMI et al. (2000) sowie CLARK & BLOOM (1979) vor.

Aber unabhängig davon, was letztendlich die Ursache von Meeresspiegelbewegungen ist, sobald der globale Meeresspiegel steigt oder fällt, das Land sich hebt bzw. senkt, die Küste und die dort ablaufenden litoralen Prozesse werden sich ebenso wie die Küstenbewohner entsprechend darauf einstellen. Die regional unterschiedliche Anfälligkeit der argentinischen Atlantikküste für Folgewirkungen eines aktuell und wahrscheinlich auch zukünftig steigenden Meeresspiegels, ausgelöst durch einen anthropogen verstärkten Treibhauseffekt, beschreiben u.a. KOKOT et al. (2004), LANFREDI et al. (1998) sowie SCHNACK (1993). Während in kurzen Betrachtungszeiträumen von einigen Jahren und wenigen Jahrzehnten vor allem lokal wechselnde Phänomene der Küstenerosion oder Sedimentanlandung wichtig für konkrete Maßnahmen des Küstenschutzes sind, ist bei der Planung mittel- und langfristig ausgerichteter Maßnahmen des Küstenschutzes eine Abschätzung der zu erwartenden örtlichen Meeresspiegel- und Tideveränderungen nicht unerheblich. Letztere unterliegen vielen Einflussfaktoren, wobei vor allem lokal und regional wirksame und sehr langsam ablaufende isostatische, epirogene, bruchtektonische oder sediment-kompaktive Vorgänge eustatische Meeresspiegelbewegungen modifizieren, d.h. diese entweder verstärken oder abschwächen. Die Interpretation dieses zukünftigen lokalen und regionalen Zusammenspiels von Land und Meer ist daher erst durch die Rekonstruktion dieser Vorgänge, wie sie in der jüngeren geologischen Vergangenheit stattgefunden

haben, möglich. Gehobene oder überflutete litorale Formen und Ablagerungen sind dabei wichtige Zeugnisse und Archive von Paläomeeresspiegelbewegungen.

Die Bedeutung der patagonischen Atlantikküste für die Quantifizierung von Paläomeeresspiegelveränderungen liegt u.a. darin, dass sich diese Küste entlang eines relativ stabilen Kontinentalrandes erstreckt, der zu den tektonisch stabilsten Küstengebieten dieser Erde zählt (u.a. SCHELLMANN 1998a). Damit ist eine wichtige Voraussetzung für die Erforschung und Quantifizierung absoluter Meeresspiegelveränderungen vorhanden. Natürlich existieren lokal Küstengebiete, wie u.a. in der Verlängerung des Gran Bajo de San Julián und wahrscheinlich auch im Bereich der Península Valdés (Abb. 1), die sich in ihrem tektonischen Verhalten deutlich von der schwachen tektonischen Hebungstendenz der Umgebung unterscheiden. Sie können anhand der vom generellen Trend abweichenden Höhenlagen ihrer mittel- und jungpleistozänen Küstenterrassen erkannt werden (s.u.; SCHELLMANN 1998a; 1998b).

Ein weiterer Aspekt, der ebenfalls dazu auffordert, auch zukünftig litorale Untersuchungen an der patagonischen Atlantikküste durchzuführen, um mehr Informationen über die regionale und globale Umwelt- und Klimageschichte zu erhalten, ist der, dass vor Argentinien zwei unterschiedliche Meeresströmungen zusammentreffen. Von Süden kommend fließt der kalte Falkland (Malvinas)-Strom (Jahresmitteltemperaturen 4 - 11°C, Salzgehalte 33,8 - 34‰; Zahlen nach AGUIRRE et al. 2006a: 108) vor der patagonischen Küste nach Norden und trifft aktuell auf der Höhe des Golfo Nuevo (ca. 43°s. Br.) nördlich der Península Valdés auf den nach Süden strömenden warmen Brasilstrom (Jahresmitteltemperaturen 8 - 24°C, Salzgehalt 34,5 - 36‰; Zahlen nach AGUIRRE et al. 2006a: 108). Bisher ist nur sehr rudimentär bekannt, inwieweit sich stärkere und schwächere Klimaschwankungen der Vergangenheit auf die Breitenkreislage der Konfluenz beider Meeresströmungen ausgewirkt haben. Paläozoologische Arbeiten über die Verbreitung von Molluskenarten in holozänen sowie jung- und mittelpleistozänen Küstenterrassen (u.a. AGUIRRE et al. 2006b; AGUIRRE et al. 2005; AGUIRRE 2003) weisen auf derartige Verlagerungen hin. Danach sollen an der mittelpatagonischen Küste zwischen der Bahía Vera und der Bahía Bustamante als Folge eines weiter nach Süden reichenden Brasilstromes wärmere Meerestemperaturen vor allem vor ca. 400 ka (MIS 11), aber auch während des holozänen Klimaoptimums vor etwa 5 - 8 ka geherrscht haben (AGUIRRE et al. 2006b). Während der Hochstände des letzten und vorletzten Interglazials (MIS 5e, MIS 7) sollen dagegen die Meerestemperaturen den heutigen geähnelt haben oder etwas wärmer gewesen sein (AGUIRRE et al. 2005). Die ebenfalls noch im letzten Interglazial, aber

erst nach dem Transgressionsmaximum bei bereits abgesunkenem relativen Meeresspiegel gebildeten T2_[5]-Strandwallssysteme bei Camarones (Lokalität Pa 47 in SCHELLMANN 1998a, SCHELLMANN & RADTKE 2000) besitzen nach AGUIRRE et al. (2006b: 279) eine Molluskengemeinschaft, die auf Meerestemperaturen ähnlich den heutigen Bedingungen hinweisen. Letzteres ist aber unseres Erachtens noch kein Beleg dafür, dass die Strandwälle erst im MIS 5a oder MIS 5c gebildet wurden, wie dieses von AGUIRRE et al. (2006b: 279) angenommen wird. Die etwas kälteren, den heutigen Meerestemperaturen ähnelnden Bedingungen können sicherlich auch schon am Ausgang des MIS 5e existiert haben. Leider konnten auch die inzwischen durchgeführten zusätzlichen ESR-Datierungen an beidschaligen Muscheln aus den letztinterglazialen T3_[5]- und T1_[5]-Strandwallssystemen bei Bustamante in Hinblick auf deren exakte chronostratigraphische Einstufung nicht weiterhelfen (s.u.). Daher bleibt weiter offen, ob die bei Camarones und Bustamante nach dem Transgressionsmaximum entstandenen letzt- und vorletzt-interglazialen Strandwallssysteme T3_[7], T2_[7], T2_[5] und T1_[5] noch am Ausgang des jeweiligen Meeresspiegelhochstandes MIS 7 bzw. MIS 5 oder erst während der nachfolgenden Submaxima MIS 7c und MIS 7a bzw. MIS 5c und MIS 5a entstanden sind. Geht man davon aus, dass während dieser Submaxima der globale Meeresspiegel etwa 20 ± 5 m tiefer lag als heute, wie u.a. von SCHELLMANN & RADTKE (2004: 99ff.) sowie RADTKE & SCHELLMANN (2005) von der Karibikinsel Barbados abgeleitet wurde, dann ist die oben mutmaßlich angezeigte Parallelisierung nicht möglich (SCHELLMANN & RADTKE 2000). Akzeptiert man dagegen die Auffassung von COYNE et al. (2007), die sich auf entsprechende Untersuchungen auf der Karibikinsel Grand Cayman stützt, wonach der Meeresspiegel während des MIS 5c und 5a sogar wenige Meter höher war als heute, dann wäre eine entsprechende Parallelisierung natürlich möglich. Dieses Beispiel verdeutlicht die großen Unsicherheiten, die immer noch bei der Rekonstruktion eustatischer Meeresspiegel-lagen selbst in der jüngeren erdgeschichtlichen Vergangenheit bestehen.

In den Jahren 2002 - 2005 konnten im Rahmen eines DFG-Projektes (Sche 465/2-1) weitere geomorphologische Detailkartierungen, sedimentologische Aufnahmen sowie chronostratigraphische Einstufungen (konv. und AMS-¹⁴C-Datierungen) von Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste durchgeführt werden, in deren Fokus holozäne Strandbildungen standen. Diesen Neuaufnahmen gingen Untersuchungen in den 1990'er Jahren voraus, deren thematischer Schwerpunkt allerdings auf der Kartierung und geochronologischen Alterseinstufung (vor allem mit Hilfe von ESR-Datierungen) jung- und mittelpleistozäner Küstenterrassen lag (u.a.

SCHELLMANN 1998a; ders. 1998b; ders. 2000; SCHELLMANN & RADTKE 2000). Zwar konnte dadurch bereits das große Potential solcher Untersuchungen für die Rekonstruktion relativer Meeresspiegelveränderungen aufgezeigt werden, aber die Ursachen bzw. die Anteile von eustatischen (glazial- und thermo-eustatischen), isostatischen (glazial- oder hydro-isostatischen) und tektonischen (epirogenen oder bruchtektonischen) Impulsen an den konstatierten warmzeitlichen Meeresspiegelbewegungen während der letzten drei Interglaziale (MIS 1, MIS 5, MIS 7) blieben unklar. Immerhin konnte eine stärkere epirogene wie auch eine stärkere glazial-tektonische Hebung der mittel- und südpatagonischen Küste seit dem Mittelpleistozän ausgeschlossen und lokal begrenzte Gebiete mit bruchtektonischen Verstärkungen nachgewiesen werden. Allerdings blieb ungeklärt, welche Anteile eustatische und hydro-isostatische Faktoren an den festgestellten Meeresspiegelveränderungen hatten und inwieweit Veränderungen von Tiden und Wind die lokale und regionale Höhenlage des Meeresspiegels beeinflusst haben (u.a. SCHELLMANN 2000: 108; SCHELLMANN & RADTKE 2003b). Vor allem die relativ hohe Lage mittelholozäner Strandbildungen, die bei Ausschluss bedeutenderer Landhebungen auf ein bis zu 5 m höheres Tidehochwasser vor etwa 6600 ¹⁴C BP hinweisen (SCHELLMANN & RADTKE 2003b), widersprechen Befunden aus anderen glazio-hydro-isostatisch wenig beeinflussten Regionen der Erde, wie z. B. der Karibik (u.a. BARD et al. 1990; LIGHTY et al. 1982) oder dem Pazifik (u.a. WOODROFFE 2005). Dort lag der Meeresspiegel mit hoher Wahrscheinlichkeit während des holozänen Transgressionsmaximums im heutigen Meeresniveau oder nur geringfügig darüber.

1.1 Lage der untersuchten Küstenlokalitäten an der patagonischen Atlantikküste

Im Einzelnen konzentrierten sich die aktuellen Untersuchungen auf fünf Küstenlokalitäten an der mittelpatagonischen Atlantikküste zwischen der Bahía Vera im Norden und der Ría Deseado im Süden (Abb. 1). Von den Lokalitäten Bahía Vera und Ría Deseado existierten bisher keine morpho- und chronostratigraphischen Untersuchungen zu den dort verbreiteten holozänen Küstenterrassen. In den Lokalitäten Bahía Camarones, Bahía Bustamante und Caleta Malaspina wurde der Kenntnisstand vor allem zur Verbreitung und Altersstellung der holozänen Terrassen so weit abgesichert, dass diese Küstengebiete als Typuslokalitäten für die holozänen bis mittelpleistozänen Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Küste dienen können. Im Küstenabschnitt nördlich und südlich von Caleta Olivia konnten weitere Lokalitäten mit holo-



Abb. 1:
Lage der untersuchten Küsten-
lokalitäten an der mittel- und süd-
patagonischen Atlantikküste mit
Amplitude (m) des Springtide-
hubs.

zänen bzw. jungpleistozänen Küstenterrassen datiert werden. An der südpatagonischen Küste wurde bei San Julián erstmalig die mittelholozäne H1a-Strandterrasse in einer ähnlichen Höhenlage wie an der mittelpatagonischen Küste nachgewiesen und datiert (Kap. 3.8). Damit ist belegt, dass es im Senkungsgebiet des Gran Bajo de San Julián (SCHELLMANN 1998a) mindestens seit dem Mittelholozän keine bedeutende tektonische Absenkung mehr gegeben hat. Zudem konnte das Alter der dort in der sog. „Hundertstrände-Bucht“ in großer Ausdehnung erhaltenen jungholozänen Strandwälle über die Datierung weiterer beidschalig eingelagerter Muschelschalen abgesichert

werden (Kap. 3.8; SCHELLMANN & RADTKE 2003b). Die Datierung zusätzlicher beidschaliger Muscheln aus letztinterglazialen Strandwallsystemen südlich von Caleta Olivia (Kap. 3.6: Lokalität „Pa02/27“) sowie bei Bustamante (Kap. 3.5: Lokalitäten „Pa04/3“ und „Pa04/5“) bestätigen die bisherige Auffassung einer in der Summe geringen Heraushebung der Küste seit dieser Zeit. Die Frage, welchen Anteil daran glazial- und hydro-isostatische Bewegungen haben, wird in Kap. 4 diskutiert.

1.2. Möglichkeiten und Probleme der Altersdatierung litoraler Sedimente an der patagonischen Atlantikküste und der marine ^{14}C -Reservoireffekt

Eine Besonderheit der meist extrem grobklastischen litoralen Ablagerungen an der patagonischen Atlantikküste ist das Phänomen, dass diese durchaus auch beidschalig eingesedimentierte Muschelschalen und sogar sehr zerbrechliche Schalen der Gattungen *Mytilus edulis* (Photo 1), *Mytilus magellanicus*, *Ensis macha*, *Brachidontes purpuratus* oder *Aulacomya atra* führen können. Sie sind heute noch beidschalig erhalten, obwohl deren Schloßmuskulatur lange schon verwest ist. Bei einer leichten Lageveränderung der Schalen würden sie auseinander fallen. Das bedeutet aber, dass die relativ schnell nach dem Absterben verweste Schlossmuskulatur noch vorhanden



Photo 1:
Beidschalige Muschelschalen der Gattung *Mytilus edulis* eingelagert in kiesigen Strandablagerungen der mittelholozänen H1a-Strandterrasse südlich von Camarones (Kap. 3.4: Lokalität Pa02/7a).

war, als die Muschelschalen von Sturmwellen an den Strand geworfen wurden. Da diese seit der Verwesung der Schloßmuskulatur bei einer weiteren Umlagerung auseinander fallen würden, sind sie ohne Zweifel als *in situ* befindlich anzusehen. Das bestätigen Paralleldatierungen mehrerer, beidschalig in einer Sedimentlage eingelagerter Muschelschalen (Tab. 1). Sie besitzen bei Berücksichtigung des ^{14}C -Fehlerintervalls nahezu identische Alter.

Die Aufsammlung und Datierung mehrerer, noch mit beiden Schalen in einer Sedimentlage eingelagerter, und damit annähernd (wenige Jahre bis Jahrzehnte) altersgleicher Muscheln (Tab. 1) bietet die einzigartige Möglichkeit, die Genauigkeit von Datierungsmethoden zu überprüfen. Dadurch kann direkt aufgezeigt werden, inwieweit ein Altersbestimmungsverfahren zunächst einmal überhaupt in der Lage ist, deren annähernde Altersgleichheit zu reproduzieren. Bei der Datierung von Einzelschalen ist das nicht möglich, da diese mehrfach umgelagert und damit selbst innerhalb einer Sedimentlage unterschiedlich alt sein können. Im günstigsten Fall kann deren Altersdatierung lediglich ein grobes Maximalalter für die Ablagerung der umgebenden Sedimente liefern.

Weitere, traditionelle Möglichkeiten, um die Qualität von Datierungsverfahren zu überprüfen, reichen von entsprechend dichten Beprobungen und Datierungen von mehreren Sedimentlagen innerhalb eines litoralen Sedimentkörpers bis hin zu geomorphologischen Detailkartierungen des morphostratigraphischen Kontextes.

Von den aktuell zur Verfügung stehenden numerischen Datierungsverfahren an holozänen Muschelschalen wird die Radiokohlenstoff (^{14}C)-Methode sicherlich auch in naher Zukunft die wirtschaftlich effizienteste und von der Qualität her genaueste Datierungsmethode bleiben. Eine Datierung mit Hilfe der ESR-Methode bleibt leider, trotz aller methodischen Verbesserungen, weiterhin unbefriedigend (SCHELLMANN & RADTKE in diesem Band; SCHELLMANN et al. im Druck). Leider können auch ^{14}C -Datierungen holozäner Muschelschalen vor allem als Folge mariner ^{14}C -Reservoir-effekte um mehrere Jahrhunderte zu alt sein. Über die Ausmaße dieses ^{14}C -Reservoir-effektes und seinen räumlichen und zeitlichen Schwankungen in der Vergangenheit ist von der patagonischen Atlantikküste nur sehr wenig bekannt.

Im globalen Mittel liegt der heutige marine ^{14}C -Reservoir-effekt im ozeanischen Oberflächenwasser für die letzten 10,500 Kalenderjahre bei etwa 405 Jahren (HUGHEN et al. 2004). Nach Messungen von BROECKER & OLSON (1961) besitzt der Falklandstrom im Oberflächenwasser einen kernwaffenbereinigten ^{14}C -Reservoirwert

Tab. 1: ^{14}C -Alter an beidschaligen Muscheln, die aus einer Sedimentlage geborgen wurden (Pa Nr. = Lokalität; Pa Nr. a = Sedimentlage a; Pa Nr a*1 = Lokalität Pa Nr, Sedimentlage a, Muschelschale 1).

Bahia Vera					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa02/8b*1	-2,8	Erl-6475	3255 ± 46 BP	2938-3231	<i>Tegula sp.</i>
Pa02/8b*2	-2,8	Erl-6811	3215 ± 52 BP	2870-3192	<i>Tegula sp.</i>
Camarones Süd					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa 02/14b*1	-1,4	Hd-23253	6293 ± 55 BP	6620-6898	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 02/14b*2	-1,4	Hd-23508	6267 ± 45 BP	6609-6849	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 02/14b*3	-1,4	Hd-23692	6434 ± 42 BP	6785-7056	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 02/14b*4	-1,4	Hd-23675	6284 ± 42 BP	6633-6858	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 33*5	-0,2	Hd-18241	6663 ± 59 BP	7024-7317	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 33*1	-1	Hd-16502	6708 ± 46 BP	7145-7349	<i>Protothaca ant.</i>
Caleta Malaspina, Bustamante					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa 58*3	-3	Hd-17683	4420 ± 80 BP	4398-4807	<i>Protothaca sp.</i>
Pa 58*4	-3	Hd-18397	4473 ± 40 BP	4531-4795	<i>Protothaca sp.</i>
Pa 57*4	-0,5/-1,5	Hd-17718	5380 ± 70 BP	5598-5894	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 57*3	-0,5/-1,5	Hd-18397	5424 ± 40 BP	5693-5898	<i>Protothaca ant.</i>
Pa04/15a	-0,7	Hd-23661	6703 ± 42 BP	7144-7328	<i>Protothaca ant.</i>
Pa04/15b	-1	Hd-23690	6726 ± 36 BP	7161-7343	<i>Protothaca ant.</i>
Caleta Olivia					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa 72*3	-0,6	Hd-18473	5240 ± 50 BP	5479-5711	<i>Protothaca ant.</i>
Pa 72*1	-0,6	Hd-16509	5381 ± 60 BP	5612-5887	<i>Protothaca ant.</i>
Ría Deseado					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa02/18*1	-1,4	Erl-5718	2392 ± 51 BP	1877-2153	<i>Mytilus edulis</i>
Pa02/18*2	-1,4	Erl-6478	2383 ± 43 BP	1891-2127	<i>Brachidontes purp.</i>
Pa02/20*1	-0,6	Erl-5720	3396 ± 51 BP	3123-3392	<i>Mytilus edulis</i>
Pa02/20*2	-0,8	Erl-6479	3467 ± 40 BP	3241-3445	<i>Mytilus edulis</i>
Pa02/21*1	-0,4	Erl-5721	4337 ± 53 BP	4304-4639	<i>Mytilus edulis</i>
Pa02/21*2	-0,5	Erl-6480	4404 ± 44 BP	4416-4766	<i>Mytilus edulis</i>
San Julián Nord					
Lokalität	Tiefe (m)	^{14}C -Lab. Nr.	^{14}C Alter BP (nicht kalibriert)	cal ^{14}C BP* (2 Sigma)	Gattung, Art
Pa02/24a*2	-1,3	Erl-6813	6315 ± 54 BP	6644-6918	<i>Mytilus edulis</i>
Pa02/24a*1	-1,3	Hd-23231	6392 ± 46 BP	6735-6991	<i>Mytilus edulis</i>

* kalibriert mit: MARINE04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

mariner ^{14}C -Reservoirereffekt von 400 Jahren (Hughen et al. 2004, Radiocarbon 46: 1059-1086)

Pa02/8b*1 = Lokalität Pa02/8, Sedimentlage 8b, Muschel Nr. 1

von etwa 560 - 600 Jahren. CORDERO et al. (2003: Table 2) berichten, dass die aktuellen ^{14}C -Reservoirwerte im Oberflächenwasser an der offenen nordpatagonischen Atlantikküste je nach Küstenstandort zwischen 230 bis 566 Jahren, an der mittel- und südpatagonischen Küste nördlich des Río Santa Cruz Größenordnungen von 355 bis 529 Jahren besitzen. In geschützten Meeresbuchten sollen sie teilweise aber auch deutlich niedriger liegen. Die Variationsbreite liegt insgesamt im Rahmen der von HUGHEN et al. (2004: Figure 4) für die vergangenen 3000 Kalenderjahre modellierten globalen marinen ^{14}C -Reservoirschwankungen von etwa 280 - 490 Jahren.

Dennoch bleiben Zweifel an dem von CORDERO et al. (2003) verwendeten Verfahren. Ihre aktuellen marinen ^{14}C -Reservoirbestimmungen resultieren aus dem Vergleich der ^{14}C -Gehalte rezenter Aufsammlungen mariner Muschelschalen und Landpflanzen. Leider sind die gemessenen ^{14}C -Aktivitäten nicht publiziert, so dass das Verfahren im Detail nicht ersichtlich ist.

Einen ähnlichen Ansatz haben auch wir im Rahmen dieses Projektes verfolgt. Aber bereits die ersten Messungen der ^{14}C -Gehalte von jeweils 2 rezenten Muschelschalen der Gattung *Protothaca antiqua*, die von uns im Jahr 1994 bzw. 2004 an der mittelpatagonischen Atlantikküste aufgesammelt wurden, zeigten Unerwartetes. Bei allen 4 Proben handelt es sich um beidschalige Muschelschalen derselben Gattung. Alle Schalen enthielten bei ihrer Aufsammlung noch den eingetrockneten Weichkörper der Muschel, so dass sie sicherlich erst wenige Tage oder Wochen zuvor gestorben und von den Wellen an den Strand geworfen wurden.

Zu unserem Erstaunen sind in allen 4 Schalen (Tab. 2) die ^{14}C -Gehalte im Vergleich mit den während ihrer Aufsammlung bereits deutlich erniedrigten atmosphärischen ^{14}C -Gehalten von etwa $120 \delta^{14}\text{CO}_2 (‰)$ (Nordhemisphäre 1994) bzw. $64 \delta^{14}\text{CO}_2 (‰)$ (Nordhemisphäre Dez. 2003) (LEVIN & KROMER 2004: Table 1) deutlich erhöht. Zudem sind zwischen den Kollektionen aus den Jahren 1994 und 2004 keine signifikanten Unterschiede der ^{14}C -Gehalte erkennbar. Eigentlich sollten aber die ^{14}C -

Tab. 2: ^{14}C -Gehalte rezenter Muschelschalen von der mittelpatagonischen Atlantikküste.

Proben-Nr.	Jahr der Beprobung	Lokalität	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{14}\text{C}$	Labor-Nr.	Gattung, Art
04-rez.*1	2004	Caleta Malaspina	1,71	155 ± 4	Hd-23493	<i>Protothaca antiqua</i>
04-rez.*2	2004	Caleta Malaspina	0,2	131 ± 4	Hd-23615	<i>Protothaca antiqua</i>
D6691	1994	Camarones S	0,45	136 ± 7	Hd-16809	<i>Protothaca antiqua</i>
D6699	1994	Bustamante	0,5	172 ± 5	Hd-20303	<i>Protothaca antiqua</i>

$\delta^{14}\text{C}$: $\delta^{13}\text{C}$ korrigierte $\delta^{14}\text{C}$ -Werte in Promille, relativ zur NBS Oxalsäureaktivität, zerfallskorrigiert (Stuiver & Pollach 1977)

Hd-Nr.: ^{14}C -Labornummer, Universität Heidelberg, Dr. Bernd Kromer

Gehalte rezenter Muschelschalen „reservoirbedingt“ eher niedriger sein als die atmosphärischen Gehalte. Ebenso sollten die Muschelschalen aus dem Aufsammlungsjahr 2004 deutlich niedrigere Gehalte besitzen als die aus dem Jahre 1994.

Für diese unerwarteten Ergebnisse bieten sich folgende beide Erklärungen an. Die ^{14}C -Gehalte der rezenteren Muschelschalen wurden ebenso wie auch von CORDERO et al. (2003) an einer ganzen Hälfte einer Muschelschale bestimmt (^{14}C -Messungen: Dr. Bernd Kromer, Universität Heidelberg). Sie sind also eine Mittelung des während der mehrjährigen Wachstumszeit von der Muschelschale aufgenommenen $^{14}\text{CO}_2$. Berücksichtigt man, dass immer noch eine sehr hohe kernwaffenbedingte ^{14}C -Aktivitätsrate (Zerfallsrate) in unserer Umwelt existiert, dann könnten die unterschiedlichen ^{14}C -Gehalte in den im Jahre 2004 bzw. im Jahre 1994 aufgesammelten Muschelschalen allein durch das unterschiedliche Lebensalter der untersuchten Muschelschalen verursacht sein.

Eine Abschätzung des Lebensalters der Muschel *Protothaca antiqua* ist mit Hilfe von Veränderungen der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und Sr/Ca-Verhältnisse in Wachstumsrichtung der Oberschale möglich. Abb. 2 zeigt solche signifikanten Jahresrhythmen einer großen rezenteren Muschelschale der Gattung *Protothaca antiqua* von der Lokalität Bahía Vera nördlich von Camarones. Danach erreichte diese Muschelschale eine Lebenszeit von etwa 6 - 9 Jahren. Messungen an mehreren Muschelschalen belegten ebenfalls, dass große und mittelgroße (ca. 4 - 8 cm) Schalen der Gattung *Protothaca antiqua*

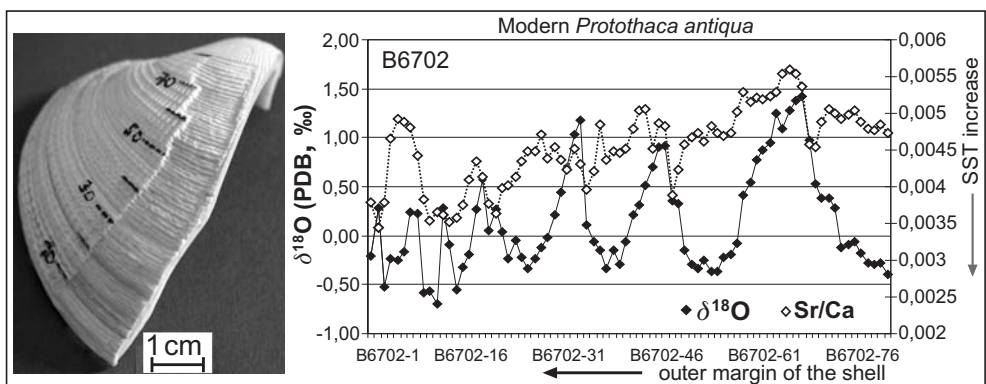


Abb. 2: Sauerstoffisotopen- ($\delta^{18}\text{O}$) und Sr/Ca-Gehalte einer rezenteren Muschelschale (K6702) der Gattung *Protothaca antiqua*. Die Muschelschale wurde in Wachstumsrichtung der Oberschale von außen (B6702-1) nach innen (B6702-80) beprobt (siehe Photo). Die massenspektrometrische Bestimmung der $\delta^{18}\text{O}$ - und Sr/Ca-Gehalte wurden dankenswerterweise von Dr. A. Lücke, Forschungszentrum Jülich durchgeführt.

nur etwa 5 - 10 Jahre alt sind. Bei einer Bestimmung des ^{14}C -Gehaltes an einer ganzen Muschelschale reicht selbst dieses relativ kurze Lebensalter augenscheinlich aus, um als Folge der kernwaffenbedingten hohen atmosphärischen ^{14}C -Zerfallsrate von 20‰/a (1984) bzw. derzeit etwa 5‰/a (LEVIN & KROMER 2004: Table 1) und als Folge einer „Mittelung“ der Lebensjahre der Muschel insgesamt deutlich erhöhte ^{14}C -Gehalte von einigen 10er Promille vorzufinden.

Ein weiterer Grund für den erhöhten ^{14}C -Gehalt in der Muschelschale könnte in den vor der patagonischen Atlantikküste weit verbreiteten sublitoralen Algenwäldern liegen. Mit der langsamen Zersetzung abgestorbener Algen wird wahrscheinlich der stetige Abbau des atmosphärischen ^{14}C -Bombenreservoirs im sublitoralen Lebensraum der Muschelschalen stark gedämpft.

Beide Aspekte weisen darauf hin, dass eine Rekonstruktion des marinen ^{14}C -Reservoir-effektes mittels rezenter Muschelschalen wahrscheinlich nur dann möglich sein wird, wenn das „Lebensalter der Muschelschale“ und der „organische ^{14}C -Bombenreservoir-effekt in der Küstenzone“ bekannt sind. Das bedeutet, dass für solche Fragestellungen nur der ^{14}C -Gehalt in einer einjährigen Anwachszone einer Muschelschale bestimmt werden sollte, wobei zusätzlich während des Wuchszeitraumes dieser Anwachszone Wasserproben genommen werden müssen, um das postulierte „organische bedingte ^{14}C -Bombenreservoir in der Küstenzone“ abschätzen zu können. Wir glauben, dass nur auf diese Weise realistische Daten zum aktuellen ^{14}C -Reservoir-effekt an der patagonischen Atlantikküste gewonnen werden können.

Hinweise auf die Größenordnung holozäner ^{14}C -Reservoirwerte liegen von ALBERO et al. (1987: Tab. 2, Tab. 3) vom Beagle Kanal (Feuerland) vor. Anhand vergleichender ^{14}C -Datierungen an Holzkohlen und Muschelschalen (*Mytilus edulis*) postulieren sie für den Zeitraum zwischen 360 bis 5600 ^{14}C Jahre BP einen durchschnittlichen ^{14}C -Reservoir-effekt an marinen Muschelschalen von etwa 560 Jahren (ALBERO et al. 1987: 69). Im Rahmen eines mit den Kollegen Helmut Brückner (Marburg) und Roland Mäusbacher (Jena) durchgeführten DFG-Projektes „Golfo San José“ konnten von drei archäologischen Feuerstellen an der Küste des Golfo San José (Península Valdés) Muschelschalen und Holzkohlen geborgen und ^{14}C -datiert werden (BRÜCKNER et al., in diesem Band). Die ^{14}C -Alter der marinen Muschelschalen sind im Vergleich zu den parallel geborgenen Holzkohlen im jüngeren Subatlantikum um etwa 340 Jahre und im jüngeren Subboreal um ca. 590 Jahre zu hoch. Die aktuellen ^{14}C -Reservoirwerte sollen dagegen nach CORDERO et al. (2003: Table 2) im Oberflächenwasser

des Golfo San José sogar etwa 860 Jahre und im Tiefenwasser 1120 Jahre betragen.

Insgesamt deutet sich trotz des weiterhin sehr lückenhaften Befundmaterials an, dass der marine ^{14}C -Reservoireffekt an der patagonischen Atlantikküste nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich stärker geschwankt hat. Tendenziell scheint er im mittleren Holozän bis zu 200 Jahre höher, im jüngeren Holozän dagegen eher bis zu 60 Jahre niedriger gewesen zu sein als der globale Mittelwert von 400 Jahren. Insofern sind alle mit Hilfe des globalen Mittelwertes von 400 Jahren kalibrierten ^{14}C -Alter von Muschelschalen im mittleren Holozän wahrscheinlich tendenziell zu jung und bei den jungholozänen Muschelschalen eher etwas zu alt.

2. Methodisches

Die im folgenden verwendeten holozänen Alterseinstufungen litoraler Formen und Ablagerungen stützen sich auf konventionelle oder AMS ^{14}C -Datierungen von Muschelschalen, die fast ausschließlich in beidschaliger Erhaltung aus litoralen, selten aus sublitoralen Sedimenten geborgen werden konnten. Nur die Alterseinstufung der jungholozänen Strandwälle nördlich von Puerto Deseado konnte nicht besser abgesichert werden und basiert weiterhin auf den bei SCHELLMANN (1998a) publizierten ^{14}C -Datierungen an zwei Einzelschalen. Das Alter der jung- und mittelpleistozänen Küstenterrassen beruht auf mehr als 200 ESR-Datierungen, die u.a. bei SCHELLMANN (1998a) publiziert sind. Im Rahmen der aktuellen Untersuchungen konnten weitere ESR-Datierungen letztinterglazialer Küstenterrassen an den Lokalitäten Bustamante und südlich von Caleta Olivia durchgeführt werden. Wegen des Fehlens von Aufschlüssen mit beidschalig erhaltenen Muschelschalen war es aber nicht möglich, auch die jung- bis mittelpleistozänen Strandwallsysteme an der Bahía Vera nördlich von Camarones (Kap. 3.3) zu datieren.

Eine ausführliche Übersicht über die physikalischen Grundlagen der ESR-Altersbestimmungsmethode geben u.a. GRÜN (1989a; 1989b), JONAS (1997) und RINK (1997). Methodische Details zur ESR-Datierung von Muschelschalen sind bei SCHELLMANN (1998a) sowie SCHELLMANN & RADTKE (2003a; dies. 2000; dies. 1999) beschrieben. Alle ESR-Altersbestimmungen wurden an aragonitischen Muschelschalen der Gattung *Protothaca antiqua* durchgeführt. Calcit konnte weder in röntgendiffraktometrischen Aufnahmen (SIEMENS D 5000) noch im ESR-Screen mit 300 Gauss (kein Auftreten von Mn^{2+} -Linien) gefunden werden. Dennoch können diagenetische Veränderungen der ESR-datierten Muschelschalen nicht ausgeschlossen werden. Vor

allem sind *post mortem* einsetzende Lösungen des Aragonits und anschließende sekundär-aragonitische Rekristallisationen, wie sie von RIBAUD-LAURENTI et al. (2001) in aragonitischen Steinkorallen beschrieben werden, auch bei Muschelschalen nicht ausgeschlossen.

Bei allen Muschelschalen wurde bis zu einem Drittel der äußeren Schale (ca. 0,6 bis 2 mm) durch Einlegen in 2,5%iger Salzsäure abgeätzt. Die gesäuberten und vermessenen Schalen wurden anschließend per Hand in einem Achatmörser zerkleinert und gesiebt. Von jeder Schale wurden von der Korngrößenfraktion 125-250 μm 20 Aliquots mit 0,2000 g Gewicht eingewogen und unter der ^{60}Co -Quelle der Universitätsklinik Düsseldorf mit Dosisraten von 0,5 Gy/min bestrahlt. In Anlehnung an SCHELLMANN & RADTKE (1999; dies. 2001) wurden unterschiedlich weite Bestrahlungsschritte gewählt. Die Proben K4518; K4519 wurden bis maximal 400,5 Gy (0; 8,9; 17,8; 26,7; 44,5; 66,8; 89; 111,3; 133,5; 155,8; 178; 200,3; 222,5; 244,8; 267; 289,3; 311,5; 333,8; 356; 400,5 Gy) und alle anderen Proben bis maximal 534 Gy (0; 17,8; 35,6; 53,4; 71,2; 89; 106,8; 124,6; 142,4; 160,2; 178; 213,6; 249,2; 284,8; 320,4; 356; 400,5; 445; 489,5; 534 Gy) bestrahlt.

Die ESR-Messungen wurden auf einem Bruker ESP 300E X-Band Spektrometer im Datierungslabor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln durchgeführt. Typische ESR-Messparameter waren: 25 mW Mikrowellenleistung, 0,5 G Modulationsamplitude, 20,9 s Scan-Zeit, 40 G Scan-Breite, 5 akkumulierte Scans. Die Quantifizierung der kosmogenen Strahlenbelastung (D'_{cos}) erfolgte über die Tiefe der Probe unter der heutigen Oberfläche unter Verwendung publizierter Daten (PRESCOTT & HUTTON 1994). Die natürliche Umgebungsstrahlung wurde über analytische Doppelbestimmungen, teilweise Dreifachbestimmungen (NAA und ICP-MS) der Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte in den unmittelbar umgebenden Sedimenten ermittelt, die interne Dosisrate der Muschelschalen über analytische Doppel-, teilweise Dreifachbestimmungen (NAA und ICP-MS) ihrer Urangehalte. Bei der Altersberechnung wurden die jeweils analytisch nachgewiesenen maximalen Elementgehalte verwendet (SCHELLMANN & RADTKE in diesem Band). Alle ESR-Datierungen wurden mit einem k-Faktor von $0,1 \pm 0,02$ berechnet.

Die D_E -Werte wurden mit Hilfe der „ D_E - D_{max} -Plot (DDP)-Prozedur“ (SCHELLMANN & RADTKE 2001a) unter Verwendung des ESR-Datierungssignals bei $g = 2,0006$ und mit Hilfe des Programms „Fit-sim“ (Version 1993) von Rainer Grün bestimmt. Die ESR-Alter wurden mit dem Programm „Data V.6“ (Version 1999) von

Rainer Grün berechnet.

Da sich die meisten untersuchten Küstenterrassen nahe bzw. unmittelbar an der aktuellen Küstenlinie erstrecken, wurde deren Höhenlage über heutigem Tidehochwasser mit Hilfe manueller Nivellements, ausgehend vom jeweiligen aktuellen Tidewasserspiegel, bestimmt. Die Höhenlage der wenigen küstenferneren Lokalitäten wurde mit einem THOMMEN-Altimeter mit einer gerätespezifischen Meßgenauigkeit von ± 1 m durchgeführt. Die Umrechnung auf das hier verwendete Bezugsniveau des Springtidehochwassers (m. ü. hTw = highest tide water) erfolgte anhand der jährlich vom SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL in Buenos Aires veröffentlichten „Tablas de Marea“. Es ist anzunehmen, dass Tideverlauf und Tidehöhen an den untersuchten Küstenlokalitäten geringfügig von den benutzten Bezugsniveaus der Tidemesstellen abweichen, vor allem dann, wenn die Tidestationen weiter von den Untersuchungsgebieten entfernt liegen. Aber die daraus resultierenden Höhenunterschätzungen oder -überschätzungen sind vernachlässigbar, da bereits innerhalb eines Strandwallsystems expositionsbedingt Höhenschwankungen von einigen Dezimetern und mehr existieren. Dennoch wäre es wünschenswert, zukünftig einmal alle Höhen über satellitengestützte Höhenmessungen (hochauflösendes GPS) neu einmessen zu können.

3. Die untersuchten Küstenlokalitäten im Einzelnen

Die patagonische Atlantikküste besitzt überwiegend hoch-energetische, makrotidale (Abb. 1) und sturmreiche Sedimentationsmilieus, wobei Kliffküsten mit vorgelagerten Abrasionsplattformen sowie grobkiesige Strandwallsysteme den küstenmorphologischen Formenschatz beherrschen (u.a. SCHELLMANN 1998a). In der Mehrzahl der untersuchten Küstenabschnitte prägen kiesige Strandwall-Sequenzen („swash built ridges“ im Sinne von TANNER 1995) den litoralen Formenschatz. Oft bilden sie markante dammartige Kiesrücken, die sich zum Teil einige Meter über das dahinterliegende Hinterland erheben (Photo 2).

Untersuchungsgebiete mit solchen hoch-energetischen Strandbildungen erstrecken sich an der zum Atlantik offenen Küste an der Bahía Vera, entlang der Bahía Camarones und Bahía Bustamante, bei Caleta Olivia und Mazarredo, nördlich der Bahía San Julián und an der Küste nördlich von Puerto Deseado (Abb. 3). Mittelholozäne Strandwälle erreichen dort extreme Höhenlagen von bis zu 9,5 m über dem heutigen Springtidehochwasser (hTw). Die Oberflächen aktueller Bildungen erheben sich im Mittel 2 bis 3 m ü. hTw (Tab. 4).

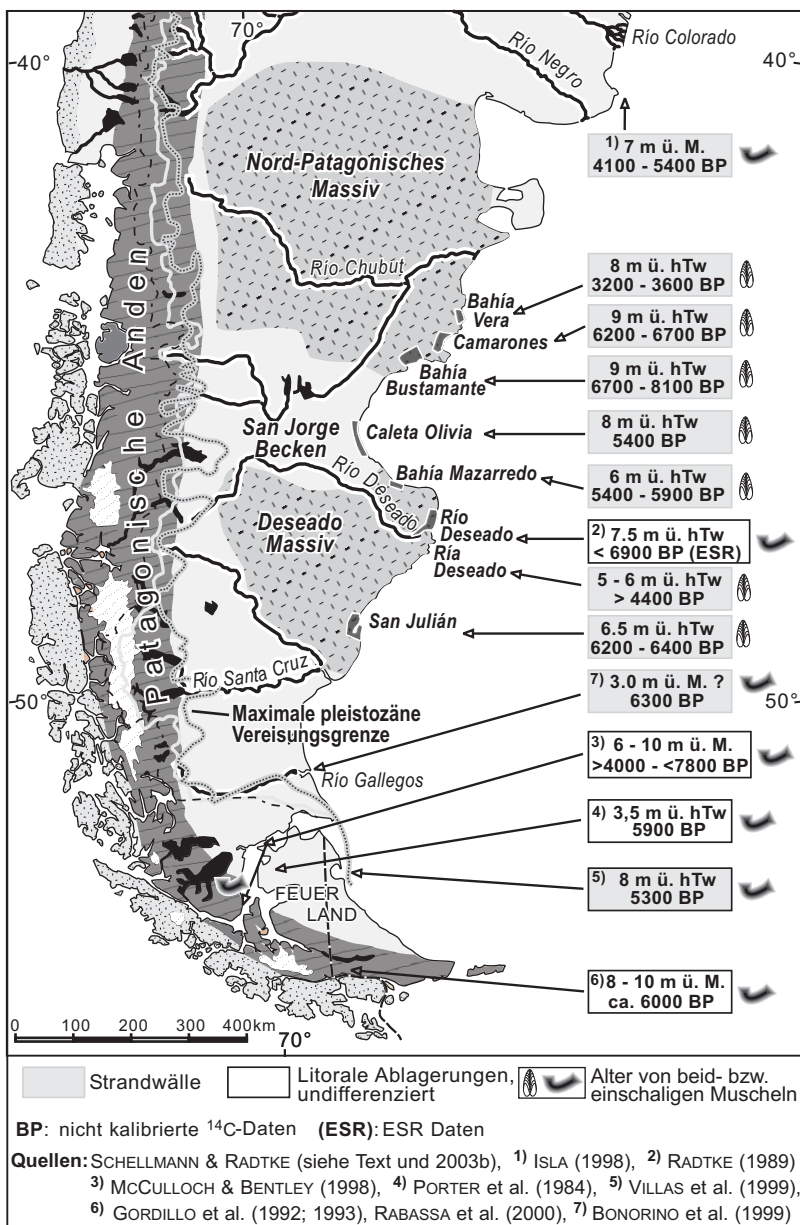


Abb. 3: Lage der Untersuchungsgebiete sowie nicht kalibrierte ¹⁴C-Alter (¹⁴C BP) und Höhenlage (m ü. hTw = Meter über Springtidehochwasser) mittelholozäner Strandterrassen an der patagonischen Atlantikküste nach verschiedenen Autoren.

Daneben existieren in wind- und brandungsgeschützten Buchten niedrig-energetische Küstenmilieus mit feinkiesigen und meist muschelbruchreichen Strandwall- oder



Photo 2: Etwa 5700 ^{14}C -Jahre alte bahndammartig aufgeschüttete H1a-Strandwälle südlich von Camarones (ca. 1 km nördlich der Lokalität Pa48 in Abb. 7).

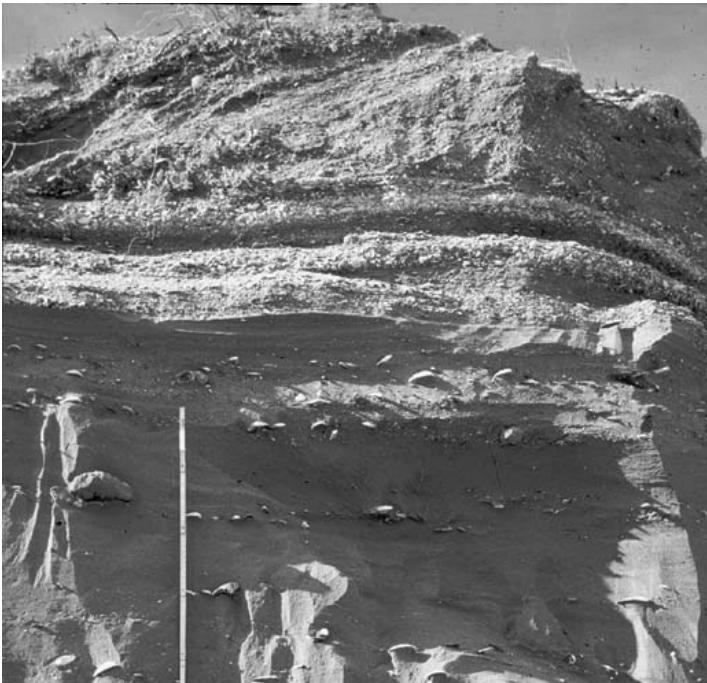


Photo 3:
Sand- und muschelschill-
reiche Strandablagerun-
gen in einer namenlosen
Bucht unmittelbar süd-
lich des Pta. Maqueda
und nördlich von Caleta
Olivia (Abb. 18).



Photo 4: Marschen an der Nordostküste der Caleta Malaspina bei Bustamante (Abb. 14).

sandreichen Strandterrassensequenzen (Photo 3), teilweise mit Marschen entlang der aktuellen Küstenlinie (Photo 4).

Derartige Küstenmilieus und ihre für Rekonstruktionen des Meeresspiegels besser geeigneten litoralen Formen und Ablagerungen befinden sich in der Umrahmung der Caleta Malaspina südlich von Bustamante (Abb. 14: Caleta Malaspina), in einer kleinen Bucht unmittelbar südlich der Landspitze Pta. Maqueda und nördlich von Caleta Olivia (Abb. 18: Caleta Olivia N) sowie innerhalb der Bahía San Julián (*Bahía* = Bucht) (Abb. 25: San Julián). Im Gegensatz zu den brandungsexponierten Küstenstandorten erreichen dort die ältesten frühmittelholozänen Strandterrassen nur Höhenlagen von bis zu 6,5 m über dem heutigen Springtidehochwasser (Tab. 4).

Sturm- und brandungsgeschützte Ablagerungsmilieus besitzen auch die zahlreichen kleinen Buchten im Ästuar des Río Deseado, der sog. „Ría Deseado“ (Abb. 20). Dort sind in unterschiedlichen Höhenlagen von bis zu 5,5 m über Springtidehochwasser holozäne Strandterrassen erhalten. Sie konnten erstmalig nachgewiesen und datiert werden. Aktuelle Sturmablagerungen besitzen dort ebenfalls lediglich Höhenlagen von bis zu 1 m über dem heutigen Springtidehochwasser.

3.1 Litorale Formen (Strandwallsysteme, Strandterrassen, Talmündungsterrassen) und deren Bedeutung als Meeresspiegelindikatoren

In den meisten bisherigen Untersuchungen zur Rekonstruktion von Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste fehlt eine morphologisch-sedimentologische Differenzierung der in den verschiedenen energetischen Milieus gebildeten Strandformen und Strandablagerungen (zuletzt bei ROSTAMI et al. 2000), obwohl diese Unterscheidung eine entscheidende Bedeutung bei deren Verwendung als Meeresspiegelindikator zukommt. Ohne eine entsprechend differenzierte Ansprache können Aussagen zur Größenordnung holozäner tektonischer Bewegungen oder eustatischer Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste mit Fehlern in der Abschätzung der vertikalen Bewegungen von bis zu einigen Metern Höhe behaftet sein (s.u.).

Einzelne Bearbeiter (u.a. CODIGNOTTO et al. 1992) stützen ihre Rekonstruktionen von neotektonischen Bewegungen oder Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste sogar auf die gegenwärtige Höhenlage von Muschelschalen in Strandablagerungen, in der Annahme, dass diese im damaligen Meeresspiegelniveau abgelagert wurden. Wie bereits von RUTTER et al. (1989) ausführlich diskutiert, ist die Rekonstruktion eines Paläomeeresspiegels auf der Basis der heutigen Höhenlage von Muschelschalen, die in litoralen oder marinen Sedimenten eingelagert sind, nicht möglich. Da die Wassertiefe, in der die einzelne Muschel lebte, nicht bekannt ist, gilt das auch dann, wenn die Muschelschalen in marinen Fazies des Subtidals tatsächlich in Lebendstellung eingelagert sind. Noch weniger können natürlich Muschelschalen, die von der Brandung am Strand potentiell in einem mehrere Höhenmeter umfassenden Bereich abgelagert und eingesedimentiert wurden, als Meeresspiegelindikatoren dienen.

Archive und einzige Möglichkeit zur Erfassung neotektonischer Bewegungen und Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Küste in der Vergangenheit bieten die dort erhaltenen Küstenformen. Dazu muss allerdings deren genetisch unterschiedlicher morphologisch-sedimentologischer Baustil differenziert erfasst und letzteres bei der Interpretation als Meeresspiegelindikator berücksichtigt werden. So spielt bei der Rekonstruktion von Meeresspiegelveränderungen aus der heutigen Höhenlage fossiler Strandablagerungen an einer Küste die Wellenexposition des untersuchten Küstenabschnittes eine wichtige Rolle. Je nach Exposition können an einer Küstenlokalität gleich alte Strandbildungen mehrere Meter Höhendifferenz besitzen (SCHELLMANN 1998a, ders. 2000, SCHELLMANN & RADTKE 2003b). Ein sehr schönes Bei-

spiel für die Bedeutung der Exposition auf die Höhenlage litoraler Formen sind altersgleiche, aber unterschiedlich hohe H1a-Strandwälle und H1a-Strandterrassen aus dem jüngeren Mittelholozän südlich der Pta. Maqueda nördlich von Caleta Olivia (Kap. 3.6). Die Rekonstruktionen eines Paläomeeresspiegels können um mehrere Meter zu hoch ausfallen, wenn man die heutige Höhenlage von Strandablagerungen als Indikator für ehemalige Meeresspiegelhöhen verwendet, ohne dass Expositionseinflüsse berücksichtigt werden. Letztere sind bei Paläoformen an deren Oberflächenmorphologie und der Korngrößenzusammensetzung ihrer Sedimentkörper ablesbar. Im Extremfall kann aus einer Vernachlässigung des Expositionseinflusses sogar ein falscher umgekehrter Verlauf der rekonstruierten Meeresspiegelkurve: Statt eines ansteigenden Meeresspiegels kann ein fallender Meeresspiegel resultieren oder auch der umgekehrte Verlauf. Das ist dann der Fall, wenn an einer Küstenlokalität in der Vergangenheit die Expositionsbedingungen gegenüber Wind- und Welleneinwirkungen anders waren als heute.

Strandwallsysteme und Strandterrassen sind Sturmablagerungen, wobei kleinere Initialformen schon durch einen oder wenige Sturmereignisse entstehen können (Photo 9). Die Höhenlage ihrer Oberflächen ist damit abhängig von der Reichweite von Sturmwellen. Insofern sind Strandwälle und Strandterrassen relativ ungenaue Indikatoren für die Lage des zugehörigen Meeresspiegels. Selbst innerhalb eines altersidentischen Strandwallsystems können entlang einer Küste je nach den lokalen Änderungen der Wellenexposition Höhenunterschiede von einigen Dezimetern und mehr auftreten. In einem exponierten hoch-energetischen Küstenmilieu reichen deren Oberflächen durchaus auch einige Meter höher über dem Meeresspiegel hinauf als die Oberflächen zeitgleicher Ablagerungen, die in einem niedrig-energetischen Milieu gebildet wurden.

In den untersuchten Küstenabschnitten besitzen rezente Strandwälle bei exponiertem hoch-energetischem Bildungsmilieu im allgemeinen Höhenlagen von etwa 2 bis 3 m über dem Springtidehochwasser (h_{Tw} = highest tide water). Bei extremer Brandungsexposition der Küste, wie es nördlich von Camarones (Abb. 4, Photo 5) und auch an der offenen Küste nördlich von Caleta Olivia (Abb. 19) der Fall ist, können Sturmwellen aber durchaus noch höher hinaufreichen. Dann können vereinzelt Muschelschalen und Sedimentfahnen bis zu 5 m über das allgemeine Sturm-Sedimentationsniveau hinaus transportiert und auf älteren Strandterrassen abgelagert werden (Abb. 4). Insofern ist eine chronostratigraphische Einstufung von Strandterrassen erst dann gesichert, wenn mehrere Datierungen an beidschaligen Muscheln aus verschiedenen



Photo 5: Küste mit modernen Strandwallbildungen und mittelholozänem H1-Strandwallsystem nördlich von Camarones und südlich vom P. Fabian. Die dort küstenparallel verlaufenden und mit einer lichten Vegetation bedeckten mittelholozänen H1-Strandwälle (*Standort der Aufnahme und im Hintergrund rechts*) sind heute an ihrer meerwärtigen Seite teilweise erodiert oder unter bis zu 4,5 m ü. Tidenhochwasser hinaufreichenden kiesigen Sturmablagerungen begraben (Abb. 4).

Sedimentlagen, wenn möglich von der Basis bis zum Top des Sedimentkörpers, vorliegen. Einzeldaten von der Oberfläche einer Strandterrasse können manchmal viel zu jung sein.

An der patagonischen Küste besitzen Strandwälle bei extremer, dem Atlantik ausgesetzter Wellenexposition gut sortierte, grobkiesige und blockreiche Sedimentkörper mit zahlreichen matrixfreien, häufig invers gradierten Kieslagen (Photo 6). Unabhängig von der Intensität der Wellenexposition haben sie alle einen großbogig schrägschichteten Innenbau, wobei die Schrägschichtung mehr oder minder stark geneigt meerwärts einfällt. In der seitlichen Aneinanderlagerung der Schrägschichtungslagen spiegelt sich die allmähliche meerwärtige Progression der Strandzone während ihrer Bildung wieder (Photo 6). Insofern sind Strandwallssysteme regressive Bildungen bei stagnierender Meeresspiegelhöhe bzw. exakter ausgedrückt regressive Bildungen bei stagnierender Auslaufhöhe der Sturmwellenwirkung. Die Oberfläche gestalten annähernd strandparallel verlaufende, in der Regel 1 bis 2 m hohe Strandwallrücken getrennt durch entsprechend tiefe Strandwallrinnen (Photo 6). Einen Literaturüberblick zum gegenwärtigen Kenntnisstand der Entstehung von Strandwällen geben TAYLOR & STONE (1996), speziell die Genese grobklastischer Strandwälle und Möglichkeiten

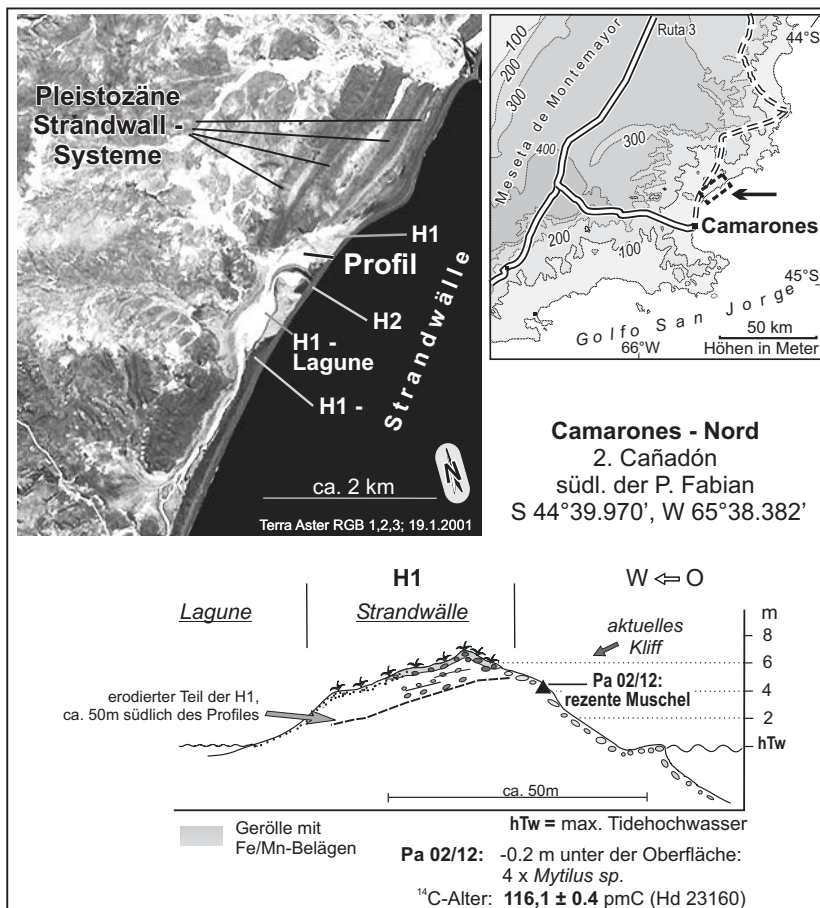


Abb. 4: Aktuelles Kliff angelegt in H1-Strandwallkiesen mit extrem hoch hinaufreichenden Sturmablagerungen an der offenen Atlantikküste nördlich von Camarones und südlich vom P. Fabian.

ihrer Interpretation im Zusammenhang mit Paläomeeresspiegel-Berechnungen diskutieren ORFORD et al. (1991). Verschiedene sedimentologische Phänomene zum Aufbau und zur Entstehung litoraler Ablagerungen an der Küste Patagoniens und Feuerlands beschreiben u.a. ISLA (1993), ISLA et al. (1991), ISLA & BUJALSKY (2000), ISLA et al. (2005) sowie SIMEONI et al. (1997).

Das Oberflächenrelief der Strandwallsysteme wird mit abnehmender Wellenexposition ausgeglichener. Gleichzeitig reduziert sich in wind- und brandungsgeschützten Buchten der Höhenabstand zwischen den rezenten litoralen Sturmablagerungen am Strand und der Springtidehochwasserlinie auf etwa einen Meter oder auch weniger. An die Stelle der durch zahlreiche Kieswälle geprägten kiesigen Strandwallsysteme-

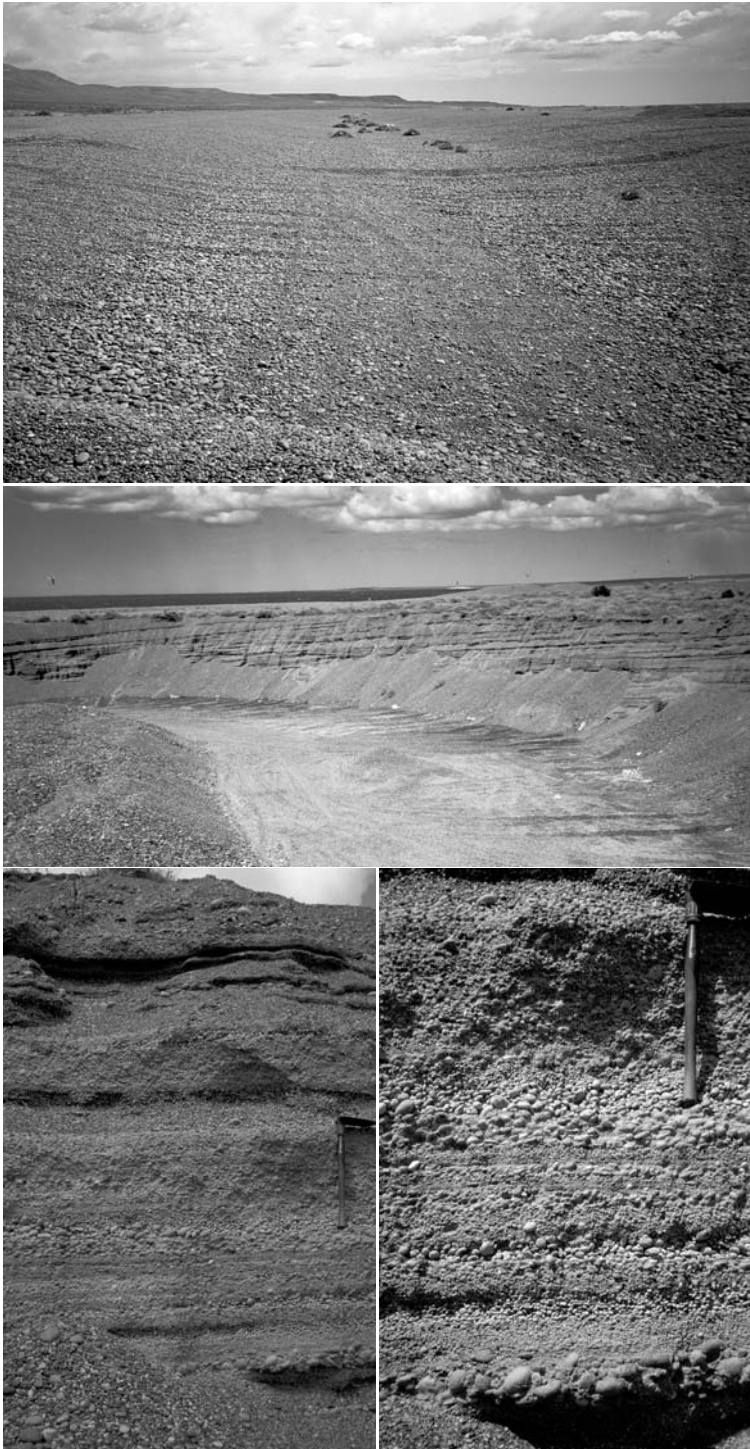


Photo 6:
Jungholozäne Strandwälle nördlich von Puerto Deseado mit grobbogiger, meerwärts einfallender Schrägschichtung (Mitte) aus häufig invers gradierten Kieslagen (Abb. 21: nahe der Lokalität Pa 18).



Photo 7: Stark feinkiesiges, im Jungholozän entstandenes H1b-Strandwallsystem am 2. Cañadón südlich von Camarones (Abb. 9).

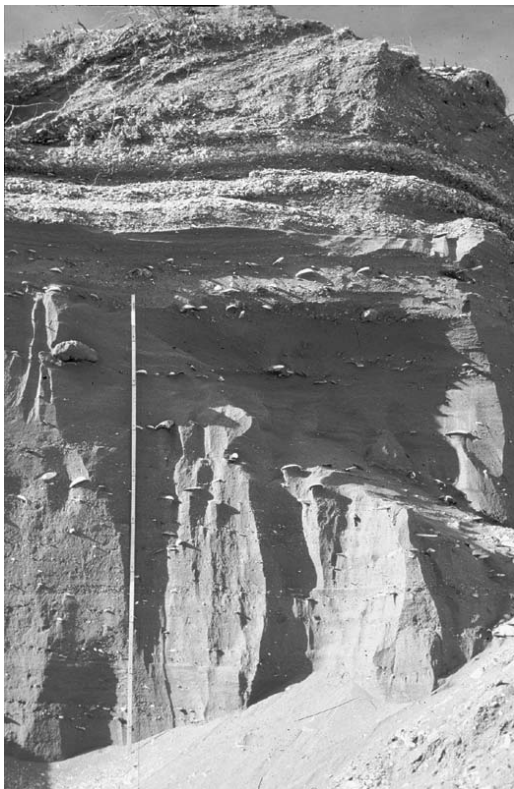


Photo 8:
Sandreiche, mittelholozäne H1a-Strandablagerungen und Vorstrandsedimente in einer kleinen Bucht südlich der Pta. Maqueda und nördlich von Caleta Olivia (Abb. 18).



Photo 9: Mündung des 3. Cañadóns südlich von Camarones (Abb. 10). Das obere Bild zeigt die Mündung am 4.10.1992. Die aktuelle Talmündung ist zum Meer hin offen. Dagegen ist im unteren Bild, das wenige Monate später am 1.3.1993 aufgenommen wurde, die aktuelle Mündung bereits wieder von einem Strandwall verbaut. Das Bachbett besitzt an der Mündung eine Höhenlage im Bereich des Springtidehochwassers. Am Rande des aktuellen Abflußbettes sind mehrere Metern höhere, jungholozäne Strandwälle erhalten, wobei die jüngsten H3-Strandwälle die Mündung zwar noch fast verschließen, aber schon stark von der fluvialen Erosion unter-schnitten sind. Talaufrwärts erstrecken sich zudem beiderseits des Bachbettes mehrere Meter höhere mittelholozäne Talmündungsterrassen, in deren Sedimentkörpern litorale und fluviale Sedimente verzahnt sind (siehe Photo 10 und Kap. 3.4).

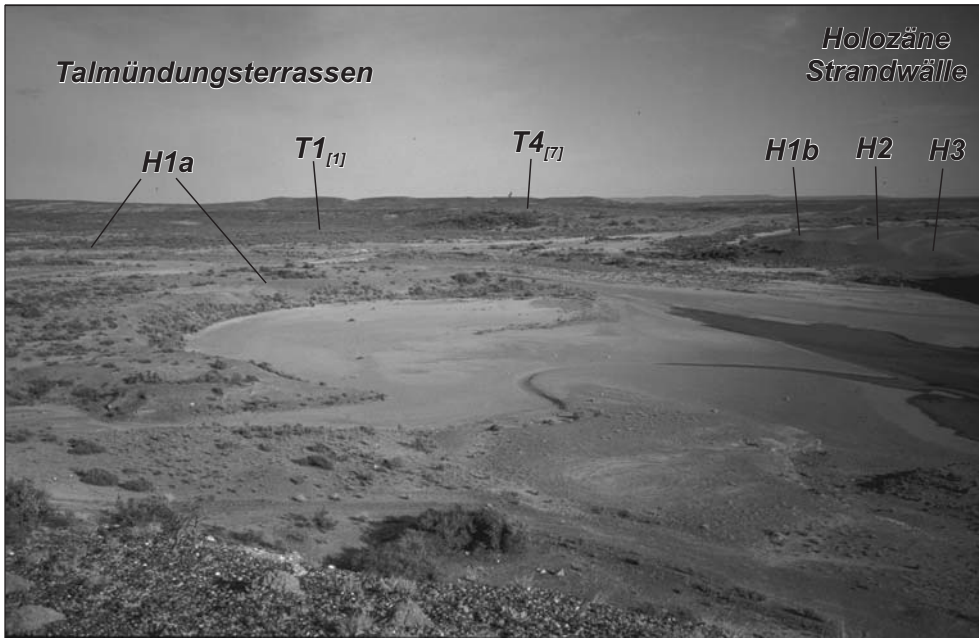


Photo 10: Holozäne Talmündungsterrassen und Strandwälle am 3. Cañadón südlich von Camarones. Die meerwärtige Fortsetzung des Bildes zeigt Photo 9.

me treten nun morphologisch gesehen relativ ebene Strandterrassen, deren Oberflächen fast unauffällig durch flache Rücken und Rinnen gegliedert wird. Der Höhenabstand zwischen Strandwallrücken und Strandwallrinnen ist bis auf wenige Dezimeter reduziert. Statt blockreicher Grobkiese dominieren sandreiche, fein- und mittelkiesige Sedimentkörper, die häufig stark zerriebenen Muschelbruch und zahlreiche Lagen aus Muschelschalen führen (Photo 7 und Photo 8). Solche litoralen Bildungen im niedrig-energetischen Milieu folgen dem Tidehochwasser in einem relativ geringen Höhenabstand. So liegen die Oberflächen der jüngsten, vermutlich im Jungholozän entstandenen H3-Strandterrassen nur 1 bis 2 m über dem Springtidehochwasser (Tab. 5), eine Folge ihrer sturmgeschützten Expositions Lage. Da ihre Oberflächenhöhe weniger stark von extrem hoch auflaufenden Sturmwellen beeinflusst ist, sind sie bessere Meeresspiegelindikatoren als Strandwallsysteme.

Weitere wichtige Küstenformen zur Rekonstruktion relativer Veränderungen des Paläomeeresspiegels sind Talmündungsterrassen („*valley mouth terraces*“), die an der Mündung einzelner periodisch durchflossener Trockentäler (*Cañadónes*) erhalten sind (Photo 10). Sie sind die besten zur Verfügung stehenden Meeresspiegelindikatoren an der patagonischen Atlantikküste und deutlich besser geeignet als Strandterrassen und Strandwälle. Die Talböden von Trockentälern bzw. deren Talmündungs-

terrassen sind in der unmittelbaren Küstenzone auf die heutige bzw. die ehemalige Höhenlage des Tidehochwassers ausgerichtet (Photo 9). Sie sind damit die genauesten Indikatoren für die Rekonstruktion von Paläomeeresspiegeln an der patagonischen Atlantikküste.

3.2 Stratigraphische Bezeichnungen für die verschiedenen litoralen Formen

Die stratigraphischen Bezeichnungen der jung- und mittelpleistozänen Küstenterrassen T1 bis T4 entsprechen dem bei SCHELLMANN (1998a: Tab. 4.3) beschriebenen Buchstaben-Zahlen-System. Die Buchstaben T1 bis T4 kennzeichnen die bedeutenderen Terrassenniveaus T1 (10 - 12 m ü. mTw bzw. 8 - 10 m ü. hTw; mTw = *mean tide water*, hTw = *high tide water*) bis T4 (35 - 43 m ü. mTw). Eine kleingestellte nachgestellte Zahl in eckigen Klammern gibt das Alter der Terrasse in marinen Sauerstoff-Isotopenstufen an. T1_[5] bedeutet also, es handelt sich um das ca. 8-10 m ü. hTw hohe litorale T1-Niveau, das während der letztinterglazialen Isotopenstufe MIS 5 (MIS = *Marine Isotope Stage*) entstanden ist (Tab. 3).

Die Strandwälle der ältesten mittelholozänen T1_[1]- und der jüngsten letztinterglazialen T1_[5]- Terrasse besitzen ein ähnliches Oberflächenniveau von etwa 8 - 10 m über dem aktuellen Springtidehochwasser, gehören aber verschiedenen interglazialen Bildungszeiten an (Tab. 3). Alle tieferen Strandablagerungen sind holozäne Bildungen, die erst nach dem holozänen T1_[1]-Transgressionsmaximum im frühen Atlantikum entstanden sind. Deren stratigraphische Bezeichnung ist im folgenden für alle untersuch-

Tab. 3: Stratigraphische Übersicht mittel- und jungpleistozäner Küstenterrassen an der patagonischen Atlantikküste zwischen Camarones und Bustamante nach SCHELLMANN (1998a).

Strandwall-Niveaus	Höhe (m ü. hTw)	Stratigraphie		Mittel-pleistozän
		Holozän	Eem	
T6 - Komplex	32 - 40			T6
T5 - Niveau	26 - 29			T5 _[9]
T4 - Niveau	22 - 24			T4 _[7]
T3 - Niveau	16 - 19		T3 _[5]	T3 _[7]
T2 - Niveau	11 - 12		T2 _[5]	T2 _[7]
T1 - Niveau	8 - 10	T1 _[1]	T1 _[5]	
tiefere holozäne Niveaus	1 - 8	H1 - H3		

hTw = max. Tidehochwasser

T_[Nummer] Nummer = marine Isotopen-Stufen

Tab. 4: Morpho- und chronostratigraphische Übersicht holozäner Küstenformen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste (Lokalitäten: Bu = Bustamante, Cal = Caleta Malaspina, Cam = Bahía Camarones, DesP = Puerto Deseado, DesR = Ría Deseado, Jul = Bahía San Julián; Maz = Mazarredo, Ol = Caleta Olivia, Ver = Bahía Vera).

Stratigraphie		Höhe (m ü. hTw)	Alter (¹⁴ C BP)	Alter (*cal BP)	Lokalitäten	¹⁴ C - Daten (n)
rezent	Talmündungsterrasse	0			Cam	
	Strandterrasse	0,5 - 1	aktuell	aktuell		
	Strandwall - System	2 - 3			Cam, Ol	2
H3	Strandterrasse	1 - 2			Cal	-
	Strandwall - System	2 - 4	450 - 1800	100 - 1300	Ver, Cam, Ol, DesP, Jul	13
H2	Strandterrasse	2 - 2,5	2200 - 2400	1700 - 2050	Cal, DesR	4
	Strandwall - System	5 - 6	2100 - 2200	1600 - 1700	Cam, Ver	3
H1b	Strandterrasse	4 - 5,5	3400 - 4500	3250 - 4700	Cal, DesR	12
	Strandwall - System	5,5 - 7	2600 - 4100	2300 - 4100	Cam, Ol, Ver	12
H1a	Talmündungsterrasse	3 - 4,5	5550 - 5940	5950 - 6350	Cam	8
	Strandterrasse	4,5 - 5,5	5200 - 5900	5550 - 6300	Cal, Maz, Ol	7
	Strandwall - System	6,5 - 8	5200 - 5800	5550 - 6200	Bu, Cam, Cal, Ol	8
T1 _[1]	Talmündungsterrasse	5	6200 - 6700	6700 - 7250	Cam	7
	Strandterrasse	5 - 6,5	6200 - 6400	6650 - 6900	Jul	3
	Strandwall - System	8,5 - 9,5	6200 - 6900 (8100)	6650 - 7400 (8600)	Cal	7
T1 _[5]	Strandwall - System	8 - 10	MIS 5e	MIS 5e	Cal	8 (ESR)

* = Mittelwert kalibrierter ¹⁴C Alter (2 Sigma)

ten Küstenabschnitten einheitlich. Je nach ihrer Höhenlage über den genetisch entsprechenden aktuellen Bildungen und vor allem je nach ihrem Alter wurden sie mit den in Tab. 4 zusammengestellten Buchstaben/Zahlen/Kleinbuchstaben-Kombinationen gekennzeichnet. Dabei beschreibt der Terminus „H1a“ (H = Holozän), dass es sich um die zweitältesten mittelholozänen Strandformen handelt, die vor etwa 5200 – 6000 ¹⁴C-Jahren gebildet wurden. Dagegen entstanden die Strandformen des H1b-Systems später und zwar erst im ausgehenden Mittel- und älteren Jungholozän vor ca. 2600 – 4500 ¹⁴C-Jahren. Die Kleinbuchstaben a und b sind also reine chronostratigraphische Kennzeichnungen und damit unabhängig von der aktuellen Oberflächenhöhe oder Genese der verschiedenen litoralen Formen wie die im Untersuchungsgebiet weit verbreiteten Strandwallsysteme, Strandterrassen oder Talmündungsterrassen. Allein aufgrund ihrer heutigen ihrer Höhenlage können diese beiden stratigraphischen Einheiten in der Regel nicht chronostratigraphisch eingestuft werden.

Die aktuelle Höhenlage über dem Meeresspiegel der jeweiligen, zeitgleichen Bildungen ist neben deren Alter vor allem von der Brandungsexposition abhängig, in der diese entstanden sind. Daher ist eine weitere genetische Klassifizierung und entspre-

chende Geländeansprache der verschiedenen Strandformen und -ablagerungen in Strandwallsysteme, Strandterrassen und Talmündungsterrassen (Tab. 4) wichtig für Rekonstruktionen von Paläomeeresspiegeln. Strandwallsysteme, die im hoch-energetischen Bildungsmilieu entstehen, besitzen generell eine größere Höhenlage über Tidehochwasser als zeitgleiche Bildungen von Strandterrassen und Talmündungsterrassen (s.o.). Letztere entstehen im brandungsgeschützten niedrig-energetischen Bildungsmilieu von Buchten, Talmündungen und Ästuaren und haben damit eine geringere Höhendistanz zum Tidehochwasser.

Die Unterteilung in die Hauptniveaus der T1-, H1-, H2- und H3-Strandformen ist dagegen morpho- und nicht chronostratigraphisch definiert. Letzteres ist erst nach dem Vorliegen von numerischen Altersdaten möglich und somit im Gelände nicht arbeits-tauglich. Sie sind unabhängig vom Alter zu sehen. Egal, ob H1a oder H1b, generell ist das H1-Niveau immer das zweithöchste Niveau unterhalb der T1_[1]-Terrasse, die während des holozänen Transgressionmaximums entstanden ist. Analoges gilt für die anderen, noch niedriger gelegenen Strandniveaus. Das H2-Niveau ist also das nächst niedrigere und das H3-Niveau das tiefste Niveau in nur etwa 1 bis 2 m (Strandterrasse) bzw. 2 bis 4 m (Strandwälle) Höhe über dem aktuellen Sturmstrand. Die Höhenlage über dem aktuellen Tidehochwasser ist dabei je nach Brandungsexposition unterschiedlich (Tab. 4).

3.3 Die Küstenlokalität „Bahía Vera“ (ca. 44°16' s. Br.)

Der untersuchte Küstenabschnitt Bahía Vera liegt an der offenen mittelpatagonischen Atlantikküste etwa 80 km nördlich von Camarones (Abb. 5). Großtektonisch gesehen befindet er sich ebenso wie die weiter südlich gelegenen Untersuchungsgebiete Bahía Camarones und Bahía Bustamante auf dem Nordpatagonischen Massiv (Abb. 3), einer mesozoisch-alttertiären Hochscholle, die im Mittel- und Jungpleistozän durch eine langsame epirogene Heraushebung gekennzeichnet war (SCHELLMANN 1998b; ders. 2000).

Während die Küste südlich des Cabo Raso von zahlreichen Buchten, Kliffen und Abrasionsplattformen angelegt in vulkanischen Festgesteinen des Mesozoikums geprägt wird, beherrschen kiesige Strandwälle den küstenmorphologischen Formenschatz in der etwa 1 bis 4 km breiten und über 20 km langen Küstenzone nördlich des Cabo Raso und vor allem entlang der Bahía Vera. Die litoralen Formen prägen dort mindestens vier markante, unterschiedlich hohe und annähernd küstenparallel verlau-

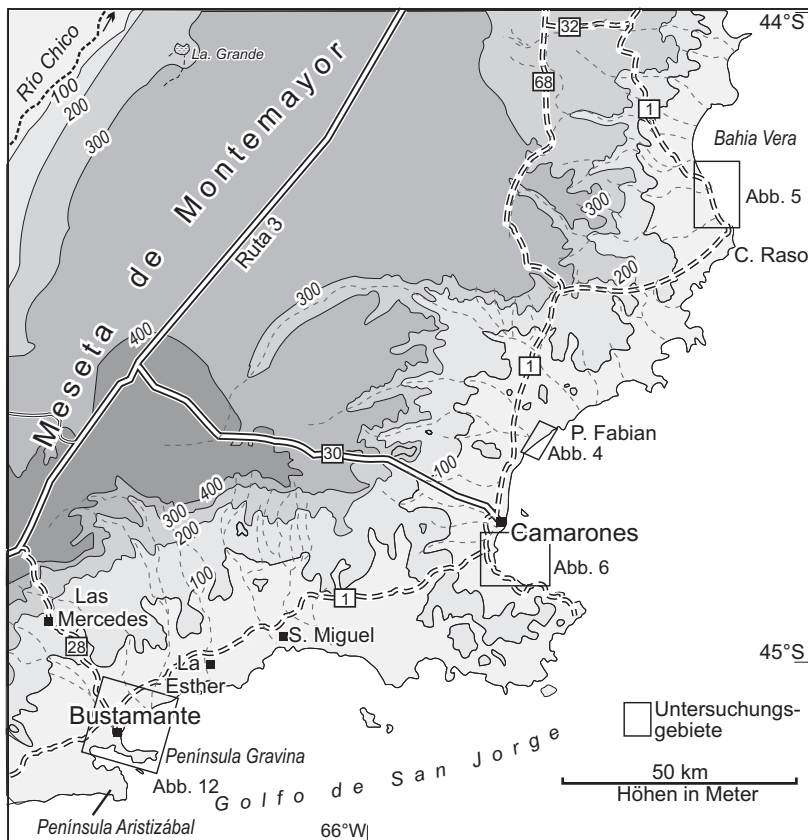


Abb. 5: Lage der Untersuchungsgebiete zwischen der Bahía Vera und der Bahía Bustamante.

fende Strandwall-Lagunensysteme (Abb. 6). Die küstenferneren und vegetationsbedeckten Strandwall-Lagunensysteme in 10 bis über 40 m Meereshöhe stammen zweifelsfrei aus dem Jung- und Mittelpleistozän. Das belegen dichte Kalkkrusten an ihrer Oberfläche und ihre geschlossene Vegetationsbedeckung. AGUIRRE et al. (2006b) mutmaßen für die pleistozänen Systeme ein ähnliches Alter, wie entsprechend hohe T6-Strandablagerungen bei Camarones („*Terraza alta de Camarones*“ sensu FERUGLIO 1950: 91f.). Letztere wurden von SCHELLMANN (1998a) mittels ESR-Datierungen ins ältere Mittelpleistozän älter als 300 ka (MIS 9), wahrscheinlich um 400 ka (MIS 11) eingestuft. Absolute Altersbelege liegen allerdings aus dem hier betrachteten Küstenabschnitt, nicht zuletzt wegen des Fehlens von Aufschlüssen mit gut erhaltenen Muschelschalen, bisher nicht vor.

Das jüngste Strandwall-Lagunen-System, das der aktuellen Strandlinie folgt und

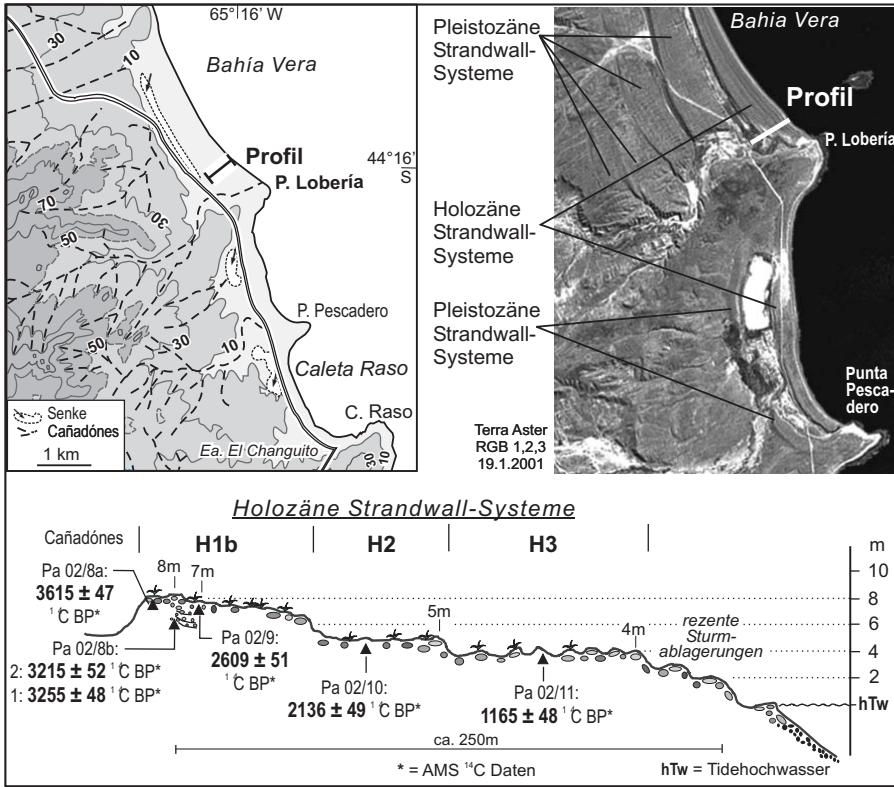


Abb. 6: Küstenformen und jungholozäne Strandwälle im Bereich der Bahía Vera.

dessen Oberfläche sich nur bis zu 8 m über dem aktuellen Tidehochwasser erhebt, konnte erstmalig datiert werden. Bereits seine geringe Erhebung über dem aktuellen Meeresspiegel, die Lage unmittelbar entlang der aktuellen Strandlinie, die fehlende Vegetationsbedeckung und das Fehlen einer oberflächennahen pedogenen Kalkkruste weisen auf ein holozänes Bildungsalter hin. Nach den vorliegenden AMS ¹⁴C-Da-

Tab. 5: AMS ¹⁴C-Alter jungholozäner Strandwälle im Bereich der Bahía Vera.

Bahía Vera

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	2 - 3						
H3 - Strandwälle	4	Pa02/11	-1	1165 ± 48 BP	631-822	Erl-5715	<i>Mytilus edulis</i>
H2 - Strandwälle	5	Pa02/10	-1	2136 ± 49 BP	1588-1854	Erl-5714	<i>Mytilus edulis</i>
H1b - Strandwälle	7	Pa02/9	-1	2609 ± 51 BP	2136-2424	Erl-6812	<i>Aulacomya atra</i>
		Pa02/8b*1	-2,8	3255 ± 46 BP	2938-3231	Erl-6475	<i>Tegula sp.</i>
		Pa02/8b*2	-2,8	3215 ± 52 BP	2870-3192	Erl-6811	<i>Tegula sp.</i>
	8	Pa02/8a	-1,5	3615 ± 47 BP	3385-3634	Erl-6474	<i>Aulacomya atra</i>

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

tierungen an beidschaligen Muscheln, die aus unterschiedlichen Tiefen geborgen wurden, begann die Anschüttung dieses Strandwall-Lagunen-Systems vor mindestens 3600 ¹⁴C-Jahren (Tab. 5, Abb. 6). Dabei dauerte die Bildung der ältesten und höchsten H1b-Strandwälle in etwa 7 bis 8 m über dem aktuellen Springtidehochwasser (hTw) noch einige Zeit nach 2600 ¹⁴C BP an. Aber bereits um 2200 ¹⁴C BP bildeten sich die niedriger gelegenen H2-Strandwälle (ca. 5 m ü. hTw). Aus dem jüngeren Subatlantikum um ca. 1200 ¹⁴C BP stammen die noch etwa tiefer gelegenen H3-Strandwälle (ca. 4 m ü. hTw), deren Oberflächen heutige Sturmablagerungen gerade mal um etwa einen Meter überragen.

Die Bahía Vera ist eine Küste, die im gesamten Holozän ungeschützt der Brandung des Atlantik ausgesetzt war. Insofern sind die jeweiligen Höhenlagen der hier verbreiteten jungholozänen Standwälle über dem aktuellen Tidehochwasser nicht das Ergebnis veränderter Expositionsbedingungen, sondern das Resultat einer relativen Meeresspiegelabsenkung von etwa 3 bis 4 m im Zeitraum zwischen 3600 bis 1200 ¹⁴C BP (Kap. 4). Natürlich könnten sie auch das Ergebnis einer in den letzten 3600 ¹⁴C-Jahren extremen Abnahme der Sturmstärken sein, was allerdings bei der unveränderten Lage des Gebietes innerhalb der Westwindzone kaum anzunehmen ist.

3.4 Die Küstenlokalität „Bahía Camarones“ (ca. 44°47' s. Br.)

Der untersuchte Küstenabschnitt südlich von Camarones (Abb. 5) ist bezüglich der holozänen Küstenformen einer der am reichhaltigsten gegliederten und altersmäßig mit am besten abgesicherten Küstenabschnitte an der patagonischen Atlantikküste. Er liegt großtektonisch gesehen ebenso wie die Lokalitäten Bahía Vera und Bustamante am Südrand des Nordpatagonischen Massivs (Abb. 3). Folglich stehen in der Küstenzone erosionswiderständige jurassische Vulkanite an und sind die Ursache für zahlreiche, ins Meer vorspringende Landzungen (Abb. 7). Details zur Geologie dieses Raumes finden sich bei CAMACHO (1979).

Marine Terrassen des Jungpleistozäns und des jüngeren Mittelpleistozäns sind sowohl nördlich als auch südlich von Camarones in einer etwa 1 bis 2 km breiten Zone erhalten, die von ihrer Höhenlage und ihren pedogenen Überprägungen große Ähnlichkeiten mit den entlang der Bahía Bustamante (s.u.) verbreiteten jung- und mittelpleistozänen T2_[5]-, T3_[5]-, T4_[7]-, T4_[9]- und T6-Strandwallsystemen besitzen. Sie begleiten den heutigen Strand in Form schmaler, annähernd küstenparallel verlaufender Strandwallrücken, deren Oberflächen je nach Alter Höhenlagen zwischen 10

bis 40 m ü. hTw besitzen. Details ihrer Verbreitung, ihrer Altersstellung und der bisher vorliegenden absoluten Altersdaten sind in SCHELLMANN (1998a) publiziert.

Die Küste besitzt hier aber nicht nur brandungsexponierte Bereiche mit kiesigen Strandwallsystemen, sondern auch kleinere Buchten und Talmündungen, innerhalb derer im Laufe des Holozäns durch die Ablagerung litoraler und fluvialer Sedimente ausgedehnte Talmündungsterrassen geschaffen wurden, die hervorragende Meeresspiegelanzeiger sind.

Die Neuaufnahmen konzentrierten sich auf die Verbreitung und vor allem auf eine genauere Datierung der hier verbreiteten holozänen Küstenformen. ^{14}C -Alter an Muschelschalen aus holozäner Küstenablagerungen zwischen 3380 – 7250 ^{14}C BP wurden erstmalig von CODIGNOTTO (1983) publiziert, wobei die exakte Fundposition der Schalen nicht bekannt ist. Eine erste morpho- und chronostratigraphische Untergliederung und Kartierung der verschiedenen holozänen Strandformen in diesem Küstenabschnitt wurde von SCHELLMANN (1998a) erstellt. Im Rahmen der hier vorgestellten Neuaufnahmen konnten weitere ^{14}C -Datierungen durchgeführt, die Kartierungen überprüft und teilweise räumlich erweitert werden. Neue Befunde zur holozänen Bodengenese und den Möglichkeiten einer pedostratigraphischen Differenzierung holozäner Strandterrassen im Küstenraum Camarones und Bustamante beschreiben SAUER et al. (2007). AGUIRRE et al. (2006b) belegen Variationen der Molluskenarten in den bei Camarones und der Bahía Vera erhaltenen pleistozänen und holozänen Strandablagerungen und interpretieren diese als Folge von Änderungen der Meerestemperaturen vor der Küste. Danach soll das Meer während eines holozänen Klimaoptimums vor 5 bis 8 ka etwa 1 bis 2°C wärmer gewesen sein als heute (AGUIRRE et al. 2006b: 281).

Holozäne Küstenterrassen sind bei Camarones vor allem in den Buchten und Talmündungen südlich der Siedlung entlang der Bahía Camarones erhalten (Abb. 7). Zum Landesinneren werden sie dort von den beiden älteren mittelpleistozänen $\text{T4}_{[7]}$ - und $\text{T4}_{[9]}$ -Strandwall-Lagunen-Systemen in etwa 21 m ü. hTw überragt. Nach ESR-Datierungen an eingelagerten beidschaligen Muscheln entstanden die $\text{T4}_{[7]}$ -Strandwälle im vorletzten Interglazial vor etwa 200 ka (MIS 7) und die bereits stärker abgeflachten und zerschnittenen $\text{T4}_{[9]}$ -Strandwälle vor mindestens 300 ka (MIS 9), evtl. auch schon vor etwa 400 ka (SCHELLMANN 1998a: 139ff.). In diesem Küstenabschnitt sind keine letztinterglazialen Küstenterrassen erhalten. Letztinterglaziale Strandwälle des $\text{T2}_{[5]}$ - und $\text{T3}_{[5]}$ -Systems (MIS 5) mit Oberflächenhöhen von etwa 10 bzw.

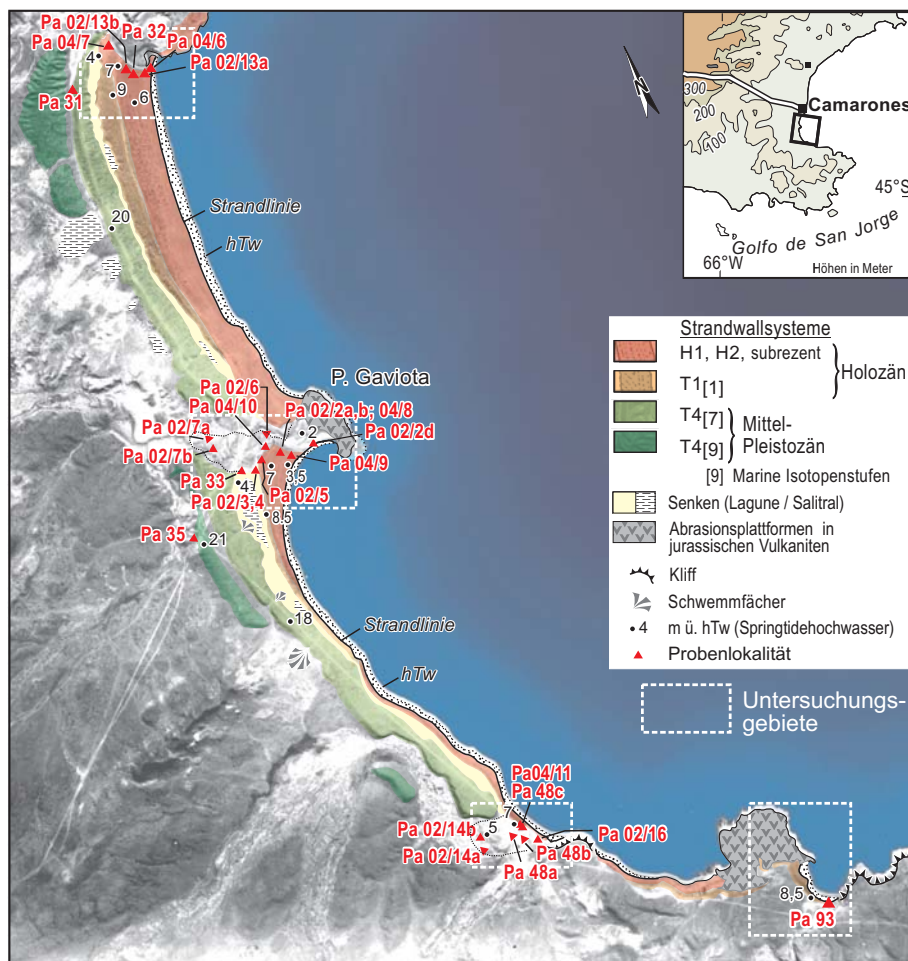


Abb. 7: Pleistozäne und holozäne Küstenformen im Bereich der Bahía Camarones mit Lage der aktuellen Untersuchungsgebiete. Die stratigraphische Differenzierung und Datierung der pleistozänen Strandwall-Lagunensysteme ist bei SCHELLMANN (1998a) publiziert.

16 m ü. hTw begleiten den heutigen Strand erst nördlich von Camarones (SCHELLMANN 1998a: 139ff.).

Das Gebiet südlich von Camarones ist eine Gunstregion nicht nur was die Erhaltung holozäner Strandwälle betrifft, sondern auch bezüglich der Verbreitung fluvio-litoraler Talmündungsterrassen, die sich im Bereich der einmündenden Cañadónes einige hundert Meter weit ins Landesinnere hinein erstrecken. Details der räumlichen Verbreitung und Datierung der dort erhaltenen holozänen Küstenformen zeigen die Abb. 7 bis 11 sowie die Photos 9 bis 12. In Tab. 6 sind alle bisher aus den holozänen

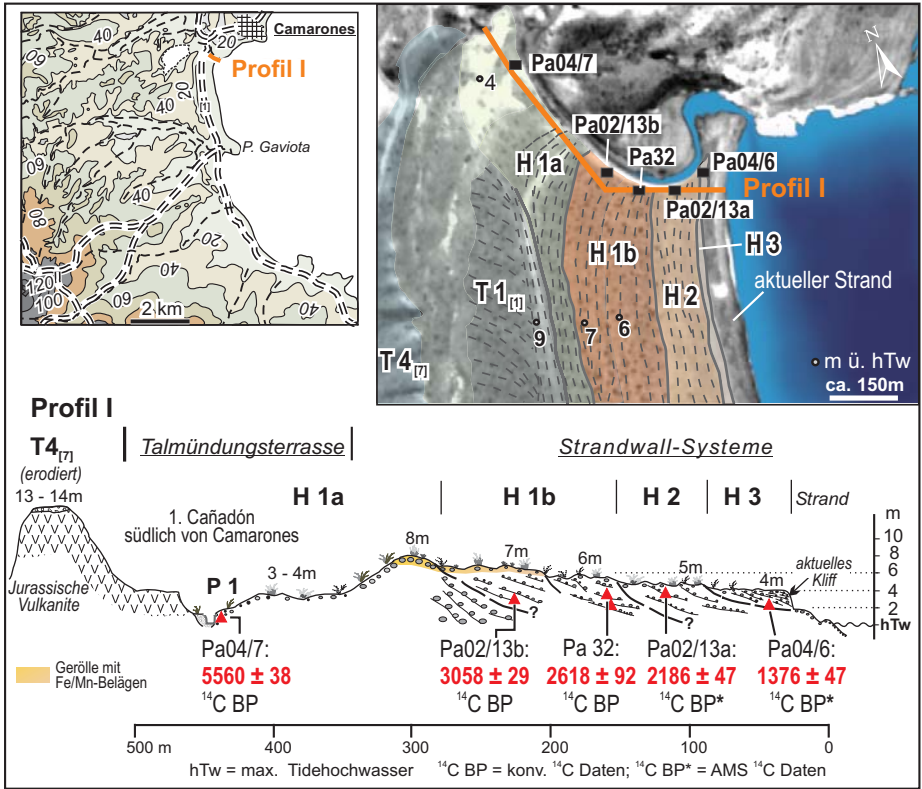


Abb. 8: Verbreitung und ¹⁴C-Alter holozäner Küstenformen am 1. Cañadón südlich von Camarones.

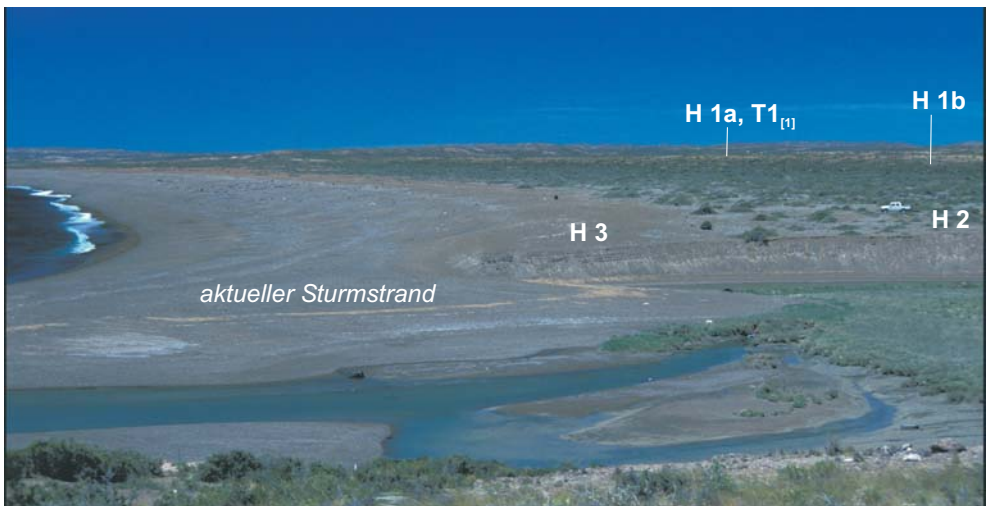


Photo 11: Blick nach Südosten über die holozänen Strandwälle am 1. Cañadón südlich von Camarones bei Niedrigwasser.

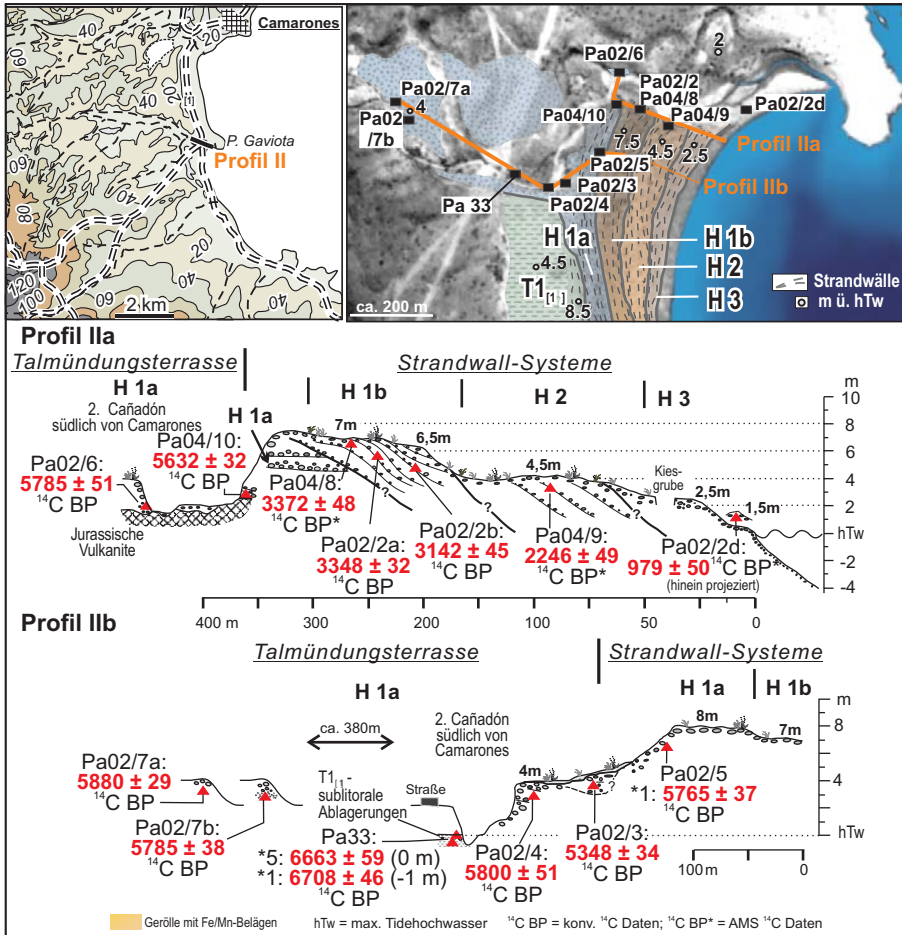


Abb. 9: Verbreitung und ¹⁴C-Alter holozäner Küstenformen am 2. Cañadón südlich von Camarones.

Litoralbildungen vorliegenden ¹⁴C-Alter zusammengestellt.

Die küstenfernsten und ältesten mittelholozänen Strandwälle des T1_[1]-Systems (Abb. 7) besitzen dort Oberflächenhöhen zwischen 8,5 bis 9,5 m ü. hTw (Tab. 6). Die T1_[1]-Strandwälle konnten zwar bisher nicht datiert werden, aber aufgrund ihrer morphostratigraphischen Lage kann davon ausgegangen werden, dass sie während des holozänen Transgressionsmaximums vor etwa 6900 – 6200 ¹⁴C-Jahren entstanden sind. Wahrscheinlich stammen sie aus der Zeit, als das Meer südlich von Camarones zum ersten Male im frühen Mittelholozän in die dortigen Mündungen der Cañadónes transgredierte. Während dieses holozänen Transgressionsmaximums wurden auch die im Mündungsbereich des 2. Cañadóns auf etwa 6700 ¹⁴C-Jahre datierten sublitoralen

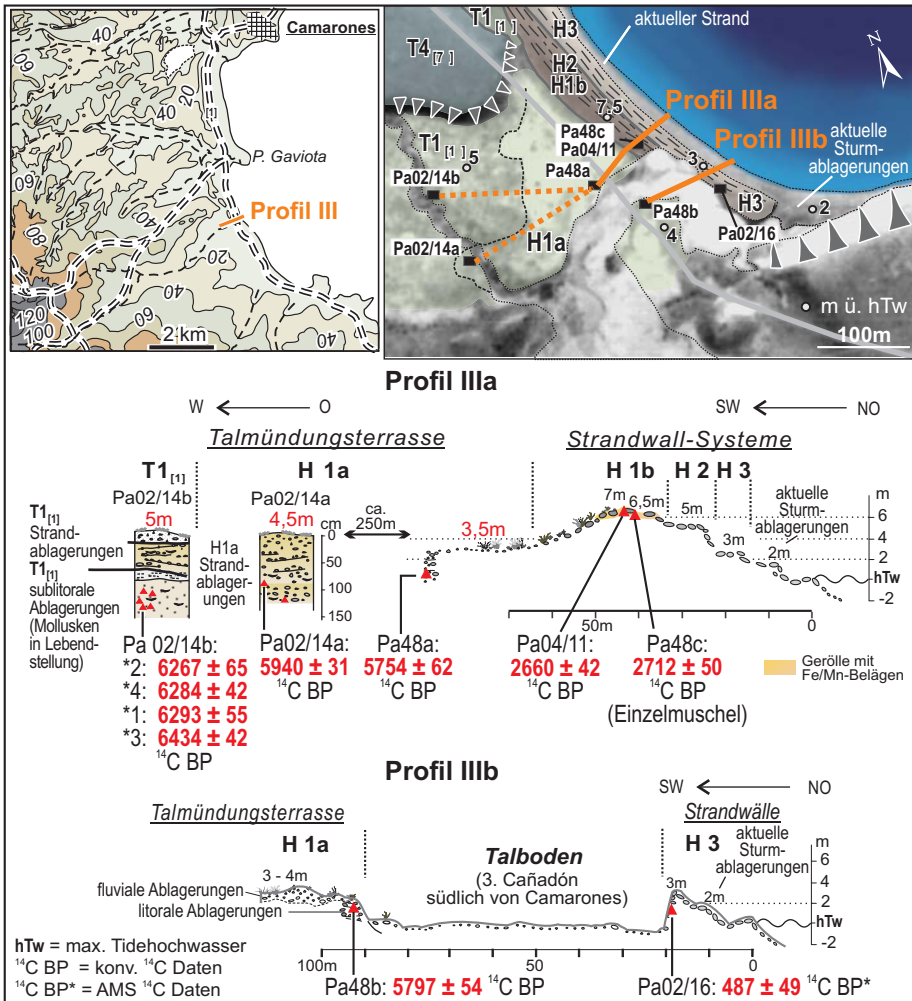


Abb. 10: Verbreitung und ¹⁴C-Alter holozäner Küstenformen am 3. Cañadón südlich von Camarones.

Sedimente abgelagert (Abb. 9: Pa 33). Zu dieser Zeit entstand ebenfalls die etwa 6200 – 6400 ¹⁴C-Jahre alte T1_[1]-Talmündungsterrasse in der Mündung des namenlosen 3. Cañadóns südlich von Camarones (Abb. 10: Pa 02/14b). Auch im Mündungsbereich des 4. Cañadóns südlich von Camarones transgredierte das Meer vor etwa 6600 ¹⁴C-Jahren über die heutige Küstenlinie hinaus in die dortige Talzone hinein und hinterließ sandig-siltige Lagunensedimenten mit einzelnen kiesigen Sandlagen. Letztere gewinnen zur Küste hin an Mächtigkeit und unterlagern dort auch die am heutigen Strand erhaltenen T1_[1]-Strandwälle, welche durch die aktuelle Küstenerosion in Aufzehrung begriffen sind. Die T1_[1]-Strandwälle sind erst am Ende der frühmittel-

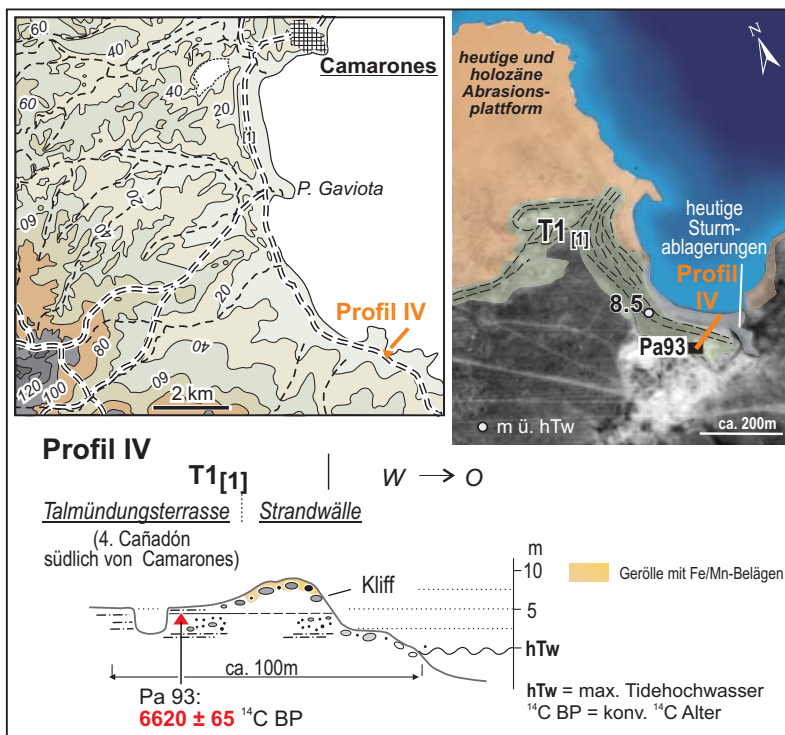


Abb. 11: Verbreitung und ¹⁴C-Alter holozäner Küstenformen am 4. Cañadón südlich von Camarones.

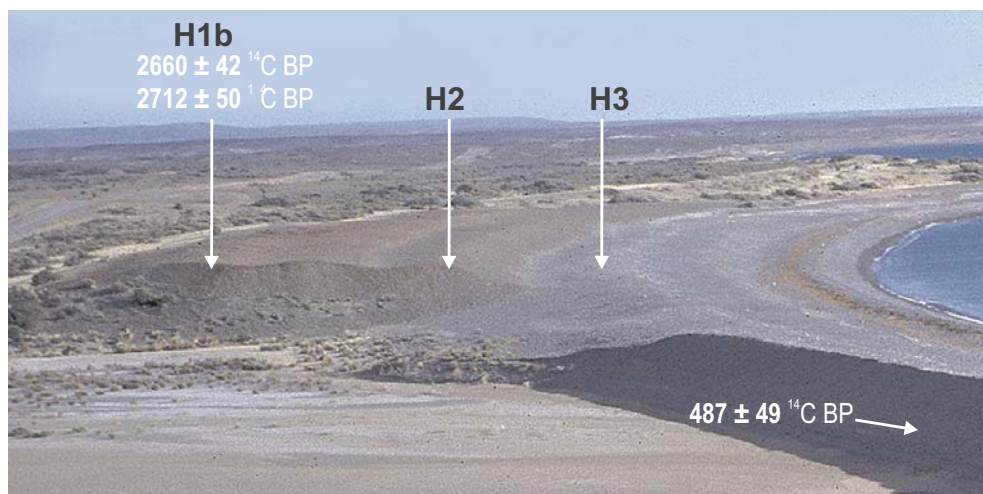


Photo 12: Jungholozäne Strandwälle aufgeschlossen am 3. Cañadón südlich von Camarones. Die 2700 ¹⁴C-Jahre alten H1b-Strandwälle besitzen wegen kräftiger Fe/Mn-Beläge auf den Strandkiesen eine rostige Oberfläche, die jüngeren H2- und H3-Strandwälle dagegen dunkelgraue bzw. graue Oberflächen.

holozänen Transgressionsmaximum entstanden. Eine innerhalb dieser sandreichen Strandablagerungen eingelagerte beidschalige Muschel besitzt ein Alter von ca. 6620 ¹⁴C BP (Abb. 11: Pa 93).

Neben den ältesten früh-mittelholozänen T1_[1]-Strandwällen sind entlang der heutigen Küstenlinie weitere jüngere Strandwallbildungen verbreitet, die sich nach ihrer Oberflächenerhebung und Altersstellung in folgende drei Gruppen zusammenfassen lassen (Tab. 6):

- die etwa 5,5 bis 7 bzw. maximal 8 m ü. hTw hohen H1a-Strandwälle und H1b-Strandwälle,
- die etwa 4,5 bis 5 m ü. hTw hohen H2-Strandwälle,
- die etwa 3 bis 4 m ü. hTw hohen H3-Strandwälle. Letztere sind nur noch 1 bis 2 m höher als aktuelle Kiesanlandungen und Strandbildungen.

Nach ¹⁴C-Datierungen an eingelagerten beidschaligen Muscheln entstanden die H1a-Küstenformen südlich von Camarones vor etwa 5300 – 6000 ¹⁴C-Jahren. Auch aus ihrer morphostratigraphischen Lage ist deutlich abzulesen, dass diese erst nach dem holozänen Transgressionsmaximum vor 6200 ¹⁴C-Jahren (s.o.) gebildet wurden.

Dort, wo die H1a-Strandwälle erhalten sind, folgen häufig meerwärts die fast ebenso hohen H1b-Strandwälle (Abb. 8, Abb. 9). Letztere sind allerdings wesentlich jünger. Sie wurden erst im Zeitraum zwischen ca. 2600 – 3400 ¹⁴C BP gebildet.

Im älteren Subatlantikum entstanden dann die etwa 2200 ¹⁴C-Jahre alten H2-Strandwälle (Abb. 8, Abb. 9, Photo 11, Photo 12), deren dunkelgraue Kiesoberflächen sich deutlich von den durch Fe/Mn-Umkrustungen der Kiese rostig gefärbten Oberflächen der älteren holozänen H1b-, H1a- und T1_[1]-Strandwälle abheben (Photo 12). Die rostige Oberflächenfarbe von Strandwällen ist allerdings kein gutes Indiz für das Alter eines Strandwalles. Kräftig rostig gefärbte Strandwalloberflächen findet man zum Beispiel in der „Hundertstrände-Bucht“ bei San Julián auch auf grobkiesigen Strandwällen, die erst vor 1600 ¹⁴C-Jahren entstanden sind (Kap. 3.8). Fe/Mn-Umkrustungen der Gerölle an der Oberfläche von Strandwällen treten außerdem nur dann auf, wenn die obersten Kieslagen aus matrixfreien Grobkiesen und Blöcken bestehen und damit sehr gut durchlüftet sind. Auf matrixreichen Strandablagerungen mit hohen Feinkies- oder Sandanteilen fehlen sie generell.

Die jüngsten fossilen H3-Strandwälle besitzen südlich von Camarones eine Oberflächenhöhe bei etwa 3 bis 4 m ü. hTw. Sie entstanden im Zeitraum zwischen etwa

Tab. 6: Konventionelle und AMS ¹⁴C-Alter holozäner Strandwälle und Talmündungsterrassen südlich von Camarones.

Camarones Süd

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	2 - 2,5						
aktuelle Sturmablagerungen	4	P. Fabian	-0,2	116.1 pmC		Hd-23160	<i>Mytilus edulis</i>
erodierte H3 - Strandwälle H3 - Strandwälle	1,5	Pa02/2d	-0,8	979 ± 50 BP	499-646	Erl-7249	<i>Mytilus edulis</i>
	3	Pa02/16	-2	487 ± 49 BP	0-234	Erl-5717	<i>Mytilus magell.</i>
	4	Pa04/6	-1,95	1376 ± 47 BP	798-1037	Erl-6806	<i>Brachidontes p.</i>
H2 - Strandwälle	4,5	Pa04/9	-1	2246 ± 49 BP	1717-1974	Erl-6808	<i>Ensis macha</i>
	5	Pa02/13a	-1	2186 ± 49 BP	1650-1911	Erl-6476	<i>Brachidontes p.</i>
H1b - Strandwälle	5,5 - 6,5	Pa 32	-2/-3,5	2618 ± 92 BP	2057-2602	Hd-16501	<i>Mytilus sp.</i>
	6,5	Pa 48c	-0,2	2712 ± 50 BP	2300-2608	Hd-16507	<i>Einzelmuschel</i>
	7	Pa04/11	-0,2	2660 ± 42 BP	2208-2491	Hd-23617	<i>Protothaca ant.</i>
	7	Pa02/13b	-4	3058 ± 29 BP	2747-2911	Hd 23246	<i>Protothaca ant.</i>
	6,5	Pa02/2b	-1,8	3142 ± 45 BP	2789-3066	Hd-23247	<i>Protothaca ant.</i>
	7	Pa02/2a	-1,5	3348 ± 32 BP	3103-3322	Hd-23235	<i>Protothaca ant.</i>
	7	Pa04/8	-0,5	3372 ± 48 BP	3097-3362	Erl-6807	<i>Brachidontes p.</i>
H1a - Talmündungsterrasse	3 - 4	Pa04/7	-0,4	5560 ± 38 BP	5866-6081	Hd-23554	<i>Protothaca ant.</i>
	3 - 4	Pa 48a	-3	5754 ± 62 BP	5995-6287	Hd-16505	<i>Protothaca ant.</i>
	3 - 4,5	Pa 48b	-0,8	5797 ± 54 BP	6064-6339	Hd-16506	<i>Protothaca ant.</i>
	4	Pa02/6	-3	5784 ± 51 BP	6056-6308	Hd-23240	<i>Protothaca ant.</i>
	4	Pa02/4	-1	5800 ± 51 BP	6092-6335	Erl-6473	<i>Mytilus edulis</i>
	4	Pa02/7b	-1,7	5785 ± 38 BP	6112-6286	Hd-23504	<i>Protothaca ant.</i>
	4	Pa02/7a	-0,9	5880 ± 29 BP	6226-6382	Hd-23150	<i>Protothaca ant.</i>
	4,5	Pa 02/14a	-1	5940 ± 31 BP	6278-6425	Hd-22663	<i>Protothaca ant.</i>
H1a -Strandablagerungen	4,5	Pa02/3	-1,5	5348 ± 34 BP	5611-5834	Hd-23239	<i>Protothaca ant.</i>
H1a - Strandwälle	7,5	Pa04/10	-7	5632 ± 32 BP	5929-6149	Hd-23669	<i>Protothaca ant.</i>
	8	Pa02/5	-1,5	5765 ± 37 BP	6087-6279	Hd 23225	<i>Protothaca ant.</i>
T1(1) - Talmündungsterrasse	5	Pa 02/14b*1	-1,4	6293 ± 55 BP	6620-6898	Hd-23253	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 02/14b*2	-1,4	6267 ± 45 BP	6609-6849	Hd-23508	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 02/14b*3	-1,4	6434 ± 42 BP	6785-7056	Hd-23692	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 02/14b*4	-1,4	6284 ± 42 BP	6633-6858	Hd-23675	<i>Protothaca ant.</i>
	5	Pa 93	-1,1/-1,4	6620 ± 65 BP	6971-7283	Hd-17717	<i>Protothaca ant.</i>
T1(1) - Lagunenablagerungen	0	Pa 33*5	-0,2/-1	6663 ± 59 BP	7024-7317	Hd-18241	<i>Protothaca ant.</i>
	-1	Pa 33*1	-0,2/-1	6708 ± 46 BP	7145-7349	Hd-16502	<i>Protothaca ant.</i>
T1(1) - Strandwälle	8,5 - 9,5						

* = Probentiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

400 – 1400 ¹⁴C BP (Abb. 8 bis 10, Photo 11 und 12). In den Mündungsgebieten des 2. und 3. Cañadóns südlich von Camarones werden sie aktuell von Landseite durch fluviale Unterschneidung stark erodiert und sind daher dort nur noch als schmale, mehr oder minder stark aufgezehrte Form erhalten (Photo 12).

Neben der Erhaltung der zahlreichen, unterschiedlich alten, holozänen Strandwallsystemen liegt eine weitere Besonderheit der Küste südlich von Camarones darin, dass im Mündungsbereich einiger Cañadóns weitflächig Talmündungsterrassen erhalten sind, die hervorragende Meeresspiegelindikatoren darstellen. Wie bereits ausgeführt wurde, korrespondieren deren Oberflächen mit dem Tidehochwasserspiegel. Die älteste holozäne T1_[1]-Talmündungsterrasse ist im Mündungsbereich des 3. und

des 4. Cañadóns südlich von Camarones erhalten (Abb. 10, Abb. 11, Photo 10) und besitzt dort eine Oberflächenhöhe von ca. 5 m ü. hTw. Diese Terrasse entstand vor etwa 6200 bis 6700 ¹⁴C Jahren während des holozänen Transgressionsmaximums.

Die nächstjüngere H1a-Talmündungsterrasse, deren Oberfläche im Mittel etwa einen Meter niedriger liegt, ist noch weitflächiger erhalten. Man findet sie in allen drei Cañadónes unmittelbar südlich von Camarones (Abb. 8 bis Abb. 10). Nach ¹⁴C-Datierungen an eingesedimentierten, beidschaligen Muscheln entstand sie im Zeitraum zwischen ca. 5500 – 6000 ¹⁴C BP.

Auffällig ist, dass diese beiden mittelholozänen Anschüttungen große Areale der Mündungen einnehmen. In diese sind die vergleichsweise schmalen aktuellen Talsohlen, die nur periodisch wasserführen, um einige Meter tief eingeschnitten. Zwischengeschaltete Terrassenniveaus konnten bisher nicht gefunden werden. Die Ursache liegt wahrscheinlich in der sukzessiven Verschließung der Talmündungen durch die jüngeren *post* H1a-Strandwallsysteme, wodurch eine erneute Transgression des Meeres in die Buchten nicht mehr möglich war.

In den Talmündungsterrassen sind Zeitpunkt und relative Höhenlage des Tidehochwassers während des mittelholozänen Transgressionsmaximums (T1_[1]), dass vor 6200 ¹⁴C-Jahren endete, hervorragend dokumentiert. Zwischen 6200 – 6000 ¹⁴C BP erfolgte dann eine erste deutliche absolute Absenkung des Tidehochwassers um etwa einen Meter auf das H1a-Talmündungsniveau. Dieser zweite mittelholozäne Meeresspiegelhochstand dauerte mindestens bis vor 5500 ¹⁴C BP an, also solange, wie die H1a-Talmündungsterrasse und die zeitgleich gebildeten H1a-Strandwälle aufgeschottert wurden.

Die zunehmend niedrigeren Strandwallhöhen der *post*-H1a-Strandwallsysteme belegen, ähnlich wie an der Küstenlokalität „Bahía Vera“, für den Zeitraum zwischen 3400 – 400 ¹⁴C BP den Trend zu einer sukzessiv tieferen Lage des Meeresspiegels bis zum Erreichen des aktuellen Meeresspiegels. Inwieweit der Meeresspiegel zwischenzeitlich auch einmal tiefer lag als heute, ist bisher nicht bekannt. Ursachen für das allmähliche Absinken des Meeresspiegels seit ca. 3400 ¹⁴C BP können allein schon wegen der durch zahlreiche Altersdaten nachgewiesenen weitgehenden Kontinuität des Abfalls weder Veränderungen der Tidenhöhen noch der Windrichtungen und Windstärken sein. Beide Optionen wurden bereits von SCHELLMANN (1998a: 148) diskutiert und damals schon als wenig wahrscheinlich angesehen. Argumente für diese Auffassung sind zum einen, dass sich während der Bildung der holozänen Strandab-

lagerungen die Form der Küstenlinien südlich von Camarones nicht wesentlich verändert hat, eine Möglichkeit um kurzfristig deutliche Tideveränderungen zu induzieren. Veränderungen der Wellenhöhen als Folge veränderter Windrichtungen und Windstärken können ebenfalls ausgeschlossen werden, da dadurch sprunghaft höhere oder tiefer liegende Strandwälle abgelagert würden statt der beobachteten allmählichen Abnahme der Strandwallhöhen. Insofern können nur isostatische und /oder eustatische Faktoren der Grund für den konstatierten relativen Meeresspiegelabfall in dieser Zeit sein (Kap. 4).

3.5 Die Küstenlokalitäten „Bahía Bustamante“ und „Caleta Malaspina“ (ca. 45°08' s. Br.)

Die Küstenregion Bahía Bustamante und die angrenzende Caleta Malaspina liegen am Südrand des Nordpatagonischen Massivs, eines geologisch-strukturellen Hochgebietes, das unmittelbar südlich von Bahía Bustamante vom NW-SE-streichenden San Jorge-Becken begrenzt wird (Abb. 3). Regionale Details zur Geologie und Geomorphologie dieses Küstenabschnittes sind u.a. bei ARDOLINO et al. (1998), CIONCHI (1988) und SCHELLMANN (1998a) publiziert. Ältere Beschreibungen der dort verbreiteten Küstenterrassen stammen u.a. von FERUGLIO (1950; ders. 1947), CIONCHI (1984; ders. 1987), RADTKE (1989) sowie von RUTTER et al. (1989; 1990). Neuere geochronologische Bearbeitungen der pleistozänen Terrassen stammen von SCHELLMANN (1998a) sowie ROSTAMI et al. (2000). Eine Beschreibung und paläoökologische Interpretation der in den pleistozänen und holozänen Küstenterrassen enthaltenen Molluskenfauna in diesem Raum ist bei AGUIRRE et al. (2005) publiziert. Die Autoren fordern etwas höhere Meerestemperaturen für das mittlere Holozän vor etwa 6000 – 9000 ¹⁴C Jahren sowie ähnliche Meerestemperaturen wie heute für das ausgehende letzte Interglazial zur Bildungszeit der T2_[5]- und T1_[5]-Terrassen *sensu* SCHELLMANN (1998a) und ähnliche oder wärmere Meerestemperaturen während des MIS 5e- und MIS 7-Interglazials.

Die heutige Küste prägen kiesige Strände, sowie kleinere Landzungen und einzelne weit ins Meer vorspringende Halbinseln aus vulkanischen Festgesteinen (u.a. Quarzporphyre, Rhyolithe, Pyroklastika). So erstrecken sich im Süden der Siedlung Bustamante zwei größere Halbinseln, die Península Aristizábal und die Península Gravina. Zwischen den beiden weit in den Atlantik vorspringenden Landzungen liegt die Caleta Malaspina, eine Bucht, die weit ins Landesinnere reicht und zusätzlich

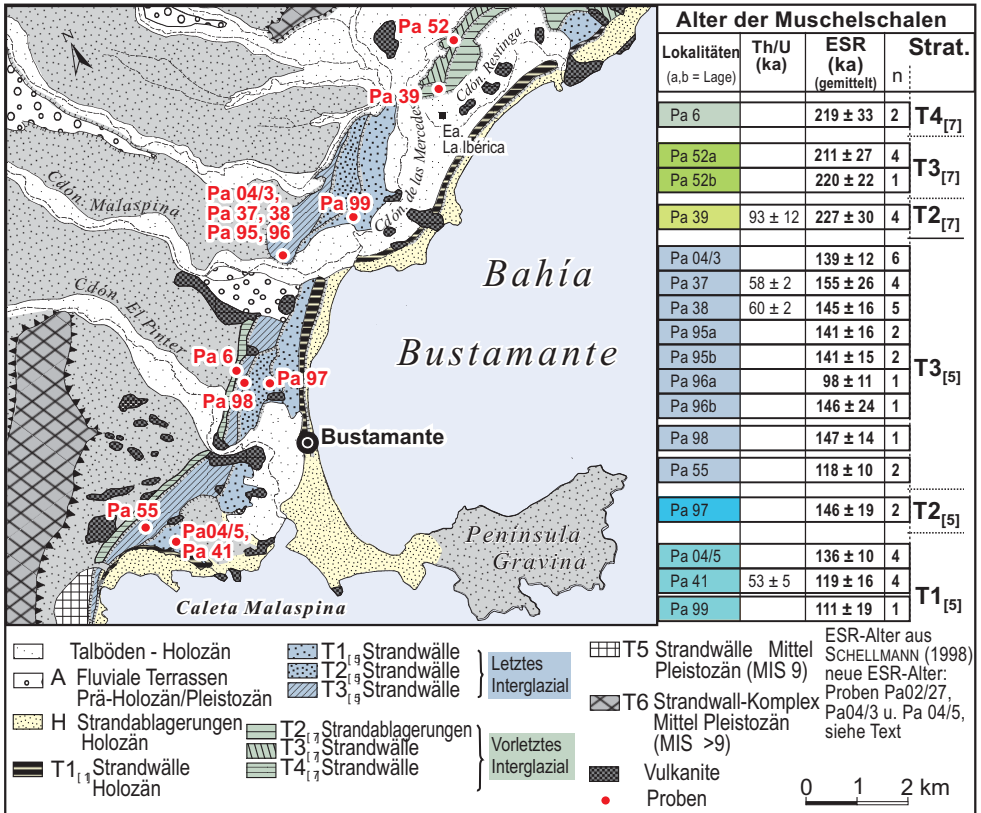


Abb. 12: Pleistozäne und holozäne Küstenterrassen im Bereich der Bahía Bustamante mit Lage der aktuellen Probenlokalitäten. Die stratigraphische Differenzierung und Datierung der pleistozänen Strandwall-Lagunen-Systeme ist bei SCHELLMANN (1998a) dargestellt.

gegen die Sturmwellen des offenen Atlantiks durch mehrere Inseln abgeschlossen ist (Abb. 5, Abb. 12). Im rezenten küstenmorphologischen Formenschatz dominieren entlang der den Atlantikwellen unmittelbar ausgesetzten Stränden der Bahía Bustamante felsige Küstenareale mit kleineren Abrasionsplattformen sowie grobkiesige Strandwall-Sequenzen. Dagegen sind innerhalb der brandungsgeschützten Caleta Malaspina größere Areale mit Wattmilieu und Marschen sowie relativ ebene jung- und mittelholozänen Strandterrassen verbreitet.

Insgesamt existieren in der Umrahmung der Bahía Bustamante eine der reichhaltigsten Abfolgen jung- und mittelpleistozäner Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste, deren morpho- und chronostratigraphische Differenzierung u.a. bei SCHELLMANN (1998a) beschrieben ist. Eine weitere Besonderheit dieses Küstenraumes liegt darin, dass dort mehrere unterschiedlich hohe Strandwallsys-

teme erhalten sind, die teilweise während eines interglazialen Meeresspiegelhochstandes gebildet wurden (Tab. 3). Zum Beispiel entstanden während des letzten Interglazials (MIS 5) (Abb. 12) zunächst die in der Regel am weitesten von der heutigen Küste entfernten T3_[5]-Strandwälle mit einer Höhenlage ihrer Oberflächen von etwa 16 bis 18 m ü. hTw. Anschließend wurden die zur Küste hin vorgelagerten T2_[5]-Strandwälle in etwa 12 bis 13 m ü. hTw gebildet. Die jüngsten Strandformen des MIS 5 sind die T1_[5]-Strandwälle in 8 bis 10 m ü hTw, die eine ähnliche Höhenlage wie die in diesem Raum verbreiteten frühmittelholozänen T1_[1]-Strandwälle besitzen.

Die vor wenigen Jahren durchgeführten ESR-Datierungen an beidschaligen Muscheln aus diesen drei letztinterglazialen Strandwällen konnten keine signifikanten Altersunterschiede zeigen (SCHELLMANN 1998a; SCHELLMANN & RADTKE 2000). Es war daher unklar, ob alle drei Strandwallsysteme während des MIS 5e-Meeresspiegelhochstandes entstanden sind, oder ob die jüngeren erst während der etwas jüngeren letztinterglazialen Submaxima MIS 5c oder MIS 5a gebildet wurden.

Daher wurden im Rahmen dieser Untersuchungen weitere beidschalige Muscheln datiert, die neu aus den han-

Tab. 7: ESR-Alter jungpleistozäner Muschelschalen aus verschiedenen litoralen Sedimentlagen von der patagonischen Atlantikküste.

Proben Nr.	Labor Nr.	Lokalität	Strat.	Tiefe	U (int)	Dosis/Jahr (µGy/a) frühe U.	DE Gy	ESR-Alter ka	Anzahl Aliquots	max. art. Dosis (Gy)	Gattung, Art
02-27*2	K4518	Caleta Olivia S	MIS 5	-2 m	6,04 ± 0,31	2253 ± 157	214,31 ± 10,19	95 ± 8	20	400	<i>Protothaca ant.</i>
02-27*4	K4519			-2 m	5,56 ± 0,28	2028 ± 178	151,57 ± 10,34	75 ± 8	20	400	<i>Protothaca ant.</i>
04-3a*1	K4504	Bahia Bustamante	T3[5]	-1,2	1,59 ± 0,16	2011 ± 124	279,86 ± 23,68	139 ± 14	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-3a*2	K4505			-1,2	2,25 ± 0,22	2174 ± 136	262,73 ± 16,14	121 ± 11	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-3b*1	K4506	Bahia Bustamante	T3[5]	-1,8	0,88 ± 0,09	1888 ± 117	313,93 ± 19,96	166 ± 15	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-3b*2	K4507			-1,8	1,27 ± 0,13	1958 ± 123	281,79 ± 10,15	144 ± 10	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-3c*1	K4508	Bahia Bustamante	T3[5]	-2,2	2,68 ± 0,27	2169 ± 134	339,69 ± 16,69	157 ± 12	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-3c*2	K4509			-2,2	2,38 ± 0,24	2001 ± 115	215,82 ± 13,94	108 ± 9	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-5*1	K4512	Bahia Bustamante	T1[5]	-0,45	0,6 ± 0,06	1657 ± 85	228,88 ± 6,46	138 ± 8	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-5*2	K4513			-0,45	0,66 ± 0,07	1703 ± 86	223,7 ± 13,84	131 ± 10	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-5*3	K4514			-0,45	0,68 ± 0,07	1706 ± 86	223,92 ± 14,98	131 ± 11	20	534	<i>Protothaca ant.</i>
04-5*4	K4515			-0,45	1,19 ± 0,12	1872 ± 95	267,42 ± 10,62	143 ± 9	20	534	<i>Protothaca ant.</i>



Photo 13: Letztinterglaziales T3_[5]-Strandwallsystem am Cañadón Malaspina. Die großbogige Schrägschichtung der Strandkiese fällt in Richtung zur heutigen Küste ein (Abb. 12: Probenlokalität Pa04/3).

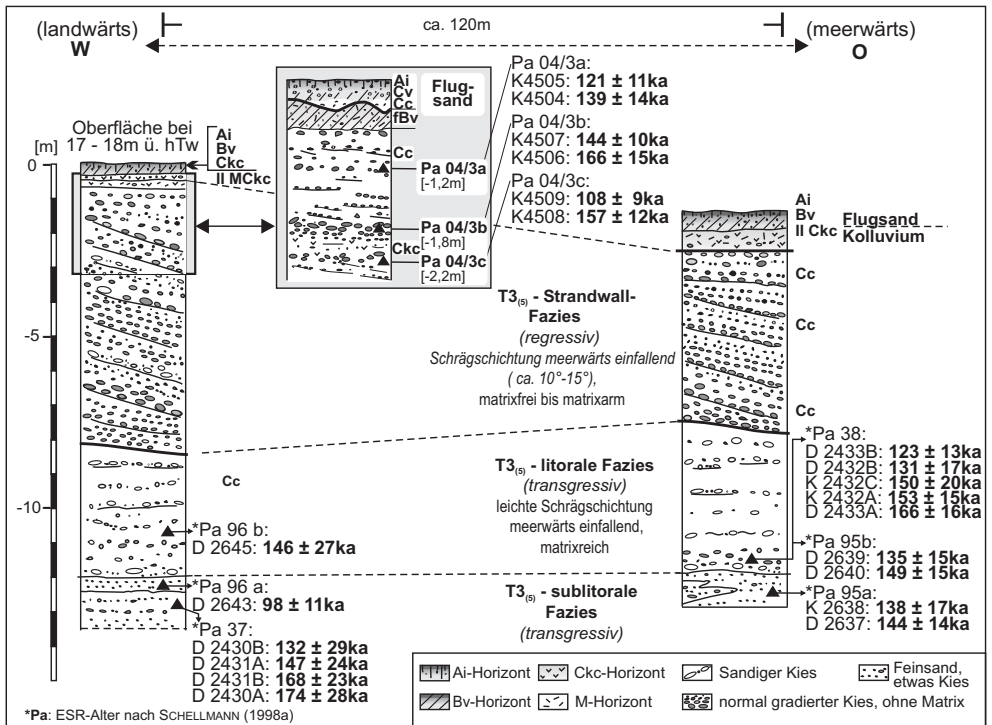


Abb. 13: ESR-Alter des letztinterglazialen T3_[5]-Strandwallsystems am Cañadón Malaspina (Bahía Bustamante) (Photo 13). Die ESR-Alter der Proben Pa 37, Pa 38, Pa 95 und Pa 96 stammen aus SCHELLMANN (1998a). Die Daten der aktuellen ESR-Datierungen sind in Tab. 8 zusammengestellt.

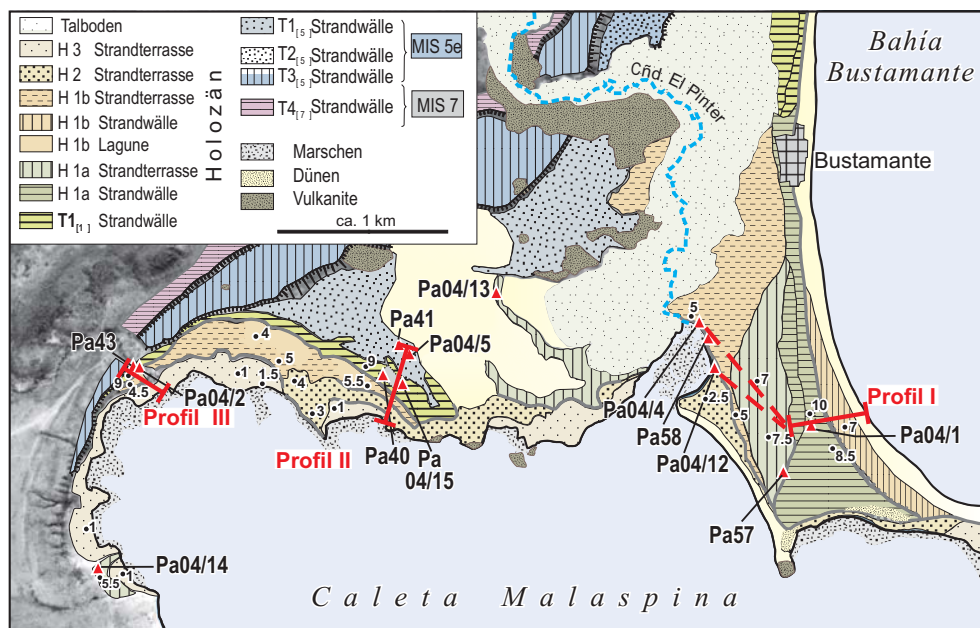


Abb. 14: Detailkartierung der holozänen Strandwallsysteme und Strandterrassen zwischen der Caleta Malaspina und der Bahía Bustamante. Die stratigraphische Differenzierung und Datierung der pleistozänen Strandwall-Lagunensysteme ist bei SCHELLMANN (1998a) publiziert.

genden Kiesschichten des ältesten letztinterglazialen $T3_{[5]}$ -Strandwallsystems (Photo 13, Abb. 13) und vom Top des jüngsten letztinterglazialen $T1_{[5]}$ -Strandwallsystems (Abb. 16) geborgen wurden. Es sollte dabei auch geprüft werden, inwieweit das inzwischen verbesserte Verfahren der ESR-Altersbestimmung von Muschelschalen (SCHELLMANN & RADTKE 2003a; SCHELLMANN & RADTKE dieser Band) weiterhelfen kann. Diese neuen ESR-Datierungen (Tab. 7) bestätigen ebenfalls, dass beide Strandwallsysteme im letzten Interglazial entstanden sind. Innerhalb der Fehlergrenzen sind die ESR-Alter aus dem $T1_{[5]}$ -Strandwallsystem, die an vier beidschaligen Muscheln aus einer Sedimentlage durchgeführt wurden (Abb. 16, Tab. 7), identisch. Sie weisen daraufhin, dass sich auch dieses jüngste letztinterglaziale Strandwallsystem noch während des MIS 5e - Hochstandes bildete. Allerdings reicht die Datierungsgenauigkeit der ESR-Altersbestimmungsmethode an Muschelschalen immer noch nicht aus, um eine Entstehung der $T1_{[5]}$ - und der $T2_{[5]}$ -Strandwallsysteme während der letztinterglazialen Submaxima MIS 5c oder MIS 5a auszuschließen. Daher bleibt weiter offen, ob die beiden nach dem Transgressionsmaximum entstandenen letztinterglazialen Strandwallsysteme $T2_{[5]}$ und $T1_{[5]}$ noch am Ausgang des MIS 5e Transgressions-

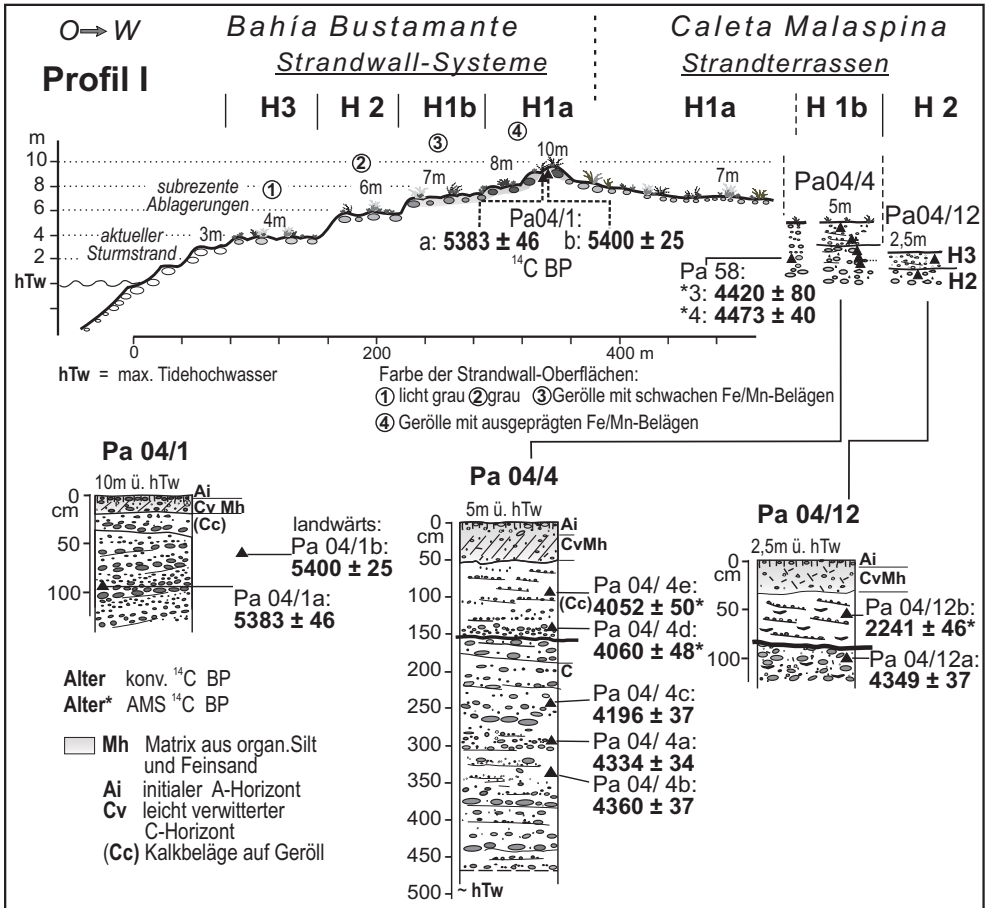


Abb. 15: Lagerung und Altersstellung der holozänen Strandwallsysteme zwischen der Bahía Bustamante und der Caleta Malaspina. Zur Lage des Profils siehe Abb. 14.

maximums oder erst während der nachfolgenden Submaxima MIS 5c und MIS 5a entstanden sind (siehe hierzu auch Kap. 1).

Auffällig ist aber, dass die Höhendistanz zwischen den höchsten Erhebungen der T3_[5]- und der T1_[5]-Strandwälle nur etwa 8 bis 9 m beträgt. Sie liegt damit in einer ähnlichen Größenordnung wie der fast 7 m betragende Höhenunterschied zwischen den Oberflächen der ältesten mittelholozänen T1_[1]- (max. 9.5 m ü. hTw) und den aktuellen Strandwallbildungen (max. 3 m ü. hTw, Tab. 8). Eine stärkere, mehrere Jahrzehntausende andauernde Hebungsrate kann in diesem Küstenabschnitt wegen der insgesamt relativ niedrigen Höhenlage der jung- und mittelpleistozänen Strandwallsysteme über dem aktuellen Meeresspiegel ausgeschlossen werden (u.a.

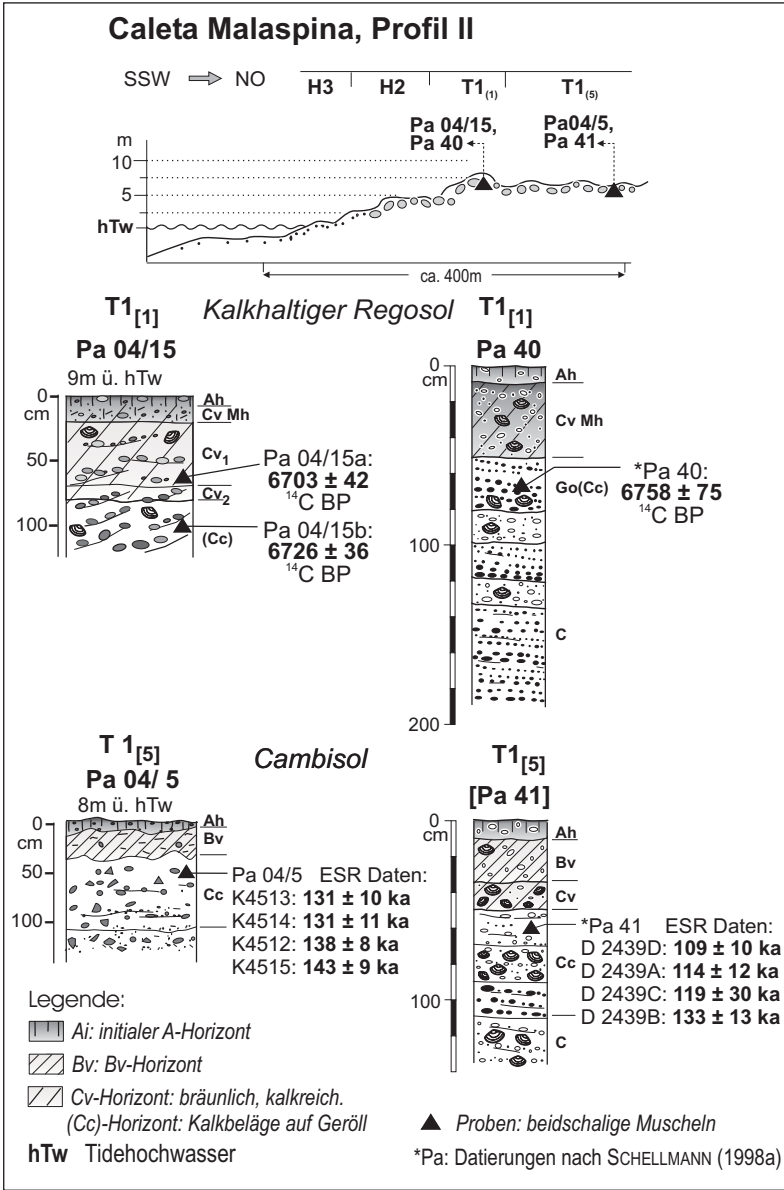


Abb. 16: Lagerung und Altersstellung der T1_[1]- und T1_[5]-Strandwallssysteme an der Nordküste der Caleta Malaspina. Die ESR-Alter der Muschelschalen Pa 42 stammen aus SCHELLMANN (1998a). Zur Lage des Profils siehe Abb. 14.

SCHELLMANN 1998a).

Vielmehr ist davon auszugehen (Kap. 4), dass eine zeitlich beschränkte Heraus-

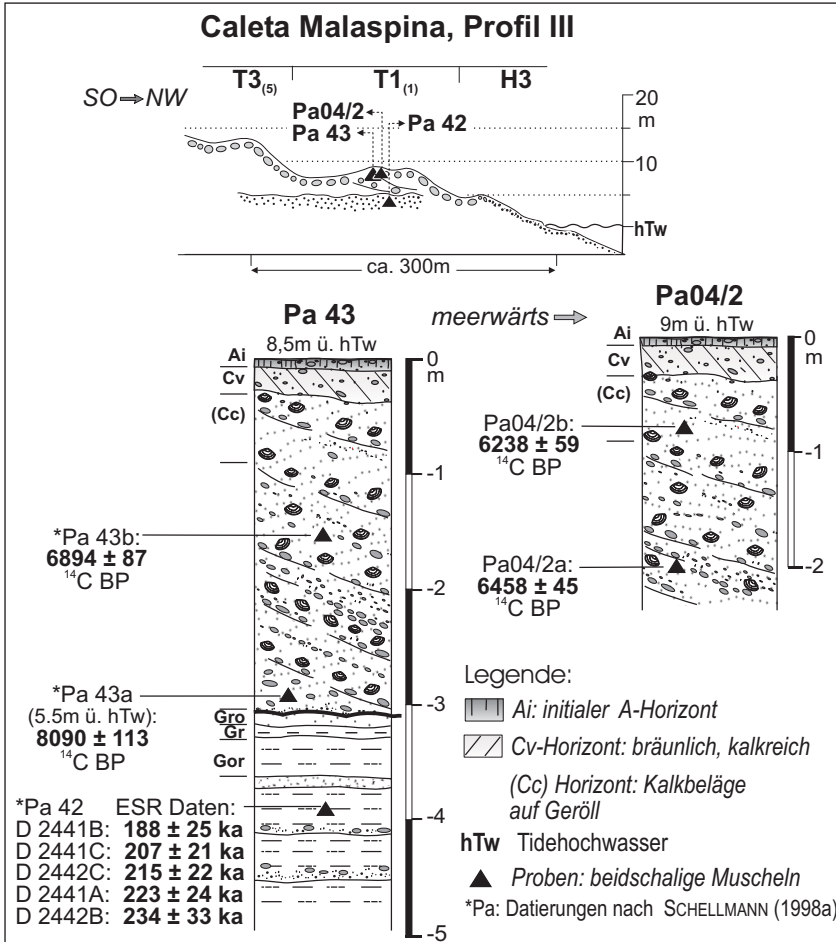


Abb. 17: Lagerung und Altersstellung des mittelholozänen T1₍₁₎-Strandwallsystems an der Westküste der Caleta Malaspina. Zur Lage des Profils siehe Abb. 14.

hebung der mittel- und südpatagonischen Küste wahrscheinlich hydro-isostatisch verursacht wurde. Die Hebung selbst dürfte zeitlich auf das jeweilige Spätglazial (?) und die anschließende Warmzeit beschränkt gewesen sein, also etwa 10 – 15 ka angehalten haben. Im Mittel- und Jungholozän betrug die Gesamthebung wahrscheinlich maximal 3 m (Kap. 4). Während des MIS 5e- und des MIS 7-Interglazials dürfte sie eine Größenordnung von maximal 10 m bzw. 12 m erreicht haben. Auf diese Weise lassen sich sowohl die extrem hohe Lage der mittelholozänen Strandterrassen als auch die relativ niedrige Höhenlage jung- und mittelpleistozäner Küstenterrassen und deren jeweiligen Höhendifferenzen verstehen, ohne dass größere Veränderungen der absoluten Höhenlage des zugehörigen Meeresspiegels erforderlich sind. Letzteres ist kaum

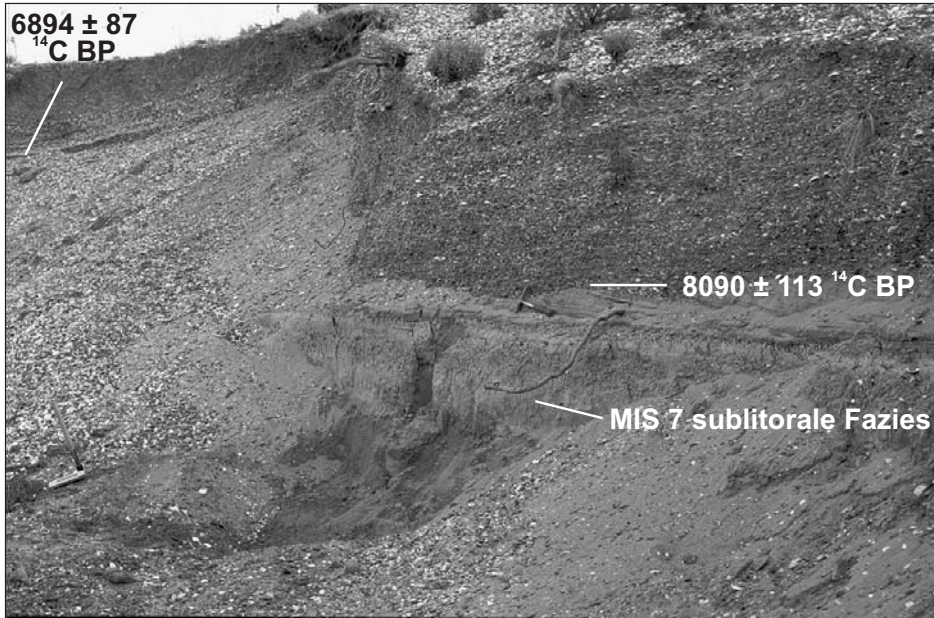


Photo 14: Frühmittelholozäne T1_[1]-Strandwallkiese über MIS 7 - Vorstrandsedimenten aufgeschlossen am Westrand der Caleta Malaspina (Abb. 17). Wegen der brandungsgeschützten Lage am westlichsten Rand der Caleta Malaspina sind die T1_[1]-Strandwallkiese dort relativ sandreich und führen zahlreiche Muschelschalen, wenn auch nur selten in beidschaliger Erhaltung.

anzunehmen, weil inzwischen relativ gut abgesichert ist, dass der globale Meeresspiegel zumindest während der Transgressionsmaxima des Holozäns (s.u.) und des letzten Interglazials eine absolute Höhenlage von nur etwa 2 ± 2 m über dem aktuellen Meeresniveau erreicht hat (u.a. SCHELLMANN & RADTKE 2004: 99ff.).

Schwerpunkte der aktuellen Untersuchungen im Küstenraum Bustamante waren die Detailkartierung (Abb. 14) und Altersdatierung der dort verbreiteten holozänen Strandterrassen. Da die Küste entlang der Bahía Bustamante den Atlantikwellen relativ ungeschützt ausgesetzt ist, sind dort grobkiesige und blockreiche Strandwälle aus dem Holozän bis in 9,5 m Höhe ü. hTw weit verbreitet. Sie wurden von SCHELLMANN (1998a) ausführlicher beschrieben.

Dabei besitzen die ältesten holozänen T1_[1] und H1a-Strandwallsysteme in der Umrahmung der Bahía Bustamante eine ähnliche Höhenlage von 8 bis 10 m ü. hTw. Sie können daher erst bei Vorliegen absoluter Datierungen chronostratigraphisch eindeutig eingestuft werden. Zwei ¹⁴C-Alter von 5380 bzw. 5400 ¹⁴C BP belegen, dass die höchsten Strandwälle südlich der Siedlung Bustamante, die H1a-Strandwälle (Abb.

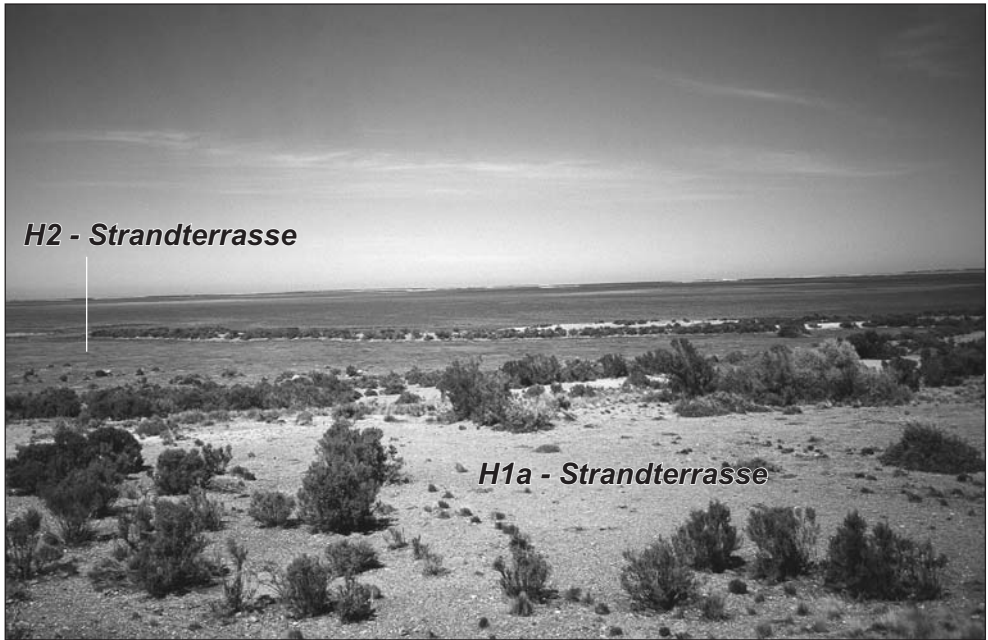


Photo 15: Blick nach Südwesten über die Caleta Malaspina. Im Vordergrund ist die wenig reliefierte, etwa 5400 ^{14}C -Jahre H1a-Strandterrasse in ca. 7 m ü. hTw zu sehen. Dahinter liegt jenseits des fossilen Kliffs die etwa 2200 ^{14}C -Jahre alte H2-Strandterrasse in ca. 2,5 m ü. hTw. Der Aufnahmestandort liegt etwas südlich vom Profil I in Abb. 14.

14, Abb. 15), nach dem holozänen Transgressionsmaximum entstanden sind. Während des Transgressionsmaximums beschrieb die Küstenlinie von der Siedlung Bustamante einen weiten Bogen nach Westen zur Nordküste der heutigen Caleta Malaspina. Dort sind an den Lokalitäten Pa04/15 und Pa40 (Abb. 14, Abb. 16) korrekte, grobkiesige und matrixarme $T1_{[1]}$ -Strandwälle verbreitet, die drei ^{14}C -Datierungen an beidschalig eingesedimentierten Muscheln zufolge vor etwa 6700 ^{14}C -Jahren entstanden. Auch am Westrand der Bucht sind an der Lokalität Pa04/2 bzw. Pa43 $T1_{[1]}$ -Strandwallkiese über Vorstrandsedimenten aus dem MIS 7-Interglazial aufgeschlossen (Abb. 14, Abb. 17). Sie wurden nach drei ^{14}C -Datierungen im Zeitraum zwischen ca. 6200 – 6900 ^{14}C BP gebildet. Eine beidschalige Muschel, die an der Basis der $T1_{[1]}$ -Kiese in 3 m Tiefe unter Strandwalloberfläche *in situ* eingelagert war (Photo 14; SCHELLMANN 1998a), wurde auf 8090 ^{14}C BP datiert. Daher ist davon auszugehen, dass der ansteigende frühholozäne Meeresspiegel bereits zu dieser Zeit nur noch etwa 3 m oder weniger unterhalb des mittelhologänen Transgressionsmaximums gelegen hat.

Im Gegensatz zu dem brandungsexponierten, hoch-energetischen Küstenmilieu der

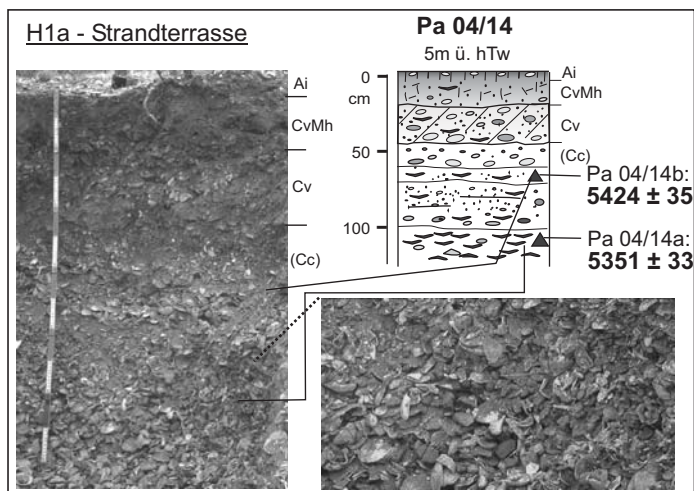


Photo 16:
Zahlreiche Muschelschalen
führender Sedimentkörper
der H1a-Strandterrasse an
der Lokalität Pa04/14 (Lage
der Lokalität in Abb. 14)

Bahía Bustamante ist die Caleta Malaspina zum Atlantik hin durch die beiden großen Halbinseln Península Aristizabal und Península Gravina sowie durch mehrere kleinere Inseln relativ gut geschützt. Diese nahezu abgeschlossene Lage wurde durch die Bildung der etwa 5400 ^{14}C -Jahre alten H1a-Strandwallssysteme im jüngeren Mittelholozän deutlich verstärkt, da durch sie die heutige Landbrücke bzw. der Tombolo zwischen der Siedlung Bustamante und der Península Gravina sukzessive verschlossen wurde (Abb. 12, Abb. 14). Diese zunehmende Abschottung der Bucht gegen die Sturmwellen des offenen Atlantiks führte dazu, dass seitdem innerhalb der Bucht statt nur noch wenig reliefierte Strandterrassen mit deutlich verringerter Höhendistanz zum zugehörigen Tidehochwasser gebildet wurden (Photo 15). Dieser Wandel zum niedrig-energetischen Küstenmilieu bewirkte bei Stürmen, dass nun im Supralitoral statt grobkiesiger Strandwallsedimente die sandreichen, mit zahlreichen Muschelschalen durchsetzte Kieskörper der Strandterrassen abgelagert wurden (Photo 16). Sie traten an die Stelle der vorher noch im Norden der Bucht abgelagerten matrixarmen und blockreichen T1_[1]-Strandwallkiese (Abb. 14: Lokalität Pa04/15).

Eine weitere Beruhigung der supra- und intralitoralen Sedimentation in der Caleta Malaspina setzte im Zeitraum zwischen 4060 und 4200 ^{14}C BP ein. Wahrscheinlich wurde zu dieser Zeit der heutige Tombolo zur Península Gravina weitgehend geschlossen. Die Folge dieser weiteren Abschottung der Bucht gegen den offenen Atlantik würde erklären, warum die etwa 4000 ^{14}C -Jahre alten Strandsedimente an der Lokalität Pa04/4 (Abb. 15) nur noch aus schillreichen Feinkiesen (Abb. 15: Pa04/4) bestehen, während am gleichen Standort die im Liegenden erhaltenen, ca. 4200 – 4400 ^{14}C -Jahre alten H1b-Strandablagerungen noch sandreich und stark mittel- bis grob-

Tab. 8: Konventionelle und AMS ¹⁴C-Alter holozäner Strandwälle und Strandterrassen im Bereich der Bahía Bustamante und der Caleta Malaspina.

Caleta Malaspina (Bustamante)

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandablagerungen	1						
H3 - Strandterrasse	1-2						
H2 - Strandterrasse	2,5	Pa04/12b	-0,55	2241 ± 46 BP	1717-1962	Erl-6809	<i>Mytilus sp.</i>
H1b unter H2 - Strandablagerungen		Pa04/12a	-1	4349 ± 37 BP	4387-4606	Hd-23558	<i>Protothaca ant.</i>
H1b - Strandterrasse	5	Pa04/4e	-1	4052 ± 50 BP	3919-4235	Erl-6805	<i>Mytilus edulis</i>
		Pa04/4d	-1,4	4060 ± 48 BP	3932-4241	Erl-6804	<i>Brachidontes p.</i>
		Pa04/4c	-2,6	4196 ± 37 BP	4159-4401	Hd-23492	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa04/4a	-2,9	4334 ± 34 BP	4373-4574	Hd-23593	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa04/4b	-3,4	4360 ± 37 BP	4396-4620	Hd-23456	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 58*3	-3	4420 ± 80 BP	4398-4807	Hd-17683	<i>Protothaca sp.</i>
	4,5 - 5,5	Pa 58*4	-3	4473 ± 40 BP	4531-4795	Hd-18397	<i>Protothaca sp.</i>
H1a - Strandterrasse	5	Pa04/13b	-1	5232 ± 55 BP	5467-5711	Erl-7251	<i>Protothaca ant.</i>
	5,5	Pa04/14b	-0,7	5424 ± 35 BP	5704-5893	Hd-23660	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa04/14a	-1,1	5351 ± 33 BP	5616-5837	Hd-23613	<i>Protothaca ant.</i>
H1a - Strandwälle	6,5 - 7,5	Pa 57*4	-0,5/-1,5	5380 ± 70 BP	5598-5894	Hd-17718	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 57*3	-0,5/-1,5	5424 ± 40 BP	5693-5898	Hd-18397	<i>Protothaca ant.</i>
T1(1) - Strandwälle	8,5 - 9,5	Pa 40	-0,6	6758 ± 75 BP	7144-7423	Hd-16503	<i>Protothaca ant.</i>
	9	Pa04/15a	-0,7	6703 ± 42 Bp	7144-7328	Hd-23661	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa04/15b	-1	6726 ± 36 BP	7161-7343	Hd-23690	<i>Protothaca ant.</i>
	9	Pa04/2b	-0,8	6238 ± 51 BP	6549-6827	Erl-6803	<i>Ensis macha</i>
		Pa04/2a	-2	6458 ± 45 BP	6824-7116	Hd-23474	<i>Protothaca ant.</i>
	8,5 - 9,5	Pa 43b	-1,6	6894 ± 87 BP	7249-7558	Hd-18401	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 43a	-2,9	8090 ± 113 BP	8348-8923	Hd-16504	<i>Protothaca ant.</i>

* = Probentiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

Bahía Bustamante

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	2 -3						
H3 - Strandwälle	4						
H2 - Strandwälle	6						
H1b - Strandwälle	7						
H1a - Strandwälle	8 - 10	Pa04/1b	-0,45	5400 ± 25 BP	5691-5872	Hd-23552	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa04/1a	-0,9	5384 ± 46 BP	5639-5878	Hd-23457	<i>Protothaca ant.</i>
T1(1) - Strandwälle	8,5 - 9,5						

* = Probentiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

kiesig ausgebildet sind. Auch alle nachfolgenden jüngeren supralitoralischen Ablagerungen, wie der etwa 2200 ¹⁴C-Jahre alte H2-Sedimentkörper an der Lokalität Pa04/12 (Abb. 15), sind matrixreich, feinkiesig sowie reich an Muschelbruch. Eine Übersicht zur Verbreitung, Höhenlage und Altersstellung der innerhalb der Caleta Malaspina erhaltenen Strandterrassen gibt Abb. 14 und Tab. 8.

Wie bereits ausgeführt, erreichte vor etwa 8100 ¹⁴C-Jahren der frühholozäne Anstieg des Meeresspiegels die heutigen Küsten der Caleta Malaspina. Das holozäne Transgressionsmaximum mit Bildung der litoralen T1_[1]-Formen kann hier auf den Zeitraum vor ca. 6200 – 6900 ¹⁴C-Jahren datiert werden, was mit den ¹⁴C-Alter von

ca. 6200 – 6700 ¹⁴C BP an Muschelschalen aus entsprechenden litoralen T1_[1]-Sedimenten an der Küstenlokalität Camarones gut übereinstimmt.

Die vor etwa 5200 – 5400 ¹⁴C-Jahren in Ausbildung begriffene H1a-Strandterrasse in der Caleta Malaspina korreliert altersmäßig mit den H1a-Strandwallbildungen in der Umrahmung der Bahía Bustamante, obwohl sie expositionsbedingt eine bis zu 5 m niedrigere Höhenlage über dem aktuellen Tidehochwasser besitzt. Zwar erreichen höhere Areale der H1b-Strandterrasse durchaus eine ähnliche Höhenlage über Tidehochwasser wie tiefere H1a-Strandwälle, aber die H1b-Strandterrasse ist deutlich jünger. Sie entstand nach den bisher vorliegenden ¹⁴C-Datierungen erst vor ca. 4000 – 4500 ¹⁴C-Jahren. Damit setzte ihre Bildung etwas früher ein als die Ablagerung der H1b-Strandwälle in der Bahía Vera und südlich von Camarones (s.o.).

Von den höheren Strandablagerungen der T1_[1]- und H1-Strandterrassen sind die Areale der H2-Strandterrasse, deren Oberflächen Höhen von häufig nur 2,5 m ü. hTw, selten 3 bis 4 m ü. hTw besitzen, morphologisch deutlich abgesetzt. Nach dem ¹⁴C-Alter von ca. 2200 ¹⁴C BP an einer aus ihren Sedimenten beidschalig geborgenen *Mytilus sp.* (Abb. 15: Pa04/12) entspricht die Terrasse altersmäßig den H2-Strandwällen an der Bahía Vera und südlich von Camarones. Unterhalb der H2-Strandterrassen sind meerwärts in einigen Arealen der Caleta Malaspina noch jüngere fossile Strandterrassen in etwa 1 bis 2 m ü. hTw erhalten (Abb. 14), die vermutlich den H3-Bildungen des jüngeren Subatlantikums bei Camarones und an der Bahía Vera entsprechen dürften.

3.6 Küstenlokalitäten nördlich und südlich von Caleta Olivia (ca. 46° bis 47°03' s. Br.)

Der Küstenabschnitt im Bereich der Caleta Olivia liegt innerhalb des W-E-streichenden San Jorge-Beckens, einer mesozoisch-alttertiären Senkungszone, die mit bis zu 8,5 km mächtigen, überwiegend schwach verfestigten marinen und kontinentalen Sedimentgesteinen verfüllt ist (u.a. SYLWAN 2001; RODRIGUEZ & LITKE 2001: 1000; FITZGERALD et al. 1990; ZAMBRANO & URIEN 1970). Dadurch prägen vor allem tertiäre Lockergesteine, häufig in mariner Fazies mit großen Austernschalen der Gattung *Ostrea patagonica* die Küste zwischen Comodoro Rivadavia im Norden bis südlich von Caleta Olivia. Dort sind diese an zahlreichen Kliffen und vorspringenden Kaps aufgeschlossen und bilden an vielen Stellen das Ausgangsgestein für mehrere Dekameter breite Abrasionsplattformen. Die Kliffküste südlich der Siedlung Caleta

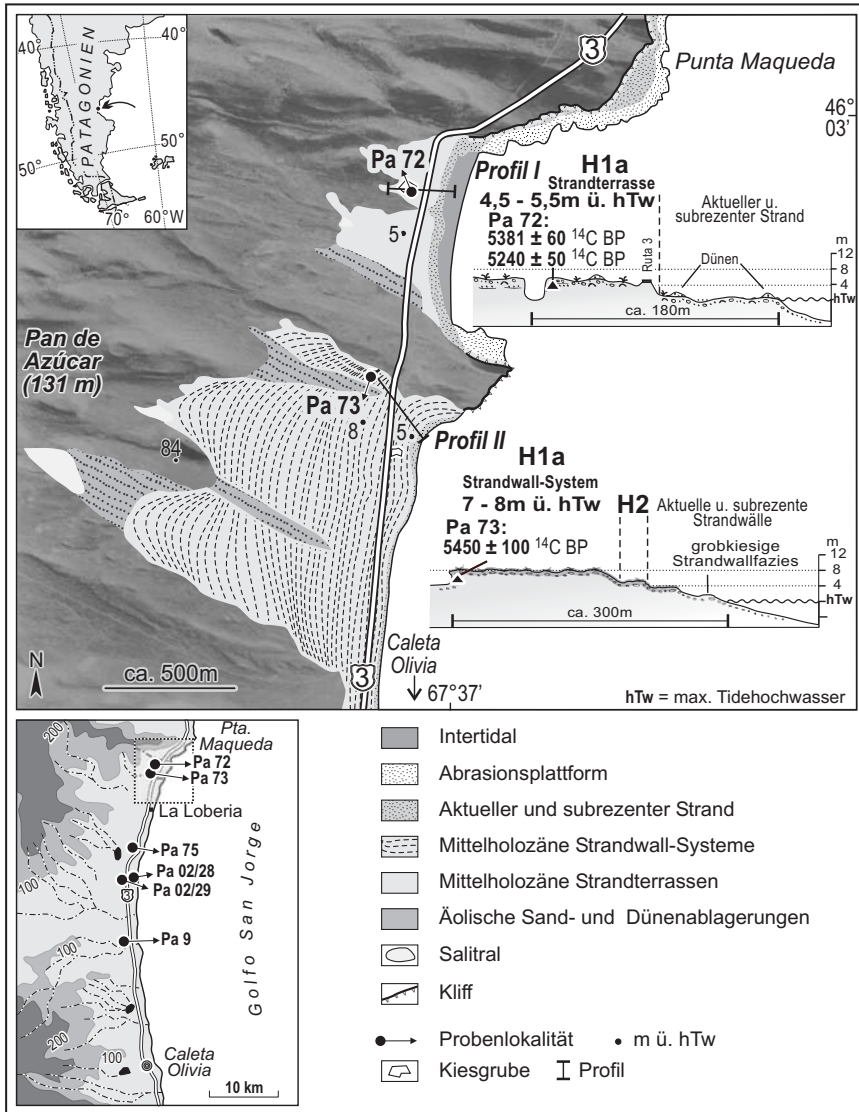


Abb. 18: Verbreitung altersidentischer H1a-Küstenformen in unterschiedlicher Meereshöhe und morphologisch-sedimentologischer Ausprägung südlich und nördlich der Punta Delgada (Caleta Olivia Nord). Südlich der Landzunge, in brandungsexponierter Lage: die grobkiesigen H1a-Strandwälle bei ca. 8 m ü. hTw. In der Bucht nördlich der Landzunge, in brandungsgeschützter Position: die sehr sandreiche H1a-Strandterrasse bei ca. 5 m ü. hTw.

Olivia bietet hervorragende Aufschlüsse, in denen tertiäre Basisschichten und überlagernde jung- und mittelpleistozäne Strandkiese und Sande zugänglich sind (Abb. 19).

Beschreibungen und Alterseinstufungen der in diesem Küstenabschnitt erhaltenen

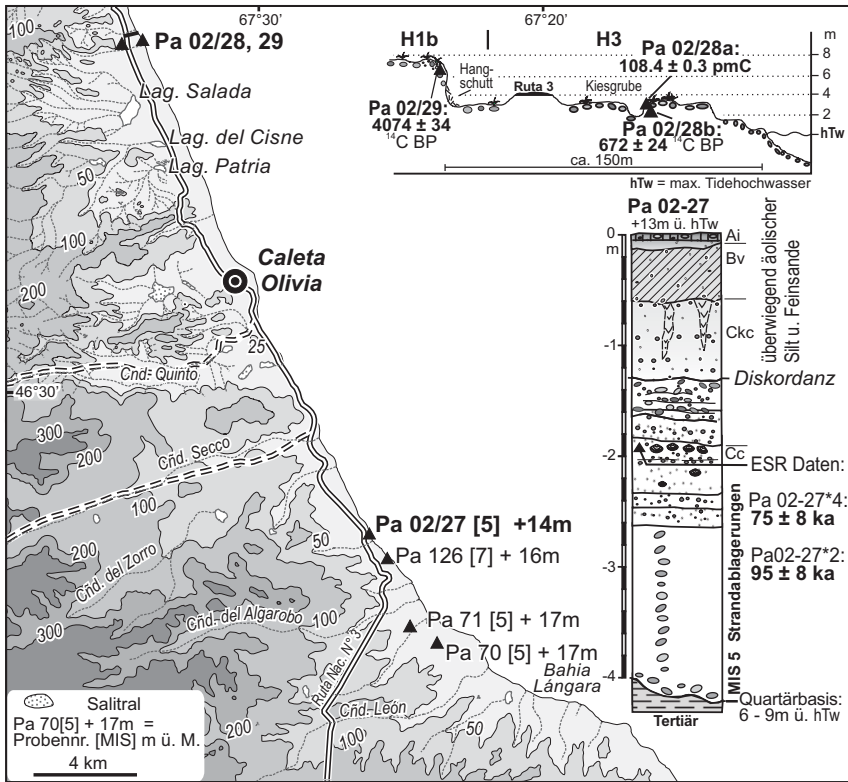


Abb. 19: Übersicht zur Lage und Alterstellung von Küstenterrassen an verschiedenen Lokalitäten bei Caleta Olivia mit Profilen zu den erstmalig datierten Lokalitäten Pa02/28 und Pa02/27. Die in eckigen Klammern gesetzten Zahlen an den Lokalitäten Pa 70, Pa 71 und Pa 126 bezeichnen die Alterseinstufung der dort erhaltenen jung- und mittelpleistozänen Strandwallssysteme nach marinen Isotopenstufen (MIS 5, MIS 7) nach SCHELLMANN (1998a).

marinen Terrassen findet man bei FERUGLIO (1950: 116), CODIGNOTTO (1983), CODIGNOTTO et al. (1988) und SCHELLMANN (1998a). Nördlich von Caleta Olivia sind marine Terrassen aus dem Mittelpleistozän (MIS 9 und älter) erhalten, deren Oberflächen etwa 20 m (Abb. 18 unten links: Lokalität Pa9) bzw. 35 m (Abb. 18: Lokalität Pa75) über dem heutigen Meeresspiegel liegen. Diese marinen Terrassenstufen und deren ESR-Alter sind bei SCHELLMANN (1998a: 148ff.) beschrieben. Strandwallsysteme aus dem letzten (MIS 5) und vorletzten Interglazial (MIS 7) sind erst südlich von Caleta Olivia in einem Höhenintervall von etwa 14 bis 17 m ü. hTw erhalten (Abb. 19) und in einzelnen einmündenden Cañadones oder am aktuellen holozänen Kliff abgeschlossen. Die Basis ihrer kiesigen, teilweise durch Kalk verkitteten Sedimentkörper liegt oberhalb rezenter Sturmablagerungen in einer Höhe von 3 bis 12 m ü. hTw. Nach

ESR-Datierungen von SCHELLMANN (1998a) sind innerhalb dieses litoralen Terrassenniveaus, also in ähnlicher Höhelage, Strandwallsysteme aus dem MIS 5 und dem MIS 7 verbreitet. Das bestätigen auch die ESR-Datierungen an zwei zusammenhängenden, beidschalig eingesedimentierten Muscheln von der erstmalig beprobten Lokalität Pa02/27 (Abb. 19: Profil Pa02-27), die der dort erhaltenen Strandterrasse ein letztinterglaziales Alter (MIS 5) zuweist.

^{14}C -Datierungen an Muschelschalen aus holozänen Strandablagerungen in 6 bis 9 m ü. M. wurden im Küstenraum von Caleta Olivia erstmalig von CODIGNOTTO (1983) sowie CODIGNOTTO et al. (1988) bzw. CODIGNOTTO et al. (1992) publiziert. Die Datierungen an Einzelschalen ergaben Alter zwischen 1550 und 6630 ^{14}C BP. Eine genaue Lage und morphostratigraphische Beschreibung der beprobten Lokalitäten ist leider nicht ersichtlich. Weitere mittel- bis jungholozäne Strandwallsysteme im Bereich des San Jorge Beckens beschreiben CODIGNOTTO et al. (1990) von der Bahía Solano, ca. 25 km nördlich von Comodoro Rivadavia. Auf der Basis von fünf ^{14}C -Datierungen an Muschelschalen sehen die Autoren für das ältere System I eine Entstehung im Zeitraum vor ca. 6500 bis 5200 ^{14}C -Jahren, für das nächstjüngere System II eine Bildungszeit vor ca. 5000 bis 3800 ^{14}C -Jahren und für das jüngste System III eine Ablagerung um 2400 ^{14}C BP. CODIGNOTTO et al. (1990) postulieren während der Bildung des Strandwallsystems I und II Meeresspiegelfluktuationen im Bereich von einem Meter und nach Bildung des Systems II einen Abfall um ca. 1,5 m.

Im Raum Caleta Olivia findet man holozäne Küstenformen vor allem nördlich der Stadt. Ihre Oberflächen besitzen dort Höhenlagen von bis zu 8 m ü. hTw, wobei diese je nach Alter und Brandungsexposition unterschiedlich hoch sind (s.u.). Südlich der Stadt ist dagegen bis zur Bahía Langara überwiegend eine Kliffküste verbreitet, an der das anstehende Tertiär mit auflagernden letzt- oder vorletztinterglazialen Strandkiesen aufgeschlossen ist (Abb. 19), während im Bereich des heutigen Strandes holozäne Akkumulationsformen weitgehend fehlen.

Die Bedeutung der Exposition für die Höhenlage von Strandlinien verdeutlichen sehr schön die altersgleichen mittelholozänen H1a-Strandterrassen beiderseits des namenlosen ersten Küstenvorsprunges südlich der Punta Maqueda (Abb. 18). Südlich dieses namenlosen Küstenvorsprunges sind in ca. 7 bis 8 m ü. hTw matrixarme, grobkiesige und blockreiche Strandwälle mit ausgeprägten Strandwallrücken und Strandwallrinnen erhalten. In der brandungsgeschützten Bucht nördlich des Küstenvorsprunges findet man dagegen eine wenig reliefierte, von einzelnen Dünen und Flug-

Tab.9: ¹⁴C-Alter holozäner Strandwälle und Strandterrassen nördlich von Caleta Olivia und bei Mazarredo.

Caleta Olivia

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	0,5 - 2,5						
aktuelle Sturmablagerungen	3	Pa02/28a	-0,3	108.4 pmC		Hd-22666	<i>Protothaca ant.</i>
H3 - Strandwälle	3	Pa02/28b	-0,5	672 ± 24 BP	265-400	Hd-23178	<i>Protothaca ant.</i>
H1b - Strandwälle	7	Pa02/29	-0,6	4074 ± 34 BP	3983-4227	Hd-23226	<i>Protothaca ant.</i>
H1a - Strandterrasse	4,5 - 5,5	Pa 72*3	-0,6	5240 ± 50 BP	5479-5711	Hd-18473	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 72*1	-0,6	5381 ± 60 BP	5612-5887	Hd-16509	<i>Protothaca ant.</i>
H1a - Strandwälle	7 - 8	Pa 73	-2	5453 ± 100 BP	5594-6060	Hd-20231	<i>Protothaca ant.</i>

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

Mazarredo

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	1 - 2						
Holozäne Strandwälle	3,5 - 4,5						
H1a - Strandterrasse	5,5 - 6,5	Pa 10*1	-1/-2	5336 ± 34 BP	5596-5826	Hd-15492	<i>Protothaca ant.</i>
		Pa 10*2	-1/-2	5908 ± 60 BP	6200-6451	Hd-15493	<i>Protothaca ant.</i>

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

sanden bedeckte H1a-Strandterrasse (entspricht der H2-Terrasse von SCHELLMANN 1998a: 151 f.). Sie besitzt einen sandigen und muschelschalenreichen Sedimentkörper (Photo 8), dessen Oberfläche nur etwa 5 m über dem heutigen Springtidehochwasser liegt. Beide litoralen Bildungen, die H1a-Strandwälle südlich und die H1a-Strandterrasse nördlich des namenlosen Küstenvorsprunges, entstanden zeitgleich vor etwa 5200 – 5500 ¹⁴C-Jahren (Abb. 18, Tab. 9).

Auch an der weiter südlich gelegenen Küstenlokalität Mazarredo, die geologisch bereits auf dem Deseado Massiv liegt (Abb. 3, Abb. 19), findet man in 5,5 bis 6,5 m ü. hTw eine relativ weitflächig erhaltene holozäne Strandterrasse (Details in SCHELLMANN 1998a: 152 ff.), die aufgrund ihrer Höhenlage und ihres Alters als eine äquivalente Bildung der beschriebenen H1a-Küstenterrassen nördlich von Caleta Olivia anzusehen ist (Tab. 11). Sie dürfte den älteren von CODIGNOTTO et al. (1987) dort beschrieben und auf ca. 5600 – 5850 ¹⁴C BP datierten S2G1e,f - Strandbildungen entsprechen.

Weitere jüngere holozäne Küstenterrassen sind entlang des heutigen Strandes u.a. ca. 10 km nördlich von Caleta Olivia an der Probenlokalität Pa02/28,29 (Abb. 19) erhalten. Das ¹⁴C-Alter von 4074 ± 34 ¹⁴C BP einer beidschaligen Muschel, die aus etwa 60 cm Tiefe unter Strandwalloberfläche geborgen werden konnte, weist daraufhin, dass die Bildung der dort im H1-Niveau gelegenen Strandwälle zeitlich den H1b-Strandformen in den weiter nördlich gelegenen Küstenlokalitäten, vor allem in der

Caleta Malaspina bei Bustamante, entspricht. Dagegen entstanden die angrenzenden H3-Strandwälle, die sich nur wenig Dezimeter über dem heutigen Springtidehochwasser erheben und entlang des heutigen Strandes verbreitet sind, erst im Mittelalter. Wie bereits erwähnt, weist das rezente Alter einer zusammenhängenden beidschaligen Muschel aus 30 cm Tiefe daraufhin, dass an diesem Küstenabschnitt, der extrem der Brandung des offenen Atlantiks ausgesetzt ist, in strandnahen Bereichen bei extremen Stürmen frische Sedimente und Muschelschalen durchaus noch oberhalb des normalen Sturmniveaus bis auf die Oberflächen angrenzender jungholozäner Strandterrassen transportiert und abgelagert werden können.

3.7 Die Küstenlokalitäten Puerto Deseado und Rıa Deseado (ca. 47°45' s. Br.)

Der Küstenabschnitt an der Mündung des Rıo Deseado liegt in einem geologisch-strukturellen Hochgebiet, dem Deseado Massiv (Abb. 3). Daher wechseln vor allem in der Umgebung der Stadt Puerto Deseado Küstenabschnitte mit steilen Kliffen, Abrasionsplattformen, Halbinseln und Inseln aus jurassischen Vulkaniten und nur untergeordnet findet man innerhalb von Buchten kiesige Strandwallssysteme. Erst an der brandungsexponierten Küste nördlich von Puerto Deseado begleiten über viele Kilometer hinweg stark reliefierte, grobkiesige und blockreiche Strandwälle holozänen Alters den heutigen Strand (Photo 6). Die beiden dort verbreiteten jüngsten Strandwallssysteme (H3a, H3b) entstanden nach zwei ¹⁴C-Datierungen an eingelagerten Einzelschalen vermutlich im Jungholozän vor etwa 1300 bzw. 1500 ¹⁴C-Jahren (Tab. 10; SCHELLMANN 1998a: 154 ff.). Landeinwärts ist der holozäne Küstenraum durch ein steiles Paläo-Kliff von den dort angrenzenden älteren pleistozänen Küstenterrassen abgesetzt. Letztere wurden erstmalig von FERUGLIO (1947; ders. 1950) beschrieben und von RADTKE (1989), RADTKE et al. (1989) sowie RUTTER et al. (1989; 1990) chronostratigraphisch bearbeitet.

Eine Besonderheit dieses Küstenabschnittes ist der breite Mundungsastuar des Rio Deseado, die sog. „Rıa Deseado“ (Abb. 20). Sie besitzt ebenso wie die angrenzende Atlantikküste nach ISLA et al. (2004) am Unterlauf ein makrotidales Gezeitenregime mit einer Amplitude der Springtide von 5,24 m, wobei allerdings der Tidensog fluaufwarts mit zunehmender Entfernung von der Mündung abnimmt. Das führt dazu, dass die aktuelle Rıasohle im Mündungsbereich von Kiesen, weiter aufwärts im Bereich der Bahıa Uruguay von Sanden und Kiesen sowie anschließend im Bereich der



Abb. 20: Lage der aktuellen Untersuchungsgebiete im Bereich der Ría Deseado (L = Localities). Die Pa-Lokalitäten an der Atlantikküste nördlich der Stadt Pto. Deseado sind bei SCHELLMANN (1998a: 154ff) beschrieben.

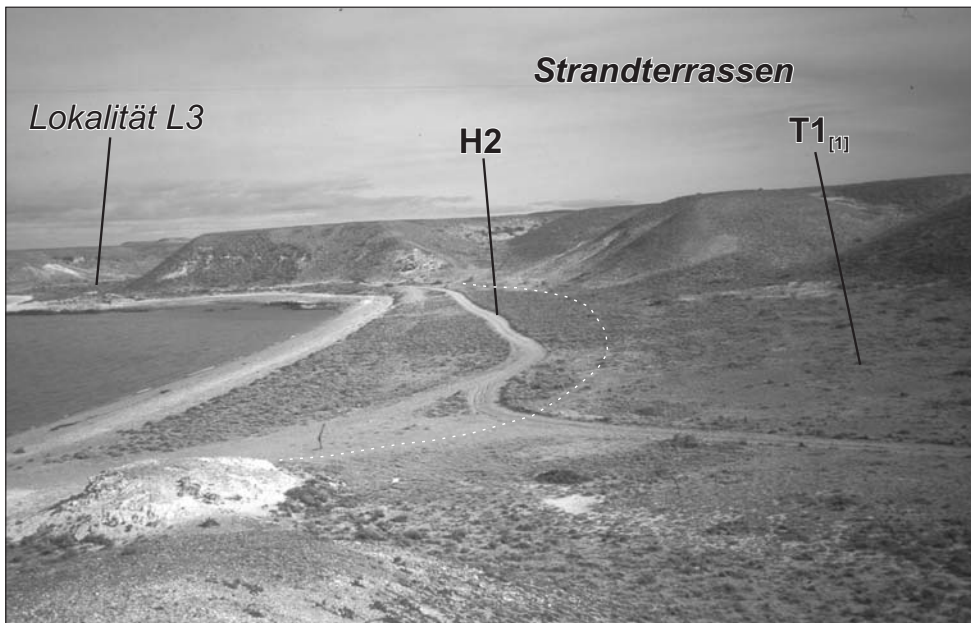


Photo 17: Blick über die mit holozänen Strandterrassen ausgefüllten Seitentäler am Nordufer der Ría Deseado. Im Vordergrund befindet sich die Lokalität L2, im Hintergrund die Lokalität L3 (zur Lage der Lokalitäten siehe Abb. 20).

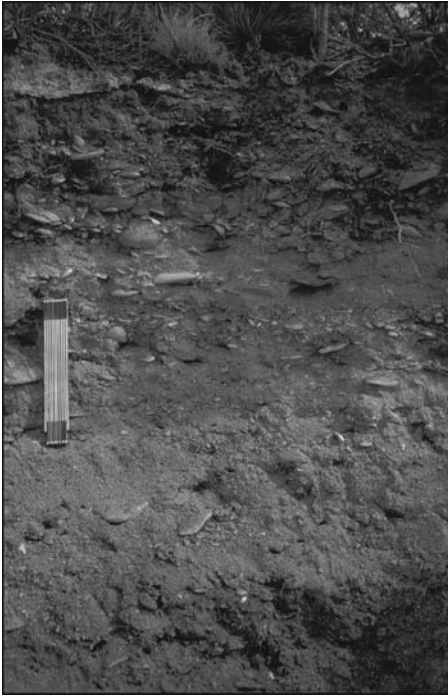


Photo 18:

Grobkiesiger und matrixreicher Sedimentkörper der auf 3400 ¹⁴C BP datierten H2-Strandterrasse an der Lokalität L3 (zur Lage der Lokalität siehe Abb. 20).

Bahía Concordia von Schlamm bedeckt ist (ISLA et al. 2004). Innerhalb des Unterlaufs der Ría sind in einigen expositionsgeschützten Buchten wenig reliefierte holozäne Strandterrassen erhalten (Photo 17). Geringer Fetch und sturmgeschützte Lage innerhalb der Ría sind dort die Ursache für die geringe Oberflächenerhebung aktueller Sturmablagerungen über dem maximalen Tidehochwasser, die nur bis zu einem Meter beträgt. Es ist davon auszugehen, dass auch die Oberflächen der fossilen Strandterrassen bei ihrer Bildung nur wenig über den Tidehochwasserspiegel lagen, dass also diese fossilen Strandbildungen als relativ genaue Indikatoren für die damalige Höhenlage des Tidehochwassers fungieren können.

Trotz des niedrig-energetischen Küstenmilieus bestehen zumindest in den untersuchten Lokalisationen am Unterlauf der Ría ihre Sedimentkörper aus matrixreichen, kantigen bis kantengerundeten Blockschutt oder aus matrixreichen Kiesen (Photo 18). Letztere sind Umlagerungen aus den die Ría umrahmenden kaltzeitlichen Flussterrassen. Die geringe Wellenenergie innerhalb der Ría zeigt sich auch darin, dass an der Küste Blöcke häufig nicht von der Brandung bis an die Auslaufzone der Sturmwellen den Strand hinauf transportiert werden, wie das an hochenergetischen Küsten die Regel ist. Stattdessen werden sie am rückwärtigen Kliff erodiert und teilweise

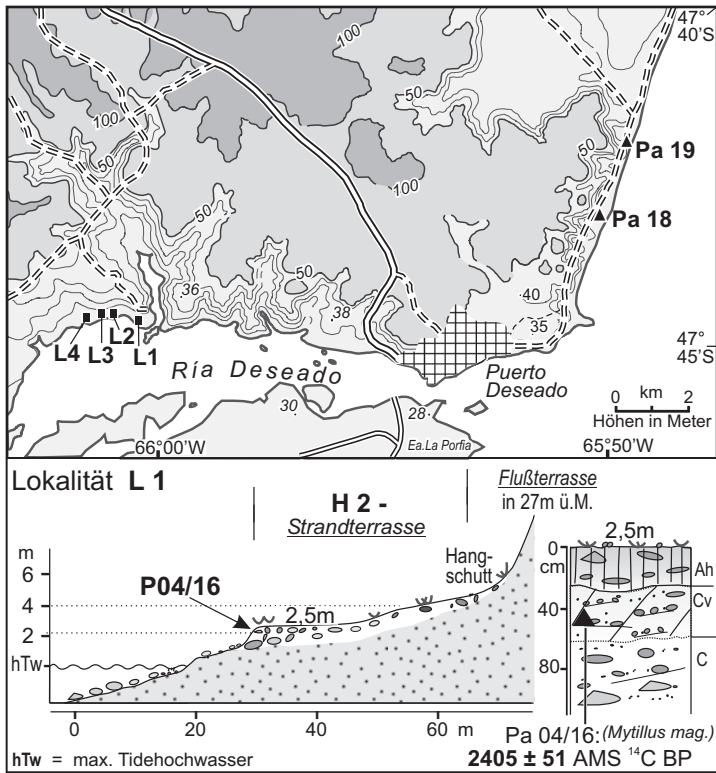


Abb. 21: Jungholozäne Strandterrasse an der Lokalität L1 in der Ria Deseado (zur Lage der Lokalität siehe Abb. 20).

durch Unterspülung, also durch Ausspülung des unterlagernden Feinsediments, langsam den Strand hinab bis zur Niedrigwasserlinie disloziert. Deshalb findet man innerhalb der intertidalen Strandzone regellos verteilt zahlreiche kantige bis kantengerundete Blöcke, wobei man den Eindruck hat, dass deren Anzahl Richtung Niedrigwasserlinie zunimmt.

Im Rahmen der aktuellen Untersuchungen konnten erstmalig in vier Buchten innerhalb der Ria Deseado holozäne Strandterrassen nachgewiesen und deren Bildungszeit über die AMS ¹⁴C-Datierung eingelagerter beidschaliger Muscheln, vor allem der Gattung *Mytilus edulis*, bestimmt werden (Abb. 21 bis 23, Tab. 10). Lediglich aus der ältesten T1_[1]-Strandterrasse mit einer Oberflächenhöhe von 5 bis 6 m ü. hTw war bisher die Suche nach einer mit beiden Schalen eingesedimentierten Muschel erfolglos. Einzelschalen aus einer vermutlich indigenen Ansammlung von Schalen am Top der Terrasse („shell midden“) datieren in das Jungholozän (Abb. 22: P1). Die stratigra-

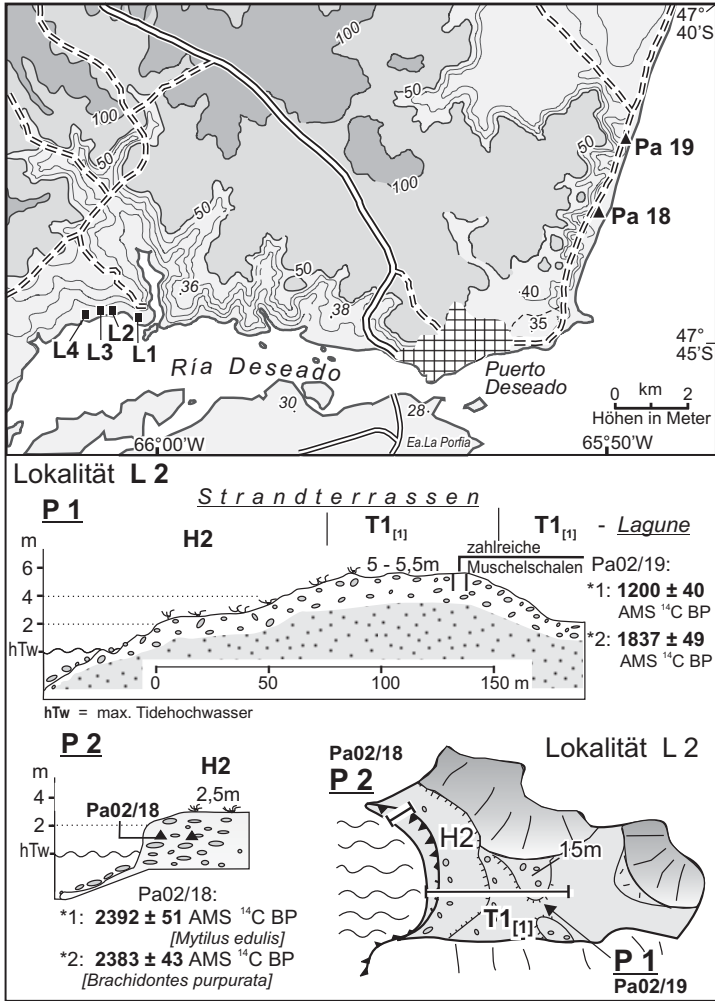


Abb. 22: Holozäne Strandterrassen an der Lokalität L2 in der Ría Deseado (zur Lage der Lokalität siehe Abb. 20).

phische Position der Terrasse und die relativ hohe Oberflächenlage über dem aktuellen Tidehochwasser weisen daraufhin, dass diese Strandterrasse während des holozänen Transgressionsmaximums (T1_[1]) gebildet wurde.

Die nächsttieferen H1b-Strandterrassen in 4 bis 4,5 m ü. hTw (Abb. 23) entstanden vor etwa 3400 – 4400 ¹⁴C-Jahren und die H2-Strandterrassen in 2 bis 2,5 m ü. hTw vor etwa 2400 ¹⁴C-Jahren (Abb. 21, Abb. 22). Beide Terrassenniveaus sind keine singulären lokalen Phänomene, die in ihrer Verbreitung auf die Ría Deseado beschränkt sind. Von der Höhenlage und Alterstellung her existieren äquivalente Strand-

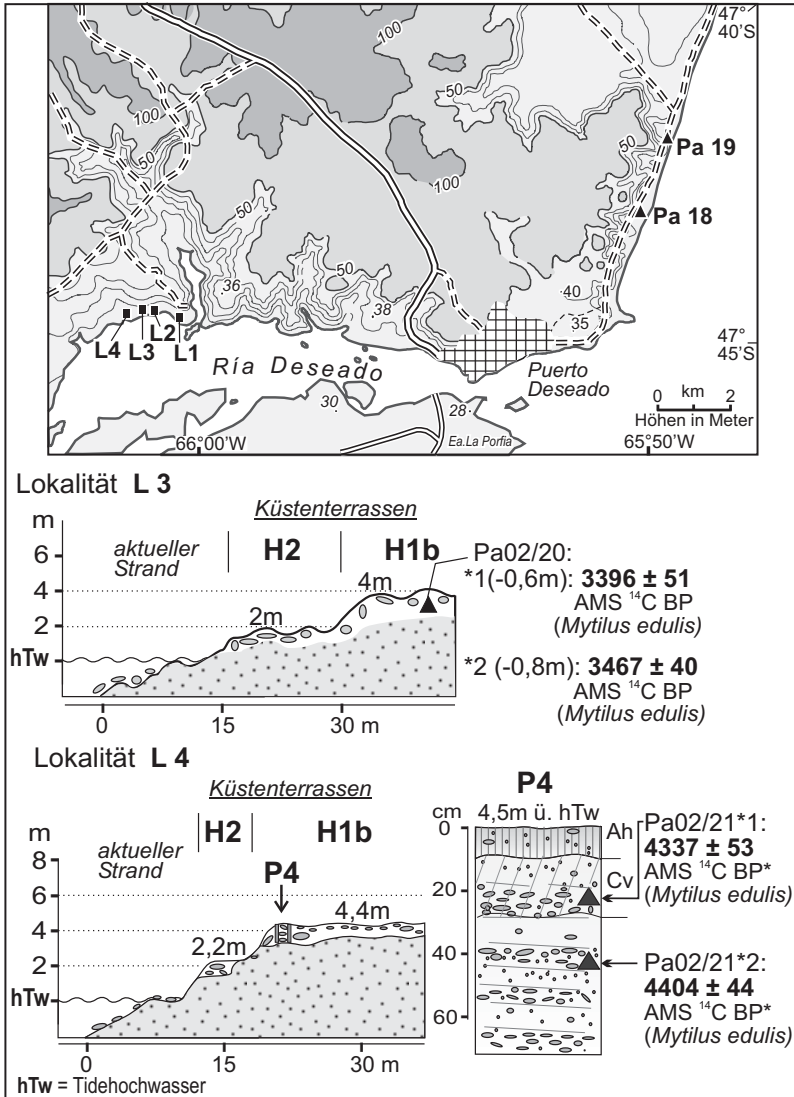


Abb. 23: Holozäne Strandterrassen an den Lokalität L3 und L4 in der Ria Deseado (zur Lage der Lokalität siehe Abb. 20).

terrassenbildungen auch in den bereits vorgestellten Küstenlokalitäten.

3.8 Die Küstenlokalität Bahía San Julián (ca. 49°20' s. Br.)

Der Küstenraum nördlich von San Julián liegt in einem lokal begrenzten Senkungs-

Tab. 10: ¹⁴C-Alter holozäner Strandwälle und Strandterrassen nördlich von Puerto Deseado sowie innerhalb der Ría Deseado.

Puerto Deseado

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	1 - 2						
H3a - Strandwälle	2 - 3	Pa 19		1354 ± 50 BP	770-1021	Hd-16499	<i>Einzelmuschel</i>
H3b - Strandwälle	3 - 4	Pa 18		1523 ± 76 BP	923-1240	Hd-16498	<i>Einzelmuschel</i>
H1 - Strandwälle	7,5						

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

Ría Deseado

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandablagerungen	0,5 - 1						
H2 - Strandterrasse	2,5	Pa02/18*1	-1,4	2392 ± 51 BP	1877-2153	Erl-5718	<i>Mytilus edulis</i>
		Pa02/18*2	-1,4	2383 ± 43 BP	1891-2127	Erl-6478	<i>Brachidontes p.</i>
		Pa02/16	-0,45	2405 ± 51 BP	1885-2179	Erl-6810	<i>Mytilus magell.</i>
H1b - Strandterrasse	4	Pa02/20*1	-0,6	3396 ± 51 BP	3123-3392	Erl-5720	<i>Mytilus edulis</i>
		Pa02/20*2	-0,8	3467 ± 40 BP	3241-3445	Erl-6479	<i>Mytilus edulis</i>
		Pa02/21*1	-0,3	4337 ± 53 BP	4304-4639	Erl-5721	<i>Mytilus edulis</i>
		Pa02/21*2	-0,5	4404 ± 44 BP	4416-4766	Erl-6480	<i>Mytilus edulis</i>
T1(n) - Strandterrasse	5 - 6						

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

gebiet in Verlängerung des Gran Bajo de San Julián. Dieser Bereich war zumindest noch im jüngeren Pleistozän (*post* MIS 9) relativ zur Umgebung in Absenkung begriffen, was durch die geringe Meereshöhe mittelpleistozäner Küstenterrassen in diesem Raum angezeigt wird (SCHELLMANN 1998a: 160). Pleistozäne Küstenterrassen in diesem Küstenraum wurden schon von FERUGLIO (1950: 145ff.) beschrieben. Erste geochronologische Alterseinstufungen anhand von ESR-Datierungen stammen von RADTKE (1989), weitere Datierungen (ESR, Th/U, AAR) und morphostratigraphische Differenzierungen sind bei SCHELLMANN (1998a) publiziert. Danach sind letztinterglaziale Küstenterrassen (MIS 5e) nur in der südwestlichen und östlichen Umrahmung der Bahía San Julián erhalten, während ältere mittelpleistozäne Strandablagerungen (MIS 9 und älter) mit Oberflächenhöhen von lediglich 4,5 bzw. 12,5 m ü. hTw nördlich des Cabo Curioso in der Verlängerung des Gran Bajo de San Julián erhalten sind.

Die markantesten holozänen Küstenformen, zumindest was deren Anzahl und Ausdehnung angeht, findet man in einer ehemaligen Bucht vor dem nördlichen Ausgang der Bahía San Julián. Diese wurde im jüngeren Holozän vollständig von grobkiesigen und blockreichen Strandwällen verfüllt (Photo 19). Bereits SCHILLER (1925: 202) zählte dort über 100 Strandwälle und gab der Bucht durchaus zutreffend den Namen „Hundertstrände-Bucht“. Diese fossilen Strandwälle erstrecken sich von der heutigen Küste etwa 1,8 km landeinwärts bis zu einem ehemaligen Kliff, das die Bucht



Photo 19: Jungholozäne H3-Strandwälle in der sog. „Hundertstrände-Bucht“ nördlich der Bahía San Julián (zur Lage siehe Abb. 24).

nach Westen begrenzt (Abb. 24). Die Oberflächen des Strandwallsystems I, das im Innersten der Bucht erhalten ist, liegt nur etwa 2 m und das zur Küste hin anschließende Strandwallsystem II nur etwa 1 m über den dort aktuell in Bildung begriffenen Strandwällen. Aufgrund des großen Tidehubs mit einer Amplitude von bis zu 8,5 m liegen die Oberflächen aktueller Strandwälle bis zu 6 m Höhe über dem aktuellen Tidemittelwasser und damit deutlich höher als an vielen anderen patagonischen Stränden.

Das erstaunlich junge Alter dieser landschaftlich beeindruckenden „Hundertstrände-Bucht“ wurde bereits von SCHELLMANN (1998a) sowie SCHELLMANN & RADTKE (2003b) festgestellt und wird auch durch die neuen Aufsammlungen und Datierungen bestätigt und weiter abgesichert. Für das Strandwallsystem II belegen ^{14}C -Datierungen an Muscheln vor allem der Gattung *Ensis macha* (*Solen macha*, Molina 1782), die aus den beiden jüngsten fossilen Strandwallsystemen beidschalig und aus unterschiedlichen Tiefen geborgen werden konnten, eine jungholozäne Entstehung und zwar vor allem im Zeitraum zwischen 1500 – 1800 ^{14}C BP (Tab. 11). Zu jung erscheint dagegen das Alter von 570 ^{14}C BP (SCHELLMANN & RADTKE 2003b: Figure 3), das an der Muschelschale Pa171 bestimmt wurde. Die Schale wurde in der Nähe zum

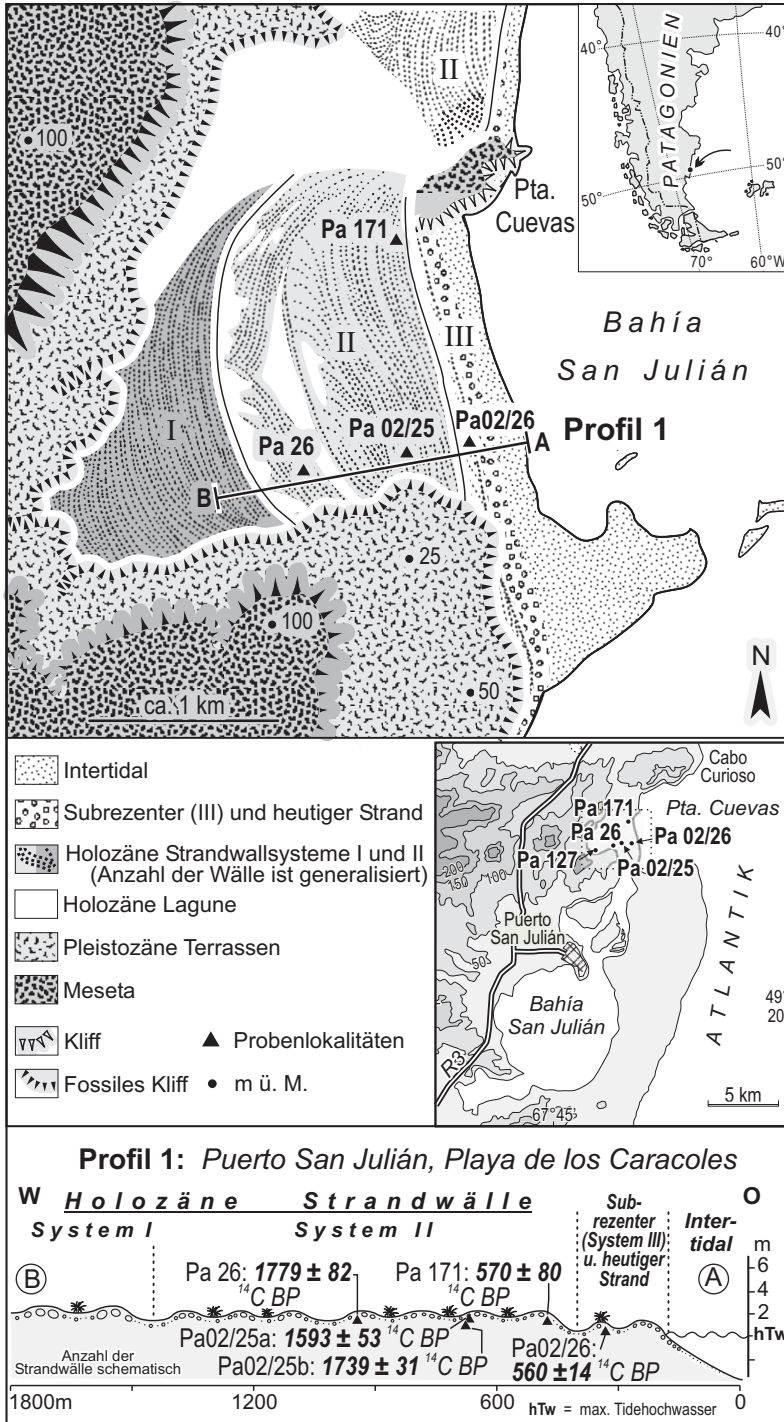


Abb. 24: Jungholozäne Strandwälle nördlich der Bahía San Julián (SCHELLMANN & RADTKE 2003b, einzelne neue Datierungen wurden ergänzt).

angrenzenden System III aus lediglich 30 cm Tiefe unter der Kiesoberfläche geborgen. Auffallend ist, dass das System III nach einer von dort stammenden ¹⁴C-Datierung (Abb. 24: Pa02/26) vor etwa 560 ¹⁴C-Jahren in Ausbildung war. Insofern ist es sehr naheliegend, anzunehmen, dass die fast altersidentische Muschelschale Pa171, bei der es sich um eine relativ leichte Doppelschale der Gattung *Ensis macha* handelt, durch Wind, Wellen oder Vögel während der Bildung des Strandwallsystems III auf die Kiesoberfläche des Systems II verfrachtet wurde.

Eine besondere Bedeutung besitzt der erstmalige Nachweis einer frühmittelholozänen T1_[1]-Strandterrasse am Westufer der Bahía San Julián, bevor die Bahía wenige hundert Meter weiter nördlich den offenen Atlantik erreicht (Abb. 25; Photo 20). Die Oberfläche der stark sandigen und zahlreiche *Mytilus*-Schalen führenden Strandterrasse liegt bei etwa 6,5 m ü. hTw und damit nur wenig höher als die etwas jüngere, mittelholozäne H1a-Strandterrasse in der Caleta Malaspina und die altersgleiche T1_[1]-Talmündungsterrasse bei Camarones. Drei ¹⁴C-Alter an Muschelschalen der Gattung *Mytilus edulis*, die beidschalig aus den T1_[1]-Strandsedimenten aus 0,5 m bzw. 1,3 m Tiefe unter der Terrassenoberfläche geborgen werden konnten, belegen

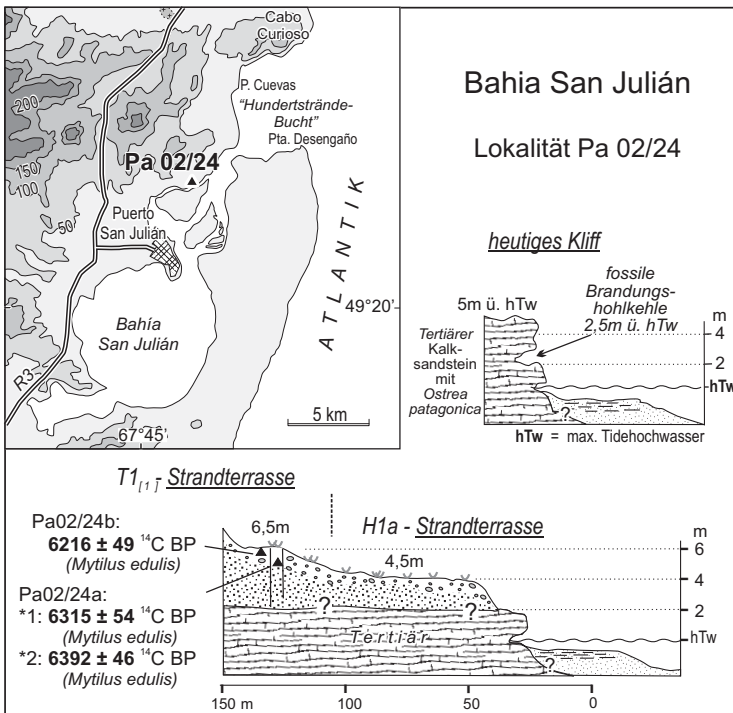


Abb. 25: Mittelholozäne T1_[1]-Strandterrasse am Ausgang der Bahía San Julián in den offenen Atlantik.



Photo 20: T1_[I]-Strandterrasse mit Aufschlussprofil Pa02/24 am Westufer der Bahía San Julian (zur Lage der Lokalität siehe Abb. 25).

ein Bildungsalter dieser Terrasse im Zeitraum um 6200 – 6400 ¹⁴C BP. Zeitlich korreliert ihre Entwicklung mit den T1_[I]-Küstenformen bei Camarones (ca. 6200 – 6700 ¹⁴C BP) und in der Caleta Malaspina (ca. 6200 – 6900 ¹⁴C BP).

Damit ist nachgewiesen, dass die während des holozänen Transgressionsmaximums gebildeten T1_[I]-Strandbildungen von Camarones im Norden bis zum 700 km weiter im Süden liegenden San Julián eine ähnliche Höhenlage über dem aktuellen Meeresspiegel besitzen, die je nach Brandungsexposition zwischen 5 bis 9,5 m ü. hTw (Tab. 5) angesiedelt ist. Insofern kann eindeutig die immer noch vertretende Auffassung

Tab. 11: ¹⁴C-Alter holozäner Strandwälle und Strandterrassen nördlich von San Julián.

San Julián Nord

Stratigraphie	Höhe (m ü. hTw)	Lokalität	Tiefe* (m)	¹⁴ C -Alter (nicht kalibriert)	¹⁴ C kal BP 2 Sigma	Labor Nr.	Gattung, Art
aktuelle Strandwälle	0,5 - 1,5						
S III - Strandwälle (H3)	1,5 - 2,5	Pa 128 Pa02/26	-0,5	560 ± 40 BP	0-286	Erl-6477	<i>Ensis macha</i> <i>Ensis macha</i>
S III - Strandwälle ?	2,5 - 3,5	Pa 171	-0,3	570 ± 80 BP	0-360	Hd-19077	<i>Ensis macha</i>
S II - Strandwälle (H3)	2,5 - 3,5	Pa02/25a*1 Pa02/25b*1 Pa 26	-1,5 -3,5 -1,5	1593 ± 53 BP 1739 ± 31 BP 1779 ± 82 BP	1029-1271 1228-1358 1170-1512	Erl-7250 Hd-23234 Hd-16500	<i>Mytilus edulis</i> <i>Ensis macha</i> <i>Ensis macha</i>
S I - Strandwälle	3,5 - 4,5						
T1 _(I) - Strandterrasse	6,5	Pa02/24b*1 Pa02/24a*2 Pa02/24a*1	-0,5 -1,3 -1,3	6216 ± 49 BP 6315 ± 54 BP 6392 ± 46 BP	6521-6787 6644-6918 6735-6991	Erl-6814 Erl-6813 Hd-23231	<i>Mytilus edulis</i> <i>Mytilus edulis</i> <i>Mytilus edulis</i>

* = Proben tiefe in m ü. NN; kalibriert mit: MARINE 04 und CALIB 5.10 (Stuiver & Reimer 2006)

einer nach Süden, mit Annäherung an die pleistozänen Vereisungsgebiete vorhandenen glazial-isostatischen Hebungstendenz der patagonischen Küste, ausgeschlossen werden (Kap. 4).

4. Tektonik, glazial- und hydro-isostatische Bewegungen sowie eustatische Meeresspiegelschwankungen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste seit dem vorletzten Interglazial

Eine essentielle Voraussetzung zur Abschätzung tektonischer und isostatischer Bewegungen des Landes oder eustatischer Meeresspiegelveränderungen an der Atlantikküste Patagoniens während des Holozäns ist eine detaillierte morpho- und chronostratigraphische Untersuchung vor Ort. Dabei ist neben der Verbreitung und Altersstellung der dort erhaltenen Küstenterrassen auch das Bildungsmilieu ihrer Entstehung (niedrig- oder hoch-energetisch) zu erfassen. Wie in den vorangestellten Kapiteln aufgezeigt wurde, können rezent gebildete litorale Formen je nach Brandungsexposition der Küste differierende Höhenlagen über dem Meeresspiegel einnehmen. Entsprechendes gilt natürlich auch für fossile Strandformen und Ablagerungen.

Ohne einen solchen, das Küstenmilieu und seine verschiedenen litoralen Akkumulationsformen entsprechend differenziert betrachtenden Forschungsansatz sind Aussagen zu neotektonischen Bewegungen und eustatischen Meeresspiegelveränderungen im Holozän sehr zweifelhaft bzw. sehr ungenau. Das gilt ebenfalls für die von CODIGNOTTO et al. (1992) vertretene Auffassung, dass verschiedene Küstenabschnitte an der Patagonischen Küste, je nach deren Lage auf einem tektonisch-strukturellen Hochgebiet wie dem Nordpatagonischen oder dem Deseado Massiv bzw. dem dazwischen gelegenen San Jorge-Becken (Abb. 3), unterschiedliche Hebungsraten im Holozän erfahren hätten. Diese Aussage stützt sich auf eine Kompilierung publizierter ^{14}C -Daten von fossilen Muschelschalen (Einzelschalen), wobei die Autoren deren Höhenlage (= Fundlage im Sediment) über dem aktuellen Meeresspiegel zur Erstellung eines Höhenlagen-Zeit-Diagramms verwenden, das dann zur Berechnung von regionalen Hebungsraten dient. Auch ROSTAMI et al. (2000) benutzen ein ähnliches Verfahren für ihre Berechnung jungpleistozäner Hebungsraten an der patagonischen Atlantikküste. Aber bereits RUTTER et al. (1989: 215f.) hatten zu Recht angemerkt, dass solche Rekonstruktionen nicht möglich sind, da a) die Wassertiefe, in der die Muschel lebte, nicht exakt bekannt ist und b) Muschelschalen in kiesigen Strandablagerungen nur die Reichweite der Brandung anzeigen, also keineswegs die Höhe

eines Meeresspiegel belegen. Hinzu kommt, dass in diesen Untersuchungen fast ausschließlich Einzelschalen datiert wurden, die umgelagert sein können (Kap. 1.2).

Gegen einen Zusammenhang zwischen neotektonischen Bewegungen und den im Mesozoikum und Alttertiär angelegten und in der damaligen Zeit aktiven tektonischen Großstrukturen Patagoniens sprechen die Höhenlagen jungpleistozäner Strandwall-Lagunensysteme an der patagonischen Atlantikküste. Von Camarones im Norden bis nach Mazarredo im Süden liegen deren Oberflächen in einer ähnlichen Höhenlage bei etwa 16 bis 18 m Höhe ü. hTw und das unabhängig von der großtektonisch-strukturellen Lage des Küstenstandortes (Abb. 26; u.a. SCHELLMANN & RADTKE 2003b). Eindeutige Belege gegen diese Auffassung liefern auch die aktuellen Untersuchungen. Altersgleiche holozäne Strandbildungen besitzen an allen untersuchten Küstenlokalitäten eine bis auf wenige Dezimeter fast identische Höhenlage über dem heutigen Tidehochwasser, sofern diese bei ihrer Bildung derselben Brandungsexposition ausgesetzt waren. Zum Beispiel haben die mittelholozänen T1_[1]- und H1a-Strandterrassen, die im niedrig-energetischen Küstenmilieu gebildet wurden, heute eine Höhenlage von etwa 4,5 bis 6,5 m ü. hTw (Tab. 4) und zwar von der Caleta Malaspina (Nordpatagonisches Massiv) im Norden bis zur Bahía San Julián (Magellan-Becken) im Süden. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Küste im Bereich der Bahía San Julián sogar in einem noch im jüngeren Pleistozän aktiven Senkungsgebiet liegt (SCHELLMANN 1998a).

Die ähnliche Höhenlage holozäner mariner Terrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste widerspricht einer verbreiteten Ansicht (u.a. RABASSA et al. 2000; GORDILLO et al. 1992; VILAS et al. 1999) über eine nach Süden, mit Annäherung an die pleistozänen Vereisungsgebiete vorhandenen glazial-isostatischen Hebungstendenz der Küste Patagoniens und Feuerlands seit Ausgang der letzten Kaltzeit. Wie die Zusammenstellung der maximalen Höhenlage holozäner Terrassen in Abb. 3 zeigt, liegen deren Oberflächen von der nordpatagonischen Küste am Río Negro bis zur Südspitze Feuerlands in ähnlicher Höhenlage bei ca. 6 bis 10 m über dem aktuellen Meeresspiegel (u.a. SCHELLMANN & RADTKE 2003b). Insofern sind also sowohl glazial-isostatische Hebungen als auch kräftige epirogene Heraushebungen mit langandauernder konstanter Hebungsrates für die patagonische Atlantikküste auszuschließen, wobei natürlich kleinräumige tektonische Verstellungen an aktiven Verwerfungen keineswegs ausgeschlossen sind.

Ungewöhnlich und wenig plausibel erscheint weiterhin die naheliegende Hypothe-

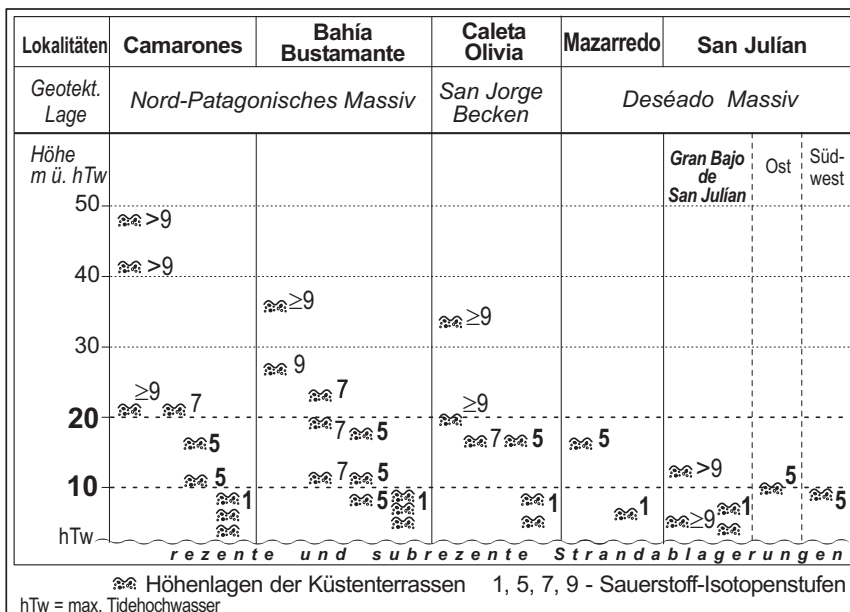


Abb. 26: Höhenlagen jung- und mittelpleistozäner Küstenterrassen an der patagonischen Atlantikküste (wenig verändert nach SCHELLMANN 1998a: Abb. 4.31).

se, dass die T1_[1]-Talmündungsterrassen bei Camaronés, die zur Zeit des holozänen Transgressionsmaximums gebildet wurden und auf einen etwa 5 m höheren Tidehochwasserspiegel ausgerichtet waren, einen entsprechend hohe eustatisch bedingte Lage des Meeresspiegels zu dieser Zeit belegen. Letzteres widerspricht der gegenwärtigen Kenntnis aus anderen Küstenregionen der Erde (z. B. ZONG 2007: Table 1), wonach der Meeresspiegel im Laufe des Holozäns glazial- und thermo-eustatisch verursacht maximal eine Höhenlage von 1 bis 3 m über dem heutigen Meeresniveau erreicht haben dürfte.

Auffällig ist auch, dass seit dem holozänen Transgressionsmaximum vor etwa 6200 – 6900 ¹⁴C-Jahren der relative Meeresspiegel an der mittel- und südpatagonischen Küste in der Grundtendenz ohne größere Fluktuationen gefallen ist, sieht man von zwei längeren Stagnationen vor etwa 6200 – 6900 ¹⁴C-Jahren und vor etwa 2600 – 6000 ¹⁴C-Jahren ab (Abb. 27). Das wiederum legt nahe, dass kontinuierliche tektonisch/isostatische Hebungseinflüsse das relative Meeresspiegelverhalten dominieren.

Alles in allem ist also davon auszugehen, dass die in Abb. 27 für die verschiedenen Meeresspiegelindikatoren (Strandwälle, Strandterrassen, Talmündungsterrassen) separat dargestellten relativen Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen

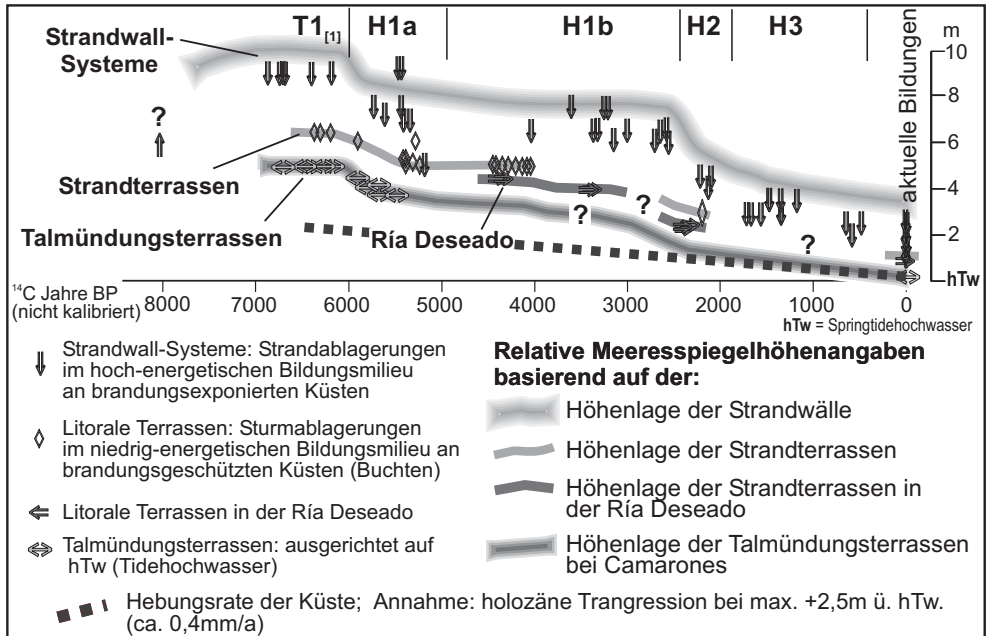


Abb. 27: Rekonstruktion der relativen Veränderungen des holozänen Meeresspiegels mit Hilfe verschiedener litoraler Formen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste sowie die Größenordnung der hydro-isostatischen Heraushebung (rot gestrichelte Linie) der Küste.

Atlantikküste im wesentlichen das Ergebnis zweier, sich überlagernder Prozesse ist: einer zeitlich befristeten hydro-isostatischen Heraushebung der Küste und einer Überlagerung durch (glazial-, thermo-) eustatische Bewegungen des Meeresspiegels. Andere potentielle Faktoren wie Änderungen des Geoids oder der Tiden können den seit dem frühmittelholozänen Transgressionsmaximum erfolgten und in der Grundtendenz fast kontinuierlich abfallenden Meeresspiegel nicht erklären. Lediglich die im Vergleich zur heutigen Bildungen um bis zu 1,5 m größere Höhendifferenz zwischen den Oberflächenhöhen der tidehochwasserbezogenen Talmündungsterrassen und den von Sturmwellen beeinflussten Erhebungen der Strandwallsysteme, die während des frühmittelholozänen Transgressionsmaximums entstanden, könnte die Folge extremerer Sturmereignisse in dieser Zeit sein.

Eine langsame hydro-isostatische Heraushebung der Küste, wie sie seit längerer Zeit in geophysikalischen Modellen (u.a. CLARK & BLOOM 1979; PELTIER 1988; PORTER et al. 1984; ROSTAMI et al. 2000; MILNE et al. (2005) angenommen wird, dürfte im Holozän und sicherlich bereits schon seit dem ausgehenden Spätglazial aktiv gewesen sein. Geht man dabei von einer kontinuierlichen Heraushebung aus, die sich

allerdings nach den Modellvorstellungen eher zum Jungholozän hin abschwächen sollte, dann erreichte sie in den vergangenen 6900 ¹⁴C-Jahren eine Größenordnung von etwa 0,3 bis 0,4 mm/a. Dieser Berechnung liegt ein 2 bis 3 m höherer Meeresspiegels während des holozänen Transgressionsmaximums (s.u.) und eine entsprechend eustatisch korrigierte Höhenlage der T1_[1]-Talmündungsterrassen über dem aktuellen Tidehochwasser zugrunde (Abb. 27). Verwendet man stattdessen die Höhenlagen der Strandwallsysteme, die sehr stark von der Brandungsexposition der Küste und der Stärke der Stürme abhängig sind, dann ergibt sich eine etwas höhere Hebungsrate in der Größenordnung von etwa 0,5 bis 0,7 mm/a.

Diese generelle, aber zeitlich auf das Holozän, evtl. auch noch auf das ausgehende Spätglazial befristete Hebungstendenz der patagonischen Atlantikküste wird von drei bedeutenden (glazial-, thermo-) eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels überlagert.

Im frühen Holozän erfolgte ein Anstieg des Meeresspiegels bis zum Erreichen des Transgressionsmaximums vor spätestens 6900 ¹⁴C-Jahren. Strandkiese in der Caleta Malaspina (Kap. 3.5.) weisen daraufhin, dass der frühholozäne Meeresspiegelanstieg die heutige Küste bereits vor ca. 8100 ¹⁴C-Jahren erreicht hat. Zwischen ca. 6900 – 6200 ¹⁴C BP, also zur Zeit der Ausbildung der T1_[1]-Strandformen (Strandwallsysteme, Strandterrassen und Talmündungsterrassen), verharrte der Meeresspiegel in dieser hohen Lage. Die im Mittelholozän entstandenen Talmündungsterrassen bei Camarones belegen für den Zeitraum zwischen ca. 6200 – 6000 ¹⁴C BP ein schnelles und daher vermutlich eustatisch verursachtes Absinken des Meeresspiegels um etwa einen Meter (Kap. 3.4). Diese tiefere Lage des Meeresspiegels spiegelt sich auch in der plötzlich deutlich verringerten Höhenlage der Mehrzahl der H1a-Strandterrassen und in der mehrheitlich geringeren Höhenlage der in dieser Zeit entstandenen H1a-Strandwallsysteme wieder (Abb. 27).

Zwischen ca. 6000 – 2600 ¹⁴C BP stagnierte dann der Meeresspiegel im bis dahin erreichten Meeresniveau, also ca. 1 m unter dem Niveau des frühmittelholozänen Transgressionsmaximums. In diesem Zeitraum entstanden die H1a- und H1b-Küstenformen. Kleinere Höhenunterschiede innerhalb dieser beiden stratigraphischen Einheiten, wie sie in den H1b-Strandterrassen im Bereich der Ría Deseado angedeutet sind, sollten nicht überbewertet werden. Sie sind allein durch die etwas stärkere isostatische Heraushebung der älteren Formen erklärbar oder expositionsbedingt.

Ein weiteres, in kurzer Zeit erfolgtes und insofern sicherlich eustatisch verursach-

tes Absinken des Meeresspiegels in der Größenordnung von etwa 1 bis maximal 2 m ereignete sich im Zeitraum zwischen ca. 2600 – 2400 ¹⁴C BP. Dieses Ereignis ist am besten in den unterschiedlichen Höhenlagen der H1b- und H2-Strandterrassen in der Ría Deseado dokumentiert, aber auch in den deutlich differierenden Höhenlagen der an verschiedenen Lokalitäten erhaltenen H1b- und H2-Strandwallssysteme. Die sukzessiv niedrigere Höhenlage aller nachfolgenden jungholozänen H3-Strandwallbildungen kann als Ergebnis einer weiterhin anhaltenden geringen isostatischen Heraushebung der Küste angesehen werden, ohne dass größere eustatische Bewegungen des Meeresspiegels angenommen werden müssen. Leider konnten bisher keine Strandterrassen oder Talmündungsterrassen aus diesem jungholozänen Zeitraum datiert werden, so dass bessere Informationen über die Lage des Meeresspiegels in diesem Zeitraum weiterhin fehlen.

Insgesamt ist also bisher belegbar, dass die seit dem holozänen Transgressionsmaximum erfolgten eustatischen Meeresspiegelabsenkungen an der patagonischen Atlantikküste ungefähre Größenordnungen von jeweils einen (um ca. 6200 – 6000 ¹⁴C BP) bis maximal zwei (um ca. 2600 – 2400 ¹⁴C BP) Meter besaßen, wozu allerdings schon kräftigere Klimarückschläge mit deutlichen Vergrößerungen der vergletscherten Areale auf den Kontinenten notwendig waren. Umgekehrt resultiert aus der Gesamtsumme der beiden angenommenen eustatischen Meeresspiegelabsenkungen das Postulat, dass während des frühmittelholozänen Transgressionsmaximums der Meeresspiegel etwa 2 bis höchstens 3 m über dem aktuellen Meeresniveau gelegen haben sollte. Die seitdem erfolgten relativen Meeresspiegelabsenkungen sind natürlich höher. Sie sind zusätzlich durch langsame hydro-isostatische Heraushebungen der Küste verstärkt. Die Ursache für die in Relation zu den anderen, zeitgleich im niedrig-energetischen Küstenmilieu gebildeten litoralen Formen der Strandterrassen und Talmündungsterrassen etwas höhere Lage der mittelholozänen T1_[1]- und H1-Strandwälle könnte darin liegen, dass während ihrer Bildung extremere Stürme auftraten als in der jüngeren Vergangenheit.

5. Schlussfolgerungen und überregionaler Vergleich

Auf der Basis der durchgeführten geomorphologischen und chronostratigraphischen Arbeiten an der süd- und mittelpatagonischen Atlantikküste konnte an verschiedenen Küstenlokalitäten von der Bahía Vera im Norden bis nach San Julián im Süden eine reichhaltige Abfolge holozäner Strandwallssysteme, Strandterrassen und Talmündungs-

terrassen nachgewiesen und deren Alter über ^{14}C -Datierungen an eingelagerten beid-schalig zusammenhängenden Muscheln bestimmt werden. Weiterhin wurde das Alter einzelner letztinterglazialer Küstenterrassen über zusätzliche ESR-Datierungen abgesichert. Dabei wurde kein Widerspruch zu unserer bisherigen Auffassung gefunden, wonach die mittel- und südpatagonische Atlantikküste im jüngeren Quartär keine extreme Heraushebung erfahren hat und die seit dieser Zeit konstatierten neotektonischen Bewegungen entgegen der Auffassung von CODIGNOTTO et al. (1992) weitestgehend räumlich unabhängig von den im Mesozoikum und Alttertiär aktiven tektonischen Großstrukturen erfolgen. Auch eine nach Süden mit Annäherung an die letztglazialen Vereisungsgebiete zunehmende glazial-isostatische Heraushebung der Küste kann ausgeschlossen werden (Kap. 4).

Insofern hängt die aktuelle Höhenlage der im Küstenraum verbreiteten litoralen Terrassen zunächst davon ab, ob diese in einem brandungsgeschützten niedrig-energetischen, oder einem brandungsexponierten hoch-energetischen, oder einem „fluvio-litoralen“ Strandmilieu gebildet wurden. Die aktuellen Höhenlagen ihrer Oberflächen sind zudem das Resultat einer zeitlich vor allem auf das Holozän, evtl. auch noch auf das Spätglazial, begrenzten hydro-isostatischen Hebung der Küste und zwar in einer Größenordnung von etwa 0,3 bis 0,4 mm/a (0,3 bis 0,4 m/ka), so dass bei vorausgesetzter ähnlicher Brandungsexposition ältere Strandbildungen höhere Oberflächen besitzen als jüngere. Weiterhin ist davon auszugehen, dass neben dieser generellen Hebungstendenz auch die von holozänen Klimaschwankungen, wie sie zum Beispiel in holozänen Gletscherschwankungen dokumentiert sind, ausgelösten glazial- und thermo-eustatischen Meeresspiegelveränderungen verstärkt oder abgeschwächt wurden. Da holozäne Klimaschwankungen, wie zum Beispiel die spätmittelalterlich/frühneuzeitliche „Kleine Eiszeit“, oft relativ schnell erfolgten und jeweils in der Regel nur wenige Jahrhunderte andauerten, ist es natürlich schwierig, diese kurzfristigen Änderungen a) zeitlich aufzulösen, u.a. wegen der großen Unschärfe von ^{14}C -Datierungen an marinen Karbonaten, und b) die in der Regel auftretenden geringen Meeresspiegelschwankungen im Küstenformenschatz nachzuweisen. An der patagonischen Atlantikküste reichen die dort erhaltenen Meeresspiegelindikatoren nicht aus, um Meeresspiegelveränderungen von unter einem Meter erkennen zu können. Insofern gab es im Holozän sicherlich mehr als die konstatierten starken Meeresspiegelabfälle zwischen 6200 und 6000 ^{14}C BP (zwischen ca. 6700 und ca. 6350 cal BP) sowie zwischen 2600 und 2400 ^{14}C BP (zwischen ca. 2300 und ca. 2000 cal BP).

Diese Aspekte erschweren natürlich eine überregionale Korrelation der relativen

und absoluten Meeresspiegelentwicklung im Untersuchungsgebiet mit stratigraphisch und geochronologisch gut abgesicherten Informationen aus anderen Küstengebieten an der südamerikanischen Atlantikküste. Insgesamt zeigen sich jedoch durchaus gewisse parallele bzw. ähnliche Entwicklungen.

Wie oben ausgeführt, erreichte der frühholozäne Meeresspiegelanstieg im Untersuchungsgebiet die patagonische Atlantikküste spätestens vor etwa 8100 ¹⁴C-Jahren. Damit steht im Einklang, dass nach derzeitiger Kenntnis der Beagle Channel (Feuerland) bereits vor mehr als 8200 ¹⁴C Jahren vom Meer überflutet wurde und marine Verhältnisse dort mindestens seit 7900 ¹⁴C BP existierten (RABASSA et al. 2000: 228; RABASSA et al. 1986). Aber noch vor 8620 ¹⁴C Jahren lag der Meeresspiegel deutlich tiefer, im Bereich des Río de La Plata bei etwa 18 m unter dem heutigen Niveau (CAVALLOTTO et al. 2004; CAVALLOTTO et al. 2005).

Dieser eustatisch bedingte frühholozäne Meeresspiegelanstieg erreichte im Untersuchungsgebiet sein Transgressionsmaximum spätestens vor 6900 ¹⁴C-Jahren. Auf diesem hohen Niveau verharrte der Meeresspiegel bis ca. 6200 ¹⁴C BP. Zu dieser Zeit dürfte der Meeresspiegel eustatisch bedingt etwa +2 bis maximal +3 m über dem heutigen Niveau gelegen haben. Anschließend fiel er bis etwa 5950 ¹⁴C BP um etwa einen Meter ab und blieb bis etwa 2600 ¹⁴C BP in dieser etwas tieferen Höhenlage (Abb. 27). Danach scheint er allmählich weiter bis auf das heutige Niveau gefallen zu sein.

Ähnliche Befunde liegen auch von der nordpatagonischen und der nördlich des Río Colorado gelegenen argentinischen Atlantikküste vor. Im Delta des Río de La Plata lag der relative Meeresspiegel nach CAVALLOTTO et al. (2004) während des holozänen Transgressionsmaximums um ca. 6000 ¹⁴C BP bei 6,5 m ü. M., also in einer ähnlichen Höhenlage wie sie im Untersuchungsgebiet in den Strandterrassen aus dieser Zeit dokumentiert ist. Die Autoren gehen von einem nachfolgenden kräftigen Meeresspiegelabfall in der Größenordnung von 1,5 m aus. Die nun erstmalig tiefere Meeresspiegellage von ca. 5 m ü. M. soll von 5000 bis 3500 ¹⁴C BP existiert haben. Spätestens bis 2500 ¹⁴C BP soll dann der Meeresspiegel ein weiteres Mal kräftig um 2,5 m abgesunken sein, um anschließend langsam bis auf das heutige Niveau abzusinken (CAVALLOTTO et al. 2005). Auch diese regionale Meeresspiegelkurve ähnelt in hohem Maße der vorgestellten mittel- und südpatagonischen Meeresspiegelkurve, wobei allerdings gewisse Unterschiede in den zeitlichen Fixierungen der konstatierten Meeresspiegelschwankungen bestehen. Teilweise könnten sie eine Folge unterschied-

lich hoher ^{14}C -Reservoirwerte in beiden Regionen zu dieser Zeit sein oder auch unsichere, da auf Einzelschalen von Muscheln gestützte Alterseinstufungen.

An der Mündung des Río Quequén untersuchten ISLA et al. (1986) dort erhaltene fluvio-litorale Ästuarablagerungen aus dem mittleren Holozän, in denen marine Muschelschalen in Lebendstellung enthalten waren. Sie postulieren für den Zeitraum zwischen ca. 7140 und 6230 ^{14}C BP einen 2 bis 2,5 m höheren eustatischen Meeresspiegel, was mit den eigenen Befunden sehr gut übereinstimmt. Unklar ist allerdings, inwieweit Muschelbruchstücke mit einem ^{14}C -Alter von 7640 ^{14}C BP an der Basis der untersuchten Ablagerungen tatsächlich umgelagert sind, wie dieses von ISLA et al. (1986: 147) angenommen wird. Auch ist nicht ersichtlich, welche Bedeutung das Alter einer Muschelschale von 5340 ^{14}C BP, die anscheinend in den Toplagen der Sequenz enthalten war (ISLA et al. 1986: Fig. 4), für die Höhenlage des holozänen Meeresspiegels hat.

Im Bereich des Bahía Blanca Ästuars haben nach GONZÁLEZ (1989: Table 2) die ältesten, während des holozänen Transgressionsmaximums entstandenen TS-I Strandwälle in ca. 9,5 m ü. M. ^{14}C -Alter zwischen 6600 und 5990 ^{14}C BP. Sie entsprechen damit von ihrer Altersstellung und Höhenlage her den T1_[1]-Strandwallsystemen im Untersuchungsgebiet.

Nach WEILER (1998) lag der relative Meeresspiegel im Bereich der Bahía Anegada zwischen 6560 bzw. 6190 ^{14}C -Jahren etwa 4,5 m bzw. 5 m über dem heutigen Niveau, bevor er um 5570 ^{14}C BP um zwei Meter auf 3 m ü. M. abgesunken war. Auch dort besitzen ^{14}C -Datierungen an gut erhaltenen Muschelschalen aus Strandwällen, die keine Spuren eines längeren Transports bzw. Umlagerung aufweisen, frühholozäne Alter von bis zu 8700 ^{14}C -Jahren (WEILER 1998: 1041).

An der nordpatagonischen Küste und zwar innerhalb des sturmgeschützten Golfo San José haben BRÜCKNER et al. (in diesem Band) Hinweise auf einen etwa 3 m höheren Meeresspiegel während des holozänen Transgressionsmaximums vor 6500 ^{14}C -Jahren.

Auch in der Magellanstraße existierte das holozäne Transgressionsmaximum schon um 6450 ^{14}C BP (MCCULLOCH & DAVIES 2001). Im Beagle Channel wurden vor etwa 6000 ^{14}C -Jahren die bisher ältesten holozänen Strandwälle in 10 m ü. M. gebildet (u.a. RABASSA et al. 2000: 228; GORDILLO et al. 1993). Zwischen 6000 und 5000 ^{14}C BP soll der Meeresspiegel in der Magellanstraße und dem Beagle Channel etwa 3,5 m höher gewesen sein als heute (PORTER et al. 1984: 65).

Fast alle Regionalstudien gehen davon aus, dass der Meeresspiegel im jüngeren Holozän weitgehend kontinuierlich gefallen ist. Lediglich der Startpunkt dieses generellen Meeresspiegelabfalls bis auf das heutige Niveau wird unterschiedlich gelegt. So gehen einige Autoren davon aus, dass eine kontinuierliche Meeresspiegelabsenkung bereits vor etwa 6000 oder 5000 ^{14}C -Jahren (GONZALES & WEILER 1994; ISLA 1998; VILAS et al. 1998) oder erst nach 4500 ^{14}C BP (AGUIRRE & WHATLEY 1995) bzw. vor etwa 4000 ^{14}C -Jahren (ISLA & ESPINOSA 1995) oder erst vor ca. 2900 bzw. 2500 ^{14}C -Jahren (CAVALLOTTO et al. 2004; 2005) einsetzte. Diese differierenden Zeitvorstellungen dürften vor allem aus morphostratigraphischen Überlieferungslücken im Küstenformenschatz oder lückenhaften Datierungen vorhandener Strandbildungen resultieren. Insofern sind weitere, über das Untersuchungsgebiet hinausgehende Detailaufnahmen und Datierungen notwendig, um auf der Basis besserer regionaler Detailkenntnisse allgemeine Grundzüge großräumiger relativer und absoluter Meeresspiegelveränderungen im Holozän zu gewinnen. Erst auf dieser Basis sind gesicherte Aussagen über Zeitpunkt und Ausmaß global wirksamer eustatischer und damit paläoklimatisch induzierter Meeresspiegelschwankungen möglich.

In einer aktuellen Zusammenstellung der Daten zum derzeitigen Kenntnisstand mittel- und jungholozäner Meeresspiegelschwankungen an der brasilianischen Atlantikküste stellen ANGULO et al. (2006: 7) fest, dass auch dort der Meeresspiegel bereits vor mehr als 6600 ^{14}C BP über dem heutigen Niveau gelegen hat. Während dieses Meeresspiegelhochstandes, den die Autoren als das holozäne Transgressionsmaximum ansehen, soll der relative Meeresspiegel etwa 2 bis 4 m höher gewesen sein als heute. Dabei ist allerdings der Beginn dieses Hochstandes bisher nur durch vier ^{14}C -Datierungen an Vermetiden mit Altern zwischen 5400 bis 4600 ^{14}C BP (ANGULO et al. 2006: 10) abgesichert. Dieser Hochstand soll noch bei einer etwa 2 bis 3 m hohen Lage des Meeresspiegels bis um ca. 2000 cal BP (ca. 2600 ^{14}C BP) angedauert haben, was eine Parallelisierung mit dem vorgestellten mittelholozänen H1-Meeresspiegelhochstand an der patagonischen Atlantikküste nahe legt. Da ältere Daten bisher weitgehend fehlen, ist eher davon auszugehen, dass das holozäne Transgressionsmaximum an der brasilianischen Küste noch nicht nachgewiesen wurde. Nachfolgend belegen dann die brasilianischen Daten um ca. 2000 cal BP ein ebenfalls deutliches Absinken des Meeresspiegels bis auf das heutige Niveau (ANGULO et al. 2006: 16, Fig. 18 und Fig. 19). Insgesamt zeigen sich somit an der brasilianischen und der patagonischen Atlantikküste deutliche Parallelitäten im relativen Meeresspiegelverlauf der vergangenen 5400 ^{14}C -Jahren. An beiden Küsten erfolgte an der Wende zum Jungho-

lozän ein bedeutender Meeresspiegelabfall vom relativ hohen mittelholozänen auf das tiefere heutige Niveau. Die Ursache für die skizzierten relativen Meeresspiegelveränderungen an der brasilianischen Küste liegt nach ANGULO et al. (2006: 16ff.) abgesehen von einzelnen lokal begrenzten tektonischen Einflüssen in hydro-isostatischen Bewegungen der Küste. Sie sehen keine Hinweise für Geoid-Verlagerungen.

6. Zusammenfassung

Geomorphologische und chronostratigraphische Untersuchungen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste belegen an verschiedenen Küstenlokalitäten von der Bahía Vera (44°s.Br.) im Norden bis nach San Julián (49°s.Br.) im Süden eine reichhaltige Abfolge holozäner Strandwall-Lagunen-Systeme, Strand- und Talmündungsterrassen. Ihr Bildungsalter konnte über zahlreiche ¹⁴C-Datierungen an eingelagerten beidschaligen Muscheln bestimmt werden. Die heutige Oberflächenlage der verschiedenen litoralen Formen über dem aktuellen Springtidehochwasser (hTw) hängt zum einen von dem jeweiligen Bildungsmilieu ab, ob dieses brandungsgeschützt niedrig-energetisch oder brandungsexponiert hoch-energetisch oder „fluvio-litoral“ war. Zum anderen ist sie das Resultat einer a) zeitlich vor allem auf das Holozän, vielleicht auch noch das Spätglazial begrenzten hydro-isostatischen Hebung der Küste, und b) von mindestens zwei seit dem mittelholozänen Transgressionsmaximum erfolgten eustatischen Meeresspiegelabsenkungen.

Im Einzelnen konnte gezeigt werden:

- a) dass die süd- und mittelpatagonische Atlantikküste wahrscheinlich bis heute langsam isostatisch heraus gehoben wird und zwar in einer Größenordnung von etwa 0,3 bis 0,4 mm/a;
- b) dass generell derartige isostatische Hebungen der Küste jeweils am Ausgang der Interglaziale stattgefunden haben, während in den Glazialen weitgehend tektonische Stabilität dominierte;
- c) dass der frühholozäne Meeresspiegelanstieg die heutige Küstenlinie spätestens vor etwa 8100 ¹⁴C-Jahren erreicht hat, wobei er wahrscheinlich bereits im heutigen Niveau gelegen hat;
- d) dass das holozäne Transgressionsmaximum im Zeitraum von 6900 bis mindestens 6200 ¹⁴C BP existierte, wobei der Meeresspiegel eustatisch bedingt etwa 2 bis maximal 3 m über dem heutigen Niveau gelegen hat;

- e) dass der Meeresspiegel zwischen 6200 – 6000 ¹⁴C BP eustatisch bedingt um etwa 1 m abgesunken ist;
- f) dass zwischen 6000 – 2600 ¹⁴C BP die Höhenlage des Meeresspiegels weitgehend stagnierte;
- g) dass zwischen 2600 – 2400 ¹⁴C BP erneut ein eustatisch bedingtes Absinken des Meeresspiegels in der Größenordnung von etwa 1 bis maximal 2 m erfolgte, vermutlich bis auf das heutige Niveau.

Insgesamt wurde der höchste absolute Meeresspiegel an der patagonischen Atlantikküste bereits vor mindestens 6900 ¹⁴C Jahren erreicht und lag damals etwa 2 bis höchstens 3 m über dem aktuellen Springtidehochwasser. Das seit dieser Zeit erfolgte relative Absinken des Meeresspiegels ist natürlich wegen der langsamen hydroisostatischen Hebung der Küste zusätzlich verstärkt. Infolgedessen besitzen Strandwallbildungen an der patagonischen Atlantikküste, die während des frühmittelholozänen Transgressionsmaximums in brandungsexponierter Küstenposition entstanden sind, ungewöhnlich extreme Höhenlagen von bis zu 10 m über dem aktuellen Springtidehochwasser. Sogar die Oberflächen frühmittelholozäner Strandbildungen, die als Tal-mündungsterrassen oder Strandterrassen in brandungsgeschützter Küstenposition entstanden, erheben sich heute 5 bis 6,5 m über das aktuelle Springtidehochwasser.

Im überregionalen Vergleich der holozänen Küstenentwicklung an der argentinischen und patagonischen Atlantikküste zeigen sich große Ähnlichkeiten, was den generellen Verlauf der relativen Meeresspiegelentwicklung angeht: Frühholozäner Meeresspiegelanstieg, frühmittelholozänes Transgressionsmaximum mit einem einige Meter höheren Meeresspiegel als heute und seitdem generelles Absinken des Meeresspiegels vermutlich bis heute. Inwieweit dieses Absinken kontinuierlich oder mit zwei oder mehr diskreten Sprüngen erfolgt ist, ist in vielen Küstenräumen wegen des Fehlens entsprechend detaillierter geomorphologischer und chronostratigraphischer Detailaufnahmen bisher nicht bekannt und fordert somit zu weiteren Untersuchungen auf.

Danksagung

Wir danken den Mitarbeitern am ¹⁴C-Labor des Physikalischen Instituts der Universität Erlangen für die zahlreichen AMS ¹⁴C-Datierungen und ebenso dem Kollegen Dr. Bernd Kromer, Universität Heidelberg, für die Erstellung der konventionellen ¹⁴C-Alter. Besonderen Dank für die gewährte finanzielle Unterstützung, ohne die diese

Untersuchungen nicht möglich gewesen wären, gebührt der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG; Sche 465/2-1).

Literatur

- AGUIRRE, M.L. (2003): Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments in Golfo San Jorge, Patagonia: molluscan evidence. – *Marine Geology*, 194: 3-30.
- AGUIRRE, M.L. & WHATLEY, R.C. (1995): Late Quaternary marginal marine deposits and palaeoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: A review. – *Quaternary Science Reviews*, 14: 223-254.
- AGUIRRE, M.L., SIRCH, Y.N. & RICHIANO, S. (2005): Late Quaternary molluscan assemblages from the coastal area of Bahía Bustamante (Patagonia, Argentina): Paleoecology and paleoenvironments. – *Journal of South America Earth Sciences*, 20: 13-32.
- AGUIRRE, M.L., PEREZ, S.I. & SIRCH, Y.N. (2006a): Morphological variability of *Brachidontes* Swainson (Bivalvia), Mytilidae) in the marine Quaternary of Argentina (SW Atlantic). – *Palaeogeographie, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239: 100-125.
- AGUIRRE, M.L., RICHIANO, S. & SIRCH, Y.N. (2006b): Palaeoenvironments and palaeoclimates of the Quaternary molluscan faunas from the coastal area of Bahía Vera-Camarones (Chubut, Patagonia). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 251-286.
- ALBERO, M., ANGIOLINI, F.E. & PIANA, E.L. (1987): Holocene ¹⁴C reservoir effect at Beagle Channel (Tierra del Fuego, Arg. Rep.). – *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 5: 59-71; Rotterdam.
- ANGULO, R.J., LESSA, G.C. & DE SOUZA, M.CHR. (2006): A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. – *Quaternary Science Reviews*, 25 (5-6): 486-506.
- ARDOLINO, A., BUSTEROS, A., FAUQUÉ, L., FRANCHI, M. & LEMA, H. (1998): Estratigrafía del cuaternario del litoral patagónico entre Cabo Aristizabal y Bahía Camarones, Provincia del Chubut, Argentina. – *Actas X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 107-113.
- BARD, E., HAMELIN, B., FAIRBANKS, R.G. & ZINDLER, A. (1990): Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. – *Nature*, 345: 405-410.

- BONORINO, G.G., BUJALESKY, G., COLUMBO, F. & FERRERO, M. (1999): Holocene coastal paleoenvironments in Atlantic Patagonia, Argentina. – *Journal of South American Earth Science*, 12: 325-331.
- BROECKER, W.S. & OLSON, E.A. (1961): Lamont Radiocarbon Measurements VIII. – *Radiocarbon*, 3: 176-204.
- BRÜCKNER, H., SCHELLMANN, G., DAUT, G., MÄUSBACHER, R., SCHNACK, E. & SCHNEIDER, H. (in diesem Band): Erste Befunde zu Veränderungen des holozänen Meeresspiegels und zur Größenordnung holozäner ¹⁴C-Reservoireffekte im Bereich des Golfo San José (Península Valdés, Argentinien). – *Bamberger Geographische Schriften*, 22: 93-111; Bamberg.
- CAMACHO, H.H. (1979): Descripción geológica de la hoja 47h - 48g, Bahía Camarones, Provincia de Chubut. – Ministerio de Economía Secretaría de Estado de Minería Boletín, 153; Buenos Aires.
- CAVALLOTTO, J.L., VIOLANTE, R.A. & COLOMBO, F. (2005): Evolución y cambios ambientales de la llanura costera de la cabecera del río de la Plata. – *Revista del la Asociación Geológica Argentina*, 60 (2): 353-367.
- CAVALLOTTO, J.L., VIOLANTE, R.A. & PARKER G. (2004): Sea-Level fluctuations during the last 8600 years in the Río de la Plata river (Argentina). – *Quaternary International*, 114: 155-165.
- CIONCHI, J.L. (1984): Las ingresiones marinas del Cuaternario Tardío en la Bahía Bustamante (Provincia del Chubut). – *Simp. Oscilaciones del Nivel del Mar el Última Hemiciclo Deglaciar en la Argentina*. CIC, Actas: 1-11; Mar del Plata.
- CIONCHI, J.L. (1987): Depositos marinos Cuaternarios de Bahía Bustamante, Provincia del Chubut. – *Asociación Geológica Argentina Revista*, XLII (1-2): 61-72; Buenos Aires.
- CIONCHI, J.L. (1988): Geomorfología de Bahía Bustamante y zonas adyacentes, Chubut. – *Asociación Geológica Argentina Revista*, XLIII (1-2): 51-62; Buenos Aires.
- CLARK, J.A. & BLOOM, A.L. (1979): The effect of the Patagonian ice sheet on relative sea levels along the Atlantic Coast of South America: A numerical calculation. – *Proceedings, 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, Brasil*: 61-76.
- CODIGNOTTO, J.O. (1983): Depósitos elevados y/o acrección Pleistoceno-Holoceno en la costa fueguino patagónica. – *Simp. Oscilaciones del Nivel del Mar el Última Hemiciclo Deglaciar en la Argentina*. CIC, Actas: 12-26; Mar del Plata.

- CODIGNOTTO, J.O., BEROS, C.A. & TREBINO, L.G. (1987): Nuevo metodo chronostratigrafico, morfochronologia en sequencia deposicional cordoniforme. – *Asociación Geológica Argentina Revista*, XLII: 462-468; Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J.O., MARCOMINI, S.C. & SANTILLANA, S.N. (1988): Terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante, Santa Cruz, Chubut. – *Asociación Geológica Argentina Rev.*, XLIII: 43-50; Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J.O., CÉSARI, O. & BEROS, C.A. (1990): Morfochronologia sequencial evolutiva Holocena, en Bahía Solano, Chubut. – *Asociación Geológica Argentina, Rev.*, XLV: 205-212; Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J.O., KOKOT, R.R. & MARCOMINI, S.C. (1992): Neotectonism and sea level changes in the coastal zone of Argentina. – *Journal of Coastal Research*, 8: 125-133.
- CORDERO, R.R., PANARELLO, H., LANZELOTTI, S. & DUBOIS, C.M.F. (2003): Radiocarbon age offsets between living organisms from the marine and continental reservoir in coastal localities of Patagonia (Argentina). – *Radiocarbon*, 45: 9-15.
- COYNE, M.K., JONES, B. & FORD, D. (2007): Highstands during Marine Isotope Stage 5: evidence from the Ironshore Formation of Grand Cayman, British West Indies. – *Quaternary Science Reviews*, 26: 536-559.
- FERUGLIO, E. (1947): Nueva contribución al estudio de las terrazas marinas de la Patagonia. – *Revista Soc. Geologica Argentina*, II: 223-238; Buenos Aires.
- FERUGLIO, E. (1950): Descripción geológica de la Patagonia. – *Dir. General de Yacimientos Petroliferos Fiscales (YPF)*, Tomo I - III; Buenos Aires.
- FITZGERALD, M.G., MITCHUM, R.M. (Jr.), ULIANA, M.A. & BIDDLE, K.T. (1990): Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74: 879-920.
- GONZÁLES, M.A. (1989): Holocene Levels in the Bahia Blanca Estuary, Argentine Republic. – *Journal of Coastal Research* 5 (1): 65-77.
- GONZÁLES, M.A. & WEILER, N.E. (1994): Argentinian Holocene Transgression: Sidereal Ages. – *Journal of Coastal Research*, 10 (3): 621-627.
- GORDILLO, S., CORONATO, A.M.J. & RABASSA, J.O. (1993): Late Quaternary evolution of a subantarctic paleofjord, Tierra del Fuego. – *Quaternary Science Reviews*, 12: 889-897.
- GORDILLO, S., BUJALESKY, G.G., PIRAZZOLI, A., RABASSA, J.O. & SALIÈGE, J.-F. (1992): Holocene raised beaches along the northern coast of the Beagle

- Channel, Tierra del Fuego, Argentina. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 99: 41-54.
- GRÜN, R. (1989a): Electron Spin Resonance (ESR) dating. – *Quaternary International*, 1: 65-109.
- GRÜN, R. (1989b): *Die ESR-Altersbestimmungsmethode*. – Heidelberg, Berlin (Springer Verl.).
- GUILDERSON, T.P., BURCKLE, L., HEMMING, S. & PELTIER, W.R. (2000): Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1.
- HUGHEN, K.A., BAILLIE, M.G.L. & 25 others (2004): Marine 04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0 - 26 Kyr BP. – *Radiocarbon*, 46 (3): 1059-1086.
- ISLA, F.I. (1993): Overpassing and armouring phenomena on gravel beaches. – *Marine Geology*, 110: 369-376; Amsterdam.
- ISLA, F.I. (1998): Holocene coastal evolution in Buenos Aires Province, Argentina. – *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 16: 297-321.
- ISLA, F.I. & BUJALESKY, G.G. (2000): Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. – *Marine Geology*, 170 : 105-122.
- ISLA, F.I. & ESPINOSA, M.A. (1995): Coastal environmental changes associated with Holocene sea-level fluctuations: Southern Buenos Aires, Argentina. – *Quaternary International*, 26: 55 - 60.
- ISLA, F.I., FASANO, J.L., FERRERO, L., ESPINOSA, M.A. & SCHNACK, E.J. (1986): Late Quaternary marine-estuarine sequences of the south-eastern coast of Buenos Aires Province, Argentina. - *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4: 137-157; Rotterdam.
- ISLA, F.I., VILAS, F.E., BUJALESKY, G.G., FERRERO, M., GONZÁLES-BONORINO, G. & ARCHE-MIRALLES, A. (1991): Gravel drift and wind effects on the macrotidal San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. – *Marine Geology*, 97 (2): 211-224.
- ISLA, F.I., IANTANOS, N. & ESTRADA, E. (2004): Dinámica submareal y condiciones ambientales de la ría Deseado, Santa Cruz. – *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 367-375.
- ISLA, F.I., BUJALESKY, G.G., GALASSO, M.L. & DE FRANCESCO, C.G. (2005): Morphology, grain-size and faunistic composition of the macrotidal beaches of Tierra del Fuego. – *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (3):

435-445.

- JONAS, M. (1997): Concepts and methods of ESR dating. – *Radiation Measurements*, 27: 943-973.
- KELLETAT, D. (1998): Main Aspects of German Geographical Coastal Research During the Last Decade. - In: KELLETAT, D. (ed.): *German Geographical Coastal Research – The Last Decade.* – Institute for Scientific Co-operation, Committee of the Federal Republic of Germany for the International Geographical Union: 11 – 29; Tübingen.
- KELLETAT, D. (1999): *Physische Geographie der Meere und Küsten.* – 2. Aufl.; Leipzig (Teubner Verl.).
- KOKOT, R.R., CODIGNOTTO, J.O. & ELISSONDO, M. (2004): Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa de la provincia de Río Negro. – *Rev. de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (3): 477-487.
- LANFREDI, N.W., POUSA, J.L. & D'ONOFRIO E.E. (1998): Sea-level rise and related potential hazards on the Argentine Coast. – *Journal of Coastal Research*, 14: 47-60.
- LEVIN, I. & KROMER, B. (2004): The Tropospheric $^{14}\text{CO}_2$ Level in Mid-Latitudes of the Northern Hemisphere. – *Radiocarbon*, 46: 1261-1272.
- LIGHTY, R.G., MACINTYRE, I.G. & STUCKENRATH, R. (1982): *Acropora palmata* reef framework: A reliable indicator of sea level in the Western Atlantic for the past 10,000 years. – *Coral Reefs*, 1: 125-130; Heidelberg.
- MCCULLOCH, R.D. & BENTLEY, M.J. (1998): Late Glacial ice advances in the Strait of Magellan, Southern Chile. – *Quaternary Science Reviews*, 17: 775-787.
- MCCULLOCH, R.D. & DAVIES, S.J. (2001): Late-glacial and Holocene palaeoenvironmental change in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173: 143-173.
- MILNE, G.A., LONG, A.J. & BASSETT, S.E. (2005): Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. – *Quaternary Science Reviews*, 24: 1183-1202.
- ORFORD, J.D., CARTER, R.W.G. & JENNINGS, S.C. (1991): Coarse clastic barrier environments: Evolution and implications for Quaternary sea level interpretation. – *Quaternary International*, 9: 87-104.
- PELTIER, W.R. (1988): Lithospheric thickness, Antarctic deglaciation history, and ocean basin discretization effects in a global model of postglacial sea level change: a summary of some sources of nonuniqueness. – *Quaternary Research*, 229:

93-112.

- PELTIER, W.R. (2002): On eustatic sea level history: Last glacial Maximum to Holocene. – *Quaternary Science Reviews*, 21: 377-396.
- PIRAZZOLI, P.A. (1991): *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. – Amsterdam (Elsevier).
- PIRAZZOLI, P.A. (1996): *Sea-Level Changes - The Last 20.000 Years*. – Chichester (John Wiley & Sons).
- PORTER, S.C., STUIVER, M. & HEUSSER, C.J. (1984): Holocene sea-level changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, southernmost South America. – *Quaternary Research*, 22: 59-67.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. – *Radiation Measurements*, 23: 497-500.
- RABASSA, J.R., HEUSSER, C.J. & STUCKENRATH, R. (1986): New data on Holocene sea transgression in the Beagle Channel: Tierra del Fuego, Argentina. – *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4: 291-309.
- RABASSA, J., CORONATO, A., BUJALESKY, G., SALEMME, M., ROIG, C., MEGLIOLI, A., HEUSSER, C., GORDILLO, S., ROIG, F., BORROMEI, A. & QUATTROCCHIO, M. (2000): Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. – *Quaternary International*, 68-71: 217-240.
- RADTKE, U. (1989): *Marine Terrassen und Korallenriffe - Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados*. – *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 27; Düsseldorf.
- RADTKE, U. & SCHELLMANN, G. (2005): Timing and magnitude of sea level change during MIS 5 derived from Barbados coral reef terraces: a critical literature review and new data. – *Journal of Coastal Research*, SI 42: 52-62.
- RADTKE, U., RUTTER, N. & SCHNACK, E.J. (1989): *Untersuchungen zum marinen Quartär Patagoniens (Argentinien)*. – *Essener Geographische Arbeiten*, 17: 267-289; Paderborn.
- RIBAUD-LAURENTI, A., HAMELIN, B., MONTAGGIONI, L., CARDINAL, D., 2001. Diagenesis and its impact on Sr/Ca ratio in Holocene *Acropora* corals. – *International Journal of Earth Sciences*, 90: 438-451.
- RINK, W. J. (1997): Electron Spin Resonance (ESR) Dating and ESR applications in Quaternary science and archaeometry. – *Radiation Measurements*, 27: 975-1025.

- RODRIGUEZ, J.F.R. & LITKE, R. (2001): Petroleum generation and accumulation in the Golfo San Jorge Basin, Argentina: a basin modelling study. – *Marine and Petroleum Geology*, 18: 995-1028.
- ROSTAMI, K., PELTIER, W.R. & MANGINI, A. (2000): Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. – *Quaternary Science Reviews*, 19: 1495-1525.
- RUTTER, N., SCHNACK, E.J., FASANO, J.L., ISLA, F.I., DEL RÍO, J. & RADTKE, U. (1989): Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the coast of Patagonia and Tierra del Fuego. – *Quaternary Science Reviews*, 8: 213-234.
- RUTTER, N., RADTKE, U. & SCHNACK, E. J. (1990): Comparison of ESR and Amino Acid data in correlating and dating Quaternary littoral zones along the Patagonian coast. – *Journal of Coastal Research*, 6: 391-411.
- SAUER, D., SCHELLMANN, G. & STAHR, K. (2007): A soil chronosequence in the semi-arid environment of Patagonia (Argentina). – *Catena*, 71: 382-393.
- SCHELLMANN, G. (1998a): Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). *Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen*. – *Essener Geographische Arbeiten*, 29; Essen.
- SCHELLMANN, G. (1998b): Coastal development in Southern South America (Patagonia and Chile) since the Younger Middle Pleistocene – Sea Level Changes and Neotectonics. In: KELLETAT, D. (ed.): *German Geographical Coastal Research – The Last Decade*. Institute for Scientific Cooperation, Committee of the Federal Republic of Germany for the International Geographical Union: 289–304; Tübingen.
- SCHELLMANN, G. (2000): Tektonik und Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Atlantikküste seit dem jüngeren Mittelpleistozän. – In: BLOTEVOGEL, H.H., OSSENBRÜGGE, J. & WOOD, G. (Hrsg.): *Lokal verankert – Weltweit vernetzt*. Verhandlungsband des 52. Deutschen Geographentages, Hamburg 4. – 9. Oktober 1999: 101 - 110; Stuttgart (Steiner Verlag).
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1999): Problems encountered in the determination of dose and dose rate in ESR dating of mollusc shells. – *Quaternary Science Reviews*, 18: 1515-1527.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2000): ESR dating stratigraphically well-constrained marine terraces along the Patagonian Atlantic coast (Argentina). – *Quaternary International*, 68-71: 261-273.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2001): Progress in ESR dating of Pleistocene

- corals - a new approach for D_E determination. – *Quaternary Science Reviews*, 20: 1015-1020.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2003a): Die Datierung litoraler Ablagerungen (Korallenriffe, Strandwälle, Küstendünen) mit Hilfe der Elektronen-Spin-Resonanz-Methode (ESR). – *Essener Geographische Arbeiten*, 35: 95-113; Essen.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2003b): Coastal terraces and Holocene sea-level changes along the Patagonian Atlantic coast. – *Journal of Coastal Research*, 19: 983-996.
- SCHELLMANN G. & RADTKE, U. (2004): The marine Quaternary of Barbados. – *Kölner Geographische Schriften*, 81; Köln.
- SCHELLMANN; G., BEERTEN, K. & RADTKE, U. (in press): Electron spin resonance (ESR) dating of Quaternary materials. – *Eiszeitalter u. Gegenwart, Quaternary Science Journal*; Manuscript accepted.
- SCHILLER, W. (1925): Strandbildungen in Südpatagonien bei San Julián. – *Jahresberichte des Niedersächsischen Geologischen Vereins*, XVII: 196-216; Hannover.
- SCHNACK, E.J. (1993): The vulnerability of the east coast of South America to sea level rise and possible adjustment strategies. - In: WARRICK, R.A., BARROW, E.M. & WIGLEY, T.M. (eds.): *Climate and sea level change: observations, projections and implications*: 336-348; Cambridge (Univ. press).
- SIMEONI, U., FONTOLAN, G. & COLIZZA, E. (1997): Geomorphological characterization of the coastal and marine area between Primera und Segunda Angostura, Strait of Magellan (Chile). – *Journal of Coastal Research*, 13: 916-924.
- STUIVER, M. & POLLACH, H.A.: (1977): Discussion Reporting of ^{14}C Data. – *Radio-carbon*, 19 (3): 355-363.
- STUIVER, M. & REIMER, P. J. (2006): CALIB 5.10. - [<http://www.calib.org>].
- SYLWAN, C.A. (2001): Geology of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. – *Journal of Iberian Geology*, 27: 123-157.
- TANNER, W.F. (1995): Origin of beach ridges and swales. – *Marine Geology*, 129: 149-161.
- TAYLOR, M. & STONE, G.W. (1996): Beach-ridges: A review. – *Journal of Coastal Research*, 12: 612-621; Fort Lauderdale (Florida).
- VILAS, F., ARCHE, A., FERRERO, M. & ISLA, F. (1999): Subantarctic macrotidal flats,

-
- cheniers and beaches in San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. – *Marine Geology*, 160: 301-326.
- WEILER, N.E. (1998): Holocene Sea Levels in Anegada Bay, Argentine Republic. – *Journal of Coastal Research*, 14: 1034-1043.
- WOODROFFE, C.D. (2005): Late Quaternary sea-level highstands in the central and eastern Indian Ocean: A review. – *Global and Planetary Change*, 49: 121-138.
- ZAMBRANO, J.J. & URIEN, C.M. (1970): Geological outline of the basins in southern Argentina and their continuation off the Atlantic Shore. – *Journal of Geophysical Research*, 75: 1363-1396.
- ZONG, Y. (2007): Sea-levels, Late Quaternary, Tropics. – In: ELIAS, S.A. (ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science*, Vol. 4: 3087-3094; Amsterdam (Elsevier).

Erste Befunde zu Veränderungen des holozänen Meeresspiegels und zur Größenordnung holozäner ^{14}C -Reservoireffekte im Bereich des Golfo San José (Península Valdés, Argentinien)

Helmut BRÜCKNER¹, Gerhard SCHELLMANN², Gerd DAUT³, Roland MÄUSBACHER³, Enrique SCHNACK⁴ & Heike SCHNEIDER³

Abstract

Geomorphologic and chronostratigraphic investigations along the coasts of the Golfo San José show a well preserved sequence of Holocene beach ridges. Dating results are based on ^{14}C -AMS ages of embedded mollusc shells. Due to the tectonic stability of the Península Valdés since the Middle Pleistocene, and the protected exposition of the gulf against storm waves from the Atlantic Ocean, surface elevations of these beach ridges have been strongly dominated by eustatic sea-level variations. Therefore, it can be assumed that the uppermost beach ridges, which are 6500 ^{14}C years old, were deposited during the maximum Holocene transgression when relative sea level was c. 3 m higher than present. Sea level later declined, reaching a significantly lower level as early as 3200 ^{14}C BP.

Another aspect focuses on the variations in marine reservoir ages in the area. By ^{14}C dating charcoal and mollusc shells from indigenous fire places in the Golfo San José area it is shown that during the younger Sub-Atlantic the marine ^{14}C reservoir value was c. 340 years, i.e. more than 60 years below the modern global mean of c. 405 years. In contrast, the ^{14}C reservoir value was c. 590 years during the late Subboreal, i.e. c. 190 years higher than the modern global mean. This emphasizes the magnitude of the marine ^{14}C reservoir changes in the Golfo San José during the Middle and Late Holocene.

¹ Fachbereich Geographie, Philipps-Universität Marburg, D-35032 Marburg, h.brueckner@staff.uni-marburg.de

² Institut für Geographie, Universität Bamberg, D-96045 Bamberg

³ Institut für Geographie, Universität Jena, D-07743 Jena

⁴ Laboratorio de Oceanografía Costera, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.

1. Einleitung und Forschungsstand

Die Península („Halbinsel“) Valdés liegt an der nordpatagonischen Atlantikküste, etwa 300 km südlich der Mündung des Río Colorado, der das semiaride bis aride Ostpatagonien von den feuchteren Grasländern der argentinischen Pampa trennt. Aus geologischer Sicht befindet sich die Halbinsel am Ostrand des Nordpatagonischen Massivs in einem lokal begrenzten intrakontinentalen Becken, das vor allem in der Kreidezeit und im Alttertiär mit etwa 3000 m mächtigen flachmarinen und festländischen Ablagerungen gefüllt wurde (u.a. SCASSO et al. 2001, URIEN et al. 1981). Diese Schichten wurden im Jungtertiär von den fluvialen Kiesen der sog. „*Rodados patagónicos*“ weitflächig überdeckt. Neben äolischen Sedimenten bilden sie mit Mächtigkeiten von bis zu 6 m (ISLA et al. 2000) in weiten Bereichen der Península Valdés das Oberflächengestein – diskordant ausgebreitet über den liegenden feinklastischen und zum Teil Gipslagen führenden flachmarinen Ablagerungen der miozänen Puerto Madryn-Formation (Abb. 1; ISLA et al. 2000). Durch Küstenerosion in die Strandzone verlagert wurden diese kiesigen Grobklastika im Laufe des Mittel- und Jungpleistozäns von der Brandung vor allem an der Nordostküste im Bereich der Caleta Valdés bis zum Punta Norte sowie in einzelnen Buchten in der Umrahmung des Golfo San Matias zu Strandwällen angehäuft.

Obwohl schon ROVERETO (1921) und FERUGLIO (1950) litorale Akkumulationsformen auf der Península Valdés beschrieben hatten, wurden genauere morpho- und chronostratigraphische Aufnahmen erst in den 1980er und 1990er Jahren von FASANO et al (1983), CODIGNOTTO (1983), CODIGNOTTO & KOKOT (1988), RADTKE (1989), RADTKE et al. (1989), RUTTER et al. (1989; 1990) sowie SCHELLMANN (1998) durchgeführt. Fast alle diese Küstenstudien befassten sich mit der Verbreitung und vor allem mit der Datierung der an der Nordostküste der Península Valdés im Bereich der Caleta Valdés erhaltenen pleistozänen Strandwall-Lagunen-Systeme Ia bis IV, die sich auf ca. 30 km Länge entlang der N-S-verlaufenden Caleta Valdés in einer Meereshöhe von ca. 26 – 28 m ü. M. erstrecken (Abb. 2). Auf der Basis von AAR (Aminosäure-Razemisierung)- und ESR (Elektronen-Spin-Resonanz)-Altersdatierungen an eingelagerten Muschelschalen konnten RADTKE (1989), RADTKE et al. (1989) sowie RUTTER et al. (1989; 1990) ein letztinterglaziales Alter des jüngsten System IV aufzeigen. Dagegen weisen die Ergebnisse der AAR-Bestimmungen für das System III (u.a. RUTTER et al. 1990: 401) auf eine Entstehung während des vorletzten oder eines älteren mittelpleistozänen Meeresspiegel-Hochstandes hin. Mit Hilfe von ESR- und Th/U-Datierungen sowie paläopedologischen Hinweisen geht SCHELLMANN (1998)

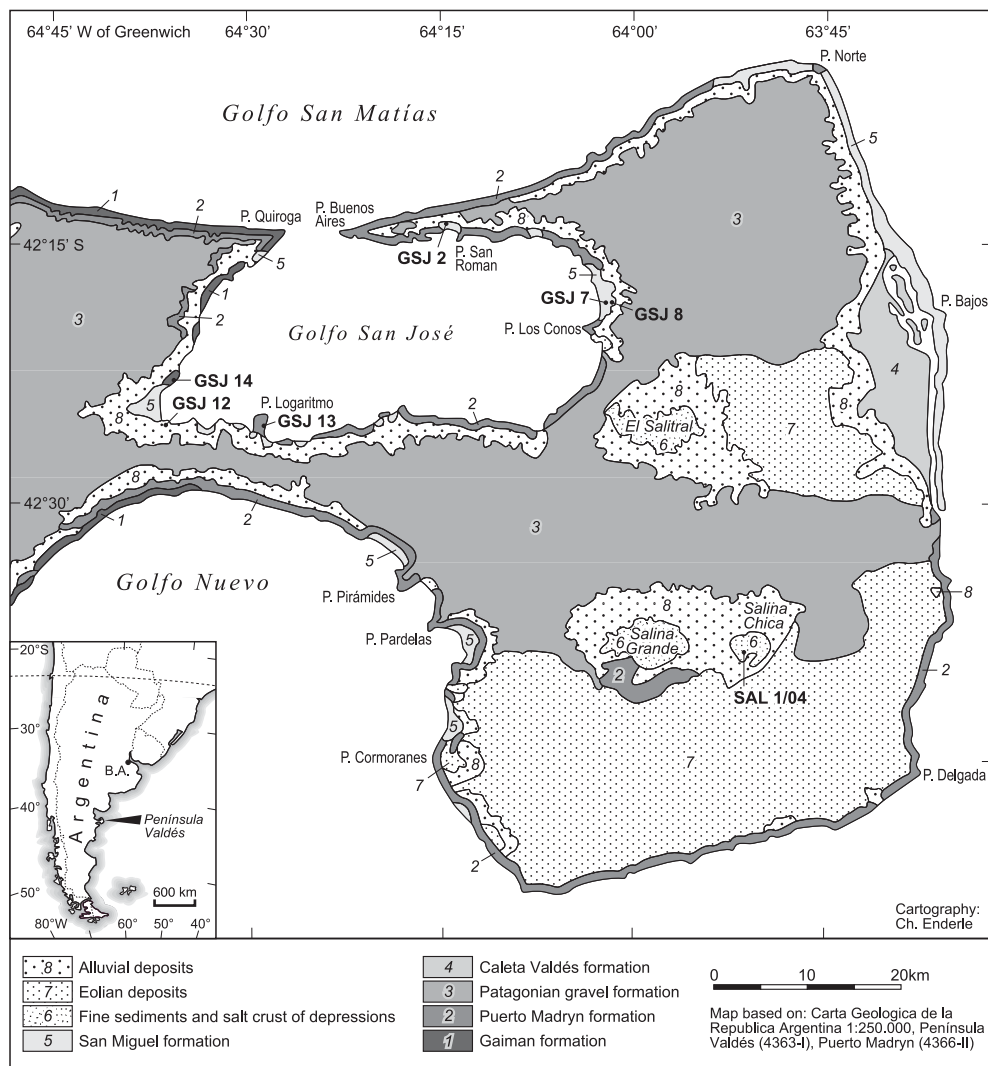


Abb. 1: Geologische Karte der Península Valdés mit den im Text beschriebenen Lokalitäten. Die Strandwallserien werden in der Legende der offiziellen geologischen Karte als „Formación San Miguel – Gravas y arenas“ (hier: Nr. 5) bezeichnet. Quelle: Carta Geológica de la República Argentina, Escala 1:250.000, Península de Valdés (4363-I), Puerto Madryn (4366-II), Edición Cartográfica Preliminar (2003), sowie verschiedene topographische Karten.

für die beiden ältesten Strandwall-Lagunen-Systeme Ia und Ib von einer mittelpleistozänen Entstehung während der Meeresspiegelhochstände MIS 7 (System Ib) bzw. mindestens MIS 9 (System Ia) aus. Wenn auch die genaue geochronologische Einstufung der hier erhaltenen pleistozänen Strandwallsysteme noch nicht abschließend geklärt ist, so zeigen die bisherigen Untersuchungen doch, dass die Península Valdés –

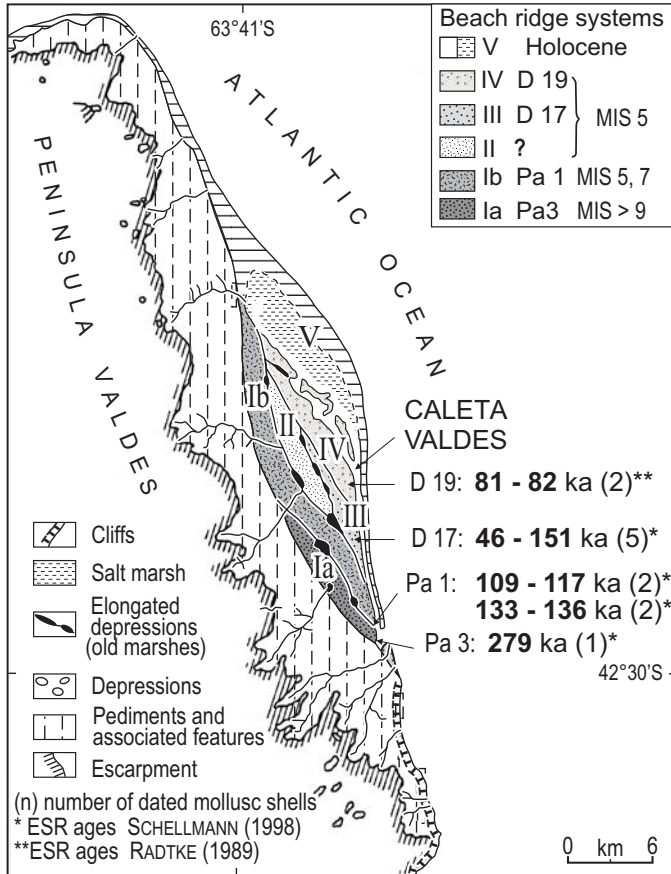


Abb. 2: Übersichtskarte zur Verbreitung und Alterseinstufung der mittel- bis jungpleistozänen Strandwall-Lagunen-Systeme im Bereich der Caleta Valdés. Die morphostratigraphische Verbreitung stützt sich auf FASANO et al. (1983) sowie SCHELLMANN (1998), die Alterseinstufungen auf RADTKE (1989), RUTTER et al. (1990) sowie SCHELLMANN (1998).

anders als die meisten Küstengebiete Mittel- und Südpatagoniens (siehe hierzu auch SCHELLMANN & RADTKE in diesem Band) – mindestens seit dem jüngeren Pleistozän tektonisch so stabil war, dass die Oberflächen der fossilen Strandwälle aus den letzten Interglazialen heute noch in ähnlicher Meereshöhe liegen. Insofern ist gerade dieses Gebiet sehr geeignet für Untersuchungen von glazial-eustatischen Veränderungen des Paläomeeresspiegels auf der Basis fossiler Strandformen, können doch tektonische Einflüsse auf deren heutige Höhenlage vernachlässigt werden.

Erstaunlich ist allerdings, dass derartige Studien sich bisher fast nur auf die pleistozänen Küstenformen konzentrierten, während die durch Einsatz der ¹⁴C-Altersbestimmungsmethode wesentlich genauer datierbaren holozänen Strandbildungen auf

der Península Valdés relativ wenig Beachtung fanden. Zwar konnten CODIGNOTTO (1983) sowie CODIGNOTTO & KOKOT (1988) anhand von fünf ^{14}C -datierten Muschelschalen aufzeigen, dass die östlich der Caleta Valdés erhaltenen und bis zu 8 – 10 m ü. M. (FASANO et al. 1983: Fig. 4) hohen holozänen Strandwälle des Systems V (Abb. 2) vor allem im Zeitraum zwischen 5724 ± 105 und 1330 ± 80 ^{14}C -Jahren BP allmählich von Norden nach Süden voranschreitend abgelagert wurden. Genauere morpho- und chronostratigraphische Differenzierungen fehlen allerdings bis heute.

Erst in jüngerer Zeit wurden erstmalig auch entsprechende Untersuchungen holozäner Strandwallsysteme in der Umrahmung des Golfo San José durchgeführt. Von dort beschreiben WEILER & MEISTER (1999), WEILER (2000) sowie ISLA et al. (2000: 7f.) im Bereich der Garganta del Delfín (Dolphin's Gorge) und beim San José Creek ($42^\circ 25' 30''$ S, $64^\circ 37'$ W) drei Strandhakensysteme („spit systems I-III“) in 10, 8 und 6 m ü. M. Das älteste System I besitzt nach WEILER (2000: 84) eine 4 m mächtige Decke aus Dünenanden, so dass die Oberflächen der unterlagernden Strandwallablagerungen maximal in einer Meereshöhe von 6 m ü. M. liegen.

Nach ^{14}C -Datierungen an Muschelschalen besitzen die drei Strandwallsysteme ein Bildungsalter von etwa 6200-5990 a BP (I), 2405 a BP (II) und 1140 (III) ^{14}C BP (WEILER 2000: 84f.). WEILER (2000: 84f.) geht davon aus, dass ältere Teile des Systems I vor 6000 ^{14}C BP während des mittelholozänen Transgressionsmaximums und jüngere Teile nach 6000 ^{14}C BP während eines außergewöhnlichen Sturm- oder Tidenereignisses entstanden sind. Alle drei Systeme werden nicht als auf den Golfo San José beschränkte singuläre Formenbildungen angesehen, sondern vielmehr als überregionale, durch Meeresspiegelveränderungen entstandene Erscheinungen mit zeitlich parallelen Bildungen auch an anderen Küstenlokalitäten entlang der argentinischen Atlantikküste gedeutet.

An diese ersten detaillierteren morpho- und chronostratigraphischen Aufnahmen holozäner Strandterrassen auf der Península Valdés, die letztlich das einzige zur Zeit verwendbare Archiv für die Entwicklung des holozänen Meeresspiegels in diesem Küstenbereich sind, knüpfen die hier vorgestellten Untersuchungen zu den holozänen Strandterrassen in der Umrahmung des Golfo San José an.

2. Lage der untersuchten Lokalitäten

Anders als die Caleta Valdés an der Ostküste der Halbinsel, die im Zentrum der

meisten bisherigen Untersuchungen zur Küstenentwicklung in diesem Raum stand, ist der Golfo San José eine im Bogen nach Süden ausgreifende Bucht (Abb. 1). Sie besitzt dadurch eine extrem geschützte Lage gegenüber den Sturmwellen des offenen Atlantiks und ist zudem durch eine submarine Schwelle vom Atlantik abgesetzt (MÄUSBACHER et al. 2007: DFG-Abschlußbericht, unveröff.). Insofern ist der Golfo San José viel besser als die offene Atlantikküste an der Caleta Valdés für die Erforschung von Meeresspiegelveränderungen auf der Basis litoraler Formen geeignet, können hier doch Sturmwellen nur in abgeschwächter Form die Höhenlage der Strandablagerungen beeinflussen.

Im Einzelnen konzentrierten sich die Küstenaufnahmen auf die Lokalitäten Puerto San Román (Abb. 1: GSJ 2) sowie den Küstenabschnitt zwischen Punto Galván und Punta Los Conos (Abb. 1: GSJ 7). Außerdem konnten Muschelschalen und Holzkohlen von einem indigenen Rastplatz bei der Lokalität GSJ 14 (Abb. 1) nördlich von Garganta del Delfín (Dolphin's Gorge, Ankerplatz Fondeadero La Argentina) geborgen und mit Hilfe der ^{14}C -Methode datiert werden, um Informationen zur Besiedlungsgeschichte einerseits und zum holozänen ^{14}C -Reservoireffekt in diesem Küstenabschnitt andererseits zu erhalten.

3. Strandwallserie bei Puerto San Román

3.1 Beschreibung der Strandwallserie

Die Lokalität Puerto San Román zeichnet sich durch einen großen Tidenhub aus (mittlere Tide: 5,75 m, Springtide: 8,41 m; vgl. Tab. 1). Daher sind an Land verschiedene aktuelle Wasserstandsniveaus (Tidehochwasser-Marken, Sturmstrände) erkennbar, die sich vertikal und horizontal über einen relativ großen Strandbereich erstrecken. Eine Unterscheidung zwischen oberstem rezenten Sturmniveau und älteren fossilen Strandwällen ist dadurch möglich, dass der aktuelle Sturmstrand vegetationsfrei ist und Plastikreste in die dortigen litoralen Ablagerungen eingearbeitet sind. Aufgrund der starken Wellendynamik bestehen die Strände im oberen Eulitoral und im Supralitoral aus Grobschottern und sind fast matrixfrei.

An diese rezenten Bildungen schließt sich eine Serie von fossilen Strandwällen an, die mehrere hundert Meter landeinwärts reicht und mit markanter Grenze vom Hinterland abgesetzt ist. Alle Strandwälle enthalten Muscheln (Einzelschalen), Muschelbruch sowie grobe, gut gerundete Schotter in sandiger Matrix. Sie stammen vermutlich hauptsächlich aus aufgearbeiteten „*Patagonian Gravel*“ („*Rodados Patagónicos*“), die

Tab. 1 Strandniveaus und Strandwallsequenz bei Puerto San Román entlang eines Transekts (bei GSJ 3, beim Blowout). Messung der aktuellen Wasserstände am 24.02.2004 gegen 18 Uhr. ü. M. = über dem Mittelwasser, ü. A.P. = über dem Argentinischen Bezugspegel bei Mar del Plata. Das Mittelwasser liegt am Pegel Puerto San Román bei 4,11 m. 0 m ü. M. = 4,11 m ü. A.P. Gemäß dem Gezeitenkalender wurde am 24.02.2004 das Flutniveau um 15:02 Uhr mit 7,52 m erreicht, das Ebbeniveau um 21:20 Uhr mit 0,76 m, das Mittelwasser um 18:11 Uhr mit 4,11 m (Quelle des Gezeitenkalenders: Servicio de Hidrografia Naval 2004: 198 f., Fondeadero San Román, Golfo San José).

Höhe m ü. M.	Höhe m ü. A.P.	Milieu	Morphologie
9,23	13,34	holozäner Strandwall (Top)	oberster Strandwall in diesem zentralen Transekt, Schotter in sandiger Matrix (benachbarte Dünen reichen bis 16 m ü. M.)
8,16	12,27	holozäner Strandwall –	Strandwall aus der Strandwallserie mit Vegetation, Schotter in sandiger Matrix
6,37	10,48	holozäner Strandwall (Top)	Niveau des Weges (Mitte der Fahrspur)
6,34	10,45	Sturmniveau (Top)	markanter holozäner Strandwall, Schotter in sandiger Matrix mit sehr viel Muschelbruch
6,35	10,46	Sturmniveau (Top)	oberstes subrezentenes Sturmniveau (?), Schotter, kaum Matrix
6,04	10,15	oberstes Litoral	markanter rezenter Sturmstrandwall, Schotter, kaum Matrix
4,46	8,57		Springtideniveau, Schotter, kaum Matrixmaterial (Fuß des zugehörigen Strandwalls, Spülsaum)
1,77-3,96	5,88-8,07	oberes Eulitoral	aktueller Strandwall, Grobschotter, matrixfrei (Wellenauflauf hier bei Flut um 15:02 Uhr; nasser Strand), steil ansteigend
0,25-1,77 bis 0,25	4,36-5,88 bis 4,36	Eulitoral Eulitoral	Sand, nur wenige Schotter, moderat ansteigendes Profil Sandwatt mit Rippelmarken, flaches Profil

auf den umgebenden Hochflächen anstehen (Abb. 1). Die Vermessung der Strandwallserie erfolgte in Ermangelung eines Theodoliten mit einem Handgefällsmesser.

Die Umrahmung des Küstenhofs von Puerto San Román ist in der Regel 50 m hoch (max. 72 m). Sie besteht aus Feinsanden, Schluffen und eingeschalteten Schotterlagen der ins Miozän gestellten „Formación Puerto Madryn“ (Abb. 1). Diese enthält u.a. Riesenaustern, deren bis zu 20 cm große Schalen zum Teil Bioerosionsspuren von lithophagen Muscheln und Aufwuchs von Seepocken (Balaniden) tragen. Obenauf liegt eine lose Schotterstreu („*Patagonian Gravel*“). Einige dieser Schotter zeigen Wüstenlack. Zwischen Umrahmung und oberen Strandwällen ist an manchen Stellen eine Dünenzone entwickelt. Etliche „Blowouts“ geben den Blick frei auf unterlagernde Strandwälle mit vielen Muscheln und vereinzelt Steinwerkzeugen.

3.2 Morphogenese der Strandwallserie

Bei einer Strandwallsequenz repräsentieren die jüngsten Strandwälle aktuelle Flutniveaus einschließlich des letzten Springtidehochwasserniveaus. Die übrigen verdanken ihre Bildung in aller Regel Sturmsituationen. Bei derartigen Extremereignissen ist der Wellenauflauf am höchsten und reicht jeweils am weitesten landeinwärts. Die

dabei geschaffenen Strandwälle bleiben als Zeugen dieser hohen Meeresspiegel zurück. Zu einer geomorphologisch ausgebildeten Abfolge unterschiedlich hoher Strandwall-Lagunen-Systeme kommt es bei einer allmählichen Hebung des Landes bzw. einem allmählichen Absinken des Meeresspiegels, wenn spätere Sturmwellen die vorherigen Niveaus nicht mehr erreichen, weil sich das Gebiet mittlerweile über dem Sturmniveau befindet.

Seitliche Abfolgen von weitgehend höhengleichen Strandwall-Lagunen-Systemen entstehen dagegen vor allem lateral akkretionär, wenn aus sedimentologischen und strömungsdynamischen Gründen ein Strandwall meerwärts vor den anderen abgelagert wird. Das ist etwa der Fall, wenn viel Sediment an Kliffen anfällt, das durch Küstenlängstransport verdriftet wird.

Bei einem höhenmäßigen Vergleich fossiler Strandwälle mit den heutigen Bildungen sollte möglichst das rezente Sturmniveau, mindestens aber das Springtidehochwasserniveau als Referenz zugrunde gelegt werden. Für die Strandwallsequenz bei Puerto San Román gilt nach Tab. 1, dass das höchste aktuelle Sturmniveau mindestens bis 6,04 m ü. M. (= 10,15 m ü. A.P.), maximal bis 6,35 m ü. M. (= 10,46 m ü. A.P.) reicht. In dem o.g. Transekt wurde der oberste ehemalige Strandwall mit 9,23 m ü. M. (= 13,34 m ü. A.P.; knapp 5 m ü. Springtideniveau) eingemessen. Die Differenz zu den Oberflächen aktueller Sturmablagerungen beträgt etwa 3 m (ca. 3,2 m, mindestens 2,9 m).

3.3 Alter der Strandwallserie

Der am weitesten landeinwärts gelegenen Strandwall wurde beprobt (geogr. Koordinaten: 64° 15' 09'' W, 42° 13' 34'' S). Er zeigt Schotter in feinsandig-schluffiger, mittelbrauner Matrix. An der Oberfläche sind die Schotter als Deflationspflaster angereichert. Sie sind dort im Durchschnitt 1-3 cm, maximal 6 cm groß. Im unteren Bereich einer Aufgrabung ab etwa 60 cm Tiefe ist die Schotterpackung dicht. Nach oben zu mischt sich mehr und mehr Matrixmaterial (vorwiegend Sand) ein. Das deutet darauf hin, dass sich das Meer nach der Bildung des eigentlichen Strandwalls langsam zurückzog (Regression) und küstennahe Dünen nachwanderten. Das Deflationspflaster bezeugt, dass später bei starken Winden das Matrixmaterial aus den obersten Lagen ausgeweht wurde.

Aus dem am weitesten landeinwärts gelegenen Strandwall stammt die Probe GSJ

Tab. 2: Radiokohlenstoff-Alter (^{14}C -AMS) der vorliegenden Studie aus der Umrahmung des Golfo San José. Datierungslabor: Physikalisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg, Dipl.-Phys. A. Scharf. *Ameghinomia antiqua* OSORIO & BAHAMONDE, 1968 [früherer Name: *Protothaca antiqua* (KING, 1832)] und *Aulacomya ater* (MOLINA, 1782) sind Meeresmuscheln. Bestimmung durch Dr. Maite González, Instituto de Biología Marina y Pesquera Almirante Storni, San Antonio Oeste. *Essensabfall.

Proben-Nr.	Labor-Nr.	Material	Delta ^{13}C (‰)	^{14}C -Alter (konv.)
GSJ 2/4-F	Erl-8460	<i>Ameghinomia antiqua</i>	-0,4	6518 ± 61 a BP
GSJ 7/0-F	Erl-8461	große Einzelklappe, unbestimmt (wie <i>Glycymeris</i> sp.)	-1,9	3215 ± 55 a BP
GSJ 12A-F	Erl-7252	<i>Aulacomya ater</i> *	2,7	3170 ± 58 a BP
GSJ 12A-HK	Erl-7254	Holzkohle	-23,2	2581 ± 66 a BP
GSJ 14A-F	Erl-7253	<i>Aulacomya ater</i> *	-5,2	676 ± 53 a BP
GSJ 14A-HK	Erl-7255	Holzkohle	-24,3	334 ± 50 a BP
GSJ 14B-F	Erl-8462	<i>Aulacomya ater</i> *	1,0	853 ± 50 a BP
GSJ 14B-HK	Erl-8463	Holzkohle	-25,7	516 ± 42 a BP

2/4F (Tab. 2), entnommen aus einer Aufgrabung in 50 cm Tiefe. Eine 6,5 cm große Einzelschale der marinen Muschel *Ameghinomia antiqua* datiert auf 6518 ± 61 ^{14}C BP (konv. ^{14}C -Alter). Damit könnten diese Strandwälle den ältesten Bildungen des etwa 5990 bis 6230 ^{14}C -Jahre alten Systems I nach WEILER (2000) an der Westküste des Golfo San José entsprechen.

Das Alter zeigt, dass zum Höhepunkt des Atlantikums das Meer sein höchstes Niveau erreichte und dabei die ältesten im Golfo San José erhaltenen Strandwälle akkumulierte. Diese Befunde stimmen sehr gut mit den Ergebnissen zur holozänen Entwicklung des Meeresspiegels an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste überein (u.a. SCHELLMANN & RADTKE 2003). Dort datiert das holozäne Transgressionsmaximum auf den Zeitraum von 6200 – 6900 konv. ^{14}C -Jahren BP (SCHELLMANN & RADTKE in diesem Band).

Während dieses frühmittelholozänen Transgressionsmaximums besaß der Meeresspiegel nach SCHELLMANN & RADTKE (in diesem Band) absolut gesehen eine etwa 2 bis 3 m höhere Lage als heute. Insofern ist die heutige Höhenlage der ältesten Strandwälle an der Lokalität Puerto San Román mit etwa 3 m Höhe über den aktuellen Strandwallbildungen vermutlich allein durch die postulierte höhere Meeresspiegelhöhe während ihrer Ausbildung erklärbar, ohne dass größere isostatische Bewegungen des Landes angenommen werden müssen. Im Einklang damit stehen auch die bereits oben dargestellten Befunde von der Caleta Valdés, wo die dort erhaltenen mittel- und jungpleistozänen Strandwall-Lagunen-Systeme eine relativ große tektonische Stabilität der Península Valdés seit deren Bildungszeit belegen.

4. Strandwallserie zwischen Punto Galván und Punta Los Conos

Zwischen dem Punto Galván und der Punta Los Conos (Abb. 1: GSJ 7) befindet sich in der Umrahmung des Golfo San José eine weitere Lokalität mit ausgeprägter Strandwallsequenz. Anders als bei der Strandwallserie von Puerto San Román ist hier die Serie nicht vollständig erhalten. Sie zieht sich von der heutigen Küste zunächst kontinuierlich landeinwärts, bricht dann aber zum Hinterland ab. Landeinwärts schließt sich eine Ausraumzone an, in der bei Starkregen Bäche fließen. In einigen Bereichen sind Dünen entwickelt, die z.T. die Strandwälle überdecken. Landeinwärts dieser Zone sind weitere Strandwälle erhalten (Abb. 3).

An der Oberfläche des am weitesten landwärtigen Strandwalls der unteren Serie liegen durchschnittlich 1-3 cm, maximal 6 cm große Gerölle. Bei einer Aufgrabung erkennt man ab 30 cm Tiefe, vereinzelt bereits ab 15 cm Tiefe, Kalkausblühungen (Ausfällung von CaCO_3) auf der Unterseite der Schotter. Die meist abgeplatteten Schotter liegen in Dachziegellage, ihre durchschnittliche Größe nimmt nach unten ab. Muschelschalen sowie Muschel- und Schneckenbruch tritt massenhaft auf, vor allem die marinen Spezies *Ameghinomia antiqua* (OSORIO & BAHAMONDE, 1968), *Buccinanops deformis* (KING, 1831) und *Aequipecten tehuelchus* (D'ORBIGNY, 1846).

Beprobt wurde der am weitesten landeinwärts erhaltene Strandwall der unteren (= jüngeren) Sequenz, ganz benachbart zu dem in Abb. 3 wiedergegebenen Profil (geogr. Koordinaten: $64^\circ 02' 25'' \text{W}$, $42^\circ 18' 24'' \text{S}$). Es handelt sich bei der Oberflächenprobe GSJ 7/0-F mit Sicherheit um eine der ältesten Muscheln des heute noch erhaltenen unteren Strandwallkomplexes. Die Einzelschale ergab ein Alter von 3215 ± 55 a

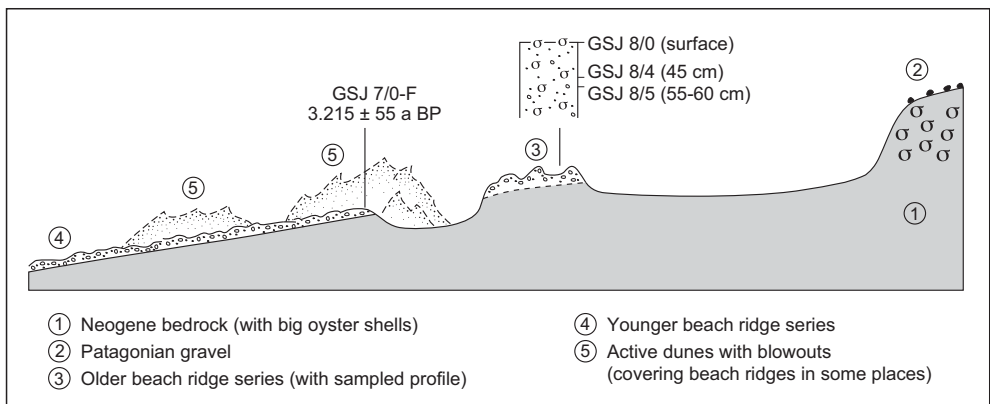


Abb. 3: Profilskizze durch die Strandwallserie zwischen Punto Galván und Punta Los Conos. Im Gegensatz zu der Situation bei Puerto San Román ist hier die Strandwallserie zweigeteilt.

^{14}C BP (Tab. 2). Das hier erhaltene jüngere Strandwallsystem ist zumindest in seinen älteren landwärtigen Teilen älter als die beiden von WEILER (2000) beschriebenen jüngeren Systeme II und III.

Landeinwärts der bis 3,80 m tiefen Ausraumzone sind weitere Strandwälle erhalten (vgl. Abb. 3). Sie haben sich auf dem neogenen Untergrund entwickelt, der anhand von Riesenaustern in schluffig-feinsandigem Substrat deutlich zu erkennen ist. Im Hinterland liegen – nach einer erneuten Ausraumzone – an der Oberfläche die sog. *Patagonian Gravel* direkt auf dem Neogen. Offenbar handelte es sich ursprünglich um eine zusammenhängende Strandwallsequenz, die später zerschnitten wurde. Die Ursache dafür ist unklar (ehemaliger Priel? fluviale Zerschneidung?). Das relativ junge Alter der seit 3215 ± 55 a BP gebildeten unteren Sequenz deutet an, dass es sich auch bei der landeinwärtigen älteren Serie lediglich um holozäne (MIS 1) Strandwälle handelt und nicht etwa um solche des letzten Interglazials (MIS 5.5). Es gibt auch keinen deutlichen Verwitterungsunterschied zwischen den beiden Sequenzen. Nach ESR-Aufnahmen an drei Muschelschalen aus dem hinteren Strandwall-Komplex (Proben GSJ 8/0, GSJ 8/4F, GSJ 8/5F, Lokalität: $64^\circ 02' 03''\text{W}$, $42^\circ 18' 14''\text{S}$; Abb. 3). besitzen alle drei Proben eine sehr geringe Signalthöhe des ESR-Datierungssignals bei $g = 2,0006$, wie sie für holozäne Muschelschalen signifikant ist. Somit ist ihre ^{14}C -Datierung sinnvoll, konnte allerdings noch nicht erfolgen.

5. Befunde zur Größenordnung des ^{14}C -Paläo-Reservoireffekts im Bereich der Península Valdés und zur Archäologie

Da von den heute zur Verfügung stehenden numerischen Datierungsverfahren an holozänen Muschelschalen die Radiokohlenstoff (^{14}C) – Methode aktuell die wirtschaftlich effizienteste und von der Qualität her genaueste Datierungsmethode ist, sind für eine Kalibrierung der ^{14}C -Alter Kenntnisse über den Einfluss mariner ^{14}C -Reservoireffekte von großer Bedeutung. Trotzdem ist bis heute sehr wenig über das Ausmaß des ^{14}C -Reservoireffektes an der patagonischen Atlantikküste und vor allem über die räumlichen und zeitlichen Schwankungen in der Vergangenheit bekannt. Lediglich ALBERO et al. (1987) können anhand vergleichender ^{14}C -Alter an Holzkohlen und Muschelschalen (*Mytilus edulis*) für den Beagle Kanal (Feuerland) für den Zeitraum 360 – 5600 ^{14}C Jahre BP einen durchschnittlichen ^{14}C -Reservoireffekt an marinen Muschelschalen von etwa 560 Jahren aufzeigen. Dies ist allerdings nicht auf die gesamte patagonische Atlantikküste übertragbar. Besser sind die Kenntnisse über

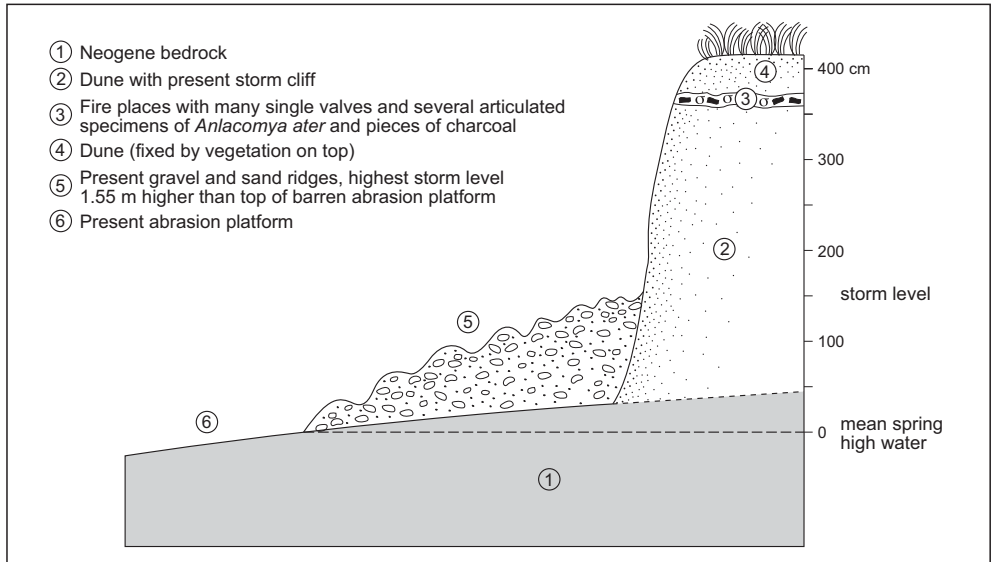


Abb. 4: Im Kliff aufgeschlossene Feuerstellen mit Essensresten (Kökenmüddinger-Lagen mit vielen Muscheln und Holzkohlen) nördlich der Garganta del Delfín („Dolphin’s Gorge“).

die aktuellen ^{14}C -Reservoirwerte. Im globalen Mittel liegt sie im ozeanischen Oberflächenwasser bei etwa 405 Jahren (HUGHEN et al. 2004). Nach CORDERO et al. (2003: Table 2) sollen sie an der offenen nordpatagonischen Atlantikküste je nach Küstenstandort zwischen 230 bis 566 Jahren, im Oberflächenwasser des Golfo San José sogar etwa 860 Jahre betragen.

Kochgruben mit Meeresmuscheln, Holzkohle und Knochen von Guanakos (*Lama guanicoe*) bieten eine sehr gute Möglichkeit, einerseits den ^{14}C -Reservoirwert zu ermitteln und andererseits Fragen der Besiedlung nachzugehen. Abb. 4 zeigt die Situation bei der Lokalität GSJ 14 (Abb. 1) nördlich von Garganta del Delfín (Dolphin’s Gorge, Ankerplatz Fondeadero La Argentina). Auf dem obersten Bereich der im weichen Neogengestein ausgebildeten Abrasionsplattform liegen Schotter des aktuellen Supralitorals (Springtide- und Sturmnieaus). Sie verdecken den in einer Düne unbekanntes Alters ausgebildeten Klifffuß. Im oberen Teil des Dünenkliffs sind ehemalige Feuerstellen mit Essensabfällen und Holzkohle erkennbar. Massenhaft treten Einzelschalen und doppelklappige Exemplare von *Aulacomya ater* (MOLINA, 1782) auf. Die unserer *Mytilus edulis* ähnliche Bivalve lebt in Bänken vom unteren Tidal bis in 20 m Wassertiefe. Sie wird in Argentinien „Mejillón rayado“ genannt. Die Muscheln wurden offenbar als Bündel ins Feuer geworfen, da sie z.T. noch mit ihren Byssusfäden zusammenhingen. Es gibt auch einige kleinere geschlossene (!) Exemplare, die nicht

Tab. 3: Zusammenstellung der bis 1998 ^{14}C -datierten archäologischen Stätten im Bereich von Golfo San Matías, Golfo San José und Golfo Nuevo (mit 1 Sigma-Fehlerspanne) nach GÓMEZ OTERO, 1998: Tab. 1.

Datiertes Material	Anzahl	^{14}C - Altersspanne (^{14}C BP) 1 Sigma	Jahre cal BC/AD* 1 Sigma
Menschenknochen: Rippen	17	Modern – 2410 ± 50	Modern – 724-694, 540-402 cal BC 1513-1600, 1617-1668, 1781-1797, 1947-1950 cal AD
Humerus	1	270 ± 60	
Marine Muscheln	10	380 ± 70 – 2640 ± 40	Modern – 431-331 cal BC
Holzkohle	3	380 ± 60 – 3220 ± 70	1447-1522, 1574-1626 cal AD – 1605-1576, 1536-1420 cal BC
Guanako-Knochen	1	460 ± 40	1419 –1453 cal AD

*kalibriert mit Calib 5.0.2.

verzehrt wurden. Die Kochstellen sind durch einen etwa ½ m mächtigen Dünen sand fossilisiert (geogr. Koordinaten: 64° 36' 02''W, 42° 23' 17''S).

Die Holzkohle der Probe GSJ 14A lag innerhalb (!) einer beidschalig erhaltenen Muschel. Die ^{14}C -Datierung ergab Alter von 676 ± 53 a BP (Tab. 2: Muschel, GSJ 14A-F) und 334 ± 50 a BP (Tab. 2: Holzkohle, GSJ 14A-HK). Zum Vergleich wurde eine weitere Probe aus einer anderen Kochgrube datiert. Bei GSJ 14B handelt es sich um eine verbrannte Muschelklappe und ein unmittelbar benachbartes Stück Holzkohle. Diese Datierungen ergaben: 853 ± 50 a BP (Tab. 2: Muschel, GSJ 14B-F) und 516 ± 42 a BP (Tab. 2: Holzkohle, GSJ 14B-HK).

Aufgrund der exzellenten Übereinstimmung lässt sich hier exakt der Reservoir-Effekt ermitteln. Im ersten Fall (GSJ 14A-Proben) beträgt er 342 Jahre, im zweiten (GSJ 14B-Proben) 337 Jahre, durchschnittlich also 340 Jahre. Damit wurde erstmals für diesen Bereich Argentiniens der Paläoreservoir-Effekt bestimmt. Er liegt im Jungholozän um etwa 60 Jahre unter dem weltweit für offene Ozeane angenommenen Durchschnittswert von etwa 405 Jahren und damit deutlich unter dem von CORDERO et al. (2003: Table 2) postulierten Wert von etwa 860 Jahren. Ein relativ niedriger, dem offenen Ozean ähnlicher Wert des ^{14}C -Reservorieffektes ist unseres Erachtens nicht verwunderlich, da sich aufgrund des makrotidalen Milieus in diesem relativ flachen Golf (max. 80 m tief) das Wasser schnell mit dem des angrenzenden offenen Atlantiks austauscht.

Eine weitere wichtige archäologische Lokalität liegt landeinwärts weit oberhalb des heutigen Strandes in der El Riacho-Zone nahe Garganta del Delfín (San José Creek Site; Geogr. Koordinaten: 64° 34' 36''W, 42° 25' 24''S; 18 m ü. A.P. = 14 m ü.

M.; Abb. 1: GSJ 12). Sie hat eine Ausdehnung von 200 x 50 m. In einem Dünenfeld erkennt man zunächst an etlichen Blowout-Gebieten ein Pflaster mit *Patagonian Gravel* und einigen Abschlügen. In den Dünen selbst liegen Kochgruben mit vielen Exemplaren von *Aulacomya ater*, *Ameghinomia antiqua* und *Mytilus edulis platensis* sowie Holzkohle. Zur Datierung wurde ein beidschalig erhaltenes Exemplar von *Aulacomya ater* mit der in ihr vorhandenen Holzkohle geborgen. Als ^{14}C -AMS-Alter wurden ermittelt: 3170 ± 58 a BP (Tab. 2: Muschel, GSJ 12A-F) und 2581 ± 66 a BP (Tab. 2: Holzkohle, GSJ 12A-HK). Daraus errechnet sich ein Paläo- ^{14}C -Reservoir-effekt von 589 Jahren, also deutlich höher als der oben für den Golfo San José rekonstruierte spätmittelalterlich/frühneuzeitliche Reservoir-effekt von etwa 340 Jahren.

Die neuen Datierungen von der Lokalität GSJ 12 sind auch für die Besiedlungsgeschichte der Península Valdés bedeutsam. GÓMEZ OTERO (1998) stellt in ihrer Kompilation der bis 1998 hierzu veröffentlichten Daten fest, dass sich auf der Península Valdés mindestens seit 3220 ^{14}C BP Besiedlungsspuren nachweisen lassen. Das an Holzkohle ermittelte Alter ist somit bisher das zweithöchste aller geoarchäologischen ^{14}C -Datierungen an der patagonischen Küste (vgl. Tab. 3). Als älteste Lokalität zitiert die Autorin ein von CASTRO & MORENO (1998) publiziertes ^{14}C -Alter von 6000 a BP am Cabo Tres Puntas (Südgrenze des Golfo San Jorge; etwa 66° W, 47° S).

Im Bereich der Península Valdés treten die höchsten Alter an der Lokalität El Riacho auf. Zwei archäologische Niveaus werden dort ausgeschieden (GÓMEZ OTERO 1998), die von GÓMEZ OTERO in ISLA et al. (2000: 7) versehentlich vertauscht wurden. Die Alter beider Niveaus wurden an Holzkohlen ermittelt:

- Shell Level I bzw. Fogón nivel 1: 3220 ± 70 a BP (konv. ^{14}C -Alter)
- Shell Level II bzw. Fogón nivel 2: 2640 ± 70 a BP (konv. ^{14}C -Alter)

Nach dieser Terminologie passt das oben genannte Alter von 2581 ± 66 a BP (Holzkohle, GSJ 12A-HK) zum zweiten archäologischen Niveau. Kalibriert ergibt sich: 802-483 BC (kalibriertes 2 Sigma-Alter der Holzkohle; kalibriert mit dem Programm „calib 5.01“, Kalibrationsart „Shcal04“). Damit wurde die zweitälteste Besiedlungsphase in der ersten Hälfte des 1. Jahrtausend v. Chr. im Bereich des Golfo San José durch Jäger-Sammler-Gemeinschaften bestätigt. Die Lokalität eignete sich in der Tat hervorragend als temporärer Siedlungsplatz: Einerseits war das Nahrungsangebot reichhaltig, weil man von dort aus in dem breiten Sandwatt große Muschelbänke ernten und gleichzeitig auf der Anhöhe von einem guten und relativ geschützten Aussichtspunkt zwischen den Dünen Jagd auf Guanakos machen konnte. Es verwun-

dert nicht, dass an dieser Lokalität neben zahllosen Muschelschalen auch viele Fragmente von Guanako-Knochen auftreten. Ferner ist hier Gesteinsmaterial vorhanden, aus dem Werkzeuge gefertigt wurden (GÓMEZ OTERO in ISLA et al. 2000: 7).

6. Schlussfolgerungen

Die hier vorgestellte Pilotstudie zur geomorphologischen und chronostratigraphischen Gliederung holozäner Strandformen in der Umrahmung des Golfo San José konnte eine mehrgliedrige Abfolge holozäner Strandwallsysteme nachweisen und in den Grundzügen die von WEILER (2000) beschriebene Abfolge bestätigen bzw. erweitern. Erste ^{14}C -Datierungen an eingelagerten Muschelschalen belegen, dass um 6500 ^{14}C BP der frühmittelholozäne Meeresspiegelanstieg sein Maximum erreicht hatte und der Meeresspiegel spätestens um 3200 ^{14}C BP deutlich gefallen war. Da die Península Valdés seit dem Mittelpleistozän tektonisch recht stabil war und der Golfo San José zudem sehr gut gegen die Sturmwellen des offenen Atlantiks geschützt ist, kann davon ausgegangen werden, dass die heutige Höhenlage der dort erhaltenen fossilen Strandwälle über den rezenten Bildungen weitgehend Ausdruck absoluter Meeresspiegelveränderungen ist. Danach wäre für das holozäne Transgressionsmaximum um 6500 ^{14}C BP von einem gegenüber heute etwa 3 m höheren Meeresspiegel auszugehen.

Durch die Untersuchung von drei archäologischen Feuerstellen an der Küste des Golfo San José (Península Valdés) und den dort paarweise geborgenen Muschelschalen und Holzkohlen konnte gezeigt werden, dass die ^{14}C -Alter der marinen Mollusken im Vergleich zu den parallel geborgenen Holzkohlen im jüngeren Subatlantikum um etwa 340 Jahre und im ausgehenden Subboreal um etwa 590 Jahre zu hoch sind. Damit deutet sich trotz des weiterhin sehr lückenhaften Befundmaterials an, dass der marine ^{14}C -Reservoireffekt im Bereich des Golf San José im Laufe des Holozäns stärker geschwankt hat. Tendenziell scheint er im mittleren Holozän bis zu 200 Jahre höher, im jüngeren Holozän dagegen eher bis zu 60 Jahre niedriger gewesen zu sein als der globale Mittelwert von ca. 405 Jahren. Insofern sind alle mit Hilfe eines globalen Mittelwertes von 400 Jahren kalibrierten ^{14}C -Alter von Muschelschalen an der nordpatagonischen Atlantikküste aus dem mittleren Holozän wahrscheinlich tendenziell zu jung, diejenigen von jungholozänen Muschelschalen eher etwas zu alt.

Danksagung

Die Geländearbeiten wurden vom 14.02. bis zum 15.03.2004 durchgeführt. Wir danken der in San Antonio Este stationierten argentinischen Küstenwache für die Bereitstellung des Schiffes GC 69 Río Paraná sowie für die vielfältige logistische Unterstützung bei den Arbeiten im Golfo San José und an Land. Dr. M. Haller, Geologe, und Dr. J. Gómez Otero, Archäologin, beide vom Cenpat (Centro Patagonico) des CONICET (Argentinische Forschungsorganisation), Puerto Madryn, verdanken wir wertvolle Informationen. Die Radiokohlenstoff-Datierungen erfolgten im AMS ¹⁴C-Labor des Physikalischen Instituts der Universität Erlangen-Nürnberg. Dr. Maite González, San Antonio Oeste, bestimmte die marinen Mollusken. Die Forschungen waren ein Teil der durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützten Pilotstudie: „Möglichkeiten der Rekonstruktion spätglazialer und früh-letztglazialer Meeresspiegel- und Umweltveränderungen im Bereich des Golfo San José (Península Valdés/Argentinien) mit Hilfe von Rammkernsondierungen“ (DFG-GZ.: BR 877/19-1, MA 1308/13-1, SCH 465/4-1).

Literatur

- ALBERO, M., ANGIOLINI, F.E. & PIANA, E.L. (1987): Holocene ¹⁴C reservoir effect at Beagle Channel (Tierra del Fuego, Arg. Rep.). – *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 5: 59-71; Rotterdam.
- Carta Geológica de la República Argentina, Escala 1:250.000, Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), Subsecretaría de Minería, SEGEMAR: Península de Valdés (4363-I), Puerto Madryn (4366-II), Edición Cartográfica Preliminar (2003); Buenos Aires.
- Carta Topográfica de la República Argentina, Escala 1:100.000, Ejército Argentino – Instituto Geográfico Militar: Hoja 4363-1 (Puerto San Román), Edición 1944, Hoja 4363-2 (Punta Norte), Edición 1944, Hoja 4363-7 (Puerto Pirámides), Edición 1943, Hoja 4363-8 (Caleta Valdés), Edición 1944, Hoja 4366-6 (Puerto Lobos Este) Edición 1944, Hoja 4366-12 (Golfo Nuevo Norte), Edición 1944.; Buenos Aires.
- CAVALLOTTO, J.L., VIOLANTE, R.A. & PARKER, G. (2004): Sea-Level fluctuations during the last 8600 years in the Río de la Plata river (Argentina). – *Quaternary International*, 114: 155-165.
- CODIGNOTTO, J.O. (1983): Depósitos elevados y/o de acreción Pleistoceno-Holoceno en la costa Fuegino-Patagónica. – Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar

durante el Ultimo Hemiciclo Deglacial en la Argentina, abril 1983, Actas: 12-26; Mar del Plata.

- CODIGNOTTO, J.O. & KOKOT, R.R. (1988): Evolución geomorfológica Holocena en Caleta Valdés. Chubut. – Asociación Geológica Argentina, Rev. XLIII (4): 474-481.
- CORDERO, R.R., PANARELLO, H., LANZELOTTI, S. & DUBOIS, C.M.F. (2003): Radiocarbon age offsets between living organisms from the marine and continental reservoir in coastal localities of Patagonia (Argentina). – Radiocarbon, 45: 9-15.
- FASANO, J.L., ISLA, F.I. & SCHNACK, E.J. (1983): Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: Laguna Mar Chiquita (Buenos Aires) - Caleta Valdés (Chubut). - Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Ultimo Hemiciclo Deglacial en la Argentina, abril 1983, Actas: 27-47; Mar del Plata.
- GÓMEZ OTERO, J. (1998): Archaeology of hunter-gatherers in Península Valdés (central coast of Patagonia). Final report of the grant 5453/95 (July 1996 – August 1997). – Unveröffentl. Manuskript.
- GUILDERSON, T.P., BURCKLE, L., HEMMING, S. & PELTIER, W.R. (2000): Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. – Geochemistry, Geophysics, Geosystems 1.
- HUGHEN, K.A., BAILLIE, M.G.L. & 25 others (2004): Marine 04 marine radiocarbon age calibration, 0 - 26 Kyr BP. – Radiocarbon, 46 (3): 1059-1086.
- ISLA, F.I., SCHNACK, E.J. & WEILER, N.E. (eds.) (2000): Guidebook, Geological Setting and Quaternary Environments of Península Valdés, Chubut, Argentina. – Field Meeting, October 29-30, 2000.
- KOSTADINOFF, J. (1992): Estudio geofísico de la Península de Valdés y los golfos nordpatagónicos. – Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(2): 229-236.
- RADTKE, U. (1989): Marine Terrassen und Korallenriffe - Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. – Düsseldorfer Geogr. Schr., 27: 245 S.; Düsseldorf.
- RADTKE, U., RUTTER, N. & SCHNACK, E.J. (1989): Untersuchungen zum marinen Quartär Patagoniens (Argentinien). – Essener Geogr. Arb., 17: 267-289; Paderborn.
- RUTTER, N., SCHNACK, E.J., FASANO, J.L., ISLA, F.I., DEL RÍO, J. & RADTKE, U.

- (1989): Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the coast of Patagonia and Tierra del Fuego. – *Quaternary Science Reviews*, 8: 213-234.
- RUTTER, N., RADTKE, U. & SCHNACK, E.J. (1990): Comparison of ESR and Amino Acid data in correlating and dating Quaternary littoral zones along the Patagonian coast. – *Journal of Coastal Research*, 6: 391-411.
- ROSTAMI, K., PELTIER, W.R. & MANGINI, A. (2000): Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. – *Quaternary Science Review*, 19: 1495-1525.
- ROVERETO, G. (1921): Studi di Geomorfologia Argentina. – *Soc. Geol. Ital., Boll.* XL (5): 1-47.
- SCASSO, R.A., MCARTHUR, J.M., DEL RÍO, C.J., MARTÍNEZ, S. & THIRLWALL, M.F. (2001): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Late Miocene age of fossil molluscs in the 'Entrerriense' of the Valdés Peninsula (Chubut, Argentina). – *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 319-329.
- SCHELLMANN, G. (1998): Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen. – *Essener Geographische Arbeiten*, 29: 216 S.; Essen.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2003): Coastal terraces and Holocene sea-level changes along the Patagonian Atlantic coast. – *Journal of Coastal Research*, 19: 983-996.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (in diesem Band): Neue Befunde zur Verbreitung und chronostratigraphischen Gliederung holozäner Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste (Argentinien) - Zeugnisse holozäner Meeresspiegelveränderungen. – *Bamberger Geogr. Schr.*, 22: 1-91; Bamberg.
- Servicio de Hidrografia Naval, Armada Argentina (2004): Tablas de Marea 2004. Puertos de la Republica Argentina y algunos puertos de Brasil, Uruguay y Chile. – Publicacion H-610. Buenos Aires (ISSN 0329-1391).
- URIEN, C.M., ZAMBRANO, J.J. & MARTINS, L.A. (1981): The basins of southeastern South America (southern Brazil, Uruguay and eastern Argentina) including the Malvinas Plateau and southern South Atlantic paleogeographic evolution. – In: VOLKHEIMER, W. & MUSACCIO, E.A. (eds.): *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de America del Sur*, 1: 45-120; Buenos Aires.
- WEILER, N.E. (2000): Mid-Holocene sea levels and volcanic ash in San José Gulf, Peninsula Valdés, Argentina. – In: SCHNACK, E. J. & MURRAY-WALLACE,

C.V. (eds.): Patagonia 2000. International Conference: „Coastal Interactions during Sea-Level Highstands“. Puerto Madryn, Chubut (Argentina), Oct. 31 – Nov. 3, 2000, Abstract Volume: 83-86; Puerto Madryn.

WEILER, N.E. & MEISTER, C.M. (1999): Niveles marinos holocénicos en el sudoeste del Golfo San José, Península de Valdés, Chubut. – XIV Congreso Geológico Argentino, Actas II: 71-73. Salta.

Zur ESR - Datierung holozäner und jungpleistozäner Muschelschalen – aktuelle Möglichkeiten und Grenzen

Gerhard SCHELLMANN¹ & Ulrich RADTKE²

Abstract

ESR dating has become an efficient tool in earth sciences for geochronological studies on different kinds of littoral deposits (coral reefs terraces, beach ridge systems, aeolianites) during the last ten years. Improvements in annual dose rate (D') estimation and the newly developed approach for equivalent dose (D_E) determination (D_E - D_{max} plot procedure) increase the precision of ESR dating of Holocene and Pleistocene mollusc shells. This is strongly supported by comparing ESR dating results with other numeric dating methods such as the radiocarbon (^{14}C) dating method. Nevertheless, some severe problems remain, which is illustrated by some high discrepancies in ages between articulated shells within the same stratigraphic unit. The uncertainties associated in ESR dating of marine mollusc shells coincide with problems in the determination of the intern and extern dose rate (D') and the calculation of the equivalent dose (D_E). Therefore, this study focuses on the influences on resulting ESR ages by a) a separate calculations of D' of the sedimentary content infilled in articulated mollusc shells and of the sedimentary surrounding, b) using different analyse methods (NAA, ICP-MS) for determination the sedimentary U, Th, K content and the U content in the mollusc shells itself, c) using thermal annealing procedures and other ESR signals than the common used signal at $g = 2,0006$ for D_E calculations. Further studies should concentrate on single aliquots measurements and the thermal behaviour of the signal $g = 2,0057$ in marine mollusc shells. All in all, ESR dating of marine mollusc shells has yielded some promising results and often permits the differentiation between Younger and Older Holocene shells and between the interglacial MIS 1, 5, 7 and 9.

1. Einleitung

Obwohl die Elektronen-Spin-Resonanz- (ESR)-Datierung an marinen Muschelschalen seit einigen Jahren innerhalb geochronologischer Fragestellungen angewendet wird (u.a. IKEYA & OHMURA 1981; RADTKE et al. 1981; MOLODKOV 1988, SCHELL-

¹ Institut für Geographie, Universität Bamberg, D-96045 Bamberg, gerhard.schellmann@uni-bamberg.de

² Geographisches Institut, Universität zu Köln, D-50923 Köln

MANN 1998; SCHELLMANN & RADTKE 1999), ist das Potential dieser relativ neuen Datierungsmethode immer noch nicht vollständig ausgeschöpft. So konnte inzwischen sowohl die Qualität von ESR-Spektrometern deutlich verbessert werden, als auch viele neue physikalische Erkenntnisse, wie z. B. über die Struktur und das Verhalten der zur Datierung verwendeten ESR-Signale, gewonnen werden. Einen ausführlichen Einblick in die ESR-Altersbestimmungsmethode, ihre physikalischen Grundlagen und Anwendungsbeispiele an verschiedenen Materialien geben u.a. GRÜN (1989a, 1989b, 2007), IKEYA (1993), RADTKE (1989), JONAS (1997), RINK (1997), BLACKWELL (2006) sowie SCHELLMANN et al. (im Druck). Trotz mancher in den letzten Jahren erzielten methodischen Fortschritte kann die Entwicklung der Methode hinsichtlich ihrer Anwendung an aragonitischen Muschelschalen noch immer nicht als abgeschlossen betrachtet werden.

Dabei ist selbstverständlich zu beachten, dass jede Altersbestimmungsmethode ihre spezifischen methodischen Probleme besitzt, die nicht alle in der Fehlerberechnung berücksichtigt werden können. Selbst bei hoher analytischer Präzision sind fehlerhafte Alter nicht ausgeschlossen. Daher ist für die Akzeptanz einer neuen Datierungsmethode die „Kalibrierung“ an unabhängig ermittelten Altersdaten eine essentielle Voraussetzung für deren Glaubwürdigkeit. Bei der Datierung von Muschelschalen steht für systematische Vergleichsuntersuchungen nur eine halbwegs („marine ^{14}C -Reservoirereffekte“, s.u.) korrekte numerische Altersbestimmungsmethode, die Radio kohlenstoff (^{14}C)-Methode, zur Verfügung. Wegen der relativ geringen Datierungsreichweite der ^{14}C -Methode an Muschelschalen bis vor etwa 25-30 ka (ka = 1000 Jahre) können dazu allerdings nur relativ junge spätpleistozäne und holozäne Exemplare verwendet werden. Die Th/U-Datierung von Muschelschalen ist generell zu fehlerhaft, als dass sie für derartige Vergleichsdatierungen aussagekräftig wäre (SCHELLMANN 1998).

Die tatsächliche Qualität einer Datierungsmethode ist häufig von verschiedenen geogenen Faktoren abhängig, die nicht in die analytische Fehlerberechnung einfließen. Bei der ESR-Datierung mariner Muschelschalen sind es vor allem nicht quantifizierbare diagenetische Veränderungen im Datierungsmaterial sowie die zwischenzeitliche Zu- und Abfuhr radioaktiver Elemente (U, Th, K) oder auch Schwankungen der Paläowassergehalte (Abb. 1). Ebenso folgenreich für die Datierungsergebnisse sind bei der ESR-Altersbestimmung von Muschelschalen Überlagerungen des Datierungssignals durch Nebensignale und wahrscheinlich dadurch erzeugte diskontinuierliche Wachstumseigenschaften des Datierungssignals, was sich im Auftre-

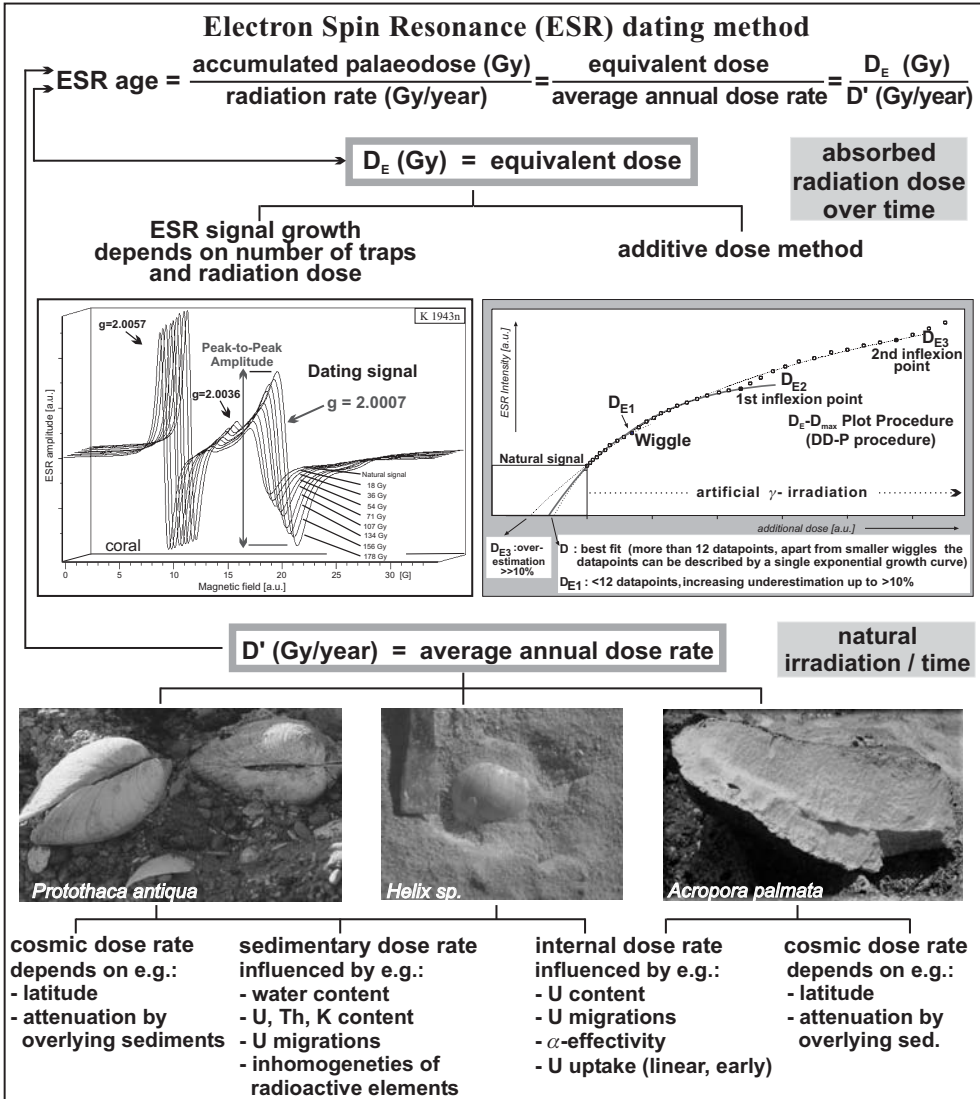


Abb. 1: Methodische Übersicht zur ESR-Altersbestimmung aragonitischer Muschelschalen und Steinkorallen.

ten sog. „Inflexionspunkte“ (s.u.) zeigt. Dabei handelt es sich um sprunghafte Zunahmen der Amplitude des Datierungssignals unter künstlicher Gammabestrahlung, woraus fehlerhafte D_E -Abschätzungen und damit fehlerhafte ESR-Alter resultieren.

Nachdem seit einigen Jahren moderne ESR-Spektrometer auch die relativ kleinen ESR-Signale holozäner Muschelschalen wiedergeben können, war es uns in den vergangenen fünf Jahren möglich, im Rahmen eines DFG-Projektes (Sche 465/2-1)

gezielt der Datierungsqualität der ESR-Altersbestimmungsmethode an holozänen aragonitischen Muschelschalen nachzugehen. Dabei bildeten parallel an den Muschelschalen vorgenommene ^{14}C -Altersbestimmungen eine unabhängige Qualitätskontrolle für die an den Muschelschalen erzielten ESR-Alter. Zusätzlich wurden mehrere aus einer Sedimentlage geborgene Muschelschalen datiert, die mit beiden Schalen noch zusammenhängen (beidschalig) und damit mit Sicherheit ein gleiches Sterbealter besaßen.

2. Physikalische Grundlagen der ESR-Altersbestimmungsmethode im Überblick

Die ESR-Altersbestimmungsmethode ist eine von verschiedenen strahlungsinduzierten Datierungsmethoden, die das Phänomen nutzen, dass zahlreiche natürliche Minerale (u.a. Aragonit, Calcit, Quarz) Dosimeteigenschaften besitzen. Letztere beruhen darauf, dass durch die natürliche geogene und kosmogene Strahlungsbelastung dieser Minerale Defekte im atomaren Gitterbau hervorgerufen werden, die Ladungen (ungepaarte Elektronen, freie Radikale) einfangen können. Die natürliche Strahlungsbelastung setzt sich zusammen aus der internen Strahlung in dem Mineral bzw. Fossil selbst (D'_{int} , interne Dosisrate: im wesentlichen Uran und Tochterprodukte), der Umgebungsstrahlung (D'_{ext} , externe Dosisrate: vor allem Uran, Thorium, Kalium) und die kosmogene Strahlung (D'_{cos} , kosmogene Dosisrate).

Die Amplitude eines ESR-Signals repräsentiert die Anzahl der mit Ladungen (ungepaarten Elektronen, freien Radikalen) besetzten Gitterdefekte. Jedes untersuchte Material weist ein charakteristisches ESR-Spektrum mit mehreren Einzelsignalen auf, aber nicht alle diese Signale sind für die Datierung geeignet. Ein Datierungssignal muss strahlungssensitiv und unter natürlichen Temperaturbedingungen auch thermisch stabil sein. Bei aragonitischen Molluskenschalen wurde bisher davon ausgegangen, dass das Signal bei $g = 2,0006$ die vorgenannten Bedingungen am besten erfüllt (u.a. SCHELLMANN & RADTKE 1999).

Ein ESR-Alter ist letztlich eine Funktion der Strahlenbelastung und der dadurch über die Zeit erzeugten und mit Ladungen gefüllten atomaren Gitterdefekte. Das Alter berechnet sich aus der Division der im Laufe der Zeit akkumulierten Paläodosis (D_{p}) durch die jährliche Dosisrate (D') (Abb. 1).

Da die Anzahl und Füllgeschwindigkeit paramagnetischer Gitterdefekte individuen-

spezifisch ist, wird das Äquivalent der akkumulierten Paläodosi (D_E) über eine sog. „additive Dosis-Wirkungskurve“ („additive dose method“) ermittelt. Dabei wird mit Hilfe künstlicher Beta- oder Gamma-Bestrahlung für jede Probe eine individuelle künstliche Bestrahlungs-Aufbaukurve erstellt und durch Extrapolation auf die x-Achse der D_E-Wert berechnet (Abb. 1).

Die kosmogene Strahlenbelastung (D'_{cos}) errechnet sich aus der Tiefe der Probe unter der Oberfläche, der Breitenkreislage sowie der Höhe über dem Meer (u.a. PRESCOTT & HUTTON 1994). Die natürliche Umgebungsstrahlung (D'_{ext}) wird entweder direkt im Gelände mit Hilfe eines tragbaren Gammadetektors gemessen oder über die analytische Bestimmung der Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte in den umgebenden Sedimenten ermittelt, die interne Dosisrate (D'_{int}) in der Regel über die Bestimmung des Urangelhaltes.

3. Fragestellungen

Die ESR-Datierung aragonitischer Muschelschalen besitzt potentiell wesentlich mehr Fehlerquellen als es bei der inzwischen erfolgreichen Anwendung dieser Methode zur Datierung holozäner und pleistozäner aragonitischer Steinkorallen (u.a. SCHELLMANN & RADTKE 2003; SCHELLMANN et al. im Druck) der Fall ist (Abb. 1). Nicht nur die Bestimmung der Dosisrate ist infolge mehrerer Strahlenquellen (interne, sedimentäre und kosmische Dosisrate) schwierig, auch die Überlagerungen des ESR-Datierungssignals bei $g = 2,0006$ vor allem durch den sog. „A-Komplex“ beeinflussen die Datierungsqualität der ESR-Methode bei Anwendung an Muschelschalen enorm (s.u.).

Das Hauptaugenmerk der angestrebten methodischen Verbesserungen bei der ESR-Datierung aragonitischer Muschelschalen lag daher auf einer Überprüfung und Optimierung der in der Muschelschale gespeicherten Paläodosi (D_E, *equivalent dose*) und der durchschnittlichen jährlichen sedimentären Strahlenbelastung (D', *dose rate*). Weiterhin galt es zu testen, inwieweit bereits eine Optimierung der Bestrahlungsschritte und eine D_E-Bestimmung mit Hilfe der „D_E-D_{max}-Plot-Procedure (DDP)“ (SCHELLMANN & RADTKE 2001; RADTKE et al. 2003; SCHELLMANN et al. 2004) bereits signifikante Verbesserungen der ESR-Alter an Muschelschalen ermöglichen. Darüberhinaus wurde ebenfalls geprüft, inwieweit Erhitzungsverfahren nach der künstlichen Bestrahlung und vor der ESR-Messung in der Lage sind, eventuell vorhandene „instabile Komponenten“ (HOFFMANN et al. 2001: Fig 5 „unstable component“) zu entfernen und damit die ESR-Datierung an Muschelschalen deutlich zu verbessern.

Im Einzelnen konzentrierten sich diese methodischen Untersuchungen auf folgende Fragen:

1. Kann die natürliche geogene Strahlenbelastung (D') genauer erfasst werden, wenn nicht nur die U-, Th- und K-Gehalte im umgebenden Sediment, sondern zusätzlich auch noch deren Gehalte in der Sedimentfüllung, die in der Muschelschale eingeschlossen ist, berücksichtigt werden (Kap. 4)?
2. Welche Unterschiede ergeben sich bei der Bestimmung der internen und der sedimentären Dosisrate mit Hilfe von U-, Th- und K-Gehalten je nachdem, welches Analyseverfahren (NAA- oder ICPMS-Methode) zur Bestimmung der Gehalte verwendet wird (Kap. 5)?
3. Zu welchem Zeitpunkt bauen Muscheln Uran in ihre Schalen ein (Modelle der frühen oder linearen U-Aufnahme) (Kap. 6)?
4. Welche Verbesserung der Datierungsqualität ergeben sich allein durch Optimierungen der D_E -Bestimmung mit Hilfe „niedrig bestrahlter Aufbaukurven“ unter Anwendung der „ D_E - D_{max} -Plot-Procedure (DDP)“ ? Dieses Verfahren wurde bereits erfolgreich bei der ESR-Datierung aragonitischer Steinkorallen angewendet (SCHELLMANN & RADTKE 2001; RADTKE et al. 2003; SCHELLMANN et al. 2004) (Kap. 7).
5. Ist das bisher für Datierungszwecke verwendete ESR-Signal bei $g = 2,0006$ für die ESR-Datierung von Muschelschalen tatsächlich am besten geeignet (Kap. 8, Kap. 9)?
6. Kann die Datierungsqualität der ESR-Methode an aragonitischen biogenen Karbonaten durch Erhitzungsverfahren der Proben nach der Gamma-Bestrahlung und vor der ESR-Messung verbessert werden, wie es häufiger postuliert wird (u.a. HOFFMANN et al. 2001, MOLODKOV et al. 1998) (Kap. 10)?

4. Untersuchungen zur Bestimmung der natürlichen sedimentären Strahlenbelastung (D') einer Muschelschale

In der Vergangenheit haben wir bei den überwiegend beidschalig geborgenen Muscheln die jährliche sedimentäre Paläodosistrategie separat über die U-, Th- und K-Gehalte des innerhalb der Muschel eingeschlossenen Sedimentes einerseits und im umgebenden Sediment andererseits bestimmt und in die Dosisratenberechnung einbezogen (SCHELLMANN & RADTKE 1997; SCHELLMANN 1998). Diese Methode ist relativ kostenintensiv und kann auch nur dann durchgeführt werden, wenn die zu datierende

Muschelschale mit beiden Schalen noch zusammenhängend geborgen wird und im umschlossenen Schalenraum Sediment für eine Bestimmung der U-, Th- und K-Gehalte vorhanden ist. Da letzteres nicht immer der Fall ist und um die Datierungskosten zu verringern, sind wir der Notwendigkeit einer derartigen separaten Abschätzung der Paläodosisrate erneut nachgegangen. Dazu wurden an einer Kollektion von sechzehn beidschaligen und mit Sedimentinhalt geborgenen Muschelschalen aus dem Holozän und dem letzten Interglazial die U-, Th- und K-Gehalte mit Hilfe von NAA- und ICP-MS-Analyseverfahren bestimmt. Die Berechnung der sedimentären Gamma-Dosisleistungen erfolgte einheitlich auf der Basis der jeweiligen maximalen Gehalte an U, Th, K in der sedimentären Füllung der Muschelschale und im direkten Umgebungssediment (Tab. 1).

Die Unterschiede zwischen den Gamma-Dosisraten der feinklastischen sedimentärer Füllung der Muschelschalen und dem umgebenden Sediment sind in der Regel deutlich und zwar unabhängig vom Alter der Muschelschale. Vergleicht man aber das relativ kleine, Strahlung emittierende Volumen des innerhalb der Muschelschale eingeschlossenen Sedimentkörpers (D'enc. sed.) mit dem wesentlich größeren Volumen des im Radius von 30 cm um die Muschelschale befindlichen Umgebungsmaterials (D'ext. sed.), dann reichen diese Unterschiede nicht aus, um sich in der gesamten Gamma-Strahlenbelastung auf die Muschelschale altersrelevant auszuwirken. Insofern kann auf eine separate Bestimmung der Gamma-Dosisleistung innerhalb der Sedimentfüllung einer Muschelschale verzichtet werden, zumindest dann, wenn sie

Tab. 1: Sedimentäre Gamma-Dosisleistung (mGy/a) berechnet aus den maximalen U-, Th-, K-Gehalten in a) der direkten Umgebung der Muschelschale (D'ext. sed.) und b) der Sedimentfüllung innerhalb der geschlossenen Muschelschale (D'enc. sed.).

Locality	Lab. No.	Age	D'ext. sed.	D'enc. sed.	dev. %
Pa04*1a	K 4500	5384 ± 46 ¹⁴ C BP	1263	964	-24
Pa04*1b	K 4501	5400 ± 25 ¹⁴ C BP	1468	1158	-21
	K 4502		1468	1016	-31
	K 4503		1468	909	-38
Pa04*3a	K 4505	MIS 5	1555	1457	-6
Pa04*3b	K 4506	MIS 5	1579	1922	+22
	K 4507		1579	1409	-11
Pa04*4a	K 4510	4334 ± 34 ¹⁴ C BP	1369	1303	-5
	K 4511		1369	1440	+5
Pa04*5	K 4512	MIS 5	1436	898	-37
	K 4513		1436	818	-43
	K 4514		1436	932	-35
	K 4515		1436	777	-46
Pa04*14a	K 4516	5351 ± 33 ¹⁴ C BP	713	676	-5
Pa02*27	K 4518	MIS 5	812	686	-16
	K 4519		812	919	+13

aus litoralen Sedimenten an der patagonischen Atlantikküste stammen.

5. Untersuchungen zur Abschätzung der sedimentären und internen Dosisrate mit Hilfe von U-, Th-, K-Gehalten ermittelt durch die NAA- und ICP-MS-Analysemethode

Die interne Dosisrate aragonitischer Muschelschalen wird fast ausschließlich von dem dort eingebauten Uran bestimmt. Daher besitzen Fehler in der Quantifizierung der internen Urangelhalte einen relativ bedeutenden Einfluß auf die ESR-Alter. Im Rahmen von Altersbestimmungsmethoden, die mit Strahlungsdefekten arbeiten (ESR, TL, OSL, IRSL), wird häufig die NAA-Methode („neutron activity analysis“) zur Quantifizierung der Urangelhalte verwendet. Systematische Urangelhaltsbestimmungen an holozänen Korallen konnten aber aufzeigen, dass je nachdem, welche der beiden zur Verfügung stehenden hochauflösenden Analysemethoden NAA oder ICP-MS („inductive coupled plasma mass spectrometry“) angewendet werden, signifikante Unterschiede in den ermittelten Gehalten zu verzeichnen waren (SCHELLMANN & RADTKE 2003a; RADTKE et al. 2003).

Ein entsprechendes Bild zeigen auch die Messergebnisse der Urangelhalte in den untersuchten Muschelschalen (Abb. 2). Je nach Analysemethode ergeben sich teilweise deutliche Unterschiede. Verglichen mit der ICP-MS-Methode sind die an denselben

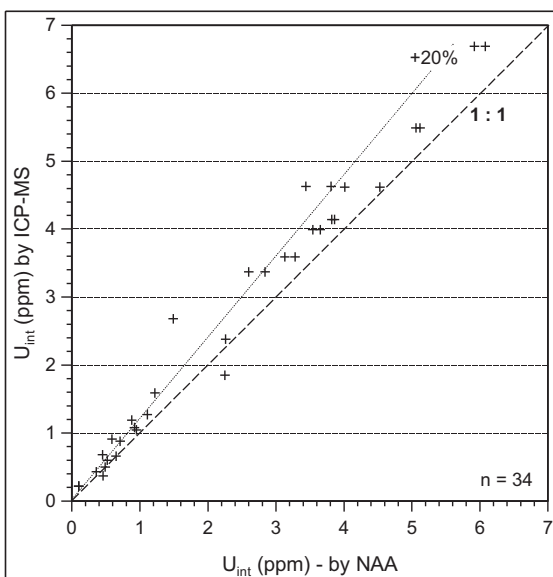


Abb. 2:

Direkter Vergleich von Doppelbestimmungen der Urangelhalte in Muschelschalen mit Hilfe der NAA- und der ICP-MS-Methode. Die NAA-Analysen wurden von der Fa. Becquerel (Australien) und die ICP-MS-Analysen vom Geol. Institut der Univ. zu Köln sowie vom Forschungszentrum Jülich GmbH durchgeführt.

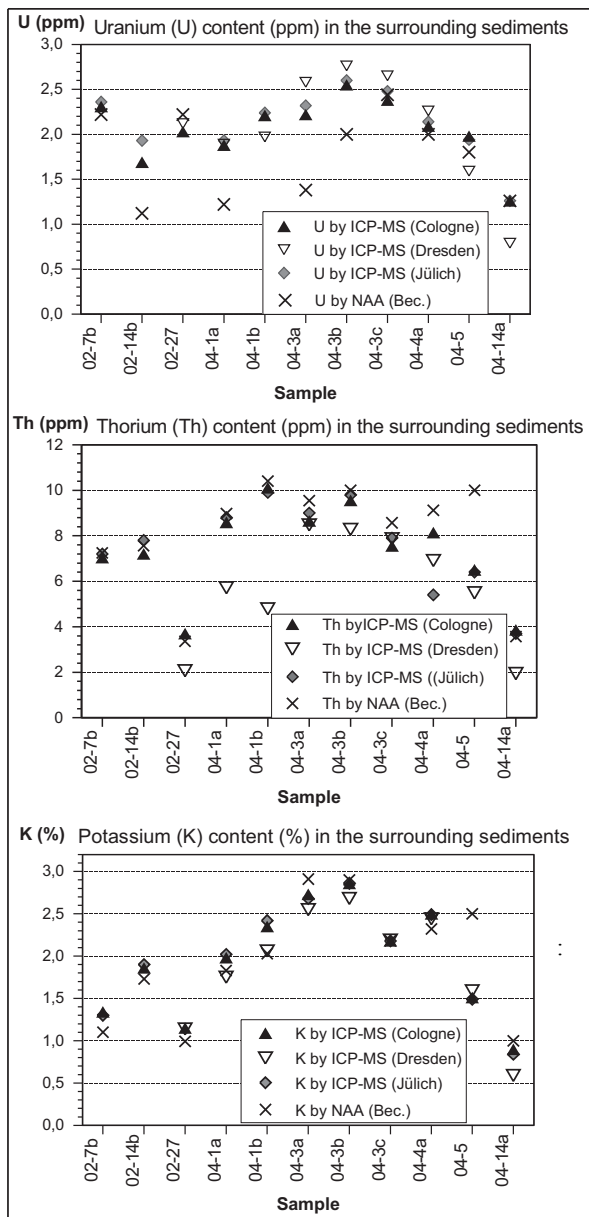


Abb. 3: Direkter Vergleich von Mehrfachbestimmungen der sedimentären U-, Th- und K-Gehalte mit Hilfe der NAA- und der ICP-MS-Methode. Die NAA-Analysen wurden von der Fa. Becquerel (Australien), die ICP-MS-Analysen vom Geol. Institut der Universität zu Köln, der Universität Dresden und dem Forschungszentrum Jülich GmbH durchgeführt

Proben mit der NAA-Methode bestimmten Urangelhalte fast immer systematisch niedriger, teilweise über 20%. Die NAA-Methode ist damit häufig nicht in der Lage, das gesamte in einer Muschelschale gespeicherte Uran analytisch nachzuweisen. Derartige Unterbestimmungen können bei der ESR-Datierung holozäner Muscheln zu Altersüberschätzungen von einigen Jahrhunderten führen. Insofern sollten die Urangelhalte

in einer Muschelschale mit der ICP-MS-Methode bestimmt werden, zudem sollten mindestens Doppelanalysen durchgeführt und wegen der Tendenz zur Unterbestimmung die Maximalwerte der ermittelten Gehalte zur ESR-Altersberechnung verwendet werden.

Auch bei der Quantifizierung der sedimentären Dosisraten auf der Basis ihrer Uran- sowie Thorium- und Kalium-Gehalte zeigen sich abhängig vom Analyseverfahren häufiger Unterschiede in den Gehaltsbestimmungen (Abb. 3). Vor allem die sedimentären U-Gehalte erreichen bei der NAA-Bestimmung fast immer niedrigere Werte als die an denselben Proben durchgeführten Urangelhaltsbestimmungen mit der ICP-MS-Methode. Dagegen sind die mit der NAA-Methode ermittelten Th- und K-Gehalte fast immer höher als die der ICP-MS-Methode. Erfreulich ist, dass die von drei verschiedenen Labors durchgeführten massenspektrometrischen Analysen fast identische Werte ergaben. Insgesamt weisen diese Ergebnisse unseres Erachtens auf die Wichtigkeit von Doppel- und Dreifachbestimmungen unter Verwendung beider Analyseverfahren hin. Zur Berechnung der sedimentären Paläodosistraten sollten dann wegen der Tendenz beider Analyseverfahren zu Unterbestimmungen bei den Gesamtgehalten die jeweils erzielten maximalen U-, Th-, K-Werte verwendet werden.

6. Zur Frage eines frühen oder allmählichen Einbaus von Uran in eine Muschelschale

Ein Problem, das vor allem die Kalkulation der internen Dosisrate holozäner Muschelschalen stark betrifft, liegt darin, dass anders als bei Steinkorallen aragonitische Muschelschalen Uran vor allem erst nach ihrem Tode in die Schale aufnehmen. Deshalb sind die Urangelhalte rezenter Muschelschalen an der patagonischen Atlantikküste extrem niedrig. Überwiegend liegen diese zwischen 0,1 bis 0,2 ppm (Abb. 4).

Der maximale bisher bekannte Urangelhalt einer rezenter Muschelschale erreicht 0,7 ppm. Erst in den mehr als 2500 Jahre alten Muschelschalen treten deutlich höhere Gehalte von zum Teil weit über 2 ppm Uran auf. Sie erreichen bereits Größenordnungen, wie sie in pleistozänen Muschelschalen häufig vorkommen. Das weist unseres Erachtens darauf hin, dass Muschelschalen vor allem in den ersten 2500 Jahren nach ihrem Tode Uran in ihre Schale einbauen. Ein solcher, um wenige Jahrtausende verzögerte *post mortem* Uraneinbau ist bei der Berechnung von ESR-Altern pleistozäner Muschelschalen vernachlässigbar.

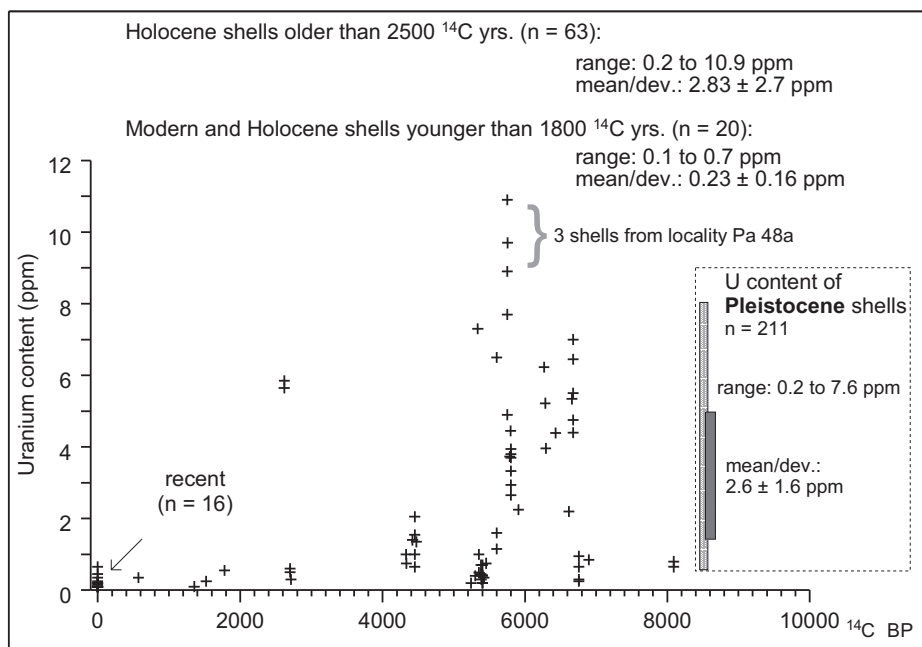


Abb. 4: Urangehalte (ppm) rezenter, holozäner und pleistozäner Muschelschalen. Neben den U-Gehalten von ^{14}C -datierten Muschelschalen sind auch die U-Gehalte von beidschaligen Muschelschalen aufgeführt, die *in situ* aus derselben ^{14}C -datierten Sedimentlage gesammelt wurden.

Eine andere Situation ergibt sich bei der ESR-Datierung holozäner Muschelschalen. Sofern diese Urangehalte von über 0,5 ppm besitzen und älter als 2500 Jahre sind, ist der zuvor allmählich erfolgte Uraneinbau in die Muschelschale bei der Kalkulation der internen Dosisrate zu berücksichtigen. Da der exakte Verlauf des *post-mortalen* Uraneinbaus nicht rekonstruierbar ist, liegt das tatsächliche ESR-Alter *prä-jungholozäner* Muschelschalen mit Urangehalten von über 0,5 ppm zwischen einem Alter, welches nach einem generellen linearen Uranaufnahmmodell („linear U-uptake model“) berechnet wurde und einem Alter, das nach der Annahme einer sehr frühen Uranaufnahme („early U-uptake model“) unmittelbar mit dem Absterben der Muschel berechnet wurde.

Für die ESR-Datierung jungholozäner Muschelschalen mit Urangehalten von über 0,5 ppm dürfte eine Altersberechnung nach dem linearen Uranaufnahmmodell am ehesten zutreffen. Je nach Anteil der internen Dosisrate (= Urangehalt der Muschelschale) an der Gesamtdosisrate können die Altersunterschiede zwischen beiden Modellen bei hohen Urangehalten von über 5 ppm bis zu 1000 Jahre und mehr betragen. Bei Urangehalten von unter 0,6 ppm ergeben sich dagegen in der Regel zwischen

beiden extremen Modellansätzen übereinstimmende ESR-Alter. Tab. 2 zeigt eine Beispielrechnung für die Auswirkungen höherer U_{int} -Gehalte bei konstanter externer Dosisrate auf das ESR-Alter einer mittelholozänen Muschelschale. Eine ausführliche Diskussion verschiedener Modelle der Uran-Aufnahme geben JONAS (1997: 968) und RINK (1997: 977ff.).

7. Untersuchungen zum ESR-Signalverhalten in Muschelschalen und deren Auswirkungen auf die D_E -Werte

Die untersuchten aragonitischen Muschelschalen der Gattung *Protothaca antiqua* zeigen ESR-Spektren mit 5 Hauptsignalen (Abb. 5, Tab. 3): 4 isotrope Signale ($g = 2,0057$, $g = 2,0031$, $g = 2,0018$, $g = 2,0006$) und ein relativ breiter rhombischer A-Signalkomplex, der nach BARABAS (1989) zwei Zentren (Z) besitzt (Z1: $g_x = 2,0032$, $g_z = 2,0014$ und $g_y = 1,9973$; Z2: $g_x = 2,0026$, $g_z = 2,0018$ und $g_y = 1,9972$). Letzterer überlagert vor allem die linke Schulter des Datierungssignals bei $g = 2,0006$. Einige Aspekte zur physikalischen Natur der auftretenden Hauptsignale sind in Tab. 3 zusammengestellt.

In den aragonitischen Muschelschalen der Gattung *Protothaca antiqua* sind alle ESR-Signale strahlungssensitiv und daher potentiell als Datierungssignal geeignet (Abb. 6). Im natürlichen ESR-Spektrum rezenter Muschelschalen ist im Bereich des 2,0057er Signals ein breiter Signalsattel ausgebildet, der sich aber bei schwacher künstlicher Gammabestrahlung in der Größenordnung von 4 Gy in zwei Einzelsignale mit g -Werten bei ca. 2,0057 und 2,0066 aufspaltet. Das 2,0066er Signal resultiert wahrscheinlich von einem organischen Radikal, da es im natürlichen Signal mittelholozäner Muschelschalen (älter als 5000 ^{14}C -Jahre) weitgehend ausgelöscht ist (Abb. 6: mitte) und im Spektrum pleistozäner Muschelschalen nicht mehr auftritt (Abb. 6: unten).

Wichtig für das Verständnis bestimmter thermischer ESR-Signalreaktionen (s.u.)

Tab. 2:

Ungefähre Zunahme der ESR-Alter an holozänen Muschelschalen je nach U-Gehalt bei Berechnung des ESR-Alters auf der Basis einer linearen Uranaufnahme (linear U-uptake model) bzw. bei Annahme einer sehr frühen Uranaufnahme (early U-uptake model).

U content (ppm)	linear U-uptake model (ESR age difference to early U-uptake model)
<0.6	same age
0.7	+140 yrs.
1.0	+200 yrs.
1.5	+270 yrs.
2.0	+350 yrs.
2.5	+400 yrs.
3.0	+460 yrs.
3.5	+510 yrs.
4.0	+560 yrs.
4.5	+600 yrs.
5.0	+640 yrs.

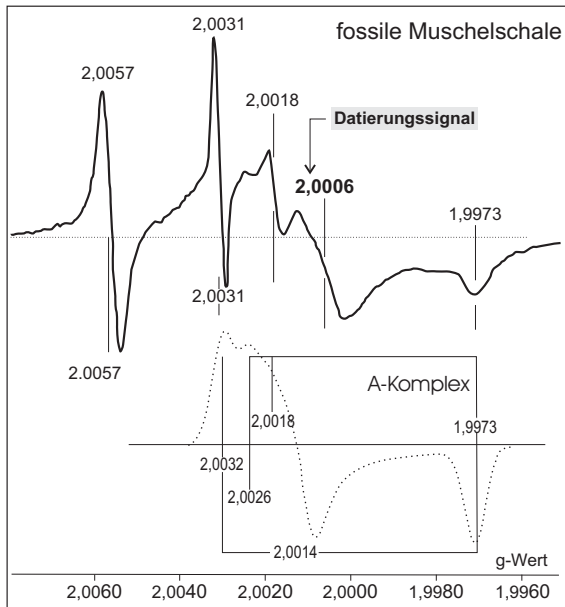


Abb. 5: ESR-Spektren fossiler Muschelschalen mit dem A-Komplex, der das verwendete Datierungssignal ($g = 2,0006$) überlagert (verändert nach BARABAS 1989: Abb. III.5).

Tab. 3: ESR-Signale mariner aragonitischer Muschelschalen und einige ihrer wesentlichen Eigenschaften (Quelle: eigene Untersuchungen sowie BAHAIN et al. 1994; BAHAIN et al. 1995; BARABAS 1989; BARABAS et al. 1992;^{1)BRUMBY & YOSHIDA (1994), 2)GRÜN 1989 a, b, 3)IDRISSI et al. 1996, 4)KATZENBERGER 1989; KATZENBERGER & WILLEMS 1988; SCHELLMANN & RADTKE 1999; WALTHER et al. 1992; YOKOYAMA et al. 1988).}

g-Wert ($\pm 0,0001$)	Breite (G)	Symmetrie	Physikal. Natur	Mikro- wellen- sättigung	Bestrahlung	Thermische Nachbehandlung v.a. BAHAIN et al. (1994), ergänzt	Vorkommen
2,0057	0,7	isotrop	SO_2^- stabilisiert durch H_2O ²⁾	>20 mW	γ -sensitiv, bei ca. 250 – 300 Gy gesättigt, (thermisch aktiviert) ^{1,4)}	bis ca. 80°C stabil, ca. 80 - 150°C starker Anstieg, >200°C Abnahme ²⁾	fossile Schalen; rezente u. holozäne Schalen: Überlagerung durch vermutlich org. Radikal
2,0031	0,15	isotrop	SO_3^-	1 mW	γ -sensitiv, bei ca. 225 – 280 Gy gesättigt	bis ca. 120°C stabil, danach Abnahme	fossile Schalen
2,0018	0,8	isotrop	?	5 mW	γ -sensitiv	bis ca. 100°C schwache Abnahme, 150°C starke Abnahme	fossile Schalen
2,0006	1,5	isotrop	CO_2^- stabilisiert durch H_2O	>200 mW	γ -sensitiv	bis ca. 80°C stabil, ca. 80 - 120°C schwacher Anstieg, 150°C starke Abnahme	fossile Schalen, vereinzelt in rezenten Schalen als sehr schwaches Signal ³⁾
A-Komplex (BARABAS et al. 1992): gx = 2,0030 gz = 2,0015 gy = 1,9973	1,5 - 3	ortho- rhombisch	CO_2^-	15 mW	γ -sensitiv	Anwachsen bei Temperaturerhöhung >150°C Auslöschung	fossile Schalen

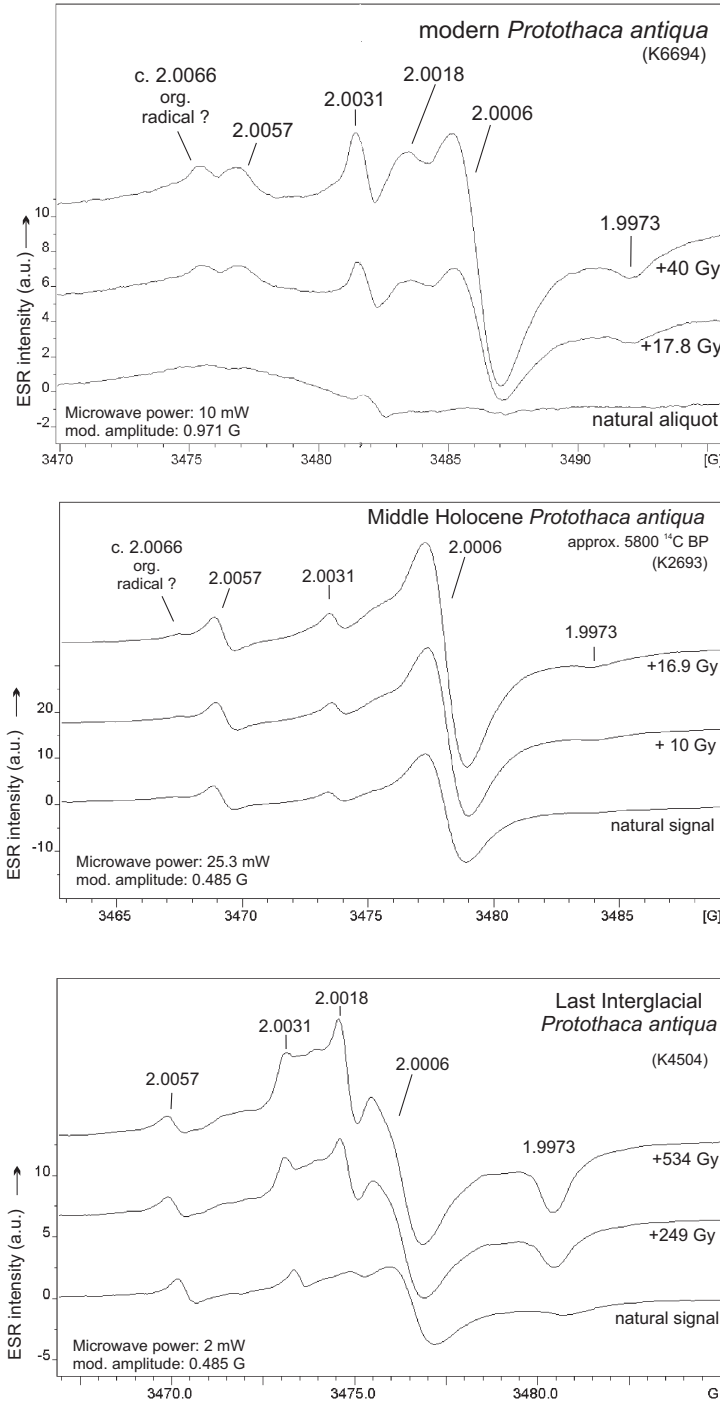


Abb. 6: ESR-Spektren rezenter, mittelholozäner und letztinglazialer Muschelschalen der Gattung *Protothaca antiqua* und deren Verhalten unter künstlicher Gammabestahlung bei unterschiedlichen ESR-Messparametern (Mikrowellenleistung, Modulationsamplitude).

ist der Aspekt, dass die beiden isotropen Signalzentren bei $g = 2,0057$ (SO_2^-) und bei $g = 2,0006$ (CO_2^-) vom umgebenden Kristallwasser beeinflusst werden (IDRISSI et al. 1996; MIKI & KAI 1991). In den untersuchten aragonitischen Muschelschalen verringert sich wahrscheinlich deswegen bei thermischer Aktivierung des Kristallwassers durch Erhitzung auf 150°C die Signalamplitude des Datierungssignals ($g = 2,0006$) bereits nach wenigen Stunden (14h) um 45-60% der ursprünglichen Ausgangshöhe (s.u., Abb. 16). Gleichzeitig erhöht sich die Signalamplitude bei $g = 2,0057$ extrem (s.u.). YOKOYAMA et al. (1988) beobachteten ein ähnliches Verhalten in paläolithischen Kalziten und sehen darin den Beleg für einen Elektronentransfer vom 2,0031er und 2,0007er Signal zum 2,0057er Signal, was in der Folge allerdings nicht unumstritten blieb (siehe auch MARTINEZ et al. 2001).

Im Gegensatz zum Datierungssignal wird das Signal bei $g = 2,0057$ erst bei stärkerer Erwärmung auf $350-450^\circ\text{C}$ vollständig abgebaut (IDRISSI et al. 1996: 5332) und besitzt damit die höchste thermische Stabilität aller auftretenden ESR-Signale. Damit wäre dieses Signal eigentlich am ehesten für Datierungszwecke geeignet. Dieses Signal ist aber bereits bei Dosisraten von etwa 250 bis 300 Gy gesättigt (Abb. 7). Auch bei Korallen ist das Signal nach YOSHIDA & BRUMBY (1999: 1533) bei etwa 300 Gy gesättigt. Es kann, falls überhaupt, nur für die Datierung relativ junger, in der Regel prä-letztinterglazialer Muschelschalen verwendet werden (siehe Kap. 10). Leider streuen die Einzelwerte der Dosis-Wirkungskurven oft derartig stark, dass eine exakte D_E -Berechnung nicht möglich ist. Sofern eine D_E -Berechnung möglich

Tab. 4: D_E -Werte holozäner aragonitischer Muschelschalen berechnet für verschiedene strahlungssensitive ESR-Signale (g-Werte).

Lab. No.	Amplitude 2.0057	Amplitude 2.0031	Amplitude 2.0006
K2600	extr. scattering	c. 5 ± 2	9.11 ± 1.45
K2602	extr. scattering	extr. scattering	6.31 ± 0.68
K2680	c. 33 ± 2	extr. scattering	7.62 ± 0.37
K2681	c. 16 ± 3	extr. scattering	7.98 ± 0.44
K2444a	extr. scattering	extr. scattering	10.28 ± 0.12
K2695	13 ± 1	10.1 ± 0.9	7.29 ± 0.14
K2694	c. 20 ± 2	extr. scattering	10.98 ± 0.57
K2693	c. 33 ± 2	extr. scattering	11.72 ± 0.48
K2692	11.6 ± 1.5	extr. scattering	8.45 ± 0.88
K2691	c. 16 ± 3	extr. scattering	11.40 ± 0.97

c. = approximation due to scattering of data points.

ist, sind die resultierende D_E -Werte (Tab. 4) und damit auch die ESR-Alter verglichen mit den zugehörigen ^{14}C -Altern deutlich zu hoch.

Auch das strahlungssensitive Signal bei $g = 2,0031$ ist aus mehreren Gründen nicht als Datierungssignal geeignet. Dieses Signal ist ebenfalls bereits bei Dosisleistungen von etwa 225 bis 280 Gy gesättigt (Abb. 7). Es könnte daher potentiell nur für die Datierung relativ junger prä-

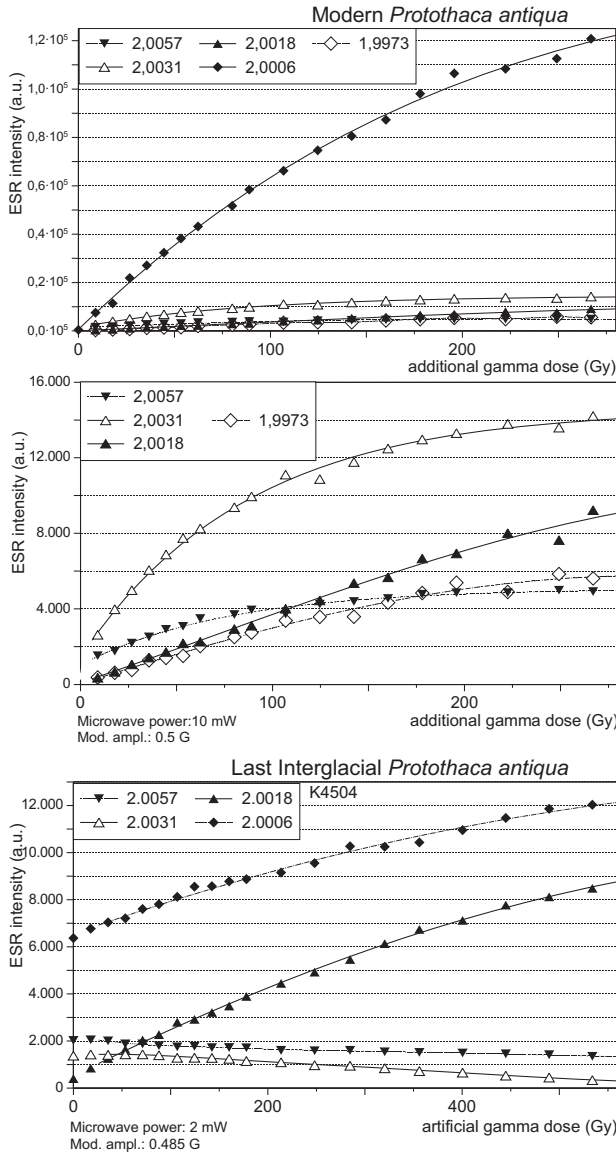


Abb. 7: Strahlungsinduziertes ESR-Signalswachstum einer rezenten und einer letztinterglazialen Muschelschale der Gattung *Protothaca antiqua*. In der Mitte ist eine Vergrößerung der unteren 4 Signale aus der oberen Abb. zu sehen. Das 2,0031er Signalwachstum stagniert bei der rezenten Muschelschale ab etwa +225 Gy künstlicher Bestrahlungsdosis. Bei der letztinterglazialen Schale, die eine D_E von etwa 280 Gy gespeichert hat, zeigt das 2,0031er Signal kein Signalwachstum. Im Gegenteil ab einer künstlichen Bestrahlungsdosis von +70 Gy (Gesamtsumme gespeicherte und künstliche D_E : ca. 350 Gy) nimmt die Signalamplitude ab, vermutlich als Folge einer Überlagerung der rechten Schulter des Signals durch den stärker wachsenden A-Komplex. Das 2,0057er Signal ist ebenfalls bereits bei relativ niedriger Bestrahlungsdosis von etwa 250 (rezente Schale) bzw. 300 Gy (letztinglaziiale Schale) gesättigt. Bei darüber hinausgehender Bestrahlungsdosis nimmt seine Signalamplitude ab.

letztinglaziialer Muschelschalen verwendet werden. Hinzu kommt aber, dass auch sein Signalwachstum häufig relativ unruhig verläuft und damit entweder keine genaue D_E -Kalkulation zulässt oder die resultierenden D_E -Werte und damit die ESR-Alter zu hoch ausfallen (Tab. 4). In rezenten Muschelschalen der Gattung *Protothaca antiqua* tritt es erst bei einer Gammabestahlung von mehr als 2 Gy als relativ kleines Signal auf und zeigt in pleistozänen Muschelschalen eine deutliche Signalamplitude

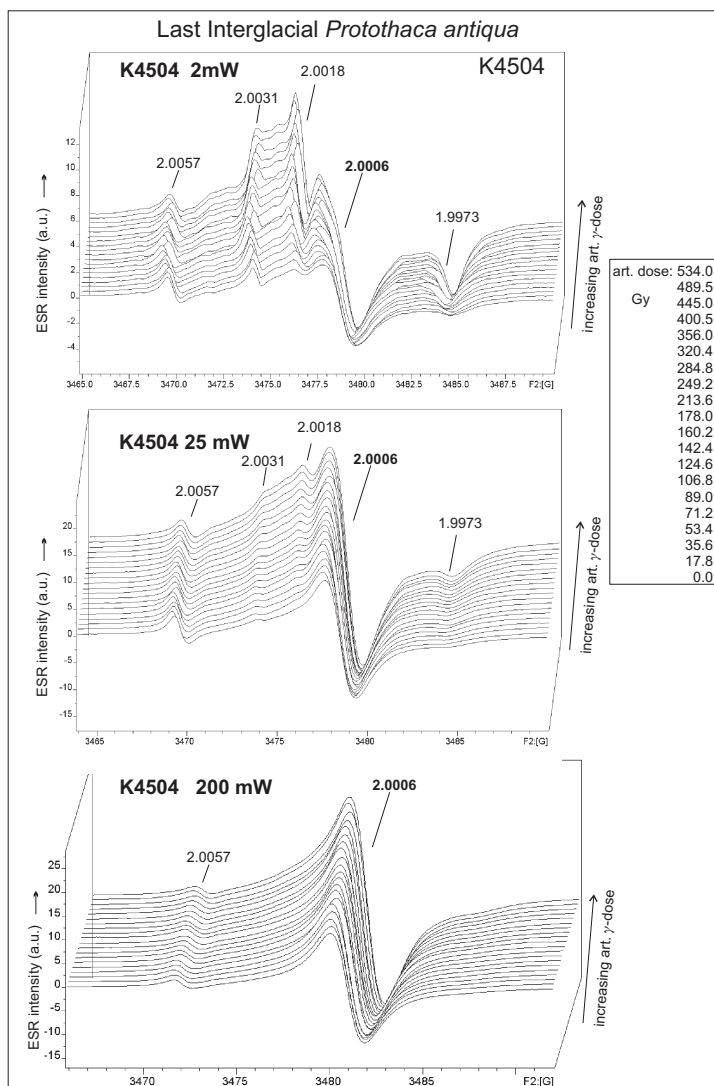


Abb. 8: Kumulierte (5 Scans) ESR-Signalspektren einer letztinterglazialen Muschelschale (*Protothaca antiqua*), die mit drei verschiedenen Mikrowellenleistungen aufgenommen wurden: 2 mW (obere), 25 mW (mittlere), 200 mW (untere). Die Modulationsamplitude betrug bei allen drei Messungen 0,5 G.

mit starkem strahlungsinduzierten Signalwachstum.

Da nur isotrope strahlungssensitive ESR-Signale in Pulverspektren als Datierungssignale geeignet sind, bleibt neben dem bisher verwendeten Datierungssignal bei $g = 2,0006$ nur noch das Signal bei $g = 2,0018$. Es ist allerdings ebenfalls nicht für Datie-

rungszwecke geeignet. In den untersuchten rezenten und holozänen Muschelschalen ist das Signal nur bei niedriger Mikrowellenleistung als schwacher Peakansatz (nur etwa 3-5% der Signalamplitude des 2,0006er Signals) erkennbar. Dagegen besitzen pleistozäne Muschelschalen ein kräftiges 2,0018er Signal, dessen Amplitude bei Bestrahlung stark zunimmt (Abb. 6). Die rechte Schulter des Signals wird vom 2,0006er Signal überlagert. Das führt dazu, dass bei Wahl einer zu hohen Mikrowellenleistung von mehr als 25 mW mit zunehmender Strahlendosis beide Signale sehr stark oder auch vollständig verschmelzen. Aber selbst bei Messung mit niedriger Mikrowellenleistung von beispielweise 2 mW (Abb. 8 oben) ist es nicht als Datierungssignal pleistozäner Muschelschalen geeignet. Die resultierenden D_E -Werte sind viel zu niedrig. Sie liegen in Größenordnungen, wie sie bei spätglazialen bis holozänen Muschelschalen vorkommen. Zum Beispiel ergibt sich für die mit 2 mW gemessenen letztinterglazialen Muschelschale K4504 (Abb. 8 oben) bei Verwendung des 2,0018er Signals eine D_E von etwa 15 Gy (statt ca. 280 Gy bei Verwendung des 2,0006er Signals). Daraus würde ein holozänes und nicht das korrekte pleistozäne ESR-Alter resultieren.

Damit steht als potentiellies Datierungssignal an aragonitischen Muschelschalen letztendlich nur das isotrope und strahlungssensitive 2,0006er Signal zur Verfügung, sofern man nicht über thermische Behandlungen der Proben in das Signalwachstum eingreifen möchte (Kap. 10). Seit Mitte der 1990er Jahre haben wir uns um eine Optimierung der ESR-Datierung aragonitischer Muschelschalen und Korallen mit Hilfe dieses Datierungssignals bemüht und insbesondere Verbesserungen im Bereich der D_E -Bestimmung vorgenommen (SCHELLMANN 1998; SCHELLMANN & RADTKE 1997; 1999; 2001). Einen Schwerpunkt bildete dabei die Untersuchung des Wachstumsverhaltens des ESR-Signals $g = 2,0006$ bei künstlicher Gamma-Bestrahlung (^{60}Co -Quelle). Bereits KATZENBERGER & WILLEMS (1988) konstatierten, dass die Amplitude dieses Signals bei Molluskenschalen unter künstlicher Gamma-Bestrahlung nicht einfach exponentiell bis zu einem Sättigungswert wächst, sondern dass in der Regressionskurve sog. „Inflexionspunkte“ (Abb. 1: „*inflexion point*“) existieren, an denen das Signalwachstum sprunghaft zu- bzw. abnimmt. Die physikalische Natur dieser Inflexionspunkte ist bisher nicht abschließend geklärt. Mit hoher Wahrscheinlichkeit sind sie das Ergebnis der Überlagerung des Datierungssignals durch den „A-Komplex“. Er besitzt gegenüber dem 2,0006er Signal mit zunehmender Bestrahlungsdosis ein dominierendes Wachstum (KATZENBERGER & WILLEMS 1988; BARABAS et al. 1992). Es kann aber auch nicht völlig ausgeschlossen werden, dass Inflexionspunkte auf

atomare Gitterdefekte zurückzuführen sind, die durch die hohe künstliche Gamma-Bestrahlung erzeugt werden (GRÜN 1990). Immerhin übersteigt die bei der künstlichen Bestrahlung verwendete Dosisrate die Werte, die bei natürlicher Strahlungsexposition auftreten, um den Faktor 10^6 .

Es ist bisher nicht möglich, Inflexionspunkte durch Änderung der ESR-Messparameter oder durch Erhitzungsverfahren zu eliminieren, ohne dabei das Datierungssignal selbst zu beeinflussen (Kap. 10). Das bedeutet aber für die Bestimmung eines D_E -Wertes, dass nur der „ungestörte“, relativ niedrig bestrahlte erste Teil einer Dosis-Wirkungskurve vor dem Erreichen eines ersten kräftigen Inflexionspunktes zur D_E -Berechnung verwendet werden sollte (Abb. 1; Details in SCHELLMANN & RADTKE 2001; 2003). Nur dieser Bereich scheint vom Signalaufbau des Datierungssignals dominiert zu werden und ist wahrscheinlich dem natürlichen Intensitätsaufbau am ehesten vergleichbar. Dieser Bereich der Kurve kann zudem mit einer einfachen exponentiellen Sättigungskurve mathematisch korrekt beschrieben werden. Statt der früher üblichen wenigen Bestrahlungsschritte, wobei im Mittel meist nur 5 bis 8 Aliquots pro Probe mit teilweise sehr hohen künstlichen Bestrahlungsschritten verwendet wurden, sind nun viele enge Bestrahlungsschritte notwendig. Es werden in der Regel 20, manchmal auch mehr Aliquots benötigt. Aus statistischen Gründen sind aber immer mehr als 12 Datenpunkte zur D_E -Berechnung notwendig (SCHELLMANN & RADTKE 2001). Es werden relativ geringe künstliche Bestrahlungsdosen appliziert, wobei die maximal verwendete Bestrahlungsdosis das zwei- bis dreifache des D_E -Wertes betragen sollte. Eine objektive, standardisierte Methode zur Berechnung des D_E -Wertes bietet ein „plateau-screening“-Verfahren (SCHELLMANN 1998; SCHELLMANN & RADTKE 1997), welches als D_E - D_{\max} -Plot (DDP)-Prozedur bezeichnet wird (SCHELLMANN & RADTKE 1999; 2001).

Alle hier verwendeten D_E -Werte wurden mittels dieser Methode bestimmt. Dazu wurden die Muschelschalen nach Entfernung des Schalenschlosses (zwecks genauerer Quantifizierung der Schalendicke) von Hand gemörsert und von der Fraktion 125-250 μm 20 oder mehr Aliquots mit exakt 0,2000 g Gewicht eingewogen. An der Feinfraktion <125 μm wurde röntgendiffraktometrisch der Aragonit- und Kalzitgehalt bestimmt. Bei allen Proben konnte kein Kalzitgehalt festgestellt werden, was auch dadurch bestätigt wurde, dass in den ESR-Spektren keine Mn^{2+} -Linien auftraten.

Die zur ESR-Datierung vorgesehenen Aliquots wurden unter einer ^{60}Co -Quelle der Universitätsklinik Düsseldorf mit Dosisraten zwischen 0,8 und 2,5 Gy/min be-

strahlt. Die Aliquots der holozänen Muschelschalen wurden bis maximal 11 Gy bzw. 17 Gy und die der letztinterglazialen Muschelschalen bis max. 400 Gy bzw. 534 Gy bestrahlt. Damit betrug die jeweils eingesetzte maximale Bestrahlungsdosis etwa das Zwei- bis Dreifache der D_E .

Typische ESR-Messparameter waren: 25 mW Mikrowellenleistung, 0,5 G Modulationsamplitude, 41,9 s Scan-Zeit, 40–50 G Scan-Breite. Bei den pleistozänen Schalen wurden 5 Scans, bei den holozänen 40 Scans akkumuliert. Alle D_E -Werte wurden mit dem Programm „Fit-sim“ (Version 1993) und die ESR-Alter sowie Dosisleistungswerte mit dem Programm „ESR-Data V.6“ (Version 1999) von RAINER GRÜN berechnet. Bei der Altersberechnung wurde ein k-Faktor von $0,1 \pm 0,02$ verwendet. Die ESR-Messungen wurden auf einem Bruker ESP 300E X-Band-Spektrometer (Univ. Köln) durchgeführt.

Bei den ESR-Messungen wurde eine mittelhohe Mikrowellenleistung von 25 mW gewählt, um a) das Signal-Rausch-Verhältnis bei der Messung zu verbessern und b) das 2,0006er Signal mit seiner hohen Mikrowellensättigung bei mehr als 200 mW (Tab. 3) gegenüber den anderen ESR-Signalen mit ihrer deutlich niedrigeren Mikrowellensättigung zu verstärken (Abb. 9).

Bei weiterer Erhöhung der Mikrowellenleistung auf über 100 mW und unter Beibehaltung einer kleinen Modulationsamplitude von hier 0,5 G (also keine Übermodulation wie von MOLODKOV 1998 verwendet; siehe dazu auch BARABAS et al. 1992: 168 sowie JONAS 1997) kommt es zur Reduzierung des ESR-Molluskenspektrums auf zwei Signale bei $g = 2,0057$ und $g = 2,0006$ (Abb. 8: unten, Abb. 9). Dabei ist das 2,0006er Datierungssignal das dominierende strahlungssensitive Hauptsignal. Seine Signalbreite beträgt ca. $1,8 \pm 0,2$ G und entspricht damit der Signalbreite, wie sie auch bei Messungen mit niedrigerer Mikrowellenleistung auftritt. Der wesentliche Unterschied zu den Messungen derselben Proben bei niedrigerer und mittlerer Mikrowellenleistung liegt darin, dass nun die Signalamplitude bezogen auf ein „25 mW-Spektrum“ mehr als doppelt so groß ist.

Obwohl die anderen Signale wie der A-Komplex in der Aufzeichnung des ESR-Spektrums nun nicht mehr erkennbar sind, sind deren Signalzentren weiterhin existent und überlagern das Datierungssignal (u.a. BARABAS et al. 1992; SCHELLMANN & RADTKE 1999). Im günstigsten Fall ermöglicht die enorme Verstärkung des 2,0006er Signals durch Verwendung einer extrem hohen Mikrowellenleistung eine relative Abschwächung der anderen Signalzentren (s.a. LYONS et al. 1988, YOSHIDA & BRUMBY

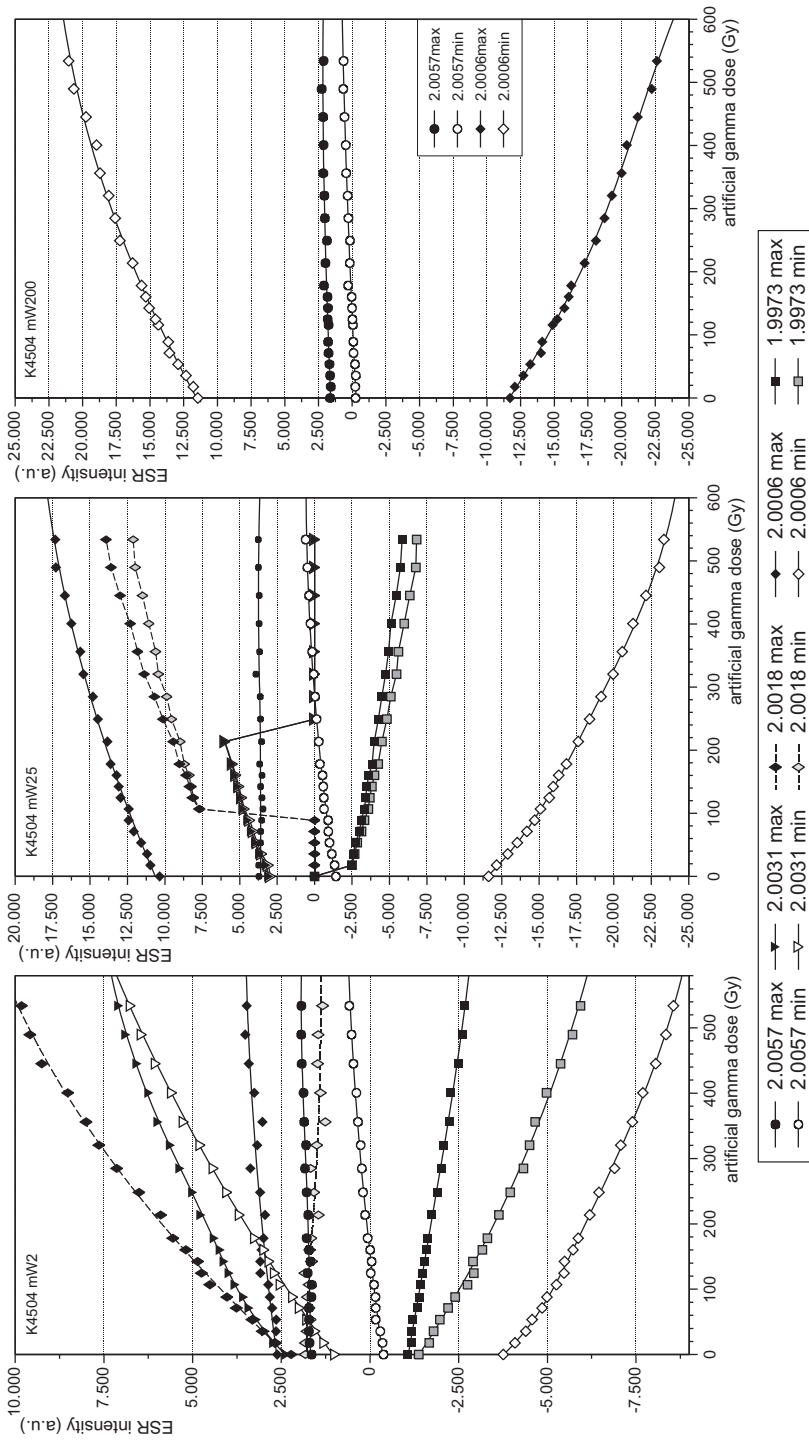


Abb. 9: Veränderungen der ESR-Signalamplituden (min = Basis ; max = Top des Signals) je nach Mikrowellenleistung gemessen an einer letztinterglazialen Muschelschale der Gattung *Protothaca antiqua*.

Tab. 5: D_E -Werte und ESR-Alter holozäner Muschelschalen, die mit mittlerer (25,3 mW) und extrem hoher Mikrowellenleistung (200 mW) gemessen wurden.

Locality	Lab. No.	^{14}C \pm	cal. BP	DE \pm	ESR age \pm early	ESR age \pm linear	DE \pm	ESR age \pm early	ESR age \pm linear
					microwave power: 25.3 mW			microwave power: 200 mW	
04-1a*1	K4500	5384 46	5639-5878	9.4 0.7	6601 575	6601 575		extreme scattering of data points	
04-1b*1	K4501	5400 25	5652-5882	10.0 0.9	6412 619	6412 619	6.4 0.5	4119 334	4119 334
04-1b*2	K4502		dto.	7.7 0.7	4825 484	4825 484	6.9 0.5	4270 379	4270 379
04-1b*3	K4503		dto.	8.8 0.4	4829 339	4829 339	7.3 0.9	4396 308	4396 308
04-4a*1	K4510	4334 34	4373-4574	7.6 0.4	4984 343	5181 361	5.7 0.3	3728 73	3872 281
04-4a*2	K4511		dto.	8.5 0.3	5341 333	5568 351	7.8 0.5	4878 389	5085 410
04-14a*1	K4516	5351 33	5616-5837	5.8 0.3	7329 458	7329 458	4.0 0.1	5080 231	5080 231

1999). Daher berechtigt dieses Vorgehen zur Annahme, dass dadurch zumindest die D_E -Werte holozäner Muschelschalen exakter bestimmt werden können.

Wie die ersten Ergebnisse von ESR-Messungen holozäner Muschelschalen unter Verwendung einer extrem hohen Mikrowellenleistung von 200 mW zeigen (Tab. 5), tendieren die resultierenden D_E -Werte und damit auch die ESR-Alter zu Altersunterbestimmungen. Unabhängiges Qualitätskriterium der erzielten ESR-Alter sind die von Dr. Bernd Kromer (Universität Heidelberg) an der zweiten Schalenhälfte durchgeführten konventionellen ^{14}C -Altersbestimmungen.

Bei pleistozänen Muschelschalen, die in der Regel ein kräftiges 2,0018er Signal besitzen (Abb. 6 unten, Abb. 8 oben), kommt es bei einer ESR-Messung unter Verwendung hoher Mikrowellenleistungen (in der Regel bei $>25,3\text{mW}$) zur Verschmelzung der 2,0018er und 2,0006er Signale, ohne dass ersichtlich ist, welches der beiden Signalzentren mit welchen Anteilen an der Signalamplitude des resultierenden Hauptsignals beteiligt ist. Die Wahl der Mikrowellenleistung sollte daher eine Trennung beider Signale ermöglichen. In der Regel liegt die maximal einsetzbare Mikrowellenleistung bei letzt- und vorletztinterglazialen Muschelschalen bei 25 mW, bei noch älteren Schalen auch schon bei 10 mW.

8. Vergleich der Ergebnisse von parallel durchgeführten ^{14}C - und ESR-Datierungen an holozänen Muschelschalen

Ein zentrales Ziel der Untersuchungen war es, zu überprüfen, inwieweit die ESR-Datierungsqualität an holozänen Muschelschalen unter Verwendung des ESR-Signals bei $g = 2,0006$ bereits durch die oben beschriebene optimierte D_E -Bestimmung mit Hilfe niedrig bestrahlter Aufbaukurven (Dosis-Wirkungskurven) unter Anwendung

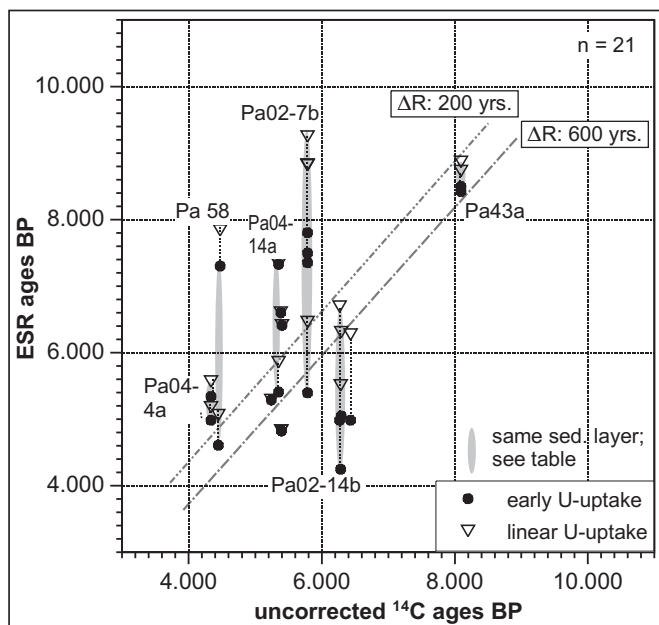


Abb. 10:

Vergleich der Ergebnisse von parallel durchgeführten ^{14}C - und ESR-Altersbestimmungen an beidchalig erhaltenen holozänen Muscheln von der patagonischen Atlantikküste.

der „ D_E - D_{\max} -Plot-Procedure (DDP)“ (s.o.) signifikant verbessert wird. Zur Qualitätsüberprüfung wurden parallel zur ESR-Datierung an der zweiten Schalenhälfte zahlreicher Muschelschalen konventionelle ^{14}C -Alter (Dr. Bernd Kromer, Universität Heidelberg) ermittelt.

Abb. 10 und Tab. 6 zeigen das Ergebnis des Datierungsvergleiches. Bei der Interpretation der Daten sollte man allerdings berücksichtigen, dass sich die ESR-Methode in diesem für sie jungen Alterszeitraum wegen der relativ kleinen holozänen ESR-Signale und des damit ungünstigen Signal-Rausch-Verhältnisses immer noch an der messtechnischen Untergrenze bewegt. Nur moderne ESR-Geräte sind in der Lage, die natürlichen Signale rezenter und junger holozäner Muschelschalen messtechnisch abzubilden. Insofern ist es durchaus erfreulich, dass innerhalb der Fehlergrenzen und unter Berücksichtigung des derzeit nicht quantifizierbaren marinen Reservoirreffektes bei den ^{14}C -Altern doch einige Datierungsergebnisse eine relativ hohe Alterskongruenz beider Methoden zeigen.

Daneben existieren zahlreiche Proben mit zum Teil beträchtlichen Altersunterschieden zwischen beiden Datierungsverfahren. Auffällig ist, dass es Sedimentlagen gibt, deren Muschelschalen bei einer ESR-Datierung eine hohe Kongruenz zu den ^{14}C -Altern besitzen, andererseits Sedimentlagen existieren, deren Muschelschalen hohe Streuungen bei den ESR-Altern zeigen (Abb. 10: grau unterlegte Lokalitäten; Tab. 6).

Tab. 6: ¹⁴C- und ESR-Alter holozäner Muschelschalen aus verschiedenen litoralen Sedimentlagen von der patagonischen Atlantikküste.

Layer* shell No.	Lab. No.	Locality	¹³ C ppm	¹⁴ C age BP ±	cal BP*	Lab. No.	Uint. ppm ±	DE Gy ±	Dose total (μGy/a) early U-uptake	linear U-uptake	ESR age BP early U-uptake ±	linear U-uptake ±	Species
02-7b*1	K2691	Bahia Camarones	0.9	5785 38	6120 - 6283	Hd-23504	3.99 0.04	11.40 0.97	1542 ± 82	1283 ± 67	7352 729	8828 865	<i>Protothaca ant.</i>
02-7b*2	K2692	Bahia Camarones					4.14 0.02	8.45 0.88	1558 ± 83	1298 ± 68	5395 622	6462 741	<i>Protothaca ant.</i>
02-7b*3	K2693	Bahia Camarones					3.59 0.02	11.72 0.48	1493 ± 78	1258 ± 66	7805 504	9250 584	<i>Protothaca ant.</i>
02-7b*4	K2694	Bahia Camarones					3.37 0.01	10.98 0.57	1457 ± 77	1237 ± 65	7496 539	8818 624	<i>Protothaca ant.</i>
02-14b*1	K2695	Bahia Camarones	0.7	6293 55	6620 - 6898	Hd-23253	4.63 0.01	7.29 0.14	1411 ± 84	1129 ± 64	5049 341	6309 411	<i>Protothaca ant.</i>
02-14b*2	K2696	Bahia Camarones	0.9	6267 45	6609 - 6849	Hd-23508	6.69 0.05	8.11 0.38	1628 ± 104	1212 ± 71	4985 394	6693 502	<i>Protothaca ant.</i>
02-14b*3	K2697	Bahia Camarones	0.5	6434 42	6785 - 7056	Hd-23692	4.62 0.02	6.92 0.30	1389 ± 83	1104 ± 64	4985 367	6273 454	<i>Protothaca ant.</i>
02-14b*4	K2698	Bahia Camarones	0.7	6284 42	6633 - 6858	Hd-23675	5.49 0.01	5.93 0.32	1477 ± 91	1139 ± 66	4248 301	5509 373	<i>Protothaca ant.</i>
04-1a*1	K4500	Bahia Bustamante	1.2	5384 46	5639 - 5878	Hd-23457	0.40 0.04	9.80 0.74	1422 ± 53		6601 ± 575		<i>Protothaca ant.</i>
04-1b*1	K4501	Bahia Bustamante	1.5	5400 25	5652 - 5882	Hd-23552	0.20 0.02	10.03 0.89	1564 ± 60		6412 ± 619		<i>Protothaca ant.</i>
04-1b*2	K4502	Bahia Bustamante					0.43 0.04	8.20 0.54	1605 ± 74		4825 ± 484		<i>Protothaca ant.</i>
04-1b*3	K4503	Bahia Bustamante					0.46 0.05	7.99 0.43	1654 ± 75		4829 ± 339		<i>Protothaca ant.</i>
04-4a*1	K4510	Calela Malaspina	0.6	4334 34	4373 - 4574	Hd-23593	0.91 0.09	7.63 0.37	1528 ± 79	1470 ± 78	4984 343	5181 361	<i>Protothaca ant.</i>
04-4a*2	K4511	Calela Malaspina					1.05 0.10	8.54 0.34	1597 ± 81	1531 ± 79	5341 333	5568 351	<i>Protothaca ant.</i>
04-14a*1	K4516	Calela Malaspina	0.4	5351 33	5616 - 5837	Hd-23613	0.50 0.05	5.80 0.29	791 ± 30		7329 ± 458		<i>Protothaca ant.</i>
04-14a*2	K4517	Calela Malaspina					1.08 0.11	4.78 0.23	884 ± 35	816 ± 30	5410 337	5857 354	<i>Protothaca ant.</i>
43a*1	K2444a	Bahia Bustamante					0.70 0.07	10.28 0.12	1227 ± 66	1191 ± 65	8379 461	8701 489	<i>Pitar rostrata</i>
43a*3	K2444B	Bahia Bustamante					0.90 0.09	10.73 0.39	1275 ± 39	1216 ± 37	8419 398	8826 416	<i>Protothaca ant.</i>
43a*5		Bahia Bustamante	1.69	8090 113	8348 - 8923	Hd-16504							<i>Protothaca ant.</i>
58*3	K2600	Bahia Bustamante	1.56	4473 40	4531 - 4795	Hd-18397	1.50 0.15	9.11 1.45	1266 ± 63	1172 ± 58	7196 1199	7776 1296	<i>Protothaca ant.</i>
58*4		Bahia Bustamante											<i>Protothaca ant.</i>
58*5	K2602	Bahia Bustamante					2.10 2.10	6.31 0.68	1380 ± 68	1256 ± 60	4571 541	5024 592	<i>Protothaca ant.</i>
72*1		Calela Olivia N	1.04	5381 60	5612 - 5887	Hd-16509							<i>Protothaca ant.</i>
72*3	K2618	Calela Olivia N					0.30 0.03	5.02 0.75	948 ± 50		5289 ± 835		<i>Protothaca ant.</i>

** calibrated (2 sigma ranges) with calib 5.0.1 (marine 04). STUIVER & REIMER (2005); reservoir correction factor is the global mean of 400 years; marine data are from HUCHEN et al. (2004); Radiocarbon 46: 1059-1086.

Es sei daran erinnert, dass alle beidschalig aus einer Sedimentlage geborgenen Muschelschalen mit Sicherheit ein gleiches Alter besitzen. Die Ursache für diese Altersstreuungen kann nur in der D_E -Bestimmung liegen, da die externe Strahlenbelastung bei diesen aus einer Sedimentlage nebeneinander geborgenen Schalen gleich hoch ist und die internen Dosisraten derartige Altersdifferenzen nicht erzeugen können.

9. Qualität von ESR-Datierungen jungpleistozäner Muschelschalen

Wie bereits ausgeführt, ist davon auszugehen, dass Muschelschalen bereits in den ersten 2500 Jahren nach ihrem Absterben verstärkt Uran in ihre Schalen einbauen. Daher ist das ESR-Alter pleistozäner Muschelschalen unter der Annahme einer solchen frühen Uranaufnahme zu berechnen. Um eine Vorstellung über die jeweiligen Altersänderungen zu geben, sind in Tab. 7 zusätzlich die auf der Basis einer linearen Uran-Aufnahme berechneten ESR-Alter aufgeführt.

Trotz optimierter additiver Dosis-Wirkungskurven zeigen die Ergebnisse der ESR-Datierung jungpleistozäner Muschelschalen aus verschiedenen litoralen Sedimentlagen immer noch ein relativ heterogenes Bild (Tab. 7). Während die vier aus der Sedimentlage Pa04-5 (*1 bis *4 = Muschelschale 1 bis 4) und ebenso die zwei aus den Sedimentlagen Pa04-3b und Pa04-3a stammenden altersgleichen Muschelschalen zumindest innerhalb der Fehlerintervalle identische ESR-Alter haben, differieren die ESR-Alter der beiden altersgleichen Muschelschalen aus den Sedimentlagen Pa 02-27 und Pa04-3c doch deutlich. Zudem sind einzelne ESR-Alter wie das der Muschelschalen Pa04-3b*1 mit 166 ka und Pa04-3c*1 mit 160 ka viel zu alt. Zu dieser Zeit war der Meeresspiegel kaltzeitlich bedingt zu weit abgesenkt, die damalige Küstenlinie lag damals weit vor der heutigen Küste auf dem patagonischen Schelf, so dass eine Ablagerung der Muschelschalen an der heutigen Küste nicht möglich war.

Weiterhin ist es nicht möglich, die morpho- und pedostratigraphische Differenzierung unterschiedlich alter jungpleistozäner Strandterrassen wie die $T3_{[S]}$ und $T1_{[S]}$ (u.a. SCHELLMANN 1998) in den ESR-Altern von einsedimentierten Muschelschalen (Tab. 7: Lokalitäten Pa 04-5 und Pa04-3) wiederzufinden. Damit bleibt unverändert das Problem bestehen, dass ESR-Alter an pleistozänen Muschelschalen relativ stark streuen, in Einzelfällen auch deutlich zu alt sein können. Insofern ist es lediglich über die ESR-Datierung mehrerer Muschelschalen aus einer Sedimentlage und aus verschie-

Tab. 7: ESR-Alter jungpleistozäner Muschelschalen aus verschiedenen litoralen Sedimentlagen von der patagonischen Atlantikküste.

Seed. layer	Lab. No.	Locality	Strat. No.	Depth	U (int)	Dose total ($\mu\text{Gy/a}$) early U.-uptake	DE Gy	ESR age BP [ka] early U.-uptake	ESR age BP [ka] linear U.-uptake	number of aliquots	max. art. dose (Gy)	Species articulated
02-27*2	K4518	Caleta Olivia S	MIS 5	-2 m	6.04 ± 0.31	2253 ± 157	214.31 ± 10.19	95 ± 8	140 ± 10	20	400	<i>Protothiaca ant.</i>
02-27*4	K4519			-2 m	5.56 ± 0.28	2028 ± 178	151.57 ± 10.34	75 ± 8	107 ± 13	20	400	<i>Protothiaca ant.</i>
04-3a*1	K4504	Bahia Bustamante	T3[5]	-1.2	1.59 ± 0.16	2011 ± 124	279.86 ± 23.68	139 ± 14	158 ± 17	20	534	<i>Protothiaca ant.</i>
04-3a*2	K4505			-1.2	2.25 ± 0.22	2174 ± 136	262.73 ± 16.14	121 ± 11	142 ± 12	20	534	<i>Protothiaca ant.</i>
04-3b*1	K4506	Bahia Bustamante	T3[5]	-1.8	0.88 ± 0.09	1888 ± 117	313.93 ± 19.96	166 ± 15	180 ± 16	20	534	<i>Protothiaca ant.</i>
04-3b*2	K4507			-1.8	1.27 ± 0.13	1958 ± 123	281.79 ± 10.15	144 ± 10	160 ± 12	20	534	<i>Protothiaca ant.</i>
04-3c*1	K4508	Bahia Bustamante	T3[5]	-2.2	2.68 ± 0.27	2169 ± 134	339.69 ± 16.69	157 ± 12	193 ± 14	20	534	<i>Protothiaca ant.</i>
04-3c*2	K4509			-2.2	2.38 ± 0.24	2001 ± 115	215.82 ± 13.94	108 ± 9	128 ± 11	20	534	<i>Protothiaca ant.</i>
04-5*1	K4512	Bahia Bustamante	T1[5]	-0.45	0.6 ± 0.06	1657 ± 85	228.86 ± 6.46	138 ± 8	146 ± 9	20	534	<i>Protothiaca ant.</i>
04-5*2	K4513			-0.45	0.66 ± 0.07	1703 ± 86	223.7 ± 13.84	131 ± 10	139 ± 11	20	534	<i>Protothiaca ant.</i>
04-5*3	K4514			-0.45	0.68 ± 0.07	1706 ± 86	223.92 ± 14.98	131 ± 11	140 ± 12	20	534	<i>Protothiaca ant.</i>
04-5*4	K4515			-0.45	1.19 ± 0.12	1872 ± 95	267.42 ± 10.62	143 ± 9	156 ± 10	20	534	<i>Protothiaca ant.</i>

denen Strandablagerungen möglich, eine chronostratigraphische Einstufung vorzunehmen, die leider weiterhin darauf beschränkt ist, das Interglazial einzugrenzen, aus dem die jeweiligen litoralen Formen stammen.

10. Thermische Erhitzungsverfahren und ihre Auswirkungen auf die D_E -Werte

Im Zusammenhang mit der ESR-Datierung aragonitischer Muschelschalen, Steinkorallen oder Foraminiferen wird häufiger postuliert, dass deren ESR-Datierung deutlich verbessert werden könne, wenn die Aliquots nach der Bestrahlung und vor der ESR-Messung erhitzt werden.

MOLODKOV et al. (1998) verwenden bei der ESR-Datierung an Muschelschalen eine Erwärmung von 100°C für 2 Stunden. SCHELLMANN & KELLETAT (2001: 79f.) konnten dagegen bei der Anwendung dieses Verfahrens an fossilen aragonitischen Landschneckenschalen der Gattung *Helix sp.*, die ähnlich wie marine aragonitische Muschelschalen bei $g = 2,0006$ ein strahlungssensitives, zur ESR-Datierung geeignetes Signal besitzen, zeigen, dass ein solches „pre-heating“-Verfahren von 2 h bei 100°C keine vermuteten instabilen negativen Ladungsverteilungen entfernt. Im Gegenteil, es konnte weder ein signifikanter Einfluß auf die Existenz oder Nichtexistenz vorhandener Inflexionspunkte noch auf die D_E -Werte gefunden werden.

HOFFMANN et al. (2001) postulieren dagegen im Rahmen der ESR-Datierung fossiler Foraminiferen unter Verwendung des 2,0006er-Signals, dass durch eine einstündige Erwärmung

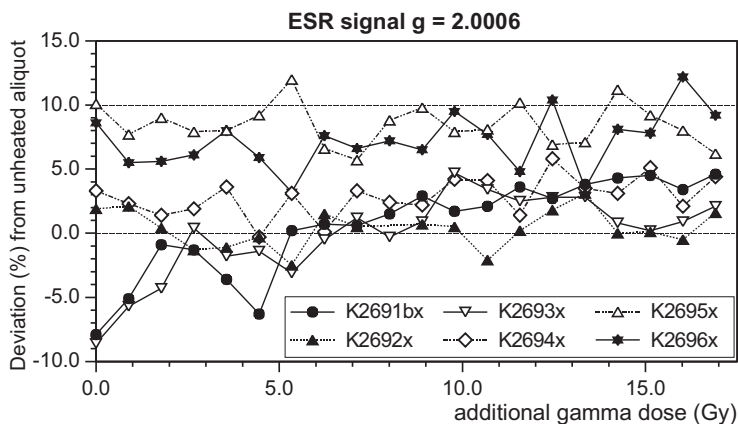


Abb. 11: Prozentuale Veränderungen der Signalamplituden holozäner Muschelschalen bei $g = 2,0006$ durch einstündiges Erhitzen aller Aliquots bei 120°C .

bei 120°C instabile Radikale entfernt werden könnten und damit eine Datierung bis vor etwa 190 ka möglich wird.

Wie bereits erwähnt, besitzt das 2,0006er Datierungssignal in Molluskenschalen eine relativ hohe thermische Stabilität, die deutlich über den natürlichen im Sediment auftretenden Temperaturen liegt (Tab. 3). Selbst bei einer einstündigen Erwärmung von Molluskenschalen auf 120°C ist ein genereller Signalabbau nicht erkennbar (Abb. 11). Im Gegenteil, es treten bei den unbestrahlten und bestrahlten Aliquots neben wenigen negativen, überwiegend positive Signalveränderungen auf. Die Veränderungen der Signalamplituden sind unabhängig vom Herkunftsort der Muschelschale. Sie können teilweise beträchtliche Ausmaße von bis zu $\pm 10\%$ der ursprünglichen Signalthöhe annehmen. Natürlich sind dadurch auch die Auswirkungen auf die resultierenden D_E -Werte uneinheitlich (Tab. 8). Im Extremfall können sie bis zu 22% höher, aber auch niedriger ausfallen. Die Tendenz zur Altersüberstimmung der ESR-Methode an

Tab. 8: D_E -Werte und deren prozentuale Veränderungen vor (D_E) und nach dem Erhitzen für 1h bei 120°C (D_{E_x}), für 14h bei 150°C (D_{E_y}) und für insgesamt 38h bei 150°C (D_{E_z}).

$g = 2.0006$		unheated		(1h; 120°C)			(14h; 150°C)			(38h; 150°C)		
sed. layer	K-Nr.	DE	\pm	D_{E_x} (1h 120°C)	\pm	dev. % from unheated sample	D_{E_y} (14h 150°C)	\pm	dev. % from unheated sample	D_{E_z} (38h 150°C)	\pm	dev. % from unheated sample
Pa02/14b	K 2696	8.11	0.38	8.34	0.32	+2.8						
	K 2695	7.12	0.23	7.48	0.31	+5.1						
Pa02/7b	K 2694	10.98	0.57	11.54	0.4	+5.1	6.18	0.65	-43.7	4.43	0.18	-59.7
	K 2693	11.72	0.48	8.95	0.8	-23.6	6.82	0.5	-41.8	4.69	0.32	-59.9
	K 2692	8.45	0.88	10.27	0.65	+21.5	6.44	0.45	-23.8	4.82	0.25	-42.9
	K 2691	11.40	0.97	9.13	0.74	-20.0	c. 8.7		c. -24			

c. = approximation due to high scattering of data points

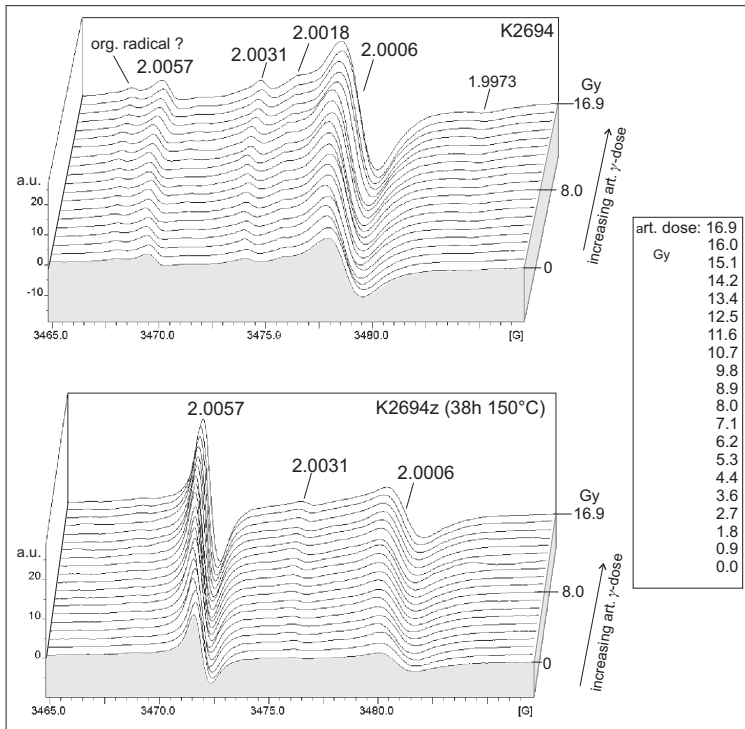


Abb. 12: Veränderungen des ESR-Signalspektrums einer mittelholozänen Muschelschale (K2694) durch Erhitzung der Aliquots nach der Bestrahlung und vor der ESR-Messung. *Oben*: nicht erhitzte Aliquots. *Unten*: Erhitzung aller Aliquots für 38h bei 150°C.

holozänen Muschelschalen bliebe bei Verwendung dieses Verfahrens weiter bestehen. Eine substantielle Verbesserung ist also nicht ersichtlich.

BRUMBY & YOSHIDA (1994) schlagen dagegen auf der Basis entsprechender Experimente an rezenten Muschelschalen und jungpleistozänen Korallen (YOSHIDA & BRUMBY 1999) vor, diese im Rahmen einer ESR-Datierung nach der Bestrahlung und vor der ESR-Messung der Aliquots für 14h bei 150°C zu erwärmen. Dadurch soll das 2,0058er (= 2,0057er) Signal ein hohes Datierungspotential besitzen. Bei allen drei von uns untersuchten holozänen Muschelschalen ist durch mehrstündige Erhitzung bei 150°C zu beobachten, dass mit zunehmender Erhitzungsdauer vor allem die Amplitude des 2,0006er Signals enorm abnimmt, die Signalhöhe des 2,0031er Signals ebenfalls reduziert wird, wobei umgekehrt das 2,0057er Signal proportional stark anwächst (Abb. 12, Abb. 13, Abb. 14).

Anders als bei jungpleistozänen Korallen, bei denen nach YOSHIDA & BRUMBY

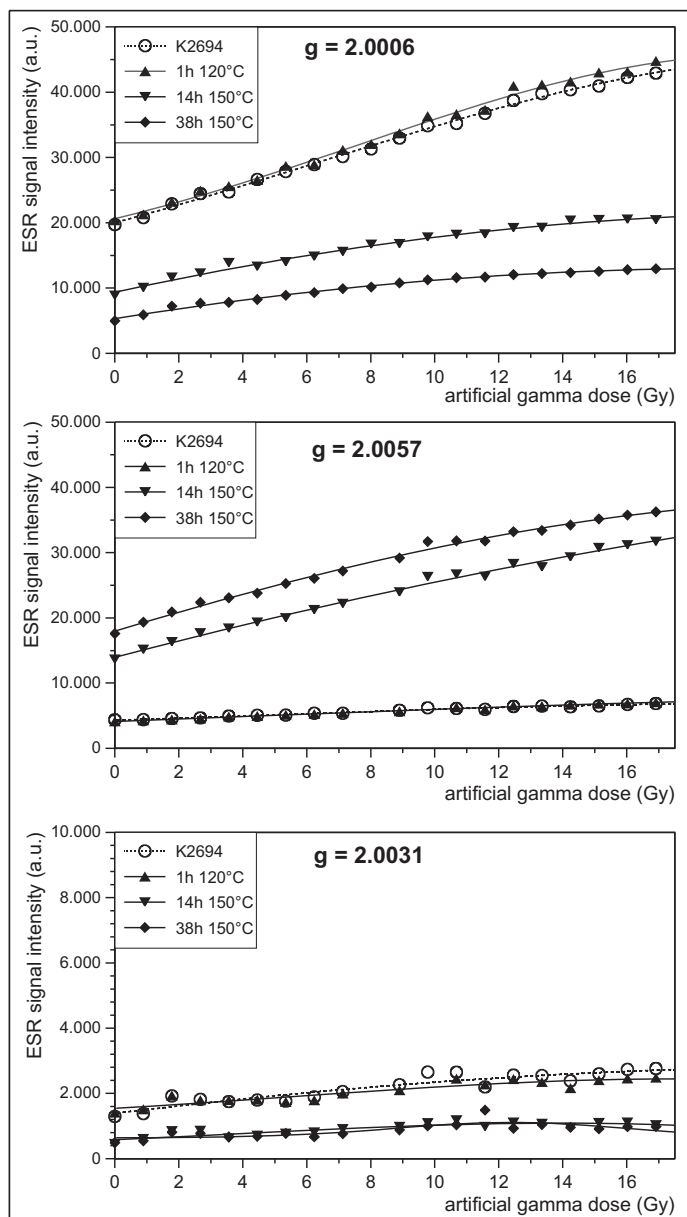


Abb. 13:
Veränderungen der Signalamplituden bei $g = 2,0006$, $g = 2,0057$ und $g = 2,0031$ einer mittelholozänen Muschelschale (K2694) durch Erhitzung der Aliquots nach der Bestrahlung und vor der ESR-Messung.

(1999: 1529) nur die bestrahlten Aliquots eine Signalzunahme zeigen und die Amplitude der unbestrahlten Aliquots sogar abnimmt, zeigen bei den von uns untersuchten holozänen Muschelschalen auch unbestrahlte Aliquots eine kräftige Signalzunahme. Allerdings ist die Signalzunahme tendenziell umso stärker, je höher die Aliquots bestrahlt wurden (Abb. 15, Abb. 16). Dabei bleibt die Summe der Höhen der jeweiligen

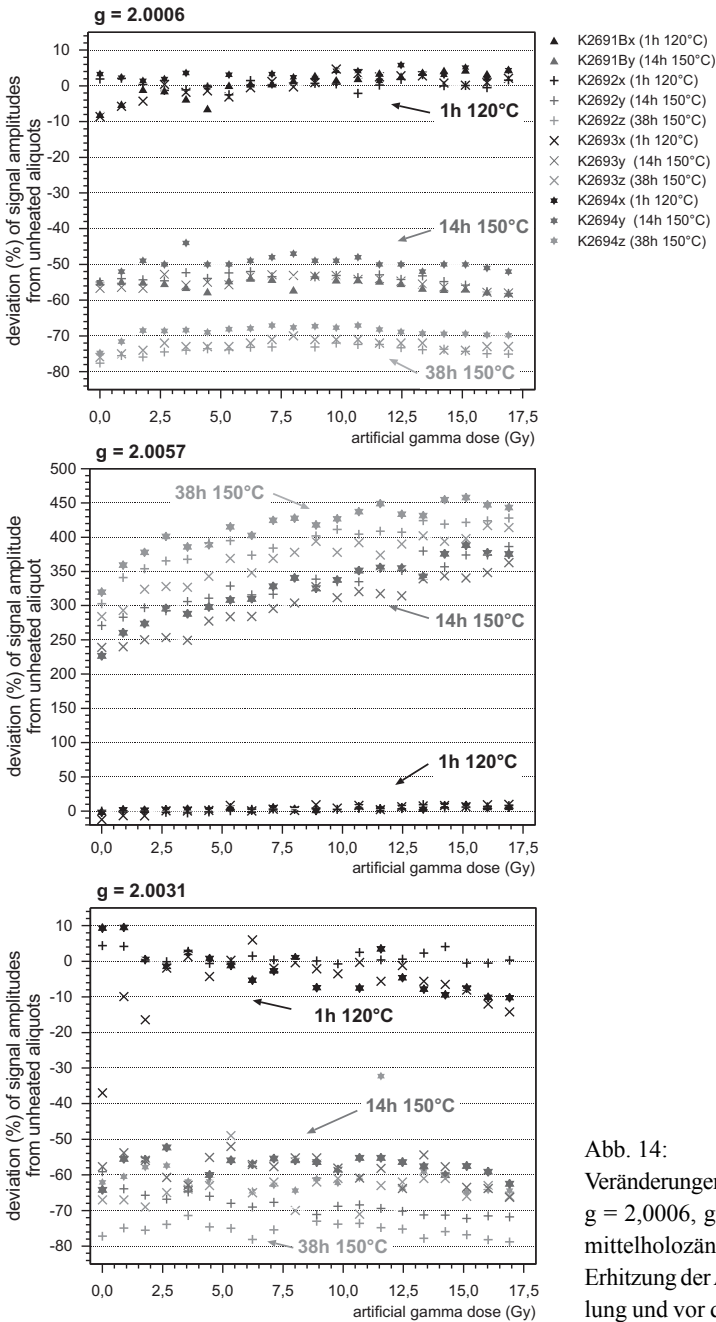


Abb. 14: Veränderungen der Signalamplituden bei $g = 2,0006$, $g = 2,0057$ und $g = 2,0031$ mittelholozäner Muschelschalen durch Erhitzung der Aliquots nach der Bestrahlung und vor der ESR-Messung.

Signalamplituden vom 2,0006er und 2,0057er Signal trotz der thermisch induzierten Signalveränderungen fast konstant (Abb. 15). Die Erklärung liegt vermutlich darin,

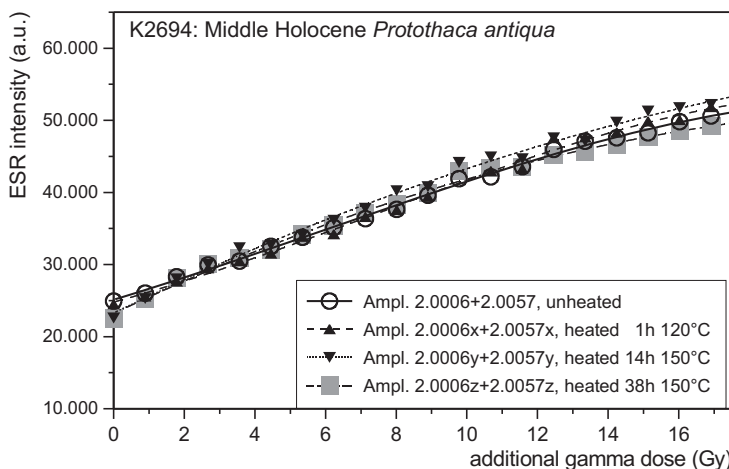


Abb. 15: Aufbaukurven für die nicht erhitzten sowie die einzelnen unterschiedlich erhitzten Aliquots einer mittelholozänen Muschelschale (K2694), gebildet aus der Summe der jeweiligen Signalamplituden des 2,0006er und des 2,0057er Signals.

dass beide isotrope Signalzentren bei $g = 2,0057$ (SO_2^-) und bei $g = 2,0006$ (CO_2^-) vom umgebenden Kristallwasser beeinflusst werden (IDRISSI et al. 1996). So beobachteten MIKI & KAI (1991) bei der Erhitzung von aragonitischen Steinkorallen auf 100 bis 200°C einen starken Abbau des 2,0007er (= 2,0006er)-Signals, wobei Kristallwasser freigesetzt wurde. Insofern könnte die Ursache für die beobachteten Signalveränderungen in den untersuchten aragonitischen Muschelschalen bei deren Erhitzung auf 150°C eine thermische Aktivierung des Kristallwassers sein mit Reduzierung der Signalamplitude des Datierungssignals ($g = 2,0006$) bereits nach wenigen Stunden (14h) um 45-60% der ursprünglichen Ausgangshöhe und gleichzeitiger extremer Zunahme der Signalamplitude bei $g = 2,0057$ (Abb. 16).

Betrachtet man die daraus resultierenden geänderten Datierungsqualitäten des 2,0057er Signals, dann ist allerdings entgegen der Forderung von BRUMBY & YOSHIDA (1994) zumindest bei der Datierung holozäner Muschelschalen unter den hier verwendeten mittelhohen Mikrowellenleistungen von 25 mW und den Erhitzungszeiten von 14 h bzw. 38 h bei 150°C keine besondere Eignung des Signals für Datierungszwecke festzustellen. Häufig streuen die Datenpunkte der Aufbaukurven zu stark, um eine akurate D_E -Bestimmung zu ermöglichen (Tab. 9). Eine Ursache liegt wahrscheinlich in der bei rezenten und holozänen Muschelschalen vorhandenen Überlagerung der linken Schulter des 2,0057er Signals von einem mutmaßlich organischen ESR-Zentrum mit einem g -Wert bei etwa 2,0066 (s.o). Durch mehrstündige Erhitzung der Aliquots vor der ESR-Messung bei 150°C verringert sich die Signalamplitude dieses

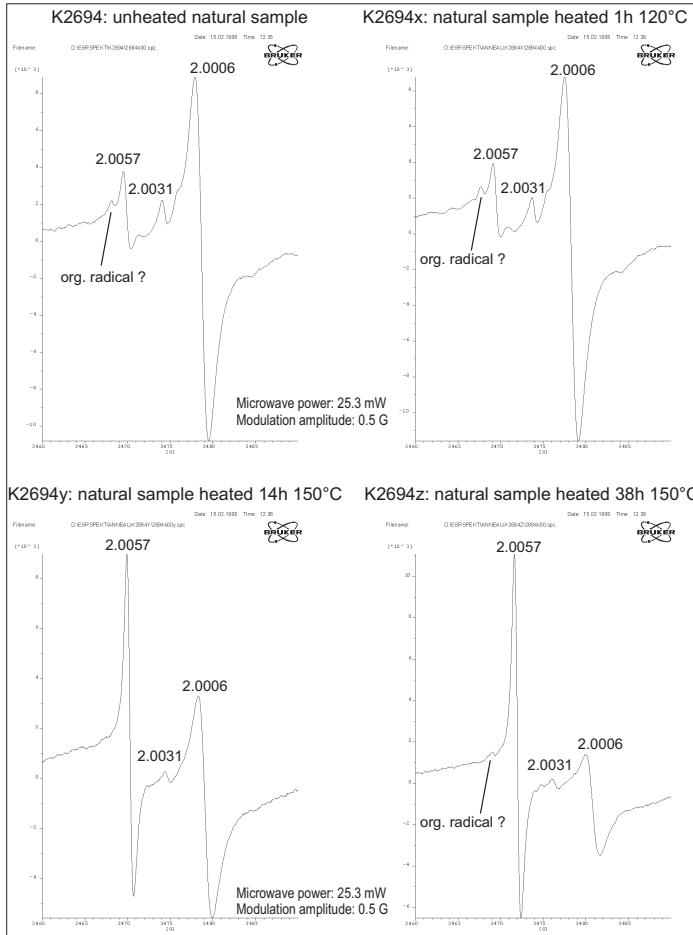


Abb. 16: Veränderungen des ESR-Signalspektrums einer unbestrahlten Muschelschale (K2694) durch unterschiedliche Erhitzungen der Probe.

Zentrums deutlich, wird aber häufig nicht vollständig ausgelöscht (Abb. 16). Hinzu kommt, dass bei allen vier Muschelschalen die Erhitzung der Aliquots je nach Erhitzungsdauer tendenziell deutlich niedrigere D_E -Werte liefert (Tab. 9), wobei weitere Versuche noch klären müssen, ob sich eventuell ab einer bestimmten Erhitzungsdauer ein

Tab. 9: Auswirkungen von Erhitzungsverfahren auf die D_E -Werte und ESR-Alter mittelholozäner Muschelschalen bei Verwendung des 2,0057er Signals.

sed. layer	g = 2.0057 ¹⁴ C age cal BP	K-Nr.	unheated	(1h 120°C)	(14h 150°C)		(38h 150°C)	
			DE	DE _x	DE _y	ESR age y early; linear U.-uptake	DE _z	ESR age z early; linear U.-uptake
Pa02/ 7b	6100 - 6300	K 2694	19.8 ± 1.72	c. 19.2	9.3 ± 0.86	6416 ± 681; 7542 ± 802	9.39 ± 0.59	6475 ± 529; 7610 ± 623
		K 2693	c. 32.7	c. 14.3	c. 16.3		11.47 ± 0.97	7689 ± 764; 9121 ± 907
		K 2692	11.63 ± 1.49	c. 19.1	c.12.3		c. 6.82	
		K 2691	c. 15.6	extreme scattering	10.85 ± 0.93	7051 ± 711y, 8467 ± 850		no data

c. = approximation due to high scattering of data points

D_E -Plateau einstellt. Bei der Probe K2694 deutet sich derartige an.

MARTINEZ et al. (2001) gehen davon aus, dass bei Karbonaten das SO_2^- -Signal bei $g = 2,0057$ wahrscheinlich als Datierungssignal geeignet ist, sofern durch eine 3 Tage andauernde Erhitzung bei $200^\circ C$ alle instabilen Komponenten entfernt werden. Da bei diesen Temperaturen allerdings bereits erste Umkristallisation des Aragonits einsetzen können, aus denen die hier untersuchten Muschelschalen aufgebaut sind, wären zu Eliminierung instabiler Komponenten Erhitzungen von lediglich $150^\circ C$ besser geeignet. Die Ergebnisse der noch andauernden Annealing-Experimenten werden in Kürze zeigen, ob nach weiteren mehrstündigen Erhitzungen bei $150^\circ C$ auch die D_E -Werte der anderen Proben, die alle vier etwa 6100 – 6300 cal ^{14}C BP alt sind, sich auf ähnlich hohe Werte einstellen. Das würde selbstverständlich ganz neue Perspektiven eröffnen. Beim derzeitigen Stand sind es lediglich die D_E -Werte der Muschelschale K2694, die unabhängig von der Erhitzungsdauer von 14 h bzw. 38 h bei $150^\circ C$ innerhalb des Fehlers identische D_E -Werte zeigen und bei denen die resultierenden ESR-Alter innerhalb des Fehlers hervorragend mit dem kalibrierten ^{14}C -Alter einer aus derselben Sedimentlage stammender beidschaliger Muschel (Tab. 6: K2694/ Pa02-7b) übereinstimmen.

11. Möglichkeiten der ESR-Datierung holozäner und jungpleistozäner Muschelschalen – ein Resumée

Jede Altersbestimmungsmethode besitzt ihre spezifischen methodenimmanenten Probleme, die jeweils in der Fehlerberechnung berücksichtigt werden müssen. Aber selbst bei hoher analytischer Präzision („*precision*“) von z.B. ± 1 bis 2% können davon unabhängig sogar völlig „falsche“ Alter nicht ausgeschlossen werden. Ist bei der Ermittlung die „*precision*“ z.B. durch Wiederholungsmessungen noch relativ gut darstellbar und bei der Altersberechnung zu berücksichtigen, stellt dagegen die reale Datierungsqualität („*accuracy*“) eine sehr schwer faßbare Größe dar. Beispielsweise kann das zu datierende Material durch nicht mehr rekonstruierbare diagenetische Prozesse oder die Aufnahme und Abgabe von Isotopen („offenes System“) so verändert sein, dass ein völlig falsches „Modellalter“ ermittelt wird und das durchaus mit hoher analytischer Präzession. Die Ermittlung der tatsächlichen Datierungsqualität ist letztlich nur durch den direkten Vergleich mit Kontrolldatierungen durch unabhängige Datierungsmethoden möglich. Insofern ist die Datierung mehrerer altersgleicher Muschelschalen aus einer Sedimentlage ein wichtiger Kontrollmechanismus zur Be-

urteilung der tatsächlichen Qualität einer Altersbestimmungsmethode. Zudem können die anfallenden Unkosten von Kontrolldatierungen zum Beispiel durch die ^{14}C -Datierungsmethode ebenfalls deutlich reduziert werden, indem für diese Untersuchungen beidschalige Muscheln aus einer Sedimentlage benutzt werden. Da bei solchen Schalen gewährleistet ist, dass es *post mortem* zu keinen sedimentären Umlagerungen in ältere oder jüngere Sedimente kam, sind sie alle fast identischen Alters (s.o.). Für die Bestimmung des Alters einer solchen Kollektion von Muschelschalen reicht daher nur eine Datierung an einer Muschelschale aus.

Bei der ESR-Altersbestimmungsmethode liegen bei der Datierung von Muschelschalen die wesentlichen nicht exakt quantifizierbaren Fehlerquellen zum einen in den sog. „Dosimeter-Eigenschaften“ des ESR-Datierungssignals („Paläodosis“ bzw. „equivalent dose“, D_E), zum anderen in der Abschätzung der natürlichen Strahlenbelastung („jährliche Dosisleistung“ bzw. „dose rate“, D') der Proben *post mortem*. Da sich ein ESR-Alter als Quotient aus Paläodosis und jährlicher Dosisleistung darstellt, ist die Beschäftigung mit beiden Fehlerquellen unerlässlich für die Ermittlung chronostratigraphisch verwertbarer ESR-Alter.

Nicht nur schwankende Paläowassergehalte im Sediment, die einen Einfluß auf die Höhe der externen Strahlendosis zur Folge haben, auch die potentielle Zu- oder Abfuhr radioaktiver Elemente (im wesentlichen von Uran) sind in der Regel die beiden nicht quantifizierbaren Hauptfehlerquellen bei der Berechnung der Dosisrate D' über den Zeitraum seit der Ablagerung des Fossils. Hinzu treten aber auch Probleme bei der analytischen Bestimmung der im Sediment vorhandenen U-, Th- und K-Gehalte, aus denen zusammen mit der kosmogenen Strahlung die externe Strahlendosis berechnet wird. Systematische Vergleichsmessungen der U-, Th- und K-Gehalte des Sediments wie des U-Gehalts der Muschelschalen mittels Neutronenaktivierungsanalyse (NAA) und Massenspektroskopie (ICP-MS) zeigten, dass bei der Bestimmung der U- und Th-Gehalte eindeutig massenspektrometrischen Analyseverfahren der Vorzug zu geben ist. Bei der Bestimmung der K-Gehalte scheint dagegen die NAA-Methode eher in der Lage zu sein, die jeweiligen Gesamtgehalte weitgehend vollständig zu erfassen. Doppelbestimmungen mit verschiedenen Analysemethoden sind aus diesem Grund grundsätzlich ratsam. Die im Rahmen dieses Projektes durchgeführten Untersuchungen zur externen Dosisrate, die sich aus den Isotopengehalten des Sedimentes innerhalb einer geschlossenen Muschelschale und der sie außen umgebenden Sedimentmatrix berechnet, haben dagegen wegen des relativ geringen Volumens der Sedimentfüllung innerhalb einer Muschelschale gezeigt, dass es ausreichend ist, die

Dosisrate des umgebenden Sediments allein zu berücksichtigen.

Die hohen Streuungen einiger ESR-Alter an altersidentischen Muschelschalen aus einer Sedimentlage zeigen aber deutlich auf, dass weiterhin große Probleme in der korrekten Bestimmung der gespeicherten Äquivalentdosis (D_E) bestehen. Dafür können eindeutig nicht Probleme bei der Bestimmung der Dosisrate D' verantwortlich gemacht werden, denn diese ist zumindest im Bereich der externen sedimentären Strahlenbelastung identisch. Die im Projekt durchgeführten umfangreichen systematischen ESR-Messungen haben zur Optimierung der D_E -Kalkulation geführt. Bei der Erstellung der Signalwachstumskurve konnte mittels des DDP-Verfahrens die Datierungsergebnisse holozäner und jungpleistozäner Muschelschalen insgesamt deutlich verbessert werden. Der Qualitätsmaßstab ist dabei die Reproduzierbarkeit der Altersidentität beidschaliger Muschelschalen aus einer Sedimentlage bzw. bei den holozänen Muschelschalen auch parallel vorgenommene ^{14}C -Datierungen. Auch wenn es bei einer Vielzahl von Proben zu guten Übereinstimmungen bzw. Reproduzierbarkeiten kommt, ist nicht zu übersehen, dass weiterhin auch signifikante Abweichungen von den zu erwartenden Altersergebnissen auftreten. Ursächlich hierfür können nur „Qualitätsmängel“ des verwendeten Datierungssignals bei $g = 2,0006$ sein. Diese „Mängel“ beruhen mit hoher Wahrscheinlichkeit in der Überlagerung dieses Signals durch den sog. „A-Komplex“, wodurch das Wachstumsverhalten des Datierungssignals anscheinend individualspezifisch unterschiedlich stark gestört wird. Wie gezeigt wurde, bieten die in verschiedenen anderen Studien vorgeschlagenen „Erhitzungsverfahren“ vor der ESR-Messung aktuell keine Möglichkeit, die Überlagerung zu eliminieren. Im Gegenteil, je nach Temperaturwahl und Zeitdauer der Erhitzung können sehr unterschiedliche D_E -Werte und damit ESR-Alter erzeugt werden.

Die beschriebenen Überlagerungen des bisherigen Datierungssignals bei $g = 2,0006$ können wahrscheinlich nur dadurch deutlich reduziert werden, indem zukünftige ESR-Messungen nicht mit Hilfe der Multi-Aliquot-Methode an Pulverpräparaten einer Muschelschale durchgeführt werden, sondern an räumlich parallel orientierten Polykristallen, die entsprechend aus der Muschelschale zu präparieren sind. In diesem Zusammenhang schlug schon KATZENBERGER (1989) vor, dass durch Nutzung von Winkelabhängigkeiten bei der ESR-Messung zumindest Überlagerungen bei $g = 2,0019$ in ESR-Spektren von Muschelschalen vollständig oder weitgehend unterdrückt werden können. Diese Anregung wurde bis heute nicht weiterverfolgt, sollte aber in weitergehenden Studien dringend überprüft werden. Leider zeigte sich, dass der Vorschlag von BRUMBY & YOSHIDA (1994), das ESR-Signal bei $g = 2,0057$ unter An-

wendung einer Erhitzung der bestrahlten Aliquots für 14 h bei 150°C als Datierungssignal zu benutzen, zumindest in der vorgeschlagenen Weise keinen Ansatz für eine Verbesserung der Qualität von ESR-Datierungen an holozänen und jungpleistozänen Muschelschalen darstellt. Inwieweit das von MARTINEZ et al. (2001) an Korallen getestete Erhitzungsverfahren von 3 Tagen bei 200°C bei Muschelschalen gute Ergebnisse liefern kann, bedarf weiterer Grundlagenstudien an holozänen, ¹⁴C-datierten Schalen.

Insgesamt konnte die Präzision und Genauigkeit der ESR-Datierung an Korallen bei den hier untersuchten aragonitischen Muschelschalen nicht erreicht werden. Wesentliche Gründe für die erfolgreichere Datierung der Korallen sind die „einfachere“ Bestimmung der jährlichen Dosisleistung (D'), da weitgehend neben der kosmischen Strahlung nur die U-Gehalte im Korallenstock die natürliche Strahlenbelastung bestimmen. Hinzu kommt, dass das Datierungssignal bei $g = 2,0006$ bei Korallen keine erkennbaren Überlagerungen durch den sog. „A-Komplex“ oder andere Signale besitzt. Sind bei der ESR-Datierung von Korallen beispielsweise die marinen Isotopenunterstufen MIS 5a, 5c und 5e altersmäßig deutlich zu trennen, kann bei pleistozänen Mollusken allein zwischen den marinen Hauptstufen 3, 5, 7 und >9 unterschieden werden. Insofern sind dringend weitere Optimierungen der ESR-Methode bei ihrer Anwendung an Muschelschalen notwendig, damit holozäne Schalen einmal so genau datiert werden können, dass die Methode eine tatsächliche Ergänzung zur ¹⁴C-Alterdatierung bilden und eine Rekonstruktion der Größenordnung und Veränderungen des ¹⁴C-Reservoireffektes ermöglichen kann.

Die Untersuchungen zur Optimierung zur ESR-Altersdatierung von Muschelschalen, die sich weitgehend auch auf andere aragonitische Molluskenschalen übertragen lassen, sind somit bei weitem noch nicht abgeschlossen. Eine Motivation für die hier durchgeführte Studie, wie aber auch für die Weiterbeschäftigung mit diesem Thema, resultiert daraus, dass es bis dato immer noch erhebliche Probleme bei der Datierung von Mollusken jung- und mittelpleistozäner Sedimente mittels der wenigen anderen zur Verfügung stehenden Methoden – Aminosäure-Razemisierungs- (AAR) und Uranreihendatierung (Th/U) – gibt. Zudem besteht hier ein großes Datierungspotential, denn molluskenführende Ablagerungen können bedeutende Fortschritte bei der Rekonstruktion des Paläoklimas, des Paläomeeresspiegels oder von tektonischen Bewegungen ermöglichen, sofern das genaue numerische Alter ermittelt werden könnte.

Danksagung

Für die zahlreichen AMS ^{14}C -Datierungen danken wir den Leitern und Mitarbeitern des ^{14}C -Labors im Physikalischen Institut der Universität Erlangen und für die Erstellung aller konventionellen ^{14}C -Alter dem Kollegen Dr. Bernd Kromer, Universität Heidelberg. Besonderen Dank für die gewährte finanzielle Unterstützung, ohne die diese Untersuchungen nicht möglich gewesen wären, gebührt der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG Sche 465/2-1).

Literatur

- BAHAIN, J.J., YOKOHAMA, Y., MASAUDI, H., FALGUÈRES, C. & LAURENT, M. (1994): Thermal behaviour of ESR signals observed in various natural carbonates. – *Quaternary Science Reviews*, 13: 671-674.
- BAHAIN, J.J., YOKOHAMA, Y., FALGUÈRES, C. & BIBRON, R. (1995): Datation par resonance de spin électronique (ESR) de carbonates marins quaternaires (coraux et coquilles de mollusques). – *Quaternaire*, 6 (1): 13-19.
- BARABAS, M. (1989): ESR-Datierung von Karbonaten: Grundlagen, Systematik, Anwendungen. – Inaug.-Dissertation; Universität Heidelberg.
- BARABAS, M., BACH, A., MUDELSEE, M. & MANGINI, A. (1992): General properties of the paramagnetic centre at $g = 2.0006$ in carbonates. – *Quaternary Science Reviews*, 11: 165-171.
- BLACKWELL, B.A.B. (2006): Electron Spin Resonance (ESR) dating in Karst environments. – *Acta Carsologica*, 35/2: 123-153; Ljubljana.
- BRUMBY, S. & YOSHIDA, H. (1994): ESR dating of mollusc shell: investigations with modern shell of four species. – *Quaternary Geochronology*, 13: 157-162.
- GRÜN, R. (1989a): Electron Spin Resonance (ESR) dating. – *Quaternary International*, 1: 65-109.
- GRÜN, R. (1989b): Die ESR-Altersbestimmungsmethode. – Heidelberg, Berlin (Springer Verl.).
- GRÜN, R. (1990): Dose response of the paramagnetic centre at $g = 2,0007$ in corals. – *Ancient TL*, 8: 20-22.
- GRÜN, R. (2007): Electron Spin Resonance Dating. – In: ELIAS, S.A. (ed.): *Encyclopedia of Quaternary science*, Vol. 2: 1505-1516; Amsterdam (Elsevier).

- IKEYA, M. (1993): New applications of Electron Spin Resonance. Dating, dosimetry and microscopy. – Singapore.
- IKEYA, M. & OHMURA, K. (1981): Dating of fossil shells with electron spin resonance. – *Geology*, 89: 247-251.
- HOFFMANN, D., WODA, C., STROBL, CH. & MANGINI, A. (2001): ESR-Dating of the Arctic sediment core PS1535 dose-response and thermal behaviour of the CO₂⁻ signal in foraminifera. – *Quaternary Science Reviews*, 20: 1009-1014.
- HUGHEN, K.A., BAILLIE, M.G.L. & 25 others (2004): Marine 04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0 - 26 Kyr BP. – *Radiocarbon*, 46 (3): 1059-1086.
- IDRISSI, S., CALLENS, F., MOENS, P., DEBUYST, R. & DEJEHET, F. (1996): An Electron Nuclear Double Resonance and Electron Spin Resonance Study of Isotropic CO₂⁻ and SO₂⁻ Radicals in Natural Carbonates. – *Japanese Journal of Applied Physics*, 35: 5331-5332.
- JONAS, M. (1997): Concepts and methods of ESR dating. – *Radiation Measurements*, 27: 943-973.
- KATZENBERGER, O. (1989): Experimentelle Untersuchungen zur ESR-Datierung von Mollusken-schalen. – *Sonderveröffentlichungen des Geologischen Institutes der Universität zu Köln*, 72: 72 S.; Köln.
- KATZENBERGER, O. & WILLEMS, N. (1988): Interferences encountered in the determination of AD of mollusc samples. – *Quaternary Science Reviews*, 7: 485-489.
- LEVIN, I. & KROMER, B. (2004): The Tropospheric ¹⁴CO₂ Level in Mid-Latitudes of the Northern Hemisphere. – *Radiocarbon*, 46: 1261-1272.
- LYONS, R.G., BOWMAKER, G.A. & O'CONNOR, C. J. (1988): Dependence of accumulated dose in ESR dating on microwave power: a contra-indication to the routine of low power levels. – *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 14: 243-251.
- MARTINEZ, M., WODA, C., WALTHER, R. & MANGINI, A. (2001): An analytical model for the SO₂⁻ centre, ESR signal at g = 2.0057 in carbonates. – *Applied Radiation and Isotopes*, 54: 995-1003.
- MIKI, T. & KAI, A. (1991) Thermal annealing of radicals in aragonitic CaCO₃ and CaHPO₄ · 2H₂O. – *Japanese Journal of Applied Physics*, 30: 404-410.
- MOLODKOV, A. (1988): ESR Dating of Quaternary Shells: recent advances. – *Quaternary Science Reviews*, Vol. 7, 477-484.

- MOLODKOV, A., DREIMANIS, A., ABOLTINŠ & RAUKAS, A. (1998): The ESR age of *Portlandia arctica* shells from glacial deposits of central Latvia: an answer to a controversy on the age and genesis of their enclosing sediments. – *Quaternary Geochronology*, 17: 1077-1094.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for Luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. – *Radiation Measurements*, 23: 497-500.
- RADTKE, U. (1989): Marine Terrassen und Korallenriffe - Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. – *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 27; Düsseldorf.
- RADTKE, U., HENNIG, G.J., LINKE, W. & MÜNGERSDORF, J. (1981): $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ESR-dating of fossil shells in Pleistocene marine terraces (Northern Latium, Central Italy). – *Quaternaria*, 23: 37-50.
- RADTKE, U., SCHELLMANN, G., SCHEFFERS, A., KELLETAT, D., KASPER, H.U. & KROMER, B. (2003): Electron Spin Resonance and Radiocarbon dating of coral deposited by Holocene tsunami events on Curaçao, Bonaire and Aruba (Netherlands Antilles). – *Quaternary Science Reviews*, 22: 1309-1315.
- RINK, W. J. (1997): Electron Spin Resonance (ESR) Dating and ESR applications in Quaternary science and archaeometry. – *Radiation Measurements*, 27: 975-1025.
- SCHELLMANN, G. (1998): Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen. – *Essener Geographische Arbeiten*, 29; Essen.
- SCHELLMANN, G. & KELLETAT, D. (2001): Chronostratigraphische Untersuchungen litoraler und äolischer Formen und Ablagerungen an der Südküste von Zypern mittels ESR-Altersbestimmungen an Mollusken- und Landschneckenschalen. – *Essener Geographische Arbeiten*, 32: 75-98; Essen.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1997): Electron Spin Resonance (ESR) techniques applied to mollusc shells from South America (Chile, Argentina) and implications for the palaeo sea-level curve. – *Quaternary Science Reviews*, 16: 465-475.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1999): Problems encountered in the determination of dose and dose rate in ESR dating of mollusc shells. – *Quaternary Science Reviews*, 18: 1515-1527.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2000): ESR dating stratigraphically well-constrained marine terraces along the Patagonian Atlantic coast (Argentina). – *Quaternary International*, 68-71: 261-273.

- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2001): Progress in ESR dating of Pleistocene corals - a new approach for D_E determination. – *Quaternary Science Reviews*, 20: 1015-1020.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2003): Die Datierung litoraler Ablagerungen (Korallenriffe, Strandwälle, Küstendünen) mit Hilfe der Elektronen-Spin-Resonanz-Methode (ESR). – *Essener Geographische Arbeiten*, 35: 95-113; Essen.
- SCHELLMANN, G., RADTKE, U., POTTER, E.-K., ESAT, T.M. & MCCULLOCH, M.T. (2004): Comparison of ESR and TIMS U/Th dating of marine isotope stage (MIS) 5e, 5c, and 5a coral from Barbados - implications for palaeo sea-level changes in the Caribbean. – *Quaternary International*, 120: 41-50.
- SCHELLMANN, G., BEERTEN, K. & RADTKE, U. (im Druck): Electron Spin Resonance (ESR) dating of Quaternary materials. – *Eiszeitalter und Gegenwart, Quaternary Science Journal*; (Manuskript akzeptiert).
- WALTHER, R., BARABAS, M. & MANGINI, A. (1992): Basic ESR studies on recent corals. – *Quaternary Science Reviews*, 11: 191-196.
- YOKOYAMA, Y., BIBRON, R. & CONCÈLE, L. (1988): ESR dating of palaeolithic calcite: A comparison between powder and monocrystal spectra with thermal annealing. – *Quaternary Science Reviews*, 7: 433-438.
- YOSHIDA, H. & BRUMBY, S. (1999): Comparison of ESR ages of corals using different signals at X- and Q-band: Re-examinations of corals from Huon Peninsula, Papua New Guinea. – *Quaternary Science Reviews*, 18: 1529-1536.

Tsunamigefährdung im Mittelmeer – Eine Analyse geomorphologischer und historischer Zeugnisse

PATRICK SCHIELEIN¹, JOCHEN ZSCHAU², HEIKO WOITH² & GERHARD SCHELLMANN¹

Abstract

The Mediterranean is a strong tsunamigenic region. This paper examines this assumption by an analysis of 176 historical tsunami events (GFZ 2005) from this area and a comparison with other tsunamigenic regions on a global scale. Taking into account geomorphological tsunami evidences, the tsunamigenic zones of the Mediterranean are described concerning occurrence, causes and characteristics of historical tsunamis. These zones are classified by their risk potential. Furthermore, the propagation patterns of several strong tsunami events, caused by different mechanisms, in the highly vulnerable Hellenic Arc and the Southern Aegean Sea are discussed. As a result of this examination, a view of the coastal areas exposed to the tsunami hazard in the Mediterranean can be attained.

1. Einführung

Ein Tsunami ist eine Serie von langperiodischen Wellen, ausgelöst von einer schnellen Verdrängung großer Wassermassen oder der plötzlichen Dislokation der gesamten Wassersäule (BRYANT 2001). Der Gebrauch des Begriffes „Tsunami“ ist hier – wie auch im allgemeinen Verständnis – auf den ozeanischen Bereich beschränkt. Ursachen dafür können submarine und litorale Erdbeben oder Massenbewegungen sein, ebenso wie bestimmte vulkanische Aktivitäten im Meer beziehungsweise an der Küste. In historischer Zeit ist kein Tsunami durch einen Meteoriteneinschlag im Ozean bezeugt, doch ist anzunehmen, dass Tsunamis durch Einschläge von Himmelskörpern entstanden (KELLETTAT 2003).

Wurde die Wassersäule angeregt, breiten sich die Wellen eines Tsunami schnell aus. Dies ist aufgrund der möglichen Wellenlängen von einigen hundert Kilometern und der geringen Höhe von meist unter 1 m auf dem offenen Meer kaum spürbar. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit (c) eines Tsunami hängt von der Wassertiefe (H) ab

¹ Institut für Geographie, Universität Bamberg, D-96045 Bamberg, patrick.schielein@uni-bamberg.de

² GeoForschungsZentrum Potsdam, Sektion 2.1: Erdbebenrisiko und Frühwarnung, D-14467 Potsdam

und kann nach der Formel für lange Wellen $c = \sqrt{gH}$ berechnet werden (DIETRICH et al. 1975). Nimmt man eine Wassertiefe von 4.000 m an, erreicht der Tsunami eine Geschwindigkeit von über 700 km/h. Dementsprechend bewegt sich der Tsunami im offenen Ozean am schnellsten und verlangsamt sich, je flacher das Wasser wird. Neben der Geschwindigkeit reduzieren sich auch Wellenlänge und Periode der Tsunamis, während die Wellenhöhe an der Küste (*runup*) stark ansteigt (SCHEFFERS & KELLETAT 2001). Die horizontale Überflutung kann bis zu mehrere Kilometer weit vordringen, da immer noch relativ große Wellenlängen vorherrschen und somit ein großes Wasservolumen immer weiter nachströmt. Solch eine Wassermasse besitzt eine immense Transportkraft, die weit über der von windinduzierten Wellen liegt (BARTEL & KELLETAT 2003). Daraus resultiert eine küstengestaltende Wirkung, die an verschiedenen Küsten typische geomorphologische Zeugnisse hinterlassen kann: verschiedenartig zusammengesetzte Sedimentschichten (im Mittelmeer: DAWSON 1994, DOMINEY-HOWES et al. 2000a, SCHEFFERS & KELLETAT 2004), große Felsblöcke in isolierter Lage oder zu Rücken angehäuft im Mediterranen Raum für Mallorca (BARTEL & KELLETAT 2003), Apulien (MASTRONUZZI & SANZO 2000), Zypern (KELLETAT & SCHELLMANN 2001; dies. 2002), Sizilien (SCICCHITANO et al. 2007), Kreta (SCHEFFERS 2006), Libanon (MORHANGE et al. 2006), Südtürkei (KELLETAT 2006) und NW – Griechenland (VÖTT et al. 2006) bezeugt, Sandfächer an Küstenbarrieren (GIANFREDA et al. 2001, VÖTT et al. 2006) sowie andere sedimentologische und erosive Tsunamisuren (BRYANT 2001). Außerdem kann ein Tsunami eine verheerende Wirkung auf stark besiedelte Küstengebiete haben, wie in jüngster Vergangenheit beim Tsunamieignis am 26.12.2004 im Indischen Ozean deutlich wurde. Da auch im Mittelmeer seit Jahrtausenden die Küsten des Mittelmeeres von Menschen genutzt und bewohnt werden und schon mehrfach Tsunamis auftraten, stellt sich die Frage, ob auch dort die Küsten von Tsunamis mit ähnlich zerstörerischer Wirkung bedroht waren und sind.

Als Grundlage dieser Untersuchung dient der Tsunami – Katalog des GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ 2005), welcher auf den Onlinekatalogen verschiedener internationaler Forschungsinstitute (NOAA 2005, NTL 2005, INGV 2005, IG 2005, IGN 2005) basiert. Dieser Katalog enthält zahlreiche Parameter zur Entstehung und Ausprägung der Tsunamis. Für die vorliegende Arbeit wurden nur die als verlässlich eingestufteten Nennungen von Tsunamieignissen für das Mittelmeer aus dem Tsunamikatalog (GFZ 2005) übernommen. Desweiteren wurden Doppelnennungen bereinigt. Für das Mittelmeer – ohne Schwarzes Meer und Marmara Meer – ergaben sich

176 verlässliche Tsunaminennungen (s.u.). Neben den historischen Zeugnissen werden auch geomorphologische Tsunamis Spuren betrachtet, um erstere zu ergänzen oder, in Gebieten ohne Aufzeichnungen über einen Tsunami, überhaupt Hinweise auf diesen zu bekommen. Auf Basis des Tsunamikataloges (GFZ 2005) wird die Stellung des Mittelmeers im weltweiten Vergleich mit anderen Gebieten herausgearbeitet. Die tsunamiaktiven Zonen des mediterranen Raumes werden nach Tektonik, Seismizität, eventuellem Vulkanismus, dem Tsunamiauftreten selbst und geomorphologischen Tsunamis Spuren untersucht, um jeweilige Gefährdungspotentiale abschätzen zu können. Besonders schwerwiegende Einzelereignisse in den stark tsunamiaktiven Zonen des Hellenischen Bogens und der südlichen Ägäis werden in Fallstudien ausführlich vorgestellt. Dabei stehen vom Entstehungsmechanismus abhängige Verbreitungsmuster im Vordergrund. Die Schadenswirkung dieser Ereignisse ist, übertragen auf andere Zonen, eine weitere Komponente zur Abschätzung der Tsunamigefährdung im Mittelmeer.

2. Tsunamis weltweit

Tsunamis können in allen Ozeanen der Erde auftreten. Es gibt jedoch Gebiete, in denen sie häufiger entstehen und deren umliegende Küsten besonders gefährdet sind. In Abb. 1 sind von allen verlässlichen Tsunaminennungen im ozeanischen Bereich (n=1323) diejenigen abgebildet, zu deren Ursprung die geographischen Koordinaten im Tsunamikatalog (GFZ 2005) vorhanden sind (n=1252). Besonders auffällig sind die vielen Beben entlang von Subduktionszonen, welche Tsunamis generierten. Diese treten vor allem an den Rändern des Pazifik – am zirkumpazifischen Feuergürtel – aber auch am Sundabogen im Indischen Ozean und entlang des karibischen Bogens sowie im Mittelmeer auf, da bei diesen Subduktionsbeben der vertikale Versatz des Meeresbodens zur Anregung der Wassersäule gegeben ist. Beben, vor allem außerhalb dieser Zonen, sind nicht immer allein ausschlaggebend für die Entstehung eines Tsunami. Stattdessen werden durch die Erdbeben oftmals submarine Rutschungen ausgelöst, welche den Tsunami generieren. In der Karte sind nur wenige dieser Fälle zu erkennen. Es ist jedoch davon auszugehen, dass der Anteil dieser Tsunamis weit höher liegt als in den Katalogen angegeben wird, da die genaue Identifikation einer submarinen Rutschung insbesondere bei historischen Erdbeben oft kaum möglich ist. Die Betrachtung der *runups* in Abhängigkeit von der Magnitude bzw. der Herdtiefe eines tsunamiauslösenden Bebens kann als Hinweis für die Beteiligung einer Rutschung an der Generierung des Tsunami gelten (siehe Abb. 2). Eine direkte Abhängigkeit der

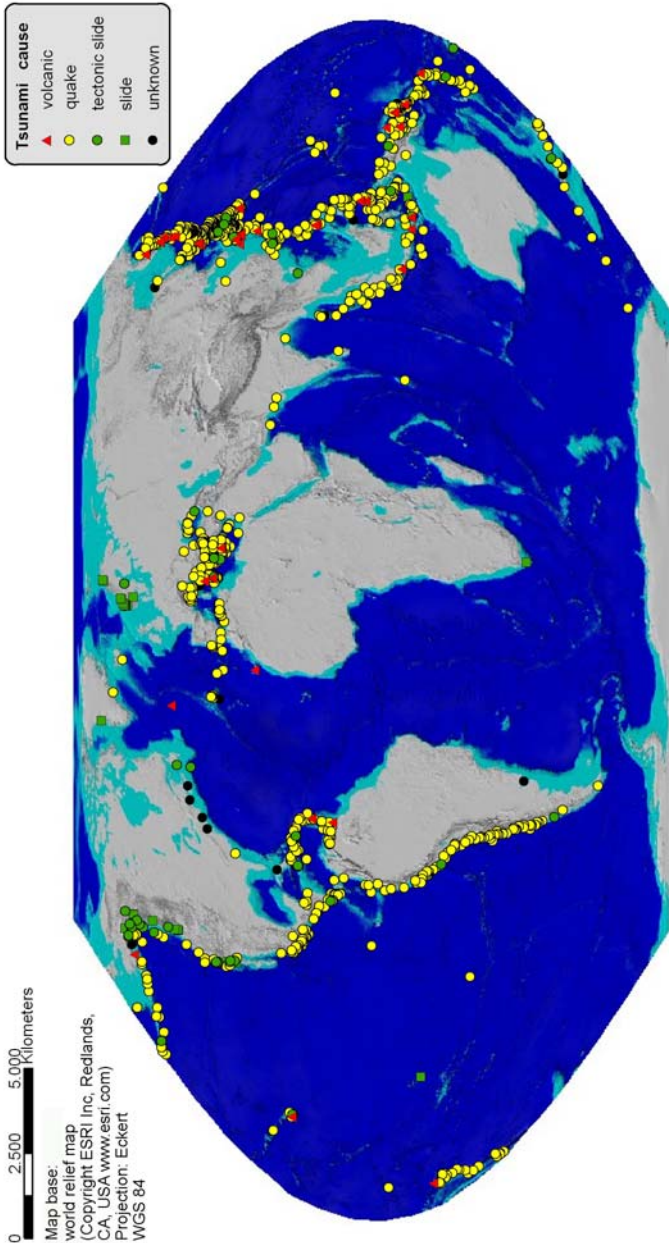


Abb. 1: Die Herde aller verlässlichen Tsunaminennungen weltweit; nach Ursachen untergliedert (n = 1252) Datenquelle: GFZ 2005.

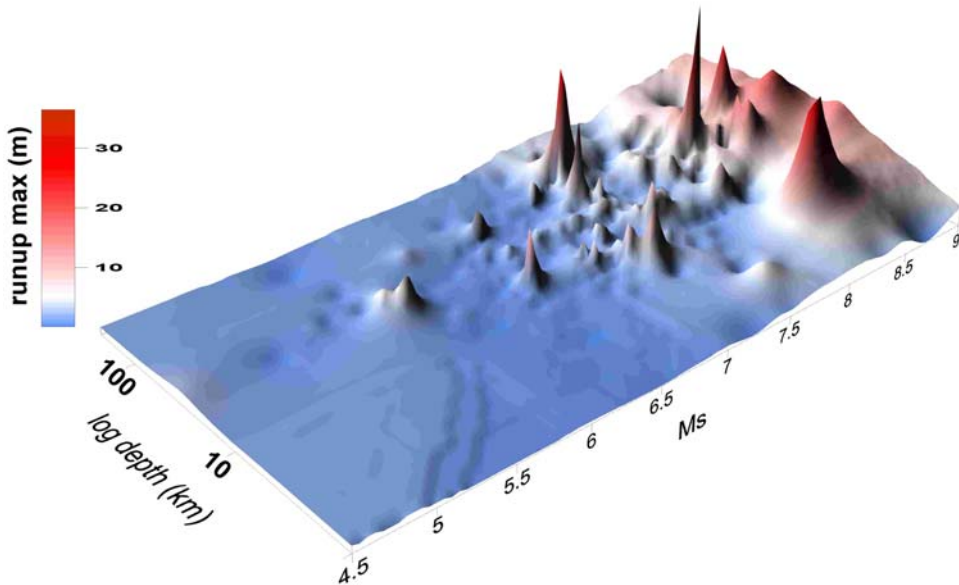


Abb. 2: Abhängigkeit der *runup*–Höhen in (m) bei erdbebengenerierten Tsunami von Erdbebenmagnitude (Ms) und Herdtiefe (in km, logarithmisch aufgetragen); n = 249. Datenquelle: GFZ 2005.

Wellenhöhen von der Herdtiefe ist nicht abzulesen. Es lässt sich nur feststellen, dass sich die Hypozentren der meisten tsunamiauslösenden Beben in bis zu 100 km Tiefe befinden (Durchschnitt = 34 ± 25 km). In Richtung der zunehmenden Erdbebenmagnitude ist die Tendenz steigender *runups* zu erkennen, auch wenn viele, zum Teil sehr hohe Werte, schon bei Ereignissen mit kleineren Magnituden erreicht wurden. In der Literatur wird ein Wert von Ms 7 - 7,5 angenommen, der bei Erdbeben nötig ist, um einen Tsunami mit Schadenswirkung zu generieren (BRYANT 2001). Nach GUSIAKOV (2003) zeigen Modelle, dass der Versatz des Meeresbodens bei diesen Erdbebenmagnituden alleine kaum für Auflauhöhen größer als 2 bis 3 m verantwortlich sein kann. Der Median der Magnitude (Ms) tsunamiauslösender Beben liegt weltweit bei 7,1 (n = 1083), im Mittelmeer bei 6,6 (n = 135) (GFZ 2005). Wie in Abb. 2 ersichtlich, wurden auch bei schwächeren Erdbeben Tsunamis mit meterhohen Aufläufen generiert. Außerdem treten hier und vor allem im Bereich um Magnitude (Ms) 7,5 Tsunamis auf, deren maximale *runups* extreme Werte von teilweise mehreren Zehnermetern erreichten. Diese Abweichungen können mehrere Ursachen haben: (1) Werte für Magnitude, Herdtiefe und Lage des Epizentrums beruhen vor Beginn exakter seismischer Messungen auf Schätzungen und können fehlerhaft sein. (2) Die maximale

Auflaufhöhe wird meist nur an einer Stelle gemessen, beziehungsweise geschätzt und liegt bei verschiedenen Ereignissen unterschiedlich weit vom Entstehungsherd des Tsunami entfernt. Zudem werden die *runups* durch die jeweilige Bathymetrie und Küstenmorphologie beeinflusst und sind somit oftmals nicht repräsentativ für die Schadenswirkung des Tsunami. (3) Sekundär zum Beben können submarine Rutschungen auftreten, welche den Tsunami verursachen, aber nicht als eigentlich auslösender Mechanismus identifiziert werden. Dies kann bei relativ schwachen oder tiefen Beben die quantitativen Abhängigkeiten der Tsunamienstehung von Erdbebenmagnitude und Herdtiefe verfälschen. Andererseits kann eine relativ große Auflaufhöhe des Tsunami bei einer geringen Magnitude und / oder bei einem tief liegenden Bebenherd ein Hinweis auf eine submarine Rutschung als eigentlich tsunamiauslösendem Vorgang sein.

Rutschungen entstehen aber auch ohne vorausgehende Erdbeben. Im litoralen Bereich kommen sie als tsunamiauslösende Ereignisse fast nur an den steilen Hängen von Fjorden in Alaska und Norwegen vor (siehe Abb. 1). Zudem können wiederum Erdbeben direkter Auslöser für eine solche Rutschung sein. Tsunamis, die durch vulkanische Aktivitäten entstehen, treten einerseits an aktiven Vulkanen vom Typ des ozeanischen Intraplattenvulkanismus (*hot spots*) auf. Andererseits können auch durch den die Subduktionszonen begleitenden Vulkanismus in Pazifik, Indik, Mittelmeer und Karibik Tsunamis entstehen. Abb.3 ist zu entnehmen, welche Prozesse für die Entstehung von Tsunamis in den verschiedenen Ozeanen und Meeren verantwortlich sind. In besonderem Maß werden Tsunamis allein durch Erdbeben (82,3 % aller Nennungen) ausgelöst. Vulkanische Ursachen erreichen insgesamt nur 4,8 %. Der Anteil von Massenbewegungen ohne auslösendem Erdbeben liegt bei 5,1 % aller Nennungen, während tektonisch bedingte Rutschungen nur bei 3,6 % der weltweiten Tsunamis als Ursachen genannt werden. Die meisten Tsunamis wurden im Pazifik generiert (68,9 %). Der Indische Ozean ist mit 4,2 % nur sehr gering, der Atlantik mit immerhin 26,9 % vertreten. Dies lässt sich hauptsächlich auf die frühen historischen Aufzeichnungen im mediterranen Bereich und teilweise im Schwarzen und im Marmara Meer zurückführen (siehe Abb. 4). Für das Mittelmeer ist schon um 1628 v. Chr. ein Tsunami im Katalog (IG 2005, NTL 2005) verzeichnet. Betrachtet man auch die Nennungen mit geringer Verlässlichkeit, wurde der älteste historische Tsunami bereits um 2000 v. Chr. an der syrischen Küste beobachtet (GFZ 2005, SOLOVIEV et al. 2000). Im Schwarzen Meer stammt die älteste Nennung aus dem Jahr 20 n. Chr. (NOAA 2005). In Japan wird der erste Tsunami im Jahr 684 n. Chr. (NTL 2005) erwähnt, der

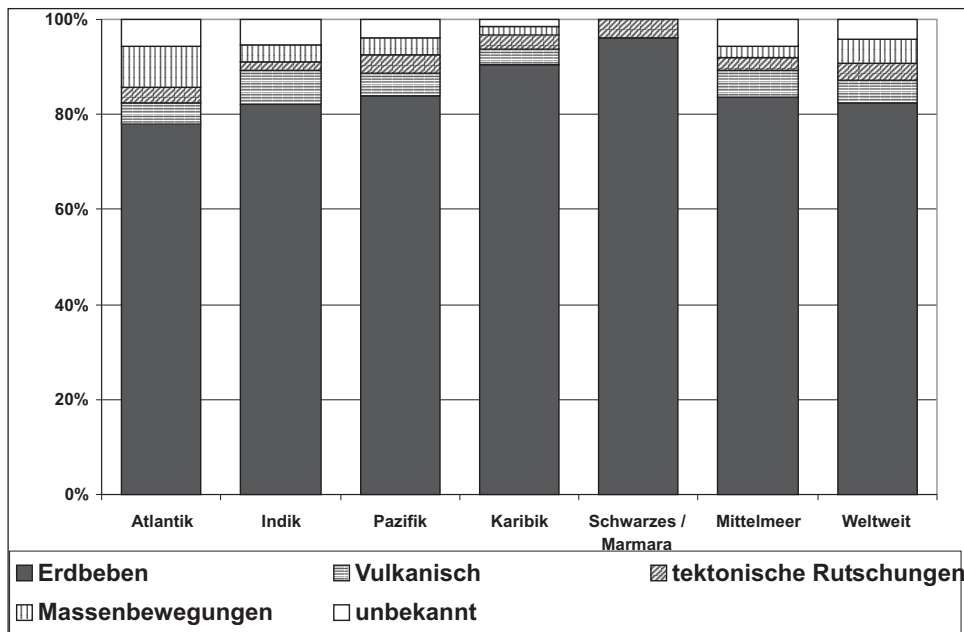


Abb. 3: Tsunamiursachen weltweit und in den Ozeanen. Datenquelle: GFZ 2005.

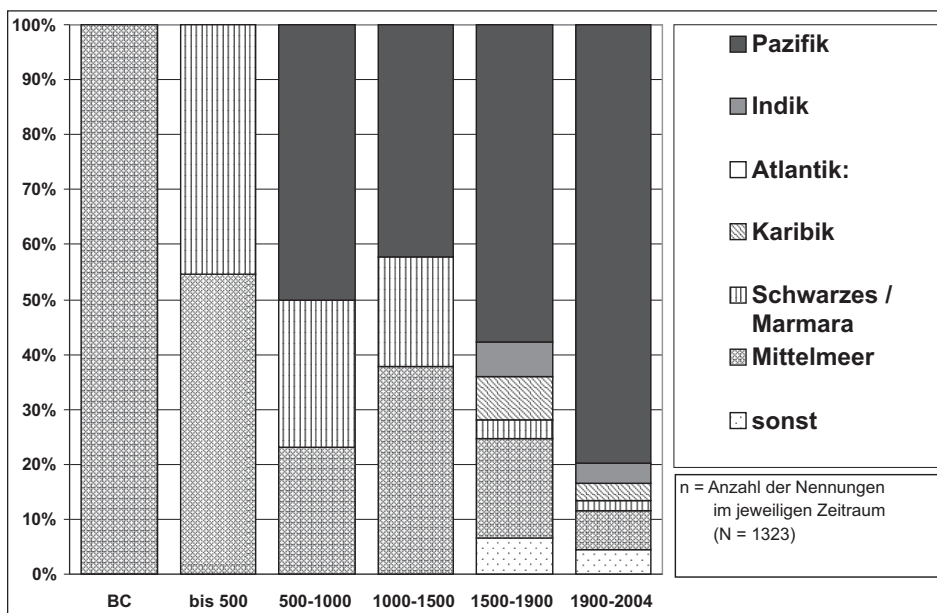


Abb. 4: Zeitliche Entwicklung der Verteilung von Tsunamiennennungen in den Ozeanen. Datenquelle: GFZ 2005.

Tab. 1: Auftreten von Tsunamis in verschiedenen Ozeanen und in den Nebenmeeren des Atlantiks - nur Nennungen mit hoher Verlässlichkeit.

Ozeane und Nebenmeere des Atlantiks	Alle Nennungen		Erste Nennung (n. Chr.) <i>Ortsangabe</i>	Statistische Wiederholungsperiode aller Nennungen in Jahren ¹		Statistische Wiederholungsperiode der Nennungen mit runups ≥ 1 m in Jahren ¹			
	insges.	ab 1900		insges.	ab 1900	insges.	n	ab 1900	n
Pazifik	911	595	684 <i>Japan</i>	1,45	0,18	3,53	374	0,42	245
Indik	56	26	1762 <i>Bucht v. Bengalen</i>	4,32	4	12,74	19	8,67	12
Atlantik	356	124	1628 v.Chr. <i>Santorin</i>	10,2	0,84	42,23	86	2,21	47
Karibik	63	24	1530 <i>Isla Cubagua</i>	7,52	4,33	24,94	19	11,56	9
Schwarzes / Marmara Meer	50	13	20 <i>Schwarzes Meer (Georgien)</i>	39,68	8	132,27	15	26	4
Mittelmeer	176	53	1628 v.Chr. <i>Santorin</i>	20,64	1,96	113,5	32	4,73	20
Gesamt	1.323	745	1628 v.Chr. <i>Santorin</i>	2,75	0,14	7,58	479	0,34	304

Datenquelle: GFZ 2005

¹ seit erster Nennung (insges.), bzw. seit 1900 n. Chr.; bis 31.12.2004 n. Chr..

Anteil des Pazifiks an allen Nennungen bleibt jedoch bis nach 1500 n. Chr unter dem des Atlantiks (siehe Abb 4). In der Neuzeit wurden auch Tsunamis in anderen Gebieten der Erde erfasst. Die weltweite Verbreitung von Tsunamis ist aber eigentlich erst im geologisch sehr kurzen Zeitraum nach 1900 n. Chr repräsentativ, da nun in vielen Teilen der Welt exakte Messungen für Meeresspiegelveränderungen vorliegen. In

Tabelle 1 werden statistische Berechnungen daher jeweils für den gesamten Beobachtungszeitraum und für den Abschnitt seit 1900 n. Chr. vorgenommen, um die verschiedenen Gebiete vergleichen zu können. In Tab.1 sind die ersten verlässlichen Nennungen für einen Tsunami und die Gesamtzahl der Tsunamis seit jeweils dieser ersten Nennung und seit 1900 n. Chr. angegeben. Aus diesen Daten ergeben sich die statistischen Wiederholungsperioden eines Tsunamieignisses für die einzelnen Ozeane und Nebenmeere. Betrachtet man nur die Ereignisse mit Auflaufhöhen von mindestens einem Meter, erhält man den zeitlichen Abstand in der Vergangenheit zwischen zwei Tsunamis, die höchstwahrscheinlich eine Schadenswirkung an der Küste entfalteteten. Dieser beträgt seit dem Jahr 1900 n. Chr. für das Mittelmeer 4,73 Jahre. Das ist für dieses kleine Nebenmeer ein beachtlicher Wert. Im Pazifik, welcher fast ein Drittel der Erdoberfläche bedeckt und viele tektonisch aktiven Gebiete beinhaltet, fand im gleichen Zeitraum alle 0,42 Jahre ein derartiger Tsunami statt. In der flächenmäßig mit dem Mittelmeer vergleichbaren Karibik kam es nur alle 11,56 Jahre zu einem größeren ($runup \geq 1$ m) Tsunami.

3. Tsunamis im Mittelmeer

3.1 Geodynamik des mediterranen Raumes

Der mediterrane Raum ist geprägt vom Aufeinandertreffen der Eurasischen und der Afrikanischen Platte. Diese beiden Platten bewegen sich jährlich mehrere Zentimeter aufeinander zu (CGMW 2004). Dabei kommt es zum Teil zur Kollision von kontinentaler Kruste der beiden Platten, entlang des Kalabrischen und des Hellenischen Inselbogens auch zur Subduktion von ozeanischer Kruste der Afrikanischen Platte unter die kontinentale Kruste der Eurasischen Platte (HEIDBACH 2000). Diese Subduktionszonen werden von typischem Vulkanismus begleitet. Die plattentektonische Bewegung und folglich die Seismizität ist am Hellenischen Bogen am größten (CGMW 2004). Der tektonische Komplex des mediterranen Raums wird von zahlreichen Verwerfungen durchzogen und durch die Adriatische und die Anatolische Teilplatte weiter aufgegliedert. Der westliche Teil der Anatolischen Platte stellt möglicherweise eine separate Platte dar – die Ägäische Teilplatte. Daneben wird angenommen, dass noch weitere Teilplatten das Mittelmeer untergliedern (vgl. z.B. WINDLEY 1986). Dazu gehören die Ionische, die Messina und die Levantische Teilplatte. Der genaue Verlauf von Plattengrenzen und Verwerfungen kann aufgrund fehlender Daten oftmals nicht exakt festgelegt werden.

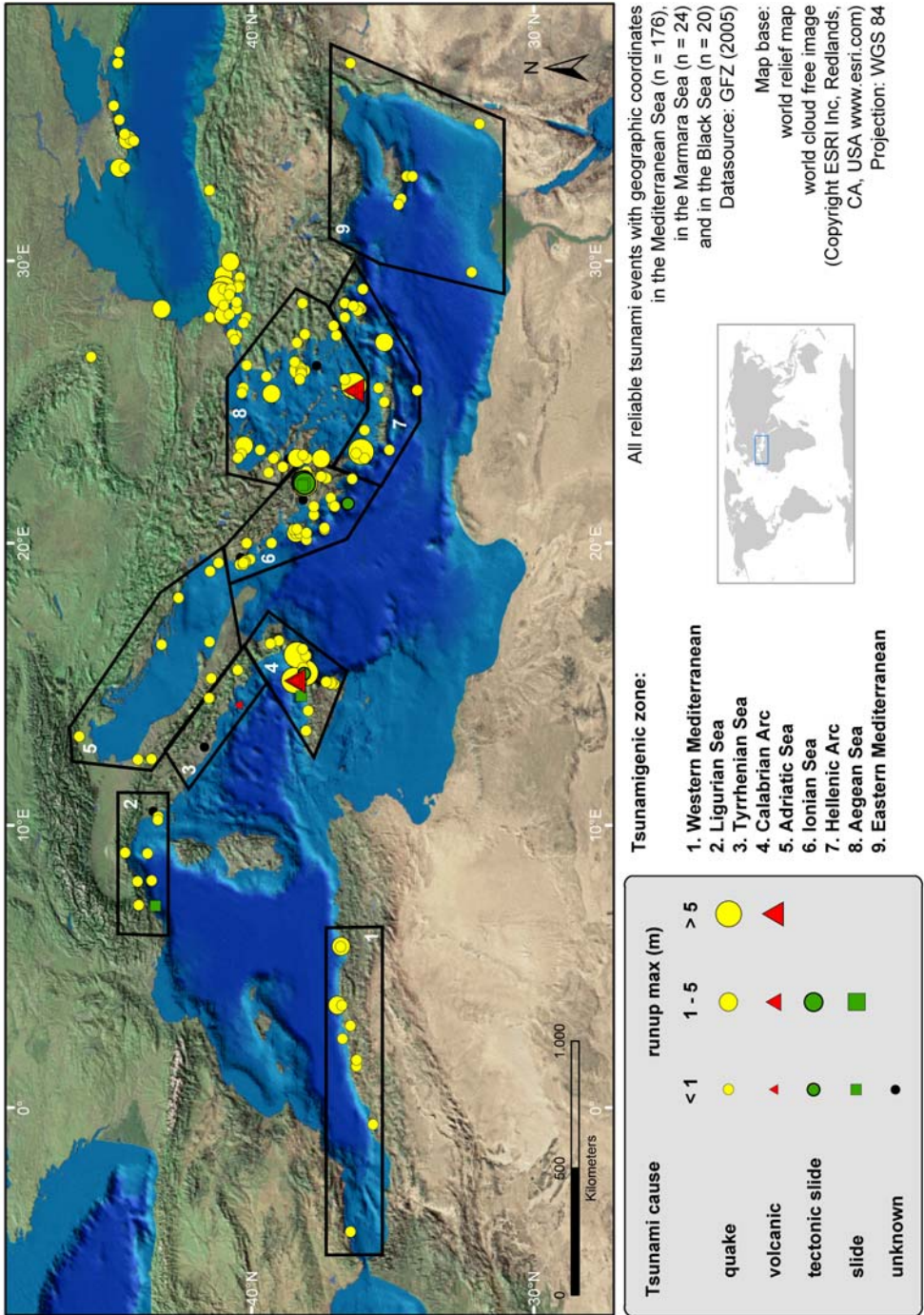


Abb. 5: Tsunamiherde und tsunamioaktive Zonen im Mittelmeer.

3.2 Tsunamiaktive Zonen im Mittelmeer

Tsunamis entstanden im Mittelmeer an verschiedensten Stellen, die sich zu Zonen hoher Tsunamiaktivität zusammenfassen lassen (siehe Abb. 5).

Im **westlichem Mittelmeer** sind nur vereinzelt tsunamiauslösende Erdbeben – meist an der Küste Nordafrikas – aufgetreten (siehe Abb. 5). Für einen Tsunami am 22.08.1856 n. Chr. wird eine maximale Wellenhöhe von 5 m angegeben (SOLOVIEV et al. 2000), die den höchsten Wert in diesem Bereich darstellt. Bei einem Tsunami, wiederum ausgelöst durch ein Beben vor der Küste Algeriens, am 21.05.2003 n. Chr. betrug die maximale Wellenhöhe 2 m und die Erdbebenmagnitude (M_s) 6,9. Die höchsten *runups* wurden dabei auf den Balearen beobachtet, in Nizza und Genua variierte der Meeresspiegel um mehrere Zentimeter (HÉBERT & ALLASET 2003). An den Küsten Mallorcas untersuchten BARTEL & KELLETAT (2003) Tsunamiablagerungen, die bisher keinem Tsunamieignis zugeordnet werden konnten. Dabei handelt es sich um teilweise bis zu über 20 t schwere Felsblöcke, die in Höhen bis 8 m über dem mittleren normalen Meeresspiegel gefunden wurden. Relative und absolute Datierungen zeigten, dass in zwei Fällen der Transport der Blöcke durch Tsunamis vor einigen Jahrhunderten, in einem Fall weitere 1.000 Jahre früher stattgefunden haben muss (BARTEL & KELLETAT 2003).

In der **Ligurischen See** lassen sich die wenigen Tsunaminennungen auf Erdbeben zurückführen. Sie fanden verstreut an der Küste Liguriens, im Golf von Genua und einige auch vor der toskanischen Küste statt (siehe Abb. 5). Zu diesen Ereignissen sind jedoch kaum Tsunamiparameter angegeben (GFZ 2005). Eine Ausnahme bildet die am 16.10.1979 n. Chr. durch Bauarbeiten am Flughafen von Nizza entstandene submarine Rutschung. Diese löste einen Tsunami aus, der in 10 km Entfernung die Küste mit bis zu 3 m Wellenhöhe überflutete (ASSIER-RZADKIEWICZ et al. 2000). Ein weiterer gut dokumentierter Tsunami entstand am 23.02.1887 n. Chr. durch ein flaches Beben ($M_s = 6,3$, Herdtiefe = 10 km) an einer parallel zur ligurischen Küste verlaufenden Verwerfung. Dieser Tsunami erreichte die französische Küste bei Nizza sowie Korsika mit 1 bis 3 m hohen Wellen (PELINOVSKY et al. 2002, EVA & RABINOVICH 1997). Mit tsunamiauslösenden Erdbeben größerer Magnituden ist hier kaum zu rechnen. Dennoch ist zu beachten, dass submarine Rutschungen durchaus auch Tsunamis mit großer Reichweite auslösen könnten. Nach DAWSON (1999) wurde wahrscheinlich ein Paläotsunami durch einen derartigen Rutsch vor Sardinien in der späten Weichsel – Kaltzeit verursacht.

Tab.2: Auftreten von Tsunami in den tsunamigenen Zonen des Mittelmeers – nur Nennungen mit hoher Verlässlichkeit und Angabe der geographischen Koordinaten.

Tsunamiaktive Zonen im Mittelmeer	Alle Nennungen ¹		Erste Nennung (n. Chr.)	Statistische Wiederholungsperiode aller Nennungen In Jahren ¹		Mittlere Tsunamimagnitude auf der Ambraseys – Sieberg – Skala			
	insges.	ab 1900		insges.	ab 1900	insges.	n	ab 1900	n
Westliches Mittelmeer	10	5	1680	32,4	20,8	2,4	6	1,8	4
Ligurische See	10	2	1564	44	52	2,4	9	2,5	2
Tyrrhenisches Meer	4	-	1562	110,5	-	2	1	-	-
Kalabrischer Inselbogen	22	11	1169	38	9,5	3,4	22	3,2	11
Adria	9	2	1270	81,6	52	3,2	6	4	1
Ionisches Meer	47	13	373 v. Chr.	50,6	8	3,1	44	2,9	13
Hellenischer Bogen	15	4	66	129,2	26	3,8	11	2,7	3
Ägäis	31	13	1628 v. Chr.	117,2	8	3,0	21	2,5	11
Östliches Mittelmeer	7	1	26 v. Chr.	290	104	4	2	-	-
Gesamt ²	176	53	1628 v. Chr.	20,64	2	3,1	128	2,8	47

Datenquelle: GFZ 2005

¹ seit erster Nennung (insges.), bzw. seit 1900 n. Chr.; bis 31.12.2004 n. Chr.

² für das gesamte Mittelmeer wurden auch die Nennungen ohne Angabe der geographischen Koordinaten berücksichtigt

Für die vom **Tyrrhenischen Meer** umspülte italienische Küste Latiums und Kampaniens sind nur wenige verlässliche Tsunaminennungen vorhanden. Zudem lokalisieren sich die Epizentren ihrer auslösenden Beben weit im Landesinneren (siehe Abb. 5). Diese Nennungen können daher als zweifelhaft angesehen werden (vgl. MARAMAI & TERTULLIANI 1994). Die Tsunamigefährdung durch Erdbeben an der Küste scheint nicht sehr groß. In der Bucht von Neapel besteht die Möglichkeit der Tsunamigenerierung durch vulkanische Aktivitäten an den Phlegräischen Feldern so-

wie an den Vulkanen Ischia und Vesuv. Es liegt aber nur vom Vesuv eine verlässliche Tsunaminennung für das Jahr 1631 n.Chr. (INGV 2005, NTL 2005) vor. Historische Quellen und Ausgrabungen in Pompeji deuten darauf hin, dass es beim bekannten Ausbruch des Vesuv im Jahr 79 n.Chr. zu einem Tsunami kam. So zitieren SOLOVIEV et al. (2000: S.27) den Augenzeugen Plinius den Jüngeren: „...*many citizens who ran to the sea coast, when escaping from the ashfall, were flooded by the arriving wave, carried by it up inland and buried under red – hot lava*“. Dieses Ereignis ist jedoch in verschiedenen Tsunamikatalogen (INGV 2005, NTL 2005) als nur gering verlässlich gekennzeichnet und erscheint daher nicht in den Karten und Statistiken. Untersuchungen zur künftigen Tsunamigefährdung durch pyroklastische Ströme bei großen Eruptionen des Vesuv zeigen, dass dabei wahrscheinlich nur Tsunamis mit geringen Wellenhöhen und einer beachtenswerten Wirkung innerhalb des Golfs von Neapel entstehen (TINTI et al. 2003a). Ein weiteres Gefährdungspotential könnte vom submarinen Vulkanmassiv Marsili zwischen Sardinien und der Tyrrhenischen Küste ausgehen. Dieser ca. 70 auf 30 km große und bis 3.000 m hohe Vulkan gilt zwar momentan als nicht aktiv, jedoch könnten große Rutschungen an seinen Hängen durchaus Tsunamis mit weitreichender Wirkung auslösen (STROMBOLI ONLINE 2007).

Der **Kalabrische Inselbogen** ist eines der tsunamiaktivsten Gebiete des Mittelmeeres. Der größte Teil der hier entstandenen Tsunamis lässt sich entweder auf Erdbebenaktivitäten entlang der Subduktionszone der Afrikanischen unter die Eurasiatische Platte beziehungsweise einer dazugehörigen Teilplatte oder auf den Vulkanismus der Äolischen Inseln zurückführen. In Einzelfällen wurden auch Tsunamis durch Rutschungen ausgelöst (siehe Abb. 5). Der Messina – Tsunami vom 28.12.1908 n. Chr. war das schwerste Ereignis. Das auslösende Beben der Stärke 7,2 (Ms) hatte sein Epizentrum 10 km unter der Straße von Messina (NTL 2005). Der Tsunami selbst wurde durch eine Absenkung des Meeresbodens um einen halben Meter ange-regt, die Wellen erreichten teilweise über 10 m Höhe an den Küsten Kalabriens und Siziliens (TINTI & ARMIGLIATO 2001). Außerdem wurde von ungewöhnlichen Meeresspiegelveränderungen an den Küsten Libyens und Ägyptens berichtet (SOLOVIEV et al. 2000). Insgesamt starben bei diesem Erdbeben etwa 80.000 Menschen, wovon etwa 2.000 dem folgenden Tsunami zum Opfer fielen (TINTI & ARMIGLIATO 2001).

Ein weiteres katastrophales Erdbeben (Ms = 6,8) mit Epizentrum an der Ostküste Siziliens fand am 11.1.1693 n Chr. statt (INGV 2005). Dieses Beben und der dabei ausgelöste Tsunami verursachten weitreichende Zerstörungen und forderten über

60.000 Opfer. Der Anteil des Tsunami an der Schadenswirkung sowie dessen genaue Ausprägung ist wegen der spärlichen Datenmenge jedoch nicht festzustellen (PIATANESI & TINTI 1998). Bis zu 152 t schwere Blöcke in 2 – 5 m Höhe ü. NN wurden nach SCICCHITANO et al. (2007) an der Südostküste Siziliens bei diesen Tsunamis 1693 und 1908 n. Chr. sowie einem weiteren am 4.2.1169 n. Chr. abgelagert. Die durch vulkanische Aktivitäten induzierten Tsunamis im Bereich der Äolischen Inseln fanden zumeist am aktivsten Vulkan dieser Inselgruppe, dem Stromboli statt. Zwar traten alle Tsunamis am Stromboli während Perioden mit großen Eruptionen auf, doch nehmen MARAMAI et al. (2005b) an, dass die meisten Tsunamis durch submarine Rutschungen ausgelöst wurden. In den Jahren 1930 und 1944 wurde jeweils ein Tsunami durch einen pyroklastischen Strom, ein weiterer wahrscheinlich durch eine submarine Rutschung ausgelöst. Das letzte Tsunamieignis am Stromboli ereignete sich am 30.12.2002 n. Chr. als nach einer Periode intensiver Aktivität des Vulkans eine große Menge Lava und pyroklastischen Materials an dessen Nordflanke akkumuliert war. Dieses rutschte zuerst als eine submarine und wenige Minuten später als eine oberirdische Massenbewegung ab. Dadurch entstand ein Tsunami, welcher Stromboli selbst mit 10 m hohen Wellen traf und an benachbarten Inseln wie Panera und Lipari noch die Küste überflutete (MARAMAI et al. 2005a). Die Wirkung des Tsunami kann dennoch – wie bei allen historischen, vulkanisch induzierten Tsunamis in diesem Gebiet – als lokal bezeichnet werden, da die teilweise hohen *runups* nur in unmittelbarer Nähe zum Ursprung erreicht wurden. Einzig durch den auf 5.000 BP datierten, teilweisen Kollaps des Stromboli könnte ein Tsunami entstanden sein, welcher nach Untersuchungen von Ablagerungen auf der Vulkaninsel durch TANNER & CALVARI (2004) möglicherweise über 100 m hohe *runups* am Stromboli auslöste und höchstwahrscheinlich auch noch weit entfernte Küsten überflutete. Für einen möglichen Kollaps des Sciara del Fuoco an der Nordwestküste Strombolis simulierten TINTI et al. (2003b) die Ausbreitung eines Tsunami, der vor allem die Äolischen Inseln selbst treffen würde – Stromboli mit bis zu 60 m hohen Wellen, aber auch die Küsten Kalabriens und Siziliens mit mehreren Meter hohen Wellen. PARESCI et al. (2006a) vermuten zudem, dass ein frühholozäner Flankensturz am Ätna auf Sizilien einen Tsunami verursacht hat, der nach ihrer Modellierung weite Teile des östlichen Mittelmeeres traf und für die Ablagerung der *homogenites* (CITA et al. 1996) verantwortlich ist (s.u.).

Im **Adriatischen Meer** sind Tsunamis eine seltene Erscheinung (siehe Abb. 5), da weder vulkanische Aktivitäten noch ausreichende Seismizität in diesem Gebiet

vorliegen (siehe Abb. 9). Außerdem sind große submarine Rutschungen aufgrund des Flachmeercharakters zumindest im nördlichen Teil der Adria sehr unwahrscheinlich. Von nur neun verlässlichen Nennungen im Katalog (GFZ 2005) wird eine – am 26.03.1511 n. Chr. im Golf von Venedig – von GUIDOBONI & TINTI (1989) angezweifelt. Das einzige gut dokumentierte Ereignis fand am 30.07.1627 n. Chr. am Kap Gargano in Süditalien statt. Dieser Tsunami kann nach TINTI & PIATANESI (1996) höchstwahrscheinlich der Hebung des küstennahen Meeresbodens nahe des Lesina Sees im Norden der Halbinsel zugeschrieben werden. Diese Hebung fand während eines Bebens ($M_s = 6,3$) mit Epizentrum auf dem Festland statt (INGV 2005, NTL 2005). Geomorphologische Spuren in Form von *washover fans* an der Sandbarriere zwischen dem See und dem Meer wurden von diesem und weiteren Tsunamis dort hinterlassen (GIANFREDA et al. 2001). Neben dem aus dem Jahre 1627, zeigen zusätzlich die zwei größeren *washover fans* an dieser Küstenbarriere die hohe Gefährdung dieses Küstenabschnitts durch Tsunamis an. Sie wurden auf ca. 2.430 und 1.550 Jahren BP datiert (GUIDOBONI & TINTI 1988). Während dieser Küstenabschnitt damals noch weitgehend unbewohnt war, ist er heute stark besiedelt. Die zu erwartende Wiederholung solcher Tsunamieignisse stellt somit ein erhebliches Risiko für Leben und Besitz der Bewohner dar.

Im **Ionischen Meer** an den Küsten Südalbaniens und Westgriechenlands bis zur Straße von Kythira wurden in historischen Zeiten zahlreiche Tsunamis dokumentiert. Der Tsunamikatalog (GFZ 2005) enthält 47 verlässliche Nennungen in diesem Bereich. Fast die Hälfte davon ereignete sich im Golf von Korinth beziehungsweise in dessen westlichem Teil, dem Golf von Patras. Die Herde der übrigen Tsunamis reihen sich entlang der Plattengrenzen von Adriatischer und Ägäischer Platte im Norden sowie der Afrikanischen und der Ägäischen Platte weiter südlich (siehe Abb 5.). Die seismische Aktivität entlang dieser konvergierenden Plattengrenzen ist hoch (CGMW 2004). An den Küsten Südalbaniens, um die zu Griechenland gehörenden Ionischen Inseln und an der Küste der Peloponnes sind Erdbeben die hauptsächlichen Auslöser für Tsunamis (GFZ 2005). Das stärkste Beben ($M_s = 7,5$) im Jahr 1886 n.Chr. südwestlich der Peloponnes verursachte schwere Schäden sowie einen Tsunami (IG 2005, NTL 2005, NOAA 2005). Der höchste dokumentierte *runup* von 3 m wurde beim Beben und der nachfolgenden Rutschung am 27.11.1914 n. Chr. auf der Insel Leukas erreicht (IG 2005). An Küsten um diese Insel wurden verschiedenartige Ablagerungen (Sandfächer, Blockfelder, Megablöcke, etc.) entdeckt, die auf mindestens 4 Tsunamis zurückzuführen sind, welche sich um 1000 cal und 30 cal v. Chr., um 430 cal

n. Chr. und zwischen 1000 und 1400 cal n. Chr. ereigneten (VÖTT et al. 2006). Neuere Untersuchungen in diesem Gebiet verweisen auf einen starken Tsunami zwischen 395 cal v. Chr. und 247 cal v. Chr. (VÖTT et al. 2007). VÖTT et al. (2007) konnten an verschiedenen Stellen der Bucht von Aghios Nikolaos küstenmorphologische Veränderungen durch Tsunamieinwirkung nachweisen, die sie auf *runups* von mindestens 2 – 3 m beziehungsweise 4 – 6 m zurückführen.

Ein weiteres tsunamigefährdetes Gebiet in diesem Bereich mit 18 verlässlichen Nennungen im Tsunamikatalog seit dem 4. vorchristlichen Jahrhundert (GFZ 2005) stellt der Golf von Korinth dar. Hier sind auch einige Rutschungen als Tsunamiauslöser dokumentiert (GFZ 2005). In den Jahren 1963 und 1996 n. Chr. wurden Tsunamis durch Rutschungen im litoralen und wohl auch submarinen Bereich ausgelöst, die selbst nicht von direkt vorausgehenden Erdbeben verursacht wurden, sondern auf gravitative Prozesse zurückgeführt werden (PAPADOPOULOS 2003). Weitere litorale Rutschungen, welche nach Erdbeben auftraten, lösten in den Jahren 1794, 1861, 1965 und 1984 n. Chr. Tsunamis aus (SOLOVIEV et al. 2000, PAPADOPOULOS 2003). PAPADOPOULOS (2003) plädiert zusätzlich dafür, den Tsunami, der sich 373 v. Chr. nach einem Erdbeben ($M_s = 6,6$) ereignete, aufgrund historischer Beschreibungen einer durch das Beben verursachten Rutschung zuzuschreiben. Die Erdbeben im Golf von Korinth erreichten in der Vergangenheit Magnituden bis zu 7,0 (M_s) und lösten dabei zum Teil schwere Tsunamis mit bis zu mehreren Meter hohen Wellen aus (GFZ 2005), wobei die Wirkung der Tsunamis durch die relative Abgeschlossenheit des Golfs weitestgehend auf diesen begrenzt blieb. Die höchsten *runups* wurden bei einem Erdbeben der Stärke 6,6 (M_s) im Jahr 1748 erreicht, als das Wasser an der Südküste des Golfs stellenweise um 10 m über den normalen Wasserstand stieg (IG 2005, NTL 2005). Trotz der hohen Tsunamiaktivität im Golf von Korinth konnten als geomorphologische Tsunamizeugnisse bisher nur Feinsedimentschichten gefunden werden, deren tsunamigener Ursprung nicht eindeutig belegbar ist (KORTEKAAS et al. 2005). Für andere Teile des Ionischen Meeres gibt es keine historischen Tsunaminennungen, aber es liegen Befunde für einen Tsunami im Golf von Tarent an der Küste Apuliens vor. Hier handelt es sich um zahlreiche bis zu 80 t schwere Blöcke, die bis in 1,8 m Höhe und bis in 40 m Entfernung vom normalen Wasserstand abgelagert wurden. MASTRONUZZI & SANSONO (2000) datieren den Transport dieser Blöcke in den Zeitraum zwischen 1421 und 1568 n. Chr. und ordnen diesen Vorgang einem Tsunami zu, der eventuell durch eine submarinen Rutschung als Folge des Bebens am 05.12.1456 n. Chr. im Apennin ausgelöst wurde.

Der **Hellenische Bogen** ist ein weiteres Gebiet, wo bedeutende Tsunamis auftraten (siehe Abb. 5). Tektonisch gesehen beschreibt dieser Bogen die Grenze zwischen der Afrikanischen und der Eurasischen Platte beziehungsweise der Ägäischen Teilplatte. Hier wird ozeanische Kruste subduziert (siehe Abb. 9). Dementsprechend treten hier sehr schwere Subduktionsbeben auf, bei denen es zu großen vertikalen Bewegungen des Meeresbodens kommen kann. Dadurch können Tsunamis großen Ausmaßes generiert werden, die sich aufgrund der Lage am Kontinentalabhang im tiefen Wasser des östlichen Mittelmeeres ungehindert ausbreiten können. So haben sich im Jahr 1303 und um 365 n. Chr. schwere Beben mit Magnituden von mindestens 8,0 (Ms) in der Nähe Kretas ereignet (s.u.). Daneben fanden in den letzten 2.000 Jahren in diesem Bereich mindestens 13 weitere tsunamiauslösende Beben statt, welche zum Teil Magnituden von 7,0 (Ms) oder sogar größer erreichten (GFZ 2005). Trotzdem gibt es kaum verlässliche Tsunamiablagerungen in diesem Bereich. Einzig an der Süd- und Westküste Kretas wurden an mehreren Stellen verschiedenartige Blockablagerungen gefunden, welche auf Tsunamieinwirkung zurückgeführt werden. (SCHEFFERS 2006). Diese, nur zum Teil datierten (5660 ± 70 und 500 ± 60 Jahre BP) Ablagerungen lassen sich bisher nicht den Ereignissen von 365 und 1303 n. Chr. zuordnen. Ein historisch dokumentierter größerer *runup* von 8 m liegt nur bei einem Ereignis am 6. Februar 1866 in der Straße von Kythira vor (IG 2005, NOAA 2005, NTL 2005). Zu Opferzahlen finden sich bei keiner Nennung Angaben in den Katalogen. Nur ALTINOK & ERSOY (2000) berichten von 10.000 Toten bei einem Tsunami auf Rhodos im April 1609 n. Chr.. Soloviev et al. (2000) hingegen machen bei diesem Ereignis keine Angaben zu Opfern und bei ANTONOPOULOS (1980) wird es überhaupt nicht aufgeführt. Weitere tsunamiauslösende Erdbeben fanden in der Vergangenheit vermehrt im östlichen Teil des Hellenischen Bogens zwischen Kos und Rhodos statt (siehe Abb. 5). Der Informationsbestand ist hier wiederum sehr lückenhaft.

In der südlichen **Ägäis** schließt sich nördlich der Inselkette des Hellenischen Bogens ein vulkanischer Bogen mit mehreren Vulkaninseln an (siehe Abb. 9). Innerhalb des vulkanischen Bogens, der sich parallel zum Hellenischen Bogen wiederum von Kleinasien bis zum griechischen Festland erstreckt, befinden sich mehrere Vulkane, welche auch in historischer Zeit aktiv waren: Milos, Nisyros, Methana und Santorin (SIMKIN & SIEBERT 1994, SMITHSONIAN INSTITUTE 2005). Die Generierung von Tsunamis ist nur von Ausbrüchen des Santorin bekannt. Derartige Ereignisse fanden in den Jahren 1650 und 62 n. Chr. sowie in der späten Bronzezeit statt (GFZ 2005). Der tsunamiauslösende Ausbruch 1650 fand ca. 6 km nördlich des Santorin am sub-

marinen Krater des Mt. Columbo statt. Die in Tsunamikatalogen angegebenen maximalen *runups* von 20 m (IG 2005, NTL 2005) bis 50 m (NOAA 2005) konnten bei geomorphologischen Untersuchungen von DOMINEY-HOWES et al. (2000b) auf Thera nicht bestätigt werden.

Neben den vulkanischen Ursachen können Tsunamis in diesem Gebiet auch durch seismische Aktivitäten ausgelöst werden. Es findet zwar nur im südlichen Teil der Ägäis entlang des Hellenischen Bogens Subduktion lithosphärischer Kruste statt, jedoch wird der übrige Teil des Meeresbodens von zahlreichen Verwerfungen durchzogen, an denen vertikale und horizontale Bewegungen der Erdkruste stattfinden (HEIDBACH 2000). Die wichtigste dieser tektonischen Strukturen ist ein bis zu 1.500 m tiefes Becken in der Nordägäis, welche eine Fortsetzung der Nordanatolischen Verwerfung darstellt. Eine weitere Fortsetzung dieser Verwerfung befindet sich weiter südlich, im Norden der Insel Lesbos (CGMW 2004). Entlang dieser beiden Störungslinien lösten Erdbeben Tsunamis in historischer Zeit aus. Im zentralen Teil der Ägäis gruppieren sich die Herde der tsunamigenen Beben an der Insel Chios und der nahegelegenen türkischen Küste (siehe Abb. 5). Hier ereignete sich 1866 n. Chr. auch das stärkste tsunamigene Beben in der Ägäis. Im griechischen Tsunamikatalog (IG 2005) wird eine Magnitude (M_s) von 8,0 angegeben, wobei dieser Wert ausschließlich dort, jedoch weder in den anderen Katalogen (vgl. NTL 2005, NOAA 2005) noch in den Veröffentlichungen von SOLOVIEV et al. (2000) oder ANTONOPOULOS (1980) zu finden ist. Des Weiteren wurden Tsunamis vor allem in den verschiedenen Golfen des griechischen Festlandes und der Peloponnes durch Erdbeben ausgelöst.

Für das **östliche Mittelmeer** zwischen den Küsten Kleinasiens, Ägyptens und des vorderen Orients liegen nur wenige Informationen über Tsunamis im Katalog vor (GFZ 2005). Es sind lediglich sieben verlässliche Nennungen innerhalb dieses großen Gebietes verzeichnet, die alle durch Erdbeben verursacht wurden. Aufgrund der schlechten Datenlage ist es nicht möglich, Aussagen über die genauen Mechanismen der Entstehung oder etwa die Beteiligung submariner Rutschungsvorgänge sowie über die Ausprägung der Tsunamis zu machen. Mit 4 Nennungen repräsentiert die Südküste Zyperns die tsunamiaktivste Zone im östlichen Mittelmeer. Zwei der Nennungen – in den Jahren 1202 (NTL 2005) und 1222 n. Chr. (NOAA 2005) – beschreiben jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit dasselbe Ereignis, da sie im gleichen Monat und mit der gleichen Erdbebenmagnitude angegeben werden und aus verschiedenen Katalogen stammen. Auch SOLOVIEV et al. (2000) nehmen an, dass es sich hierbei nur um ein Ereignis handelt, lokalisieren aber den Herd des tsunamiauslösenden Bebens

nicht an der Küste Zyperns, sondern nennen Palästina als Zentrum der Auswirkungen des Bebens. Über die zwei weiteren Tsunamis in den Jahren 26 v. Chr. (NOAA 2005, NTL 2005) und 1953 n. Chr. (NTL 2005) liegen keine weiterführenden Informationen in den Katalogen und der Literatur vor. Nach HEIDBACH (2000) wird am zypriotischen Bogen keine ozeanische Kruste subduziert. Dennoch sind im Grenzbereich von Afrikanischer und Eurasischer Platte starke Beben mit tsunamiauslösender Wirkung durchaus möglich. Untersuchungen von Tsunamizeugnissen an der West- und Südostküste Zyperns (KELLETTAT & SCHELLMANN 2001; dies. 2002) unterstützen diese These. Dort konnten neben bis zu 50 t schweren Blöcken auch Sand-, Kies- und Schotterakkumulationen, welche bis 15 m über dem Meeresspiegel reichen, der Wirkung von Tsunamis zugeschrieben werden. Außerdem dokumentieren Transformationen kleinmaßstäblicher Oberflächenformen und „von Böden und Vegetation entblöbte 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“ (zit. nach: KELLETTAT & SCHELLMANN 2001: 2f) den *runup* von katastrophalen Tsunamis an den Küsten Zyperns. Die Datierungen dieser sedimentologischen und geomorphologischen Spuren weisen auf die Einwirkungen der Tsunamis vor etwa 200 – 300 Jahren, in einem Fall auch vor bis zu 500 Jahren hin.

Weitere geomorphologische Tsunamizeugnisse wurden in Form dünner Sandschichten (SCHEFFERS 2006) sowie Blockablagerungen (KELLETTAT 2006) an der Südküste der Türkei beschrieben. Letztere sind bis über 20 t schwere, dislozierte *Beachrock* – Blöcke, die in Höhen zwischen 2 – 3,5 m ü. NN teilweise in jüngerem *Beachrock* einzementiert sind, teilweise auf diesem liegen und von KELLETTAT (2006) dem Transport durch Tsunamis vor über 1000 Jahren und vor etwa 250 – 300 Jahren zugeschrieben werden. Der jüngere Tsunami könnte auch für Ablagerungen auf Zypern verantwortlich sein (s. o.). Blöcke als Belege für jungholozäne Tsunamieignisse liegen auch für die Küste Libanons vor (MORHANGE et al. 2006). Dort wurden an mehreren Stellen bis zu 30 m³ große Blöcke mehrere Zehnermeter landeinwärts transportiert. Da die Radiokohlenstoffdatierungen von Blöcken an unterschiedlichen Lokationen (3639 – 3489 cal v. Chr., 1436 – 1511 cal n. Chr., 1528 – 1673 cal n. Chr. und 1690 – 1950 cal n. Chr.) nicht mit Hebungsphasen vor der libanesischen Küste zusammenfallen, vermuten MORHANGE et al. (2006), dass die für die Ablagerungen verantwortlichen Tsunamis überregionalen Ursprungs waren. SALAMON et. al (2007) führen weitere Tsunamis für das östliche Mittelmeer auf, die im GFZ – Katalog (2005) zum Teil als nicht verlässlich gekennzeichnet sind oder nicht aufgeführt werden. Eine

eindeutige Verknüpfung dieser Nennungen mit den oben beschriebenen geomorphologischen Zeugnissen ist wiederum nicht möglich.

Ein **statistischer Vergleich** der einzelnen Zonen (siehe Tab. 2) bestätigt die vorgenommene qualitative Einschätzung. In den tsunamiaktivsten Gebieten (Kalabrischer Bogen, Ionisches Meer, Hellenischer Bogen, Ägäis) liegen viele Tsunaminennungen vor, dort werden zumeist auch hohe Werte der durchschnittlichen Tsunamimagnitude auf der Sieberg – Ambraseys – Skala (s.u.; AMBRASEYS 1962) erreicht. Einzig in der Adria übertrifft dieser Wert in der Periode nach 1900 alle anderen Zonen, was daran liegt, dass dort nur für ein relativ starkes Ereignis die Tsunamimagnitude angegeben wird. In Tabelle 2 sind zudem die statistischen Wiederholungsperioden von Tsunamis angegeben. Wiederum zeigen die genannten Zonen durch kurze Abstände zwischen den Tsunamiereignissen eine besonders hohe Tsunamigefährdung.

3.3 Fallstudien

In drei Fallstudien von Tsunamis mit unterschiedlichen Ursachen wird im Folgenden deren Entstehungsdynamik und Ausbreitung aufgrund historischer und wenn möglich geomorphologischer Zeugnisse analysiert, um charakteristische Verbreitungsmuster solcher extremer Ereignisse aufzuzeigen. Damit soll eine kleinräumigere, über die vorgenommene Zonierung hinausgehende Gefährdungsabschätzung sowohl für diese als auch für tektonisch und geographisch ähnliche Gebiete ermöglicht werden.

3.3.1 Subduktionsbeben am Hellenischen Bogen

Für den Zeitraum zwischen der Mitte des 4. und des 6. Jahrhunderts n. Chr. häufen sich im östlichen Mittelmeer die Hinweise auf Erdbebenereignisse. Diese Phase erhöhter seismischer Aktivität wird als *Early Byzantine Tectonic Paroxysm* bezeichnet. Das wohl herausragendste Ereignis ist das Erdbeben, oder eine Serie von Erdbeben, das am 21.07.365 n. Chr. zahlreiche Städte auf Kreta zerstörte und einen starken Tsunami verursachte. Außerdem werden dem Beben starke Schäden auf dem griechischen Festland, auf Zypern und in Libyen zugeschrieben (STIROS 2001, STIROS & DRAKOS 2006). Das Epizentrum wird von SOLOVIEV et al. (2000) entweder an der Nordküste Kretas oder in der Straße von Kythira angegeben, wo es auch verschiedene Tsunamikataloge (IG 2005, NTL 2005, NOAA 2005) lokalisieren. Aufgrund der Hebung der Südwestküste Kretas um bis zu 9 m, vermuten STIROS & DRAKOS (2006),

dass sich das Epizentrum am Hellenischen Bogen südwestlich von Kreta befand. Sie nehmen für dieses Beben eine Magnitude (M_s) von mindestens 8,5 an. Der dabei ausgelöste Tsunami sorgte vor allem im Nildelta für Zerstörungen.

Der zeitgenössische Historiker Ammianus Marcellinus beschreibt die Auswirkungen des Tsunami: „*In Alexandria the sea carried ships over the great walls, while in other places it stranded them on the dry shore. In the Adriatic sea ships were stranded until the sea came back again. Other vessels of great size were driven on shore and cast upon housetops as happened in Alexandria. Some were even driven two miles inland, of which I myself (Marcellinus) saw one in Laconia,*

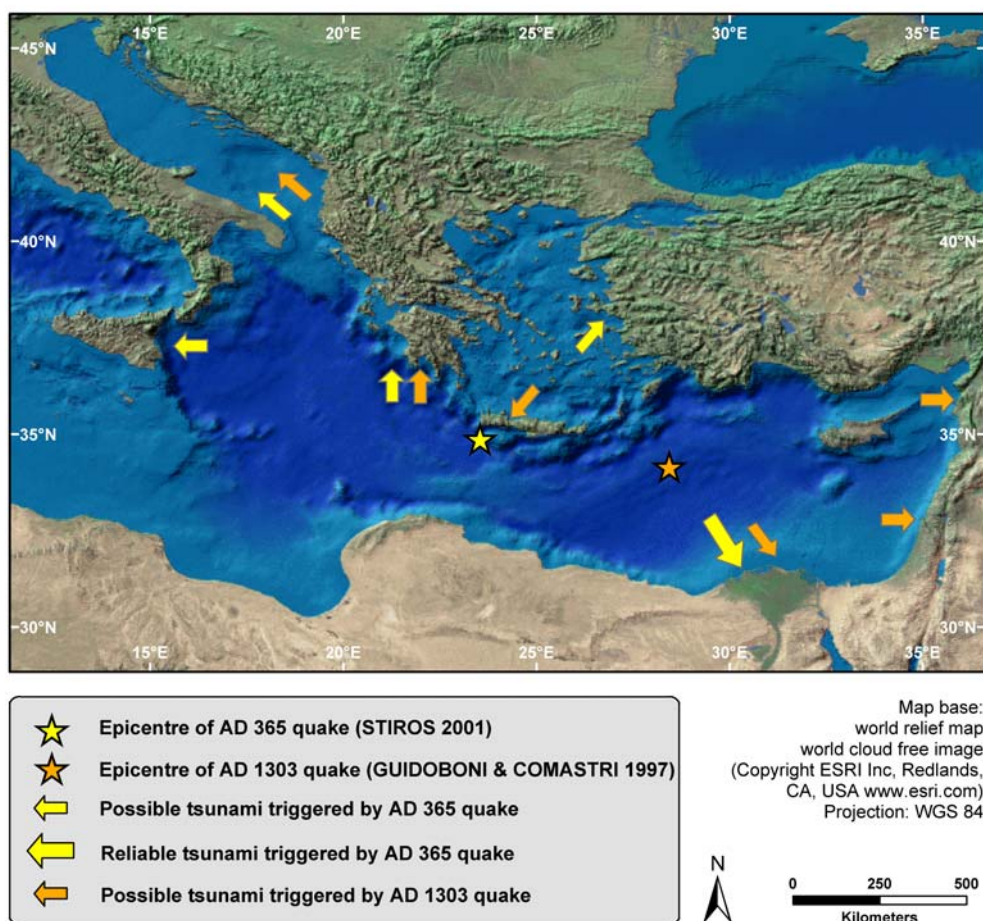


Abb.6: Tsunamis durch starke Subduktionsbeben am Hellenischen Bogen in den Jahren 1303 und 365 n. Chr. mit Angabe von möglichen und verlässlichen Tsunamieinwirkungen an den Küsten des östlichen und zentralen Mittelmeeres.

near the town of Methone“ (zit. nach ANTONOPOULOS 1980: 155). Neben diesem Beispiel von der Peloponnes berichtet er von weiteren Plätzen auf Kreta, an der ionischen Küste Griechenlands, im Golf von Korinth und auf Sizilien, wo das Wasser stieg und „*rushed inland up the foothills of the mountains 12 miles from the shore.*“ (zit. nach ANTONOPOULOS 1980: 155). SOLOVIEV et al. (2000) nennen zudem Tsunamiobservations aus Kleinasien und selbst von der spanischen Küste, räumen aber ein, dass zumindest Letztere eventuell bei einem anderen Ereignis beobachtet wurden. In Abb. 6 sind die Tsunamiobservations im Nil Delta als verlässlich und an den übrigen Küsten als wahrscheinlich gekennzeichnet, da dort aufgetretenen Tsunamis nicht genau datiert sind und von daher auch bei anderen Ereignissen während des *Early Byzantine Tectonic Paroxysm* aufgetreten sein könnten (STIROS 2001).

Besonders die Beobachtung dieses Tsunami im Golf von Korinth kann angezweifelt und wahrscheinlich auf ein lokales Ereignis zurückgeführt werden. Geomorphologische Spuren des Tsunami, welche eindeutig dem Beben zugeordnet werden könnten, liegen nicht vor. PIRAZZOLI et al. (1992) beschreiben für den Hafen von Falasarna – im Westen Kretas nahe des Epizentrums gelegen und während des Bebens um über 6 m angehoben – Sedimente, welche durch einen Tsunami abgelagert worden sein sollen. Nach DOMINEY-HOWES (2002) können sie aber weder eindeutig datiert noch auf eine Ablagerung während eines Tsunami zurückgeführt werden. So vermitteln nur die historischen Beschreibungen das Bild eines noch über weite Strecken katastrophal wirkenden Tsunami (Abb. 6). Die Ausbreitung im mehrere tausend Meter tiefen Becken des Mittelmeeres ist dabei wahrscheinlicher als in der flacheren und durch Inseln geschützten Ägäis. Dass Berichte über den Tsunami an eventuell betroffenen Küstenbereichen in Nordafrika, auf Zypern und im Nahen Osten fehlen, sollte nicht als Beweis dafür dienen, dass der Tsunami dort nicht auftrat.

Für ein weiteres großes Beben am Hellenischen Bogen gilt ähnliches wie für das oben beschriebene Ereignis. Es gibt wiederum mehrere Bebenennungen zu verschiedenen Zeitpunkten mit Angaben von seismischen Schäden und beobachteten Tsunamis an unterschiedlichen Orten. So führt ANTONOPOULOS (1980) zwei verschiedene Ereignisse für das Jahr 1303 n. Chr. auf: das Beben am 8. August mit Epizentrum bei Kairo und ein weiteres Ende Dezember mit Epizentrum im Mittelmeer zwischen Kreta und Ägypten. Sowohl SOLOVIEV et al. (2000) als auch GUIDOBONI & COMASTRI (1997) sehen diese beiden Nennungen als ein und dasselbe Erdbebenereignis, bei dem ein starker Tsunami verursacht wurde. Erstere legen das Epizentrum dieses Bebens in die Nähe von Rhodos, während Letztere es etwa 250 km südlich davon lokalisieren.

Die stärksten Zerstörungen durch dieses Beben traten vor allem auf Kreta, Rhodos und in Ägypten auf. In weniger starkem Ausmaß waren auch Syrien, Libanon, Israel, Zypern und die Peloponnes betroffen (GUIDOBONI & COMASTRI 1997). Diese weitreichenden Schäden entsprechen der angegebenen Magnitude 8,0 (Ms) des Erdbebens (IG 2005, NOAA 2005, NTL 2005).

GUIDOBONI & COMASTRI (1997) beschreiben die Wirkung des bei diesem Beben generierten Tsunami auf Grundlage arabischer, griechischer und lateinischer Texte folgendermaßen:

- Auf Kreta überflutete der Tsunami die Stadt Heraklion, zerstörte viele Häuser und tötete zahlreiche Bewohner.
- An der israelischen Küste überflutete eine große Welle den Strand. Es kam zu Todesopfern. „*the sea off Acre receded about two parasangs (12.8 km), revealing a great many objects on the sea bed*“ (zit. nach GUIDOBONI & COMASTRI 1997: 68).
- In Alexandria wurden durch große Wellen („*reaching as far as the city walls*“; zit. nach ebd.) Schiffe und küstennahe Einrichtungen zerstört.
- Auch in der Adria werden ungewöhnliche Meeresspiegelschwankungen beobachtet.

SOLOVIEV et al. (2000) führen zusätzlich noch an, dass die Küsten von Syrien, Libanon und der Peloponnes von diesem Tsunami in Mitleidenschaft gezogen wurden. Von VÖTT et al. (2006) wurden Megablöcke und Blockfelder an der Küste Nordwestgriechenlands beschrieben, welche von einem Tsunami zwischen 1000 und 1400 cal n. Chr abgelagert wurden (s.o.). Eine eindeutige Zuordnung zum Beben von 1303 n. Chr. ist jedoch nicht möglich. Die Tsunamis von 365 und 1303 n. Chr. sind beide bei starken Beben an der Subduktionszone entlang des Hellenischen Bogens entstanden und haben weite Teile des zentralen und östlichen Mittelmeeres erreicht (siehe Abb. 6). Die Gefährdung, welche von tsunamiauslösenden Beben am Hellenischen Bogen ausgeht, ist als sehr hoch einzuschätzen, auch wenn die beschriebenen starken Ereignisse etwa tausend Jahre auseinanderliegen.

3.3.2 Der Tsunami in der südlichen Ägäis am 9. Juli 1956

Am 09.07.1956 n. Chr. kam es innerhalb des vulkanischen Bogens nördlich des Hellenischen Bogens zu einem starken Erdbeben ($M_s = 7,5$) mit geringer Herdtiefe (IG

2005, NOAA 2005, NTL 2005). Das Epizentrum des Bebens befand sich zwischen den Inseln Amorgos und Astipalea, das des stärksten Nachbarbebens ($M_s = 7,2$) etwa 20 km südwestlich davon, im bis zu 700 m tiefen Amorgos Becken (PERRISORATIS &

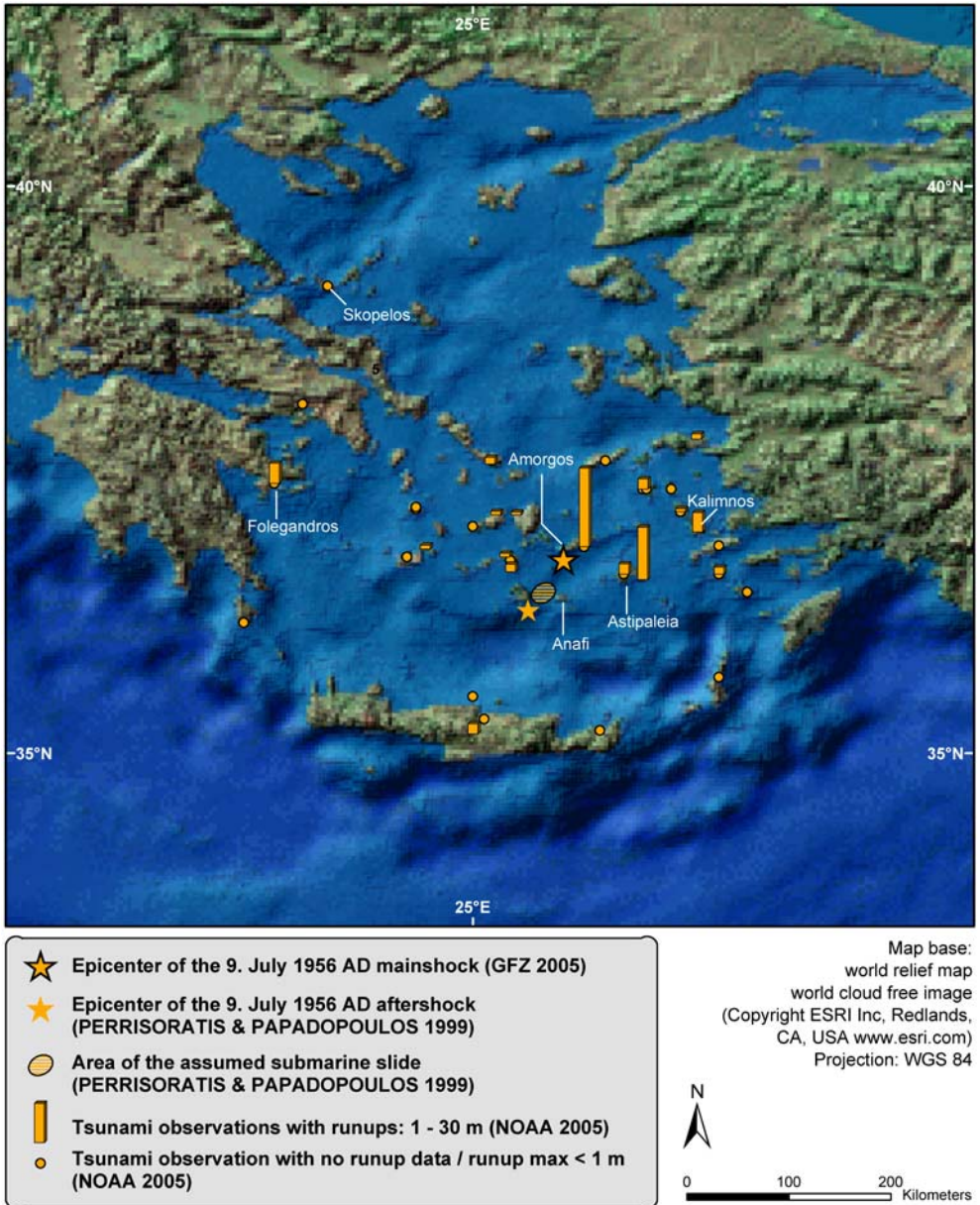


Abb. 7: Ausbreitung des Tsunami vom 9. Juli 1956 n. Chr. in der Südägäis mit Angabe der Epizentren von Haupt- und Nachbarbeben, des Rutschungsareals und der beobachteten Wellenhöhen.

PAPADOPOULOS 1999). Dieses Becken streicht von Südwest nach Nordost und wird von mehreren Verwerfungen eingefasst. Entlang einer der wichtigsten Verwerfungen nördlich der Insel Anafi verläuft ein 25 km langer Steilhang.

In diesem Gebiet konnte von PERRISORATIS & PAPADOPOULOS (1999) durch sedimentologische Untersuchungen eine große submarine Rutschung nachgewiesen werden. Das Rutschungsareal erstreckt sich auf einer Fläche von etwa 24 km Länge und 6 km Breite in Tiefen von 350 bis 600 m. Die abgerutschten Sedimente stammen vom oberen Hang im Süden des Amorgos Beckens und wurden durch einen oder mehrere Rutschungsvorgänge bewegt. Da der höchste Punkt des Rutschungskörpers nur etwa 10 km vom Epizentrum des Nachbebens aber 30 km vom Epizentrum des Hauptbebens entfernt liegt, wäre es möglich, dass die tsunamigene Rutschung erst beim Nachbeben ausgelöst wurde (PERRISORATIS & PAPADOPOULOS 1999). PAPA-ZACHOS et al. (1985) sowie SOLOVIEV et al. (2000) hingegen führen ausdrücklich an, dass die Generierung des Tsunami nicht durch eine submarine Rutschung beeinflusst wurde, sondern auf den vertikalen Versatz des Meeresbodens zurückgeführt werden kann.

In nächster Umgebung zum Entstehungsherd des Tsunami wurde ein *runup* von 30 m erreicht (SOLOVIEV et al. 2000; ANTONOPOULOS 1980). Dieser Extremwert wurde nur an der Südküste von Amorgos beobachtet und basiert auf Augenzeugenberichten. Exakte Messungen für die starken Meeresspiegelveränderungen beim Auflaufen des Tsunami liegen nicht vor, da die Pegelmessstationen ausfielen. Weitere hohe *runups* von bis zu 20 m wurden von der Nordküste Astipaleas und anderen dem Amorgos Becken zugewandten Küstenabschnitten berichtet (siehe Abb. 7). Dabei entstanden jedoch nur relativ geringe Schäden, da an den meisten Küsten die Bebauung erst in höhergelegenen Gebieten begann. Obwohl die Insel Kalymnos 150 km in östlicher Richtung vom Epizentrum des Hauptbebens entfernt liegt, traten dort die schwersten Schäden auf und es gab drei Todesopfer, da sich die größten Ansiedlungen an jener der Tsunamiquelle zugewandten Küste befanden (SOLOVIEV et al. 2000). Auf den dem Becken abgewandten Seiten der Inseln sowie an den weiter entfernten Küsten Griechenlands und Kleinasiens liefen die Wellen nur bis in relativ niedrige Höhen auf. Der am weitesten entfernte Punkt, an welchem der Tsunami beobachtet wurde, befindet sich auf der ca. 330 km entfernten Insel Skopelos.

Die extremen maximalen *runup* – Werte im Amorgos Becken können nach PERRISORATIS & PAPADOPOULOS (1999) zum Teil durch Überschätzung der beob-

achteten Wellenhöhen zustande gekommen sein und auf einen Maximalwert von 15 m reduziert werden.

Untersuchungen von Tsunamiablagerungen auf Astipaleia stützen nach DOMINEY-HOWES et al. (2000a) diese Annahme. Dabei wurden an der Nordküste der Insel nahe des Ortes Stavros gerundete Kiese auf einem bis zu 10 m über dem Meeresspiegel reichenden Kliff gefunden. Da sich zwischen diesen Kiesen Mollusken mariner Herkunft befinden, welche in den umliegenden Sedimenten nicht auftreten, kann von einem Ablagerungsvorgang durch einen Tsunami ausgegangen werden. Der Transport durch Sturmwellen kann aufgrund der Lage mehrere Meter über bekannten Sturmablagerungen ausgeschlossen werden. KELLETAT & SCHELLMANN (2001) sehen die eindeutige Zuordnung dieser Ablagerungen zum Tsunami von 1956 jedoch als zweifelhaft an, da einerseits die Kiese trotz geringer Reliefenergie vom Hang her mit Sedimenten bedeckt sind und darauf Bodenbildung zu erkennen ist, was auf eine frühere Ablagerung hindeutet, und andererseits Radiokarbondaten an Mollusken unter Berücksichtigung eines Reservoireffekts von mehreren 100 Jahren ein Maximalalter von 275 Jahren erbrachten. Im Süden der Insel konnten DOMINEY-HOWES et al. (2000a) außerdem eine Schicht aus gerundeten und schräg geschichteten Grobkiesen dem Tsunami vom 09.07.1956 n. Chr. zuordnen. Diese Schicht befindet sich innerhalb eines Kolluvialfächers in 20 bis 40 m Entfernung von der Küstenlinie in einer Höhe von bis zu 2 m und beinhaltet Foraminiferen, deren Lebensraum zum Teil in der Tiefsee liegt. Das Auftreten dieser marinen Lebewesen und die Lage der Kiese sprechen wiederum gegen eine Entstehung durch Sturmwellen, sondern deuten auf die Ablagerung während eines hochenergetischen Einzelereignisses wie einem Tsunami hin. Die zeitliche Einordnung ist bereits infolge eines Auftretens von Plastikfragmenten in der organischen Auflage eindeutig in jüngster Vergangenheit festzulegen. Die genannten Höhen von 2 m an der Südküste beziehungsweise 10 m an der Nordküste Astipaleias stellen minimale Werte für den jeweiligen *runup* dar, jedoch sind sehr viel höhere Werte unwahrscheinlich. Die der *runup* – Datenbank der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA 2005) entnommenen und in Abb. 7 dargestellten Werte beinhalten zwar die eventuell überschätzten Beobachtungswerte, zeigen aber dennoch das Verbreitungsmuster des Tsunami mit den höchsten *runups* im Amorgos Becken und einer vornehmlichen Ausbreitung entsprechend der Rutschungsrichtung nach Nordosten. Der hohe *runup* von 7,9 m auf der westlich gelegenen Insel Folegandros ist möglicherweise auf einen lokalen Buchteneffekt zurückzuführen oder auf eine fehlerhafte Eintragung in der *runup* – Datenbank (NOAA 2005), da er nur

dort, aber nicht in der Literatur erwähnt wird.

3.3.3 Der spätbronzezeitliche Ausbruch des Santorin

Santorin, die südlichste Insel der Cycladen, ist einer der wenigen heute aktiven Vulkane im vulkanischen Bogen der südlichen Ägäis. Die letzte Eruption war 1950 n. Chr. auf dem im Zentrum der Caldera neu wachsenden Vulkankegel Kameni (SMITHSONIAN INSTITUTE 2005). Die Insel besteht heute nur noch aus einer großen überfluteten Caldera mit 4 – 6 km Durchmesser, von der nur die bis zu 400 m ü. NN hohen Ränder die heutige Gestalt bestimmen. Der größte Teil dieser Inselfragmente trägt den Namen Thera, welcher oftmals synonym für den ganzen Vulkan gebraucht wird. Die Caldera ist unter dem Meeresspiegel bis zu 390 m tief und im Westen von drei Kanälen durchbrochen. Die Umwandlung der Vulkaninsel zu ihrer heutigen Form fand während einer mehrtägigen Eruptionsserie in der späten Bronzezeit statt (ANTONOPOULUS 1992). Die zeitliche Einordnung dieses Ereignisses ist nicht eindeutig und wird basierend auf Radiokarbondatierungen von Tephra, dendrochronologischen Untersuchungen und Eisbohrkernen auf die Mitte des 17. Jahrhunderts v. Chr. gelegt, während Archäologen aufgrund der Chronologie von Töpferwaren und anderen archäologischen Zeugnissen einen jüngeren Zeitpunkt für wahrscheinlich halten. (MANNING 1999). In diese Arbeit wurde das nach MANNING (1999) wahrscheinlichste Datum übernommen: 1628 v. Chr., da dies nicht den archäologischen Zeugnissen widerspricht und mit den geowissenschaftlichen Belegen übereinstimmt. Der Volcanic Explosivity Index (s.u.) lag nach MCCOY & HEIKEN (2000) bei 6,9. Der spätbronzezeitliche Ausbruch des Santorin stellt somit einen der weltweit stärksten Vulkanausbrüche der vergangenen Jahrtausende dar.

Der Ausbruch, der sich über vier Tage erstreckte, wird von MCCOY & HEIKEN (2000) auf Grundlage stratigraphischer Untersuchungen im Süden von Thera in 4 Hauptphasen eingeteilt:

- In der 1. Phase wurden bei einem plinianischen Ausbruch große Mengen von Tephra und Bims ausgeworfen, die in weite Teile der Ägäis und Kleinasien verteilt wurden. Daneben entstanden auch großflächige Verbände von Bimsstein, welche auf Oberflächenströmungen in der Ägäis und im östlichen Mittelmeer trieben. Tsunamis wurden währenddessen nicht generiert.
- Mit der 2. Phase stieg die Intensität der Eruption an, als Wasser in die Krateröffnung eindrang. Die phreatomagmatischen Aktivitäten lösten proklastische

Ströme aus, welche beim Eintritt ins Meer auf allen Außenseiten der Insel Tsunamis anregten. Aufgrund erhöhter Ablagerungen pyroklastischen Materials im Süden (bis 12 m) von Thera, waren Tsunamis eventuell stärker nach Süden und Südosten ausgerichtet.

- Die pyroklastischen Ströme setzen sich in der 3. Phase fort. Die Mächtigkeit (bis 55 m) und der massive Aufbau dieser Schicht lassen folgern, dass dabei ausgelöste Tsunamis noch stärker waren als zuvor. In dieser Phase begann wahrscheinlich auch der Kollaps des Vulkans.
- In der 4. Phase konnten durch unterschiedliche Aktivitäten, wie weitere pyroklastischen Ströme und Schlammlawinen, wiederum Tsunamis in alle Richtungen ausgelöst worden sein. Vor allem der endgültige Kollaps, der mehrere hundert Meter hohen Flanken des Vulkans in die Caldera wird einen starken Tsunami verursacht haben, welcher sich entsprechend der großen Kanäle im Westen der Caldera in westlicher Richtung ausgebreitet haben wird.

Vor Beginn des eigentlichen Ausbruchs kam es außerdem zu einem schweren Erdbeben entlang einer durch die Vulkaninsel verlaufenden Verwerfung (DOMINEY-HOWES 2004, PARARAS-CARAYANNIS 1992). PARARAS-CARAYANNIS (1992) sieht im vermuteten Abschiebungsmechanismus dieses Erdbebens und eventuell dabei aufgetretenen submarinen Rutschungen den Auslöser für einen starken Tsunami, der sich nach Osten ausbreitete. Für seine These liegen keine eindeutigen Beweise vor. Er versucht damit jedoch angebliche Tsunamiablagerungen östlich des Santorin zu erklären. Dazu gehören Bimssteinschichten sowohl in etwa 1.000 km Entfernung an der Küste Israels in 7 m Höhe über dem heutigen Meeresspiegel als auch an der Küste Zyperns. Dagegen spricht, dass die Eruption des Santorin nicht explosiv genug war, diese vulkanischen Lockerprodukte an derart ferne Küsten abzulagern. Auch ein Tsunami konnte die schwimmenden Bimssteinverbände nicht dorthin transportieren, da dieser über keinen Wellenkamm verfügt, der den schwimmenden Bimsstein antreibt. So hätten diese Ablagerungen mit oberflächennahen Meeresströmungen mehrere Wochen bis zur zypriotischen beziehungsweise zur israelischen Küste gebraucht. Sie können somit von keinem Tsunami während des 4-tägigen Ausbruchs des Santorin dort abgelagert worden sein (DOMINEY-HOWES 2004). Die Entstehung dieser Schichten bleibt also ungeklärt.

Weitere Tsunamiablagerungen (10 – 15 cm mächtige Feinsedimentschichten) befinden sich in Höhen von 2 bis 3 m über dem Meeresspiegel an zwei Fundstellen an der türkischen Küste (MINOURA et al. 2000). Darüber liegt eine Tephraschicht, die

über die chemische Zusammensetzung sowie darin vorkommenden vulkanischen Glases eindeutig dem spätbronzezeitlichen Ausbruch des Santorin zugeordnet werden kann (MINOURA et al. 2003). Die Feinsedimente können möglicherweise einem während des Ausbruchs entstandenen Tsunami zugerechnet werden. Voraussetzung dafür wäre, dass nach einem – etwa durch pyroklastische Ströme am Osthang des Vulkans während der zweiten oder dritten Phase verursachten – Tsunami nochmals Tephra ausgestoßen und über den Tsunamisedimenten abgelagert wurde oder, dass ein Tsunami vor der Eruption des Lockermaterials in der ersten Phase generiert wurde. Letztere Variante würde dann der These eines präeruptiven tsunamigenen Erdbebens von PARARAS-CARAYANNIS (1992) entsprechen.

Nach einem Modell von MINOURA et al. (2003) verbreitete sich der Tsunami jedoch nach dem Kollaps in den letzten Phasen nicht nur nach Westen, sondern auch in östliche Richtung und erreichte innerhalb von ca. 150 Minuten die türkische Küste. Dies geschah noch vor dem Niederschlag des Tephras, welches mehrere Tage brauchte, um dort anzukommen. Auf Kreta gefundene Sandschichten, die von MINOURA et al. (2000) wiederum einem Tsunami während dieses Ausbruchs des Santorin zugeordnet werden, sind nicht eindeutig auf die tsunamigene Entstehung zurückzuführen, da weder genaue stratigraphische und topographische Beschreibungen dieser Schichten vorliegen noch der Beweis für ihren marinen Ursprung erbracht wurde. Außerdem konnten bei weiteren Untersuchungen an mehreren Stellen auf Kreta keine derartigen Beobachtungen gemacht werden (DOMINEY-HOWES 2004). Nur Ablagerungen auf dem Santorin selbst, welche als ein Gemenge verschiedener vulkanischer Förderprodukte in Höhenlagen bis 6 m ü. NN auftreten, sind wegen ihres vermischten Aufbaus, des Vorkommens mariner Sedimente und ihrer von der Küste her dünner werdenden Schichtung eindeutig auf die Einwirkung eines Tsunami zurückzuführen (MCCOY & HEIKEN 2000). Die weitreichende Wirkung von Tsunamis während der spätbronzezeitlichen Eruption des Santorin lässt sich folglich nicht beweisen.

Die in Abb. 8 aufgeführten und in der Literatur diskutierten geomorphologischen Tsunamizeugnisse stellen dementsprechend kein verlässliches Verbreitungsmuster dar. Für die Annahme eines Tsunami, der durch den Kollaps des Vulkans in den letzten Phasen des Ausbruchs entstand und sich in westlicher Richtung ausbreitete, könnten sedimentologische Befunde am Meeresboden sprechen. Beim Durchzug eines Tsunami in über 3.000 m tiefen Becken auf dem Mediterranen Rücken wurden Turbiditätsströmungen ausgelöst, welche charakteristische Ablagerungen hinterließen und als *homogenites* bezeichnet werden (CITA et al. 1996). Diese Mergelschichten sind

ungegliedert aus Silt und Ton zusammengesetzt und verfügen über eine sandige Basis mit scharfer Untergrenze. In Bohrkernen wurden sie mit Mächtigkeiten von einigen Dezimetern bis mehreren Metern an mehreren Stellen südwestlich von Griechenland gefunden (siehe Abb. 8). Dazu gehören nach CITA et al. (1996) auch ähnliche Ablagerungen in den Tiefseeebenen des Ionischen und des Syrtischen Meeres, welche wahrscheinlich durch große Turbiditströmungen infolge des Aufprallens des Tsunami am nordafrikanischen Kontinentalabhang entstanden. Diese würde wiederum eine Tsunamiausbreitung nach Südwesten anzeigen. Die zeitliche Einordnung dieser Ablagerungen – 3500 bis 4000 Jahre BP – wurde aufgrund der relativen Position zu datier-

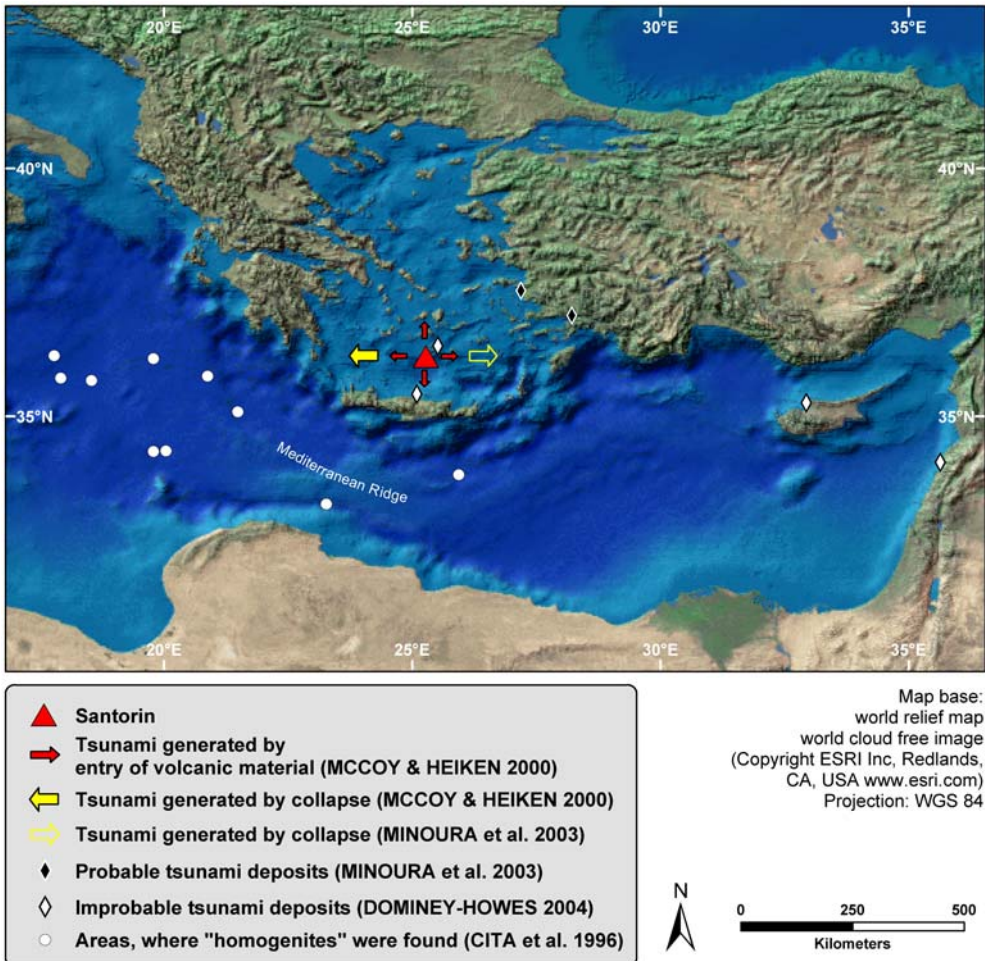


Abb. 8: Tsunamienstehung durch den spätbronzezeitlichen Ausbruch des Santorin mit Angaben von verschiedenen wahrscheinlichen und unwahrscheinlichen Tsunamiablagerungen an den Küsten und im Tiefseebereich des östlichen Mittelmeeres.

ten Schlammschichten darüber und darunter vorgenommen (CITA et al. 1996). Wegen der Ungenauigkeiten von mehreren hundert Jahren, ist eine eindeutige Zuordnung zu einem Tsunami, der durch den Kollaps des Santorin ausgelöst wurde, nicht möglich. Simulationen von PARESCHI et al. (2006b) sprechen außerdem gegen die Ausbreitung eines beim Kollaps des Santorin ausgelösten Tsunami außerhalb der Ägäis. Stattdessen vermuten sie einen Flankensturz am Ätna auf Sizilien als Ursache für einen Tsunami, der die *homogenites* entstehen ließ (PARESCHI et al. 2006a). Da keinerlei historische Zeugnisse von der nordafrikanischen Küste vorliegen, könnten geomorphologische Spuren an den Küsten Libyens und Tunesiens die Ausbreitung derartiger Tsunamis in diese Gebiete bestätigen.

4. Fazit

Die tsunamiaktivsten Zonen des Mittelmeer liegen entlang der Subduktionszonen am Kalabrischen und am Hellenischen Bogen sowie an dessen nördlichen Fortsetzung im Ionischen Meer und außerdem in der Ägäis (Abb. 9). Dies zeigen die qualitative Einschätzung und die statistischen Auswertung der einzelnen Zonen. Die Tsunamigefährdung im Westlichen und Östlichen Mittelmeer kann aufgrund der seismischen Aktivität (s. u.) und der geomorphologischen Befunde, welche auf starke Tsunamis hindeuten, als mittelgroß eingestuft werden. In den übrigen Zonen des Ligurischen und Tyrrhenischen Meeres, sowie der Adria ist die Tsunamigefährdung hingegen als niedrig anzusehen. Diese Einstufung ist in Abb. 9 kartographisch dargestellt. Hierbei ist zu beachten, dass innerhalb einer Zone Gebiete kleinerer beziehungsweise größerer Gefährdung liegen. Außerdem verbreitet sich ein in einer Zone entstandener Tsunami auch außerhalb davon.

Die Geodynamik des mediterranen Raumes mit den Subduktionszonen und zahlreichen Verwerfungen, vor allem entlang der Grenzen verschiedener Teilplatten, sorgt für eine starke Seismizität. In Abb. 9 ist die Erdbebenaktivität in Abhängigkeit von der Magnitude M_s dargestellt. An all den somit gekennzeichneten seismisch aktiven Gebieten – und besonders an den Subduktionszonen – sind Tsunamis möglich, die sich in tiefen Meeresbecken über große Entfernungen ausbreiten können. Dementsprechend sind vor allem die den Tiefseebecken des Ionischen Meeres und des östlichen Mittelmeeres zugewandten Küsten folgender Gebiete durch Tsunamis potentiell gefährdet: Sizilien, Südtürkei, Süditalien, Zypern, Westgriechenland, Levante, Peleponnes, Nordafrika und Kreta sowie weitere Inseln des Hellenischen Bogens.

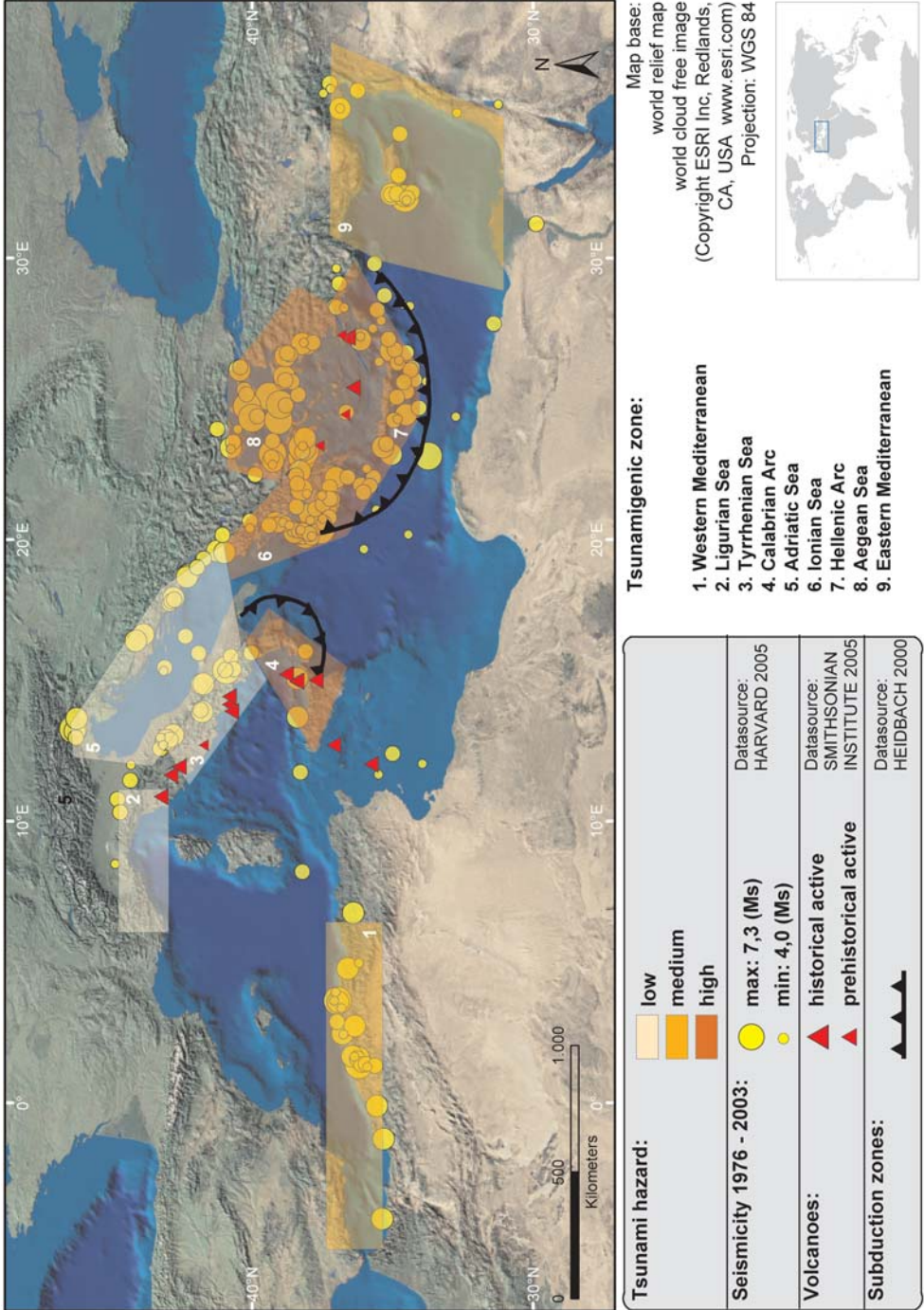


Abb. 9: Tsunamigefährdung in den tsunamiaktiven Zonen des Mittelmeeres mit Angabe der Seismizität, der Subduktionszonen und der im Holozän aktiven Vulkane.

Weniger weitreichende Tsunamis, aber lokal möglicherweise mit starken Auswirkungen, sind auch in den anderen seismisch aktiven Gebieten möglich. Litorale und submarine Rutschungen können dort auch durch relativ schwache Beben verursacht werden und Tsunamis mit extremen *runups* auslösen. Jedoch sind tsunamiauxlösende Rutschungen auch ohne Erdbeben möglich, wenn ein Steilrelief und ausreichend unkonsolidierte Sedimente vorhanden sind. Eine Gefährdung durch rutschungsinduzierte Tsunamis besteht also beinahe überall im Mittelmeer. In Abb. 9 sind weiterhin alle holozän aktiven Vulkane eingefügt, da hier durch pyroklastische Ströme, Rutschungen und vor allem durch den teilweisen oder kompletten Kollaps eines Vulkangebäudes Tsunamis entstehen können. Außer von Santorin, Stromboli und Vesuv ist jedoch von keinem der aufgeführten Vulkane ein tsunamiauxlösender Ausbruch bekannt.

Weitere geomorphologische Untersuchungen sind nötig, um die momentan noch lückenhafte Datenlage zu verfeinern. Diese könnte einerseits wenig verlässliche Tsunaminennungen aus historischen Quellen bestätigen und andererseits auf eine Gefährdung in Bereichen hinweisen, wo weder historische Belege für Tsunamis vorliegen noch aufgrund von vulkanischen Aktivitäten, Subduktionsdynamik oder sonstiger hoher Seismizität derartige Ereignisse zu erwarten wären. Ein Warnsystem, wie für das Mittelmeer geplant wird (vgl. UNESCO 2007), müsste aufgrund der kurzen Laufzeiten der Tsunamis im Tiefseebereich des Mittelmeeres sehr schnell arbeiten und wäre bei Tsunamis mit weitreichender Ausbreitung nur an weit entfernten Küsten wirklich von Nutzen. Bei lokalen Ereignissen ist mit Laufzeiten von nur wenigen Minuten bis zum Auftreffen an der Küste zu rechnen. Ein Warnsystem mit darüber liegenden Vorwarnzeiten würde kaum Sinn machen. Grundsätzlich sollte die küstennahe Bebauung in allen gefährdeten Gebieten einen vertikalen wie horizontalen Sicherheitsabstand einnehmen. Da dieses meist nicht beachtet wird, sollte zumindest die Bevölkerung über die Gefährdung unterrichtet und Pläne zur Katastrophenvorsorge erstellt werden.

Danksagung

Für die Bereitstellung der Kartengrundlagen ergeht ein herzlicher Dank an die Firma ESRI (ESRI Inc, Redlands, CA, USA, www.esri.com).

Literatur

- ALTINOK, Y. & ERSOY, S. (2000): Tsunamis Observed on and Near the Turkish Coast. – *Natural Hazards*, 21: 185-200.
- AMBRASEYS, N.N. (1962): Data for the investigation of seismic sea waves in the Eastern Mediterranean. – *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52: 895-913.
- ANTONOPOULOS, J. (1980): Data from investigation on seismic Sea waves events in the Eastern Mediterranean from the Birth of Christ to 1980 A.D. – *Annali di Geofisica*, 33 (1): 141-248.
- ANTONOPOULOS, J. (1992): The great Minoan eruption of Thera Volcano and the ensuing tsunami in the Greek Archipelago. – *Natural Hazards*, 5 (2): 153-168.
- ASSIER-RZADKIEWICZ, S., HEINRICH, P., SABATIER, P. C., SAVOYE, B., BOURILLET, J. F. (2000): Numerical Modelling of a Landslide-generated Tsunami: The 1979 Nice Event. – *Pure and Applied Geophysics*, 157 (10): 1707 – 1727.
- BARTEL, P. & KELLETAT, D. (2003): Erster Nachweis holozäner Tsunami im westlichen Mittelmeergebiet (Mallorca, Spanien) mit einem Vergleich von Tsunami- und Sturmwellenwirkung auf Festgesteinsküsten. – *Berichte Forschungs- und Technologiezentrum Westküste der Universität Kiel*, 28: 93-107; Büsum.
- BRYANT, E. (2001): *Tsunami – The Underrated Hazard*. 320 S., Cambridge (Cambridge University Press).
- CITA, M. B., CAMERLENGHI, A., RIMOLDI, B. (1996): Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean; new evidence and depositional models. – *Sedimentary Geology*, 104: 155-173.
- CGMW – Commission for the Geological Map of the World (2004): *Geodynamic Map of the Mediterranean*.
- DAWSON, A. G. (1994): Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. – *Geomorphology*, 10 (1-4): 83-94.
- DAWSON, A. G. (1999): Linking tsunami deposits, submarine slides and offshore earthquakes. – *Records of rapid change in the late Quaternary*, 60: 119-126.
- DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W., SIEDLER, G. (1975): *Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie*. 593 S., Berlin – Stuttgart (Bornträger).
- DOMINEY-HOWES, D. (2002): Documentary and geologic records of tsunamis in the Aegean Sea region of Greece and their potential value to risk assessment and disaster management. – *Natural Hazards*, 25 (3): 195-224.

- DOMINEY-HOWES, D. (2004): A re-analysis of the Late Bronze Age eruption and tsunami of Santorini, Greece, and the implications for the volcano–tsunami hazard. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130 (1-2): 107-132.
- DOMINEY-HOWES, D., CUNDY, A., CROUDACE, I. (2000a): High energy marine flood deposits on Astypalaea Island, Greece; possible evidence for the AD 1956 southern Aegean tsunami. – *Marine Geology*, 163 (1-4): 303-315.
- DOMINEY-HOWES, D., PAPADOPOULOS, G. A., DAWSON, A.G. (2000b): Geological and historical investigation of the 1650 Mt. Columbo (Thera Island) eruption and tsunami, Aegean Sea, Greece. – *Natural Hazards*, 21: 83-96.
- EVA, C. & RABINOVICH, A. B. (1997): The February 23, 1887, tsunami recorded on the Ligurian coast, western Mediterranean. – *Geophysical Research Letters*, 24 (17): 2211-2214.
- GFZ (2005): GeoForschungszentrum Potsdam, Sektion 2.1 (persönl. Korrespondenz).
- GIANFREDA, F., MASTRONUZZI, G., SANZO, P. (2001): Impact of historical tsunamis on a sandy coastal barrier: an example from the northern Gargano coast, southern Italy. – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1: 213-219.
- GUIDOBONI, E. & COMASTRI, A. (1997): The large earthquake of 8 August 1303 in Crete; seismic scenario and tsunami in the Mediterranean area. – *Journal of Seismology*, 1 (1): 55-72.
- GUIDOBONI, E. & TINTI S. (1988): A review of the historical 1627 tsunami in the southern Adriatic. – *Natural Sciences of Hazards*, 6 (1): 11-16.
- GUIDOBONI, E. & TINTI S. (1989): The largest historical tsunamis in the northern Adriatic Sea; a critical review. – *Science of Tsunami Hazards*, 7 (1): 45-54.
- GUSIAKOV, V. K. (2003): Identification of slide-generated tsunamis in the historical catalogues. – In: YALCINER, A.; PELINOVSKY, E.; OKAL, E.; SYNOLAKIS, C. E. (Hg.): *Submarine landslides and tsunamis: 17-24*; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- HARVARD (2005): Harvard Seismology (Erdbebenkatalog). <http://www.seismology.harvard.edu>; Stand: 14.12.2005.
- HÉBERT, H. & ALASSET, P.-J. (2003): The tsunami triggered by the 21 May 2003 Algiers earthquake. – *CSEM/EMSC Newsletter*, 20: 10-12.
- HEIDBACH, O. (2000): *Der Mittelmeerraum. Numerische Modellierung der Lithosphärendynamik im Vergleich mit Ergebnissen aus der Satellitengeodäsie.* – Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C: Dissertationen (525). 96 S.,

- München (Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften).
- IG (2005): Institute of Geophysics (Griechenland). <http://www.gein.noa.gr/services/tsunami.htm>; Stand: 14.12.2005.
- IGN (2005): Instituto Geografico Nacional (Spanien). http://www.fomento.es/mfom/lang_castellano/direcciones_generales/instituto_geografico/geofisica/sismologia/otras/leyenda.htm; Stand: 14.12.2005.
- INGV (2005): Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Italien). <http://www.ingv.it/~roma/SITOINGLESE/activities/pererischio/macrosismica/tsunami/intro.html>; Stand: 14.12.2005.
- KELLETAT, D. (2006): Neue Beobachtungen zu Paläo-Tsunamis im Mittelmeergebiet: Mallorca & und Bucht von Alanya, türkische Südküste. – Schriften des Arbeitskreises Landes- und Volkskunde (ALV), Koblenz: 1-14.
- KELLETAT, D. (2003): Tsunamis durch Impacts von Meteoriten im Quartär? – Essener Geographische Arbeiten, 35: 27-38; Essen.
- KELLETAT, D. & SCHELLMANN, G. (2001): Sedimentologische und geomorphologische Belege starker Tsunami-Ereignisse jung-historischer Zeitstellung im Westen und Südosten Zyperns. – Essener Geographische Arbeiten, 32: 1-74.
- KELLETAT, D. & SCHELLMANN, G. (2002): Tsunamis on Cyprus: Field Evidences and 14C Dating Results. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 137: 19-34.
- KORTEKAAS, S., PAPADOPOULOS, G.A., GANAS, A., DIAKANTONI, A. (2005): Geological identification of historical tsunamis in the Gulf of Corinth, Greece. Poster presented at the workshop „Tsunami deposits and their role in hazard mitigation“, National Science Foundation and Department of Earth and Space Sciences at the University of Washington, Seattle. <http://earthweb.ess.washington.edu/tsunami2/deposits/downloads.htm>; Stand: 18.08.2007.
- MANNING, S. (1999): Test of time: The volcano of Thera and the chronology and history of the Aegean and east Mediterranean in the mid second millennium BC. – 494 S., Oxford / Oxbow.
- MARAMAI, A., GRAZIANI, L., ALESSIO G., BURRATO, P., COLINI, L., CUCCI, L., NAPPI, R., NARDI, A., VILARDO, G. (2005a): Near- and far-field survey report of the 30 December 2002 Stromboli (Southern Italy) tsunami. – Marine Geology, 215 (1-2): 93-106.
- MARAMAI, A., GRAZIANI, L., TINTI, S. (2005B): Tsunamis in the Aeolian Islands (southern Italy): a review. – Marine Geology, 215 (1-2): 11-21.

- MARAMAI, A. & TERTULLIANI, A. (1994): Some events in central Italy; are they all tsunamis? A revision for the Italian tsunami catalog. – *Annali di Geofisica*, 37 (5): 997-1008.
- MASTRONUZZI, G. & SANZO, P. (2000): Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (southern Italy) – *Marine Geology*, 170 (1-2): 93-103.
- MCCOY, F. W. & HEIKEN, G. (2000): Tsunami generated by the late Bronze Age eruption of Thera (Santorini), Greece. – *Pure and Applied Geophysics*, 157 (6-8): 1227-1256.
- MINOURA, K., IMAMURA, F., KURAN, U., NAKAMURA, T., PAPADOPOULOS, G. A., TAKAHASHI, T., YALCINER, A. C. (2000): Discovery of Minoan tsunami deposits. – *Geology (Boulder)*, 28 (1): 59-62.
- MINOURA, K., IMAMURA, F., KURAN, U., NAKAMURA, T., PAPADOPOULOS, G. A., TAKAHASHI, T., YALCINER, A. C. (2003): Tsunami hazards associated with explosion-collapse processes of a dome complex on Minoan Thera. – In: Yalciner, A.; Pelinovsky, E.; Okal, E.; Synolakis, C. E. (Hg.): *Submarine landslides and tsunamis: 229-236*; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- MORHANGE, C., MARRINER, N., PIRAZZOLI, P.A. (2006): Evidence of Late-Holocene Tsunami Events in Lebanon. – In: SCHEFFERS, A. & KELLETAT D. (Hg.): *Tsunamis, Hurricanes and Neotectonics as Driving Mechanisms in Coastal Evolution. Proceedings of the Bonaire Field Symposium, March 2-6, 2006.* – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 146*: 81-95.
- NOAA (2005): National Oceanic and Atmospheric Administration. Tsunami Basics & Tsunami Data at National Geophysical Data Center (USA). <http://www.tsunami.noaa.gov/basics.html>; Stand: 14.12.2005.
- NTL (2005): Tsunami Laboratory Novosibirsk (Russland). <http://tsun.sccc.ru/tsulab>; Stand: 14.12.2005.
- PAPADOPOULOS, G. A. (2003): Tsunami Hazard in the Eastern Mediterranean: Strong Earthquakes and Tsunamis in the Corinth Gulf, Central Greece. – *Natural Hazards*, 29: 437-464.
- PAPAZACHOS, B. C., KOUTITAS, C., HATZIDIMITRIOU, P. M., KARACOSTAS, B. G., PAPAIOANNOU, C. A. (1985): Source and short-distance propagation of the July 9, 1956 southern Aegean tsunami. – *Marine Geology*, 65 (3-4): 343-351.
- PARARAS – CARAYANNIS, G. (1992): The tsunami generated from the eruption of the volcano of Santorin in the Bronze Age. – *Natural Hazards*, 5 (2): 115-123.

- PARESCHI, M. T., BOSCHI, E., FAVALLI, M. (2006a): Impact of the Minoan tsunami of Santorini: Simulated scenarios in the eastern Mediterranean. – *Geophysical Research Letters*, 33, L18607, doi:10.1029/2006GL027205.
- PARESCHI, M. T., BOSCHI, E., FAVALLI, M. (2006b): Lost Tsunami. – *Geophysical Research Letters*, 33, L22608, doi: 10.1029/2006GL027790.
- PELINOVSKY, E., KHARIF C., RIABOV, I., FRANCIUS, M. (2002): Modelling of tsunami propagation in the vicinity of the French Coast of the Mediterranean. – *Natural Hazards*, 25 (2): 135-159.
- PERRISORATIS, 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.
- PIATANESI, A. & TINTI, S. (1998): A revision of the 1693 eastern Sicily earthquake and tsunami. – *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth and Planets, 103 (B2): 2749-2758.
- PIRAZZOLI, P.A., AUSSEIL – BADIE, J., GIRESSE, P., HADJIDAKI, E., ARNOLD, M. (1992): Historical environmental changes at Phalarsana Harbour, west Crete. – *Geoarchaeology*, 7 (4): 371-392.
- SALAMON, A., ROCKWELL, T., WARD, S. N., GUIDOBONI, E., COMASTRI, A. (2007): Tsunami Hazard Evaluation of the Eastern Mediterranean: Historical Analysis and Selected Modeling. – *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97 (3): 705-724.
- SCHEFFERS, A. (2006): Sedimentary Impact of Holocen Tsunami Events from the Intra America Seas & Southern Europe: A review. – In: SCHEFFERS, A. & KELLETAT D. (Hg.): *Tsunamis, Hurricanes and Neotectonics as Driving Mechanisms in Coastal Evolution*. Proceedings of the Bonaire Field Symposium, March 2-6, 2006. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 146*: 7-37.
- SCHEFFERS, A. & KELLETAT, D. (2001): Hurricanes und Tsunamis. Dynamik und küstengestaltende Wirkungen. – *Bamberger Geographische Schriften*, 20: 29-53; Bamberg.
- SCHEFFERS, A. & KELLETAT, D. (2004): Bimodal tsunami deposits – a neglected feature in paleotsunami research. – *Coastline Reports*, 1: 67-75.
- SCICCHITANO, G., MONACO, C., TORTORICI, L. (2007): Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy). – *Marine Geology*, 238 (1-4): 75-91.

- SIMKIN, T. & SIEBERT, L. (1994): *Volcanoes of the world*. 349 S., Tucson (Geoscience Press Inc.).
- SMITHSONIAN INSTITUTION (2005): *Global Volcanism Program. Worldwide Holocene Volcano and Eruption Information*. <http://www.volcano.si.edu>; Stand: 18.8.2007.
- SOLOVIEV, S. L., SOLOVIEVA, O.N., GO, C., KIM, K., SHCHETNIKOV, A. (2000): *Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 BC - 2000 AD*. 239 S., Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- STIROS, S. C. (2001): The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in the eastern Mediterranean; a review of historical and archaeological data. – *Journal of Structural Geology*, 23: 545–562.
- STIROS, S. C. & DRAKOS, A. (2006): A fault-Model for the Tsunami-Associated, Magnitude e“ 8.5 Eastern Mediterranean, Ad 365 Eartquake. – In: SCHEFFERS, A. & KELLETAT D. (Hg.): *Tsunamis, Hurrricanes and Neotectonics as Driving Mechanisms in Coastal Evolution. Proceedings of the Bonaire Field Symposium, March 2-6, 2006*. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 146*: 125-137.
- STROMBOLI ONLINE (2007): *Information about Stromboli, Etna and other volcanoes*. <http://www.swisseduc.ch/stromboli/>; Stand: 18.08.2007.
- TANNER, L. H. & CALVARI, S. (2004): Unusual sedimentary deposits on the SE side of Stromboli volcano, Italy: products of a tsunami caused by the ca. 5000 years BP Sciara del Fuoco collapse? – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137 (4): 329-340.
- TINTI, S. & ARMIGLIATO, A. (2001): Impact of large tsunamis in the Messina Straits, Italy: The case of the 28 December 1908 tsunami. – In: HEBENSTREIT, G. T. (Hg.): *Tsunami research at the end of a critical decade*: 139-162; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- TINTI, S., PAGNONI, G., PIATANESI, A. (2003a): Simulation of tsunamis induced by volcanic activity in the Gulf of Naples (Italy). – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 311-320.
- TINTI, S., PAGNONI, G., ZANIBONI, F. (2003b): Tsunami generation in Stromboli Island and impact on the south-east Tyrrhenian coasts. – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 299-309.
- TINTI, S. & PIATANESI, A. (1996): Numerical simulations of the tsunami induced by the 1627 earthquake affecting Gargano, southern Italy. – *Journal of*

Geodynamics, 21 (2): 141-160.

UNESCO (2007): International Tsunami Information Center. <http://ioc3.unesco.org/neamtws/>; Stand: 18.08.2007.

VÖTT, A., MAY, M., BRÜCKNER, H., BROCKMÜLLER, S. (2006): Sedimentary Evidence of Late Holocene Tsunami Events near Lefkada Island (NW Greece). – In: SCHEFFERS, A. & KELLETAT D. (Hg.): Tsunamis, Hurricanes and Neotectonics as Driving Mechanisms in Coastal Evolution. Proceedings of the Bonaire Field Symposium, March 2-6, 2006. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 146: 139-172.

VÖTT, A., BRÜCKNER, H., MAY, M., LANG, F., HERD, L., BROCKMÜLLER, S. (2007): Strong tsunami impact on the Bay of Aghios Nikolaos and its environs (NW Greece) during Classical-Hellenistic times. – Quaternary International (in press).

WINDLEY, B. F. (1986): The Evolving Continents. 399 S., Chichester – New York – Brisbane – Toronto (Wiley).

Anhang - Tsunamikatalog für das Mittelmeer (GFZ 2005)

Legende

Year	Year AD / BC (-)																														
Month	Month																														
Day	Day																														
Lat	Latitude																														
Lon	Longitude																														
Location	Location of tsunami source																														
Cause	<p>Q: earthquake</p> <p>TL: tectonic landslide after earthquake</p> <p>V: volcanic activity</p> <p>L: landslide</p> <p>U: unknown</p>																														
Ms	Surface-wave magnitude																														
Depth	Focal depth (in km)																														
VEI	<p>Volcanic Explosivity Index (SIMKIN & SIEBERT 1994)</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>VEI</th> <th>Plume</th> <th>Ejecta volume</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>0</td> <td>< 100 m</td> <td>> 1000 m³</td> </tr> <tr> <td>1</td> <td>100 – 1000 m</td> <td>> 10.000m³</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>1 – 5 km</td> <td>> 1.000.000 m³</td> </tr> <tr> <td>3</td> <td>3 – 15 km</td> <td>> 10.000.000 m³</td> </tr> <tr> <td>4</td> <td>10 – 25 km</td> <td>> 0,1 km³</td> </tr> <tr> <td>5</td> <td>> 25 km</td> <td>> 1 km³</td> </tr> <tr> <td>6</td> <td>> 25 km</td> <td>> 10 km³</td> </tr> <tr> <td>7</td> <td>> 25 km</td> <td>> 100 km³</td> </tr> <tr> <td>8</td> <td>> 25 km</td> <td>> 1000 km³</td> </tr> </tbody> </table>	VEI	Plume	Ejecta volume	0	< 100 m	> 1000 m ³	1	100 – 1000 m	> 10.000m ³	2	1 – 5 km	> 1.000.000 m ³	3	3 – 15 km	> 10.000.000 m ³	4	10 – 25 km	> 0,1 km ³	5	> 25 km	> 1 km ³	6	> 25 km	> 10 km ³	7	> 25 km	> 100 km ³	8	> 25 km	> 1000 km ³
VEI	Plume	Ejecta volume																													
0	< 100 m	> 1000 m ³																													
1	100 – 1000 m	> 10.000m ³																													
2	1 – 5 km	> 1.000.000 m ³																													
3	3 – 15 km	> 10.000.000 m ³																													
4	10 – 25 km	> 0,1 km ³																													
5	> 25 km	> 1 km ³																													
6	> 25 km	> 10 km ³																													
7	> 25 km	> 100 km ³																													
8	> 25 km	> 1000 km ³																													

Tiamb	<p>Tsunami intensity on Sieberg – Ambraseys – scale (AMBRASEYS 1962)</p> <p>1: Very light. Wave so weak as to be perceptible only on tide-gauge records.</p> <p>2: Light. Wave noticed by those living along the shore and familiar with the sea. On very flat shores generally noticed</p> <p>3: Rather strong. Generally noticed. Flooding of gently sloping coasts. Light sailing vessels carried away on shore. Slight damage to light structures situated near the coasts. In estuaries reversal of the river flow some distance upstream.</p> <p>4: Strong. Flooding of the shore to some depth. Light scouring on man-made ground. Embankments and dikes damaged. Light structures near the coasts damaged. Solid structures on the coast injured. Big sailing vessels and small ships drifted inland or carried out to sea. Coasts littered with floating debris.</p> <p>5: Very strong. General flooding of the shore to some depth. Quaywalls and solid structures near the sea damaged. Light structures destroyed. Severe scouring of cultivated land and littering of the coast with floating items and sea animals. With the exception of big ships all other type of vessels carried inland or out to sea. Big bores in estuary rivers. Harbor works damaged. People drowned. Wave accompanied by strong roar.</p> <p>6: Disastrous. Partial or complete destruction of manmade structures for some distance from the shore. Flooding of coasts to great depths. Big ships severely damaged. Trees uprooted or broken. Many casualties.</p>
Runup max	Maximum observed or measured wave height (in m a.s.l.).
Notes	Notes about differing or additional data in the literature, references to other events, etc.
Data source	Indication of original catalogues: IG 2005; IGN 2005; INGV 2005; NOAA 2005; NTL 2005

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
1	2003	5	27	36,8	3,62	Algeria	Q	27	6,1		2	0,15		IGN
2	2003	5	21	36,96	3,63	Algeria	Q	12	6,9		3,5	2		IGN, NOAA, NTL
3	2002	12	30	38,48	15,12	Aeolian Islands	V				5	10,9		INGV, NOAA, NTL
4	2000	4	5	34,13	25,41	Crete	Q	38	5,7		2	0,5		IG, NOAA
5	1996	1	1	38,19	22,05	West Corinth Gulf	L				4	2		IG, NOAA, NTL
6	1995	6	15	38,22	22,09	West Corinth Gulf	Q	14	6,3		3	1		IG, NOAA, NTL
7	1994	3	27	38,7	23	Phthiotida	U		7					NOAA
8	1991	1	4	37,7	26,3	East Aegian Sea	U							NTL, NOAA
9	1990	12	13	37,16	15,07	Eastern Sicily	Q		5,4		2			INGV, NOAA
10	1989	10	29	36,78	2,44	Algeria	Q	5	6,1					NTL, NOAA
11	1988	4	20	38,24	14,58	Aeolian Islands	L							INGV, NOAA
12	1984	2	11	38,18	21,54	West Corinth Gulf	U	10	5,5		2		cause = V & L ¹	IG, NOAA, NTL
13	1983	1	17	38,06	20,12	Ionian Sea	Q	8	7		2	0,5	cause = TL ²	IG, NOAA, NTL
14	1981	2	24	38,04	23	East Corinth Gulf	Q	8	6,7		2	0,3		IG, NOAA, NTL
15	1980	10	10	36,28	1,68	Algeria	Q	14	7,3		1			NTL, NOAA
16	1979	4	15	41,48	19	South Adriatic Sea	Q	4	7,1		4			IG, NOAA, NTL
17	1979	10	16	43,42	7,15	Liguria-Cote d'Azur	L				3	3		INGV, NOAA, NTL
18	1978	6	20	40,37	23,16	Aegian Sea	Q	6	6,5		1	0,45		IG, NOAA, NTL
19	1968	4	18	44,05	8,01	Liguria-Cote d'Azur	Q		4,6		2			INGV, NTL
20	1968	2	19	39,3	25,3	North Aegian Sea	Q	7	7,1		2	1,2		IG, NOAA, NTL
21	1965	7	6	38,16	22,18	West Corinth Gulf	TL	18	6,3		3	3		IG, NOAA, NTL
22	1963	2	7	38,12	22,12	West Corinth Gulf	L				4	5		IG, NOAA, NTL
23	1962	5	28	39,48	25,9	North Aegian Sea	Q		4,5		2			IG, NTL
24	1961	6	6			Aegian Sea	Q	30	5,3		2	0,9		IG, NOAA, NTL
25	1961	5	23	36,7	28,5	Aegian Sea	Q		6,5					NOAA, NTL
26	1956	7	9	36,38	25,58	South Aegian Sea	Q	20	7,5		5	15	cause = TL ³	IG, NOAA, NTL
27	1956	11	2	39,18	23,06	Volos Gulf	Q		5,6		2	1		IG, NOAA, NTL
28	1955	4	19	39,23	23	Volos Gulf	Q		6,2		3			IG, NTL
29	1954	9	9	36,29	1,47	Alboran Sea	Q	5	6,6		1			NTL
30	1954	2	1	38,48	15,12	Aeolian Islands	V				2			INGV, NOAA, NTL
31	1953	8	12	38,06	20,36	Ionian Sea	Q		7,2		2		cause = TL*	IG, NTL*
32	1953	9	10	34,8	32	Cyprus	Q		6,5					NTL

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
33	1949	7	23	38,35	26,14	East Aegian Sea	Q	25	6,7		3	2		IG, NTL
34	1948	4	22	38,43	20,34	Ionian Sea	Q	8	6,5		3	1		IG, NOAA, NTL
35	1948	2	9	35,3	27,12	Dodecanese Isl.	Q	16	6,1		4	1,2		IG, NOAA, NTL
36	1947	10	6	36,58	21,41	South Ionian Sea	TL	28	7		2	0,6		IG, NOAA, NTL
37	1944	8	20	38,48	15,12	Aeolian Islands	V			2	4			INGV, NTL
38	1937	7	20	43,2	16,4	Adriatic Sea	Q		5,2					NTL
39	1932	9	26	40,27	23,46	Stomonic Gulf	Q	40	7		3	2		IG, NOAA, NTL
40	1930	9	11	38,48	15,12	Stromboli	V			3	3	2,5		INGV, NOAA, NTL
41	1928	3	31	38,12	27,4	East Aegian	Q		7		2			IG, NOAA, NTL
42	1928	4	22	37,54	23	East Corinth Gulf	Q		6,3		3	2,1		IG, NOAA, NTL
43	1926	8	30	36,3	23,18	Argolikos Gulf	Q		7		2			IG, NTL
44	1920	11	26	40,18	20	Albanian Coast	Q		6		3			IG, NOAA, NTL
45	1919	5	22	38,48	15,12	Stromboli	V	10		3	3			INGV, NOAA, NTL
46	1916	7	3	38,49	15,14	Aeolian Islands	Q		5,1		2	10	cause = V ¹	IG, NTL
47	1915	8	7	38,3	20,37	Ionian Sea	Q	14	7		3	0,8		IG, NOAA, NTL
48	1914	11	27	38,43	20,37	Ionian Sea	Q		6		4	3	cause = TL ²	IG, NOAA, NTL
49	1908	12	28	38,09	15,41	Messina Strait	Q	10	7,2		6	13		INGV, NOAA, NTL
50	1907	10	23	38,08	16,01	Ionian Calabria	Q		5,9		3			INGV, NTL
51	1905	1	20	39,4	22,5	West Aegian Sea	Q		6		2			IG, NTL
52	1905	9	8	38,4	16,04	Tyrrenian Calabria	Q		7,1		3	6		INGV, NTL
53	1902	7	5	40,49	23,02	Thermaikos Gulf	Q		7		2	0,3		IG, NOAA, NTL
54	1899	1	22	37,2	21,6	Ionian Sea	Q		6,6			1		IG, NTL
55	1898	12	3	37,12	21,36	Ionian Sea	Q		7		3	1		IG, NOAA, NTL
56	1898	6	2	37,36	22,3	Peloponnesus	Q		7		3			IG
57	1896	11	5			Ionian Sea	Q							IG
58	1894	11	16	38,17	15,52	Tyrrenian Calabria	Q		6,1		3			IG, NTL
59	1894	4	27	38,4	23,02	North Evoikos	Q		7		2	3		IG, NOAA, NTL
60	1893	2	9	40,3	25,5	Samothrace	Q		6,8		3	1		IG, NOAA, NTL
61	1893	6	14	40,06	19,42	Albanian Coast	Q		7		3			IG, NOAA, NTL
62	1893	4	17	37,42	20,54	Zante, Ionian Sea	Q		6		2			IG, NOAA, NTL
63	1888	9	9	38,12	22,06	West Corinth Gulf	Q		6,1		2			IG, NTL
64	1887	10	3	38,06	22,54	Corinth Gulf	Q		6		2			IG, NOAA, NTL

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
65	1887	2	23	43,55	8,04	Liguria-Cote d'Azur	Q		6,3		3			INGV, NTL
66	1886	8	27	37,06	21,3	Ionian Sea	Q		8		3			IG, NOAA, NTL
67	1885	1	16	41,68	12,78	Liguria, Cote d'Azur	U							NTL
68	1883	6	27	39,3	20	North Ionian Sea	Q				3			IG, NOAA, NTL
69	1881	4	3	38,12	26,12	East Aegian Sea	Q		7		3			IG, NTL
70	1876	12	23				U							NTL
71	1875	3	17	44,04	12,33	Central Adriatic	Q		5,7		3			INGV, NTL
72	1870	6	24	32,2	29,6	Egypt	Q		7,2					NOAA, NTL
73	1870	8	6				Q							NTL
74	1869	12	28	38,51	20,48	Albanian Coast	Q		6		3			IG, NOAA, NTL
75	1867	9	20	36,44	22,27	Peloponnesus	Q		7		4			IG, NOAA, NTL
76	1867	2	4	38,4	20,5	Ionian Sea	Q		7		2			IG, NTL
77	1866	1	2	40,24	19,36	Albanian Coast	Q		6,6		4			IG, NOAA, NTL
78	1866	2	6	36,12	23,24	Kythira Strait	Q		6		4	8		IG, NOAA, NTL
79	1866	3	6	40,24	19,3	Albanian Coast	Q		6,1		4			IG, NTL
80	1866	2	2	38,24	26	East Aegian Sea	Q	6,4	8		3			IG, NOAA, NTL
81	1866	3	2	40,24	19,3	Albanian Coast	Q		6,3		3			IG, NTL
82	1866	3	3	40,4	19,5	Albanian Coast	U		6,3					NOAA, NTL
83	1866	3	13	40,3	19,3	Albanian Coast	Q		6		3			IG, NOAA, NTL
84	1866	1	6				U							NOAA, NTL
85	1866	1	28	36,4	25,3	South Aegian Sea	Q		6					NOAA, NTL
86	1861	12	26	38,12	22,12	West Corinth Gulf	TL	15	6,6		3	2,1		IG, NOAA, NTL
87	1856	8	21	36,85	5,7	Algeria	Q							IGN, NTL
88	1856	11	13	38,24	26,06	East Aegian Sea	Q		6,3		4			IG, NOAA, NTL
89	1856	8	22	36,83	5,72	Algeria	Q				4	5		IGN
90	1853	8	18	38,18	23,12	Evoikos Gulf	Q		6,5		3			IG, NOAA, NTL
91	1852	9	8			East Aegian Sea	Q				3			IG, NOAA, NTL
92	1851	10	12	40,42	19,24	West Corinth Gulf	Q		6,8		3	0,6		IG, NOAA, NTL
93	1846	8	25	43,5	10,5	Tuscany	U							NTL
94	1846	8	14	43,32	10,3	Tuscany	Q		5,7		2		cause = Q ²	INGV, NTL
95	1836	4	25	39,34	16,44	Ionian Calabria	Q		6,2		4			INGV, NTL
96	1833	1	19	40,3	19,24	Albanian Coast	Q		6,5		3			IG, NOAA, NTL

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
97	1832	3	8	39,04	16,54	Ionian Calabria	Q		6,7		3			INGV, NTL
98	1828	10	9	43,7	9	Ligurian Sea	Q		5,7		2			INGV, NTL
99	1823	3	5	38	14,06	Northern Sicily	Q		5,9		4			INGV, NTL
100	1821	1	9	37,8	21,3	Patros Gulf	Q		6,5		4			IG, NOAA, NTL
101	1818	2	23	43,55	8,02	Liguria-Cote d'Azur	Q		5,6		2			INGV, NTL
102	1818	2	20	37,36	15,08	Eastern Sicily	Q		6		2			INGV, NTL
103	1817	8	23	38,18	22,06	West Corinth Gulf	Q		6,5		4	5		IG, NOAA, NTL
104	1812	6	28				U							NTL
105	1805	7	26	41,51	14,51	Gulf of Naples	Q		6,6					INGV, NTL
106	1802	11	7	36,5	2,9	Alboran Sea	Q							NTL
107	1794	6	11	38,18	22,18	Corinth Gulf	TL		5,5		3	3		IG, NOAA, NTL
108	1791	11	2	37,8	21	Ionian Sea	Q		6,8		2			IG, NOAA, NTL
109	1790	10	9	35,7	-0,6	Alboran Sea	Q		7		3			IGN, NTL
110	1784	1	7	38,19	16,24	Ionian Sea	Q		4,1		3			INGV, NTL
111	1783	6	11				Q				0			NTL
112	1783	2	5	38,18	15,58	Tyrrhenian Calabria	Q	13	6,9		3		runup = 9m ²	INGV, NTL
113	1783	2	6	38,13	15,38	Tyrrhenian Calabria	TL		5,9		6			INGV, NTL
114	1778	6	16			Aegian Sea	Q				3			IG, NTL
115	1771	11	24	38,48	26,42	Aegian Sea	Q		6,4		3			IG, NTL
116	1769	0	0	38,24	22,12	Corinth Gulf	Q		6,5		2			IG, NTL
117	1748	5	14	38,3	22,1	Peloponnesus	Q		6,8					NOAA
118	1748	5	25	38,12	22,12	West Corinth Gulf	Q		6,6		4	10		IG, NTL
119	1742	2	21	37,54	22,36	West Corinth Gulf	Q		7		3			IG, NTL
120	1742	1	19	43,33	10,19	Liguria	Q		4		2			INGV, NTL
121	1741	1	31	36,12	28,3	Dodecanese Islands	Q		7		5			IG, NTL
122	1726	9	1	38,07	13,35	Northern Sicily	Q		5,6		2			INGV, NTL
123	1707	7	20				Q							NTL
124	1693	1	11	37,08	15,01	Eastern Sicily	Q		6,8		5			INGV, NTL
125	1680	10	9	36,5	-4,4	Alboran Sea	Q		7					IGN, NTL
126	1672	2	14			Aegian Sea	Q							NTL
127	1672	4	14	43,56	12,35	Central Adriatic Sea	Q		5,6		2			INGV, NTL
128	1668	7	10	38,4	27,1	East Aegian Sea	Q		6,6		1			NOAA, NTL

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
129	1667	4	6	42,6	18,06	South Adriatic Sea	Q		7		3			IG, NOAA, NTL
130	1661	4	22				Q							NTL
131	1650	9	29	36,4	25,4	Santorin	V		6,3			50		NOAA
132	1646	4	5	43,33	10,19	Tuscany	Q		5,2		3			INGV
133	1633	11	5	37,42	20,48	Ionian Sea	Q		7		3			IG, NOAA, NTL
134	1631	12	17	40,49	14,26	Campania	V			4	2			INGV, NTL
135	1630	3	9	36	24	Kythira Strait	Q		6,8					IG, NTL
136	1627	7	30	41,44	15,21	Gargano	Q		6,7		5			INGV, NTL
137	1612	11	11	35,5	25,5	Crete Isl.	Q		6,7					NTL
138	1609	4	0	36,24	28,24	Dodecanese Islands	Q		7,2		5			IG, NTL
139	1564	7	20	44,01	7,17	Liguria-Cote d'Azur	Q		5,8		2			INGV, NTL
140	1562	10	20	40,5	15,5	Adriatic Sea	Q							NTL
141	1546	1	14	38,3	25,8	Aegian Sea	Q		6,5					NTL
142	1511	3	26	46,12	13,15	North Adriatic Sea	Q		6,5		2			INGV, NOAA, NTL
143	1494	7	1	35,3	25	Crete	Q		7		3			IG, NOAA, NTL
144	1481	10	3	36,2	28,5	Rhodes	Q		7,1					NOAA, NTL
145	1452	12	5	41,5	16,5	Coast of Apulia	Q							NTL
146	1402	6	0	38,06	22,24	Corinth Gulf	Q		7		4			IG, NTL
147	1389	3	20	38,24	26,18	Eastern Aegian Sea	Q		7		4			IG, NOAA, NTL
148	1303	8	8	36,06	29	Dodecanese Islands	Q		8		5			IG, NOAA, NTL
149	1270	3	0	41,18	19,3	North Ionian Sea	Q		6,8					IG, NTL
150	1222	5	0	34,5	33	Cyprus	Q		6,6		4		cp. ID 151 ²	NOAA
151	1202	5	22	34,3	33	Cyprus	Q		6,6		4			NOAA, NTL
152	1172	0	0				Q							NTL
153	1169	2	4	37,19	15,02	Eastern Sicily	Q		7		4			INGV, NTL
154	1169	2	11				Q							NTL
155	1068	3	18	31,92	34,85	Eastern Mediterr.	Q							NOAA, NTL
156	1065	9	23				Q							NTL
157	1050	0	0				V							NOAA, NTL
158	1020	5	12				Q							NTL
159	1011	0	0				Q							NTL
160	963	7	22	36,5	37	Eastern Mediterr.	Q							NTL

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
161	556	0	0	37	27,36	Dodecanese Islands	Q		7		4			IG, NTL
162	554	8	15	37,1	27,7	Turkey	Q		7					NOAA
163	552	5	0	38,24	22,24	Maliakos Gulf	Q		7,2		4			IG, NOAA, NTL
164	544	0	0			Thrace	U				4		cp. ID 165	IG, NTL
165	542	0	0			Thrace	Q				2			NTL
166	365	7	21	36	23	Kythira Strait	Q		8		5			IG, NOAA, NTL
167	344	0	0	40,18	26,3	Dardanelles	Q		6,8		3			IG, NOAA, NTL
168	148	0	0	36,18	28,36	Dodecanese Islands	Q		7		4			IG, NOAA, NTL
169	142	0	0	36,7	28	Rhodes	Q		7					NOAA, NTL
170	66	0	0	35,12	23,3	Crete	Q		6		3			IG, NOAA, NTL
171	62	0	0	36,5	25,4	Crete	V		6,9					NOAA, NTL
172	-26	0	0	34,7	32,2	Cyprus	Q		7,3					NOAA, NTL
173	-373	0	0	38,12	22,2	West Corinth Gulf	Q	15	6,6		5	15		IG, NOAA, NTL
174	-426	10	0	38,9	22,7	Maliakos Gulf	Q		7		5			IG, NOAA, NTL
175	-479	0	0	39,7	23,3	Macedonia	Q		6,7		3			IG, NOAA, NTL
176	-1628	0	0	36,24	25,24	Santorin	V			6			different date *	IG, NOAA*, NTL

¹ MARAMAI et al. 2005b

² SOLOVIEV et al. 2000

³ PERRISORATIS & PAPADOPOULOS 1999

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

(ISSN 0344-6557)

Herausgegeben von H. Becker, A. Dix, D. Göler, K. Garleff und G. Schellmann

-
- Band 1: HANS BECKER u. HORST KOPP [Hrsg.]
Resultate aktueller Jemen-Forschung - eine Zwischenbilanz. 1978. XII + 150 S.,
zahlr. Abb. u. (z.T. farbige) Photos.
Ladenpreis € 13,55
- Band 2: JOACHIM BURDACK
Entwicklungstendenzen der Raumstruktur in Metropolitan Areas der USA. 1985.
XII + 166 S., mit 45 Abb. und 54 Tab.
Ladenpreis € 17,28
- Band 3: JÖRG JANZEN
Die Nomaden Dhofars/Sultanat Oman. Traditionelle Lebensformen im Wandel.
1980. XXII + 314 S., 71 Abb., 35 Photos, 15 Tab.
Ladenpreis € 26,18
- Band 4: HANS BECKER [Hrsg.]
Kulturgeographische Prozeßforschung in Kanada - eine Bestandsaufnahme junger
Feldforschung. 1982. X + 329 S., reich illustriert.
Ladenpreis € 13,75
- Band 5: HELGA LIEBRICHT
Das Frostklima Islands seit dem Beginn der Instrumentenbeobachtung. 1983. XII
+ 110 S., 22 Tab., 47 Abb. im Text und als Beilage.
Ladenpreis € 15,65
- Band 6: RÜDIGER BEYER
Der ländliche Raum und seine Bewohner. Abgrenzung und Gliederung des
ländlichen Raumes, durchgeführt am Beispiel einer bevölkerungsgeographischen
Unter-suchung des Umlandes von Bamberg und Bayreuth. 1986. XVIII + 182 S.,
21 Abb. und 37 Tab. im Text sowie 12 Karten als Beilage.
Ladenpreis € 20,96
- Band 7: K. GARLEFF; E.M.A. DE VAZQUEZ & H. WAHLE
Geomorphologische Karte 1: 100 000 'La Junta - Agua Nueva, Mendoza/
Argentinien'. Möglichkeiten und Ergebnisse geomorphologischer Kartierungen und
ihre einfarbige Darstellung. (Zweisprachige Ausgabe: Deutsch/Spanisch). 1989.
VII + 100 S., 9 Abb. im Text, 3 Karten als Beilage.
Ladenpreis € 19,22

- Band 8: FRANK SCHÄBITZ
Untersuchungen zum aktuellen Pollenniederschlag und zur holozänen Klima- und Vegetationsentwicklung in den Anden Nord-Neuquéns, Argentinien. 1989. XII + 132 S., 40 Abb. im Text u. als Beilage, 2 Farbtafeln, 27 Tab.
Ladenpreis € 21,32
- Band 9: MANFRED GABRIEL
Boomstädte: ein prozessualer Stadttyp, erörtert an den Beispielen Fairbanks, Whitehorse und Yellowknife. 1991. XIV + 208 S., mit 60 Abb. u. 29 Tab.
Ladenpreis € 18,41
- Band 10: HANS BECKER [Hrsg.]
Jüngere Fortschritte der regionalgeographischen Kenntnis über Albanien. Beiträge des Herbert-Louis-Gedächtnissymposiums. 1991. VII + 184 S., 57 Abb. u. 36 Tab. im Text u. einer Farbkarte Albanien (Beilage).
Ladenpreis € 13,50
- Band 11: KARSTEN GARLEFF u. HELMUT STINGL [Hrsg.]
Südamerika: Geomorphologie und Paläoökologie im jüngeren Quartär. 1991. VIII + 394 S., mit 110 Abb. im Text u. 5 Beilagen.
Ladenpreis € 22,24
- Band 12: JOACHIM BURDACK
Kleinstädte in den USA. Jüngere Entwicklungen, dargestellt am Beispiel der Upper Great Lakes Area. 1993. XII + 194 S., mit 70 Abb. und 14 Tab.
Ladenpreis € 15,29
- Band 13: THOMAS HÖFNER
Fluvialer Sedimenttransfer in der periglazialen Höhenstufe der Zentralalpen, südliche Hohe Tauern, Osttirol. Bestandsaufnahme und Versuch einer Rekonstruktion der mittel- bis jungholozänen Dynamik. 1993. XI + 125 S., mit 94 Abb. und 13 Tab.
Ladenpreis € 15,24
- Band 14: HARALD STANDL
Der Industrieraum Istanbul. Genese der Standortstrukturen und aktuelle Standortprobleme des verarbeitenden Gewerbes in der türkischen Wirtschaftsmetropole. 1994. XVI + 177 S., mit 37 Tab., 12 Abb. und 15 Kartenbeilagen.
Ladenpreis € 18,02
- Band 15: KARSTEN GARLEFF u. HELMUT STINGL [Hrsg.]
Landschaftsentwicklung, Paläoökologie und Klimageschichte der Ariden Diagonale Südamerikas im Jungquartär. 1998. VIII + 401 S., mit 129 Abb. und 19 Tab.
Ladenpreis € 23,20

- Band 16: CHRISTIAN KECK
Zeitschnitte durch die Stadtentwicklung von Halberstadt im 19. und 20. Jahrhundert. Fallstudie zur städtebaulichen Kontinuität einer traditionsreichen Mittelstadt des nordöstlichen Vorharzgebietes. 1997. X + 98 S., mit 12 Skizzen und 7 Kartenbeilagen.
Ladenpreis € 18,46
- Band 17: FRANK SCHÄBITZ
Paläoökologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen in den Trockengebieten Patagoniens. 1999. XVI + 239 S., mit 51 Tab., 85 Abb. und 12 Kartenbeilagen.
Ladenpreis € 27,97
- Band 18: DANIEL GÖLER
Postsozialistische Segregationstendenzen: Sozial- und bevölkerungsgeographische Aspekte von Wanderungen in Mittelstädten der Neuen Länder. Untersucht an den Beispielen Halberstadt und Nordhausen. 1999. XIV + 155 S., mit 5 Tab., 19 Abb. und 41 Karten.
Ladenpreis € 13,91
- Band 19: FRANK SCHÄBITZ u. HELGA LIEBRICHT [Hrsg.]
Beiträge zur quartären Landschaftsentwicklung Südamerikas. Festschrift zum 65. Geburtstag von Professor Dr. Karsten Garleff. 1999. XXXII + 255 S., mit 19 Tab., 75 Abb. und 22 Photos.
Ladenpreis € 24,54 (vergriffen)
- Band 20: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Von der Nordseeküste bis Neuseeland. Beiträge zur 19. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“ vom 24. – 27. Mai 2001 in Bamberg. 2001. VIII + 299 S., mit 19 Tab., 136 Abb. und 15 Photos.
Ladenpreis € 21,88
- Band 21: CHRISTIAN FIEDLER
Telematik im ländlichen Raum Bayerns. Möglichkeiten und Grenzen zur Minderung von Standortnachteilen. 2002. XIV + 170 S., mit 29 Abb. und 18. Tab.
Ladenpreis € 17,60
- Band 22: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Bamberger physisch-geographische Studien 2002 – 2007, Teil I: Holozäne Meeresspiegelschwankungen – ESR-Datierungen aragonitischer Muschelschalen – Paläotsunamis. 2007. VIII + 199 S., mit 26 Tab., 56 Abb. und 10 Photos.
Ladenpreis € 22,50