

Quantifizierung der relativen Meeresspiegelentwicklung entlang der Küsten des Omans

Dissertation

Zur Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Bastian Schneider

aus Lauffen am Neckar

Bonn, September 2019

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Gutachter: PD Dr. Gösta Hoffmann

2. Gutachter: Prof. Dr. Tom McCann

Tag der mündlichen Prüfung: 27.11.2019

Erscheinungsjahr: 2019

Versicherung an Eides statt

gem. § 6 der Promotionsordnung vom 17. Juni 2011

Ich, Bastian Schneider, Meckenheimer Allee 88, 53115 Bonn

versichere an Eides statt durch meine Unterschrift, dass ich die vorliegende Dissertation selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und alle Stellen, die ich wörtlich dem Sinne nach aus Veröffentlichungen entnommen habe, als solche kenntlich gemacht habe, und mich auch keiner anderen als der angegebenen Literatur oder sonstiger Hilfsmittel bedient habe. Die vorgelegte Arbeit oder ähnlich Arbeiten wurden nicht anderweitig als Dissertation eingereicht.

Ich versichere an Eides statt, dass ich die vorgenannten Angaben nach bestem Wissen und Gewissen gemacht habe und dass die Angaben der Wahrheit entsprechen und ich nichts verschwiegen habe.

Ort, Datum

Unterschrift

Danksagung

In den vergangenen Jahren hatte ich die Chance mich intensiv mit dem Themenkomplex „Quantifizierung von Meeresspiegelschwankungen“ auseinanderzusetzen. Dabei konnte ich eine Fülle an spannenden Themen lernen, faszinierende Orte erleben und tolle Menschen kennenlernen. Ohne die Unterstützung all dieser Menschen wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

Mein besonderer Dank gilt in erster Linie meinem Betreuer Dr. Gösta Hoffmann für seine fachliche Anleitung, Motivation, seine vielfältige Unterstützung zu jeder Zeit der Dissertation und seiner Geduld mit mir. Dafür bin ich sehr dankbar!

Ein großes Dankeschön gebührt auch den Mitgliedern meiner Promotionskommission, Prof. Dr. Tom McCann, Prof. Dr. Lothar Schrott und Prof. Dr. Ulrich Kubitscheck für interessante und sehr hilfreiche Treffen und zahlreiche Anregungen im Laufe dieser Promotion.

Weiterhin gilt mein Dank unserer Arbeitsgruppe Umweltgeologie am Institut für Geowissenschaften der Universität Bonn für die tatkräftige Unterstützung im Gelände, für den moralischen Beistand, die fachlichen Diskussionen und die vielen lustigen Abende. Stellvertretend für alle möchte ich Michaela Falkenroth, Valeska Decker, Martin Monschau, Maurice Fräger, Marcus Rudolf, Thomas Lorscheid und Gloria Hortense Schomisch-Mouanga nennen. Für die Unterstützung bei der Feldarbeit und die schöne Zeit im Oman möchte ich weiterhin Nils Frank, Magdalena Ruppachter, Jan Stiasny, Katharina Schoppengerd und Malte Gisenow danken.

Einen wichtigen Beitrag zu dieser Dissertation haben meine Co-Autoren, insbesondere Klaus Reicherter, Christoph Grützner, Susanne Lindauer, Silke Mechernich, Frank Preusser und Tibor Dunai geleistet. Ihre fachliche Expertise, ihre stete Hilfsbereitschaft und die wertvollen Diskussionen waren für die Dissertation von hoher Bedeutung. Den Kollegen und Freunden des IGCP Project 639 danke ich für die zahlreichen fachlichen Diskussionen, tollen Erlebnisse und die vielfältige Unterstützung. Mein Dank gilt insbesondere Simon Engelhardt, Andrew Green, Andrew Cooper, Daniel Melnick, Alar Rosentau, Merle Muru, Siddharth Prizomwala, Robert Weiss und Alessio Rovere. Weiterhin danke ich Íñigo Aniel-Quiroga und Raphaël Normand für ihre Datenbereitstellung und ihre Hilfestellung bei der Auswertung und Interpretation. Die Grundlagen meiner wissenschaftlichen Laufbahn habe ich meinen ehemaligen Betreuern aus Aachen, Frank Lehmkuhl, Holger Kels und Jens Protze zu verdanken, welchen ich dafür bis heute sehr dankbar bin. Für eine tolle und lehrreiche Zeit auf den Philippinen, gespickt mit vielen neuen Erkenntnissen und besonderen Erlebnissen, danke ich insbesondere Olaf Neussner und Max Engel.

Danksagung

Ein ganz spezieller Dank geht an Mansoor Al Shabibi und seine gesamte Crew für die vielen unvergesslichen Momente im Oman und nicht zuletzt für die perfekte logistische Unterstützung.

Ein ganz besonderer Dank gebührt meiner Freundin Patrycja, meiner Familie und meinen Freunden für ihre bedingungslose Unterstützung. Ohne euch wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen!

Zusammenfassung

Küsten gehören zu den wichtigsten Landschaftsräumen der Erde. Küstenbereiche stellen besonders wichtige menschliche Siedlungsräume dar, was durch eine stetige Bevölkerungszunahme entlang von Küsten weltweit bezeugt wird. Diese Entwicklung wird insbesondere in den schnell wachsenden Megastädten an den Küsten Asiens und Afrikas deutlich. Infolge fortschreitender anthropogener Treibhausgasemissionen und der damit verknüpften Erderwärmung steigt der globale Meeresspiegelanstieg an. In Abhängigkeit möglicher Emissionsszenarien, wird ein Anstieg des globalen Meeresspiegels von bis zu 0.98 m über dem heutigen Niveau bis zum Ende des 21. Jahrhunderts erwartet. Der Anstieg des Meeresspiegels hat für die dicht besiedelten und intensiv genutzten Küstenräume der Erde zahlreiche negative Auswirkungen.

Zentrales Thema dieser Promotion sind die Ursachen und Auswirkungen von Meeresspiegelschwankungen auf die Küste des Omans, welche auf verschiedenen Zeitskalen beleuchtet werden. Es sollen relevante geomorphologische und sedimentologische Prozesse analysiert, aber auch die gesellschaftlichen Auswirkungen von Meeresspiegelschwankungen in der Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft untersucht werden. Um die Auswirkungen künftiger Meeresspiegelentwicklungen im Oman zu beurteilen, ist es unabdingbar detaillierte Studien über beteiligte Prozesse und Ereignisse entlang der Küsten auf verschiedenen Zeitskalen durchzuführen. So werden anhand der heutigen Küstenmorphologie, der Topographie und mithilfe von Sedimenten Rückschlüsse auf pleistozäne und holozäne Meeresspiegelschwankungen gezogen und diese quantifiziert. Historische Naturkatastrophen wie Stürme oder Tsunamis werden analysiert und datiert sowie neotektonische und isostatische Prozesse entlang der Küste des Omans untersucht.

Küsten sind vom Zusammenspiel des eustatischen Meeresspiegels, dem Klima und der Geologie geprägt. Zusätzlich wird durch Vertikalbewegungen der Lithosphäre der lokale, relative Meeresspiegel beeinflusst. Marine Terrassen gelten als besonders geeignete Landformen um langfristige Meeresspiegelentwicklungen und aktive, tektonische Prozesse zu untersuchen und zu quantifizieren. Marine Terrassen entstanden während der Meeresspiegelhöchststände der quartären Interglaziale. Entlang der Ostküste des Omans sind auf einem etwa 72 km langen Abschnitt eine Reihe von gehobenen und tektonisch deformierten, marinen Terrassen erhalten. Diese Terrassen wurden in der vorliegenden Arbeit mithilfe von modernen Vermessungsverfahren, hochauflösenden Satellitendaten und neu entwickelten Modellierungsmethoden analysiert und rekonstruiert, um die mit der Bildung der Terrassen einhergehenden, quartären Meeresspiegelschwankungen und tektonischen Prozesse besser zu verstehen. Grundlage des hochauflösenden dreidimensionalen Terrassenmodells waren differentielle GPS (dGPS) Messungen und ein TanDEM-X

Geländemodell. Bei der geologischen Kartierung der Terrassen wurde der Fokus auf Paläo-Meeresspiegelproxies wie fossile Strände, fossile Korallenriffe und Brandungshohlkehlen gelegt, da sich bei diesen ein direkter Zusammenhang zum relativen Meeresspiegel herstellen lässt. Basierend auf dem 3D-Modell der Terrassen und deren Datierung mithilfe von Kosmogenen Nukliden (^{10}Be und ^{36}Cl) und optisch stimulierter Lumineszenz (OSL) wurden die räumlich und zeitlich variierenden Hebungsraten bestimmt und so die Hebungsgeschichte des küstennahen Al Hajar-Gebirges im Quartär rekonstruiert.

Insgesamt wurden neun Terrassenebenen beschrieben und datiert. Die älteste und höchste Terrasse wurde auf das Marine Isotopenstadium (MIS) 19 (790 ka) datiert und in einer Höhe von bis zu 250 m über dem rezenten Meeresspiegel kartiert. Die jüngste Terrasse wurde auf das MIS 5a (84.8 ka) datiert. Anhand der gehobenen Terrassensequenz wurde die Hebungsgeschichte der nordöstlichen Küste des Omans seit dem MIS 19 rekonstruiert. Die 3D-Modellierung der Terrassen offenbarte ein nordwärtiges Einfallen der Terrassenebenen sowie eine Unterteilung des Untersuchungsraumes in sechs Subblöcke, welche sich in raumzeitlich differentiellen, tektonischen Entwicklungen manifestieren. Diese Entwicklungen konnten durch die Berechnung der Hebungsraten entlang des Untersuchungsraumes zeitlich eingrenzt und quantifiziert werden. Zusätzlich konnten nach dem MIS 5e (127.8 ka) Subsidenzbewegungen im nördlichen Untersuchungsraum nachgewiesen werden, während sich die Hebung im südlichen Untersuchungsraum gleichzeitig beschleunigt hat. Aufgrund der Hebung des Untersuchungsraumes bei gleichzeitiger tektonischer Stabilität benachbarter Regionen deuten die vorgestellten Ergebnisse auf ein vorhandenes seismisches Potenzial im östlichen Oman hin, was durch archäologische Archive und neotektonisch geprägte Landformen gestützt wird. Die vorgestellten raumzeitlich differentiellen Vertikalbewegungen der Lithosphäre werden mit einer flexurartigen Krustenaufwölbung (engl. Forebulge) erklärt, welche im Zusammenhang mit der Subduktion der Arabischen Platte unter die Eurasische Platte an der nahen Makran Subduktionszone (MSZ) steht. Zusätzlich wird spekuliert, dass Komponenten der differentiellen Hebung mit einer Serpentinisierung und Volumenzunahme von Peridotiten im Liegenden der terrassenbildenden Karbonatformationen sowie mit karst-isostatischen Prozessen erklärt werden können. Die quantifizierten Hebungsraten der Lithosphäre stellen eine Grundlage zur Berechnung des künftig zu erwartenden relativen Meeresspiegels im Oman dar.

Zusätzlich zu den Meeresspiegelschwankungen mit langer Periodendauer, welche sich in den gehobenen marinen Terrassen manifestierten, treten an den Küsten des Omans kurzfristige, aber energiereiche Meeresspiegelschwankungen auf. Beispiele in jüngerer Zeit stellen hier der Makran-Tsunami von 1945 und Zyklon Gonu im Jahr 2007 dar. Diese Ereignisse resultierten an den Küsten des Omans in Wellenhöhen von etwa 2 m. Ob an der Küste des Omans stärkere Ereignisse auftreten können oder ob sie es in der Vergangenheit taten, ist

bislang noch unklar und aktuell unter wissenschaftlicher Diskussion. Um historische Starkwellenereignisse zu datieren und deren Magnituden besser eingrenzen zu können wurden blockige Ablagerungen untersucht, welche von historischen Tsunamis oder Stürmen bewegt und abgelagert wurden. Dazu wurde eine neue Analysemethode entwickelt, bei der mithilfe von terrestrischem Laserscanning (TLS) hochauflösende 3D-Modelle der Blöcke erstellt und untersucht wurden. Eine präzise geometrische Vermessung der Blöcke sowie des Erosions- und Ablagerungsraumes ist eine wichtige Grundlage zur Rekonstruktion der beteiligten Prozesse und zur Quantifizierung der Parameter von historischen Tsunami- und Sturmereignissen. Insgesamt wurden so 327 Blöcke entlang der Ostküste des Omans vermessen und analysiert, wobei eine große Variabilität hinsichtlich ihrer Geometrie, Masse, Form und Lithologie festgestellt wurde. Es konnten umgelagerte Blöcke mit einer maximalen Masse von 120 t auf einem aktiven Kliff von knapp 10 m Höhe nachgewiesen werden. Die Ergebnisse zeigen, dass TLS-Daten gut geeignet sind, um umgelagerte Blöcke hinsichtlich ihrer Form und Oberflächenrauigkeit semi-automatisiert und anhand bestimmter Parameter der entsprechenden Lithologie im anstehenden Gestein zuzuordnen. So können Rückschlüsse auf das Ursprungsgebiet und die Transportparameter der Blöcke gezogen werden. Zu den relevanten Parametern zählen unter anderem die vertikale Hebung, die Rotation oder die landwärtige Umlagerung der Blöcke. Die Ergebnisse lassen, in Kombination mit den Datierungen der Blöcke, den Schluss zu, dass die Küste des Omans im Holozän mehreren Starkwellenereignissen ausgesetzt war, welche den Makran-Tsunami von 1945 und Zyklon Gonu im Jahr 2007 in ihrer Magnitude übertroffen haben. Die Ergebnisse legen nahe, dass Tsunamis als Folge seismischer Ereignisse entlang der MSZ die wahrscheinlichste Ursache der umgelagerten Blöcke sind. Die Ergebnisse hinsichtlich potenzieller Frequenzen und Magnituden von Tsunamis im Golf von Oman stellen eine Grundlage zur Bestimmung des Tsunamirisikos im Oman dar.

Kenntnisse über das Tsunamirisiko sowie die infrastrukturelle und gesellschaftliche Vulnerabilität sind für Stadt- und Regionalplaner unerlässlich. Von diesen Kenntnissen hängen unter anderem eine angepasste Landnutzungsplanung, Katastrophenschutzmaßnahmen und Frühwarnsysteme ab. Jedoch ist das Tsunamirisiko im Oman, auch aufgrund bisher existierender Datenlücken zu historischen Tsunamis, weitestgehend unbekannt. Um diese Datenlücken zu füllen, wurde eine Methodik entwickelt um das Tsunamirisiko an der nordöstlichen Küste des Omans mithilfe von auf historischen Tsunamis basierenden Szenarien zu evaluieren. Dabei wurden die historischen Wellenhöhen auf die moderne Infrastruktur der Hauptstadtregion um Maskat (MCA) projiziert um so die potenziellen Auswirkungen der historischen Tsunamis zu analysieren. Zusätzlich wurden die möglichen Auswirkungen eines Worst-Case-Szenarios, was für die MCA mit einer Wellenhöhe von 15 m angenommen wird, diskutiert. Mithilfe des Papathoma Tsunami Vulnerability Assessment

(PTVA) Modells wurden die strukturellen Auswirkungen eines 2 m Tsunamiszenarios, welches den Makran-Tsunami von 1945 abbildet, modelliert. Diese Ergebnisse wurden mit denen eines potenziellen 5 m Tsunamis verglichen. Es wurde deutlich, dass das 2 m Tsunamiszenario nur zu einem geringen Tsunamirisiko führt, da die Überflutungen fast ausschließlich auf die Strände und Wadis begrenzt sind. Jedoch resultieren, als Folge der flachen Topographie der Küstenregion, bereits geringfügig ansteigende Wellenhöhen in einem schnell ansteigenden Tsunamirisiko. Dies wurde bei der Analyse des 5 m Tsunamiszenarios deutlich, was zu einer partiellen Überflutung und Beschädigung von 48% aller Bauwerke im Untersuchungsraum und daher zu einem wesentlich höheren Tsunamirisiko führt. Auf die gesamte MCA hochgerechnet könnten so bei einem, aufgrund von sedimentologischen und archäologischen Untersuchungen als wahrscheinlich geltenden, 5 m Tsunami bis zu 380.000 Menschen in der MCA direkt von einer Überflutung betroffen sein. Es wird erwartet, dass dies mit hohen Opferzahlen und einer weiträumigen Beschädigung kritischer Infrastruktur einhergehen würde. Die Ergebnisse offenbaren ein künftig weiter steigendes Tsunamirisiko im Oman, was sich mit der starken Urbanisierung, dem Bevölkerungszuwachs in tiefliegenden Küstenregionen sowie dem erwarteten relativen Meeresspiegelanstieg begründen lässt.

Der relative Meeresspiegel in der MCA und der angrenzenden Al Batinah-Ebene wird auf Basis der präsentierten Ergebnisse und aktueller Prognosen des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) zwischen 0.48 m und 0.98 m bis zum Jahr 2100 ansteigen. Der relative Meeresspiegelanstieg ist dabei unter anderem von der künftigen Entwicklung des eustatischen Meeresspiegels abhängig. Der relative Meeresspiegelanstieg geht mit einer Vielzahl negativer Begleiterscheinungen für den Oman einher. Dazu zählen beispielsweise Landverluste aufgrund Überflutungen, eine verstärkte Erosion an der Küste und eine Versalzung küstennaher Aquifere und Böden. Zusätzlich wird erwartet, dass das Tsunami- und Sturmrisiko im Oman ohne entsprechende Gegenmaßnahmen künftig weiter steigen wird.

Abstract

Coastlines are one of the major geomorphological systems of the Earth and a direct result of the interaction between sea level, climate and tectonics. Low-lying coastal areas are preferred areas for human settlements, reflected in a growing number of megacities and a rising population density in coastal zones worldwide. As a result of intense anthropogenic greenhouse gas emission, global sea level is expected to rise up to 0.98 m until 2100, depending on the future developments in greenhouse gas emissions.

This work focuses on the impacts of sea-level fluctuations along the coastline of Oman on different timescales. This includes geomorphological and sedimentological processes but also societal effects of past and future sea-level change in Oman. To assess the effects and impacts of future sea-level fluctuations on specific coastlines, detailed studies on recent and past coastal processes on different time scales are key. Studying coastal geomorphology, landforms and sediments allows reconstructing and quantifying various coastal processes, such as past sea-level fluctuations, historical coastal hazards including tsunamis and tropical cyclones as well as related neotectonic and isostatic processes.

Some of the most useful landforms for studies of long-term sea level change and active tectonics are coastal terraces. These are formed by multiple cycles of sea level changes during the glacial and interglacial of the Quaternary. An impressive example of elevated and deformed marine terraces is found between Daghmar and Qalhat along the coastline of north-eastern Oman, approximately 80 km south of Oman's capital Muscat. To reconstruct and quantify the Quaternary sea-level history and neotectonic activities in Oman, high-resolution surveying technologies and remote sensing technologies in combination with newly developed modeling methods are applied on those terraces. The vertical crustal movement was quantified to reconstruct the spatial and temporal uplift history of the north-eastern Hajar Mountains. The uplifted marine terraces were surveyed over a distance of 72 km with the aid of ground-based differential GPS (dGPS) measurements and high-resolution digital elevation models, derived from TanDEM-X SAR data. Sea-level index points, such as beachrocks, bedrock-beachrock contact planes, uplifted coral reefs or paleo wave-cut notches were used to pinpoint paleo sea level. At least nine distinct terrace levels were identified and dated. Dating of the terraces was done on alluvial fan deposits covering the abrasion platforms using OSL, and terraces surface exposure ages based on cosmogenic nuclides (^{10}Be and ^{36}Cl) on rounded quartz and limestone pebbles. The oldest terrace was dated to Marine Isotope Stage (MIS) 19, reaching elevations of up to 250 m above present sea level, while the youngest terrace was dated to MIS 5a, indicating that the terrace staircase was formed and uplifted at least since MIS 19 (790 ka). Since then, each sea-level highstand during an interglacial period resulted in the formation of a terrace level within the coastal morphology. The precise dGPS-survey of the paleo-

shoreline angles revealed a general northward dipping of the terraces. This dipping is not uniform across the entire study area and not uniform between different terraces at the same site. The differential dipping is attributed to neotectonic activities restricted to individual sub-blocks within the study area. The calculation of uplift rates allowed to quantify these tempo-spatial variations. While the uplift rate in north is declining, it is accelerating in the southern study area. The crustal uplift is restricted to a fault block between Quriyat and Qalhat, resulting in a seismic potential along the eastern coast of Oman, which is supported by geological and archeological records. Various models have been put forward trying to explain the neotectonic deformation pattern. The results suggest that migrating flexural forebulge components connected to the Makran Subduction Zone (MSZ) can be partially held responsible for coastal uplift processes and for differential vertical uplift along the study area. Other factors which also contribute to the differential uplift are the serpentinization and volume-expansion of Cretaceous peridotites underlying the Hajar Mountain Range and isostatic processes.

Coastal hazards can result in short-lived but powerful sea-level fluctuations. The shores of Oman have repeatedly been hit by tsunamis and tropical cyclones in historical times, examples being the 1945 Makran Tsunami or Cyclone Gonu in 2007. These events had relatively small wave heights around 2 m and short inland inundation distances, but it is yet unclear if stronger events can affect the area. To resolve this lack of knowledge, new archives of block and boulder deposits which are believed to result from historical tsunami or storms along the eastern coast of Oman have been studied. Hereby, a new approach in acquiring high-resolution geometric data on coastal boulder deposits related to extreme wave events is presented. Accurate determination of geometric parameters is key to a holistic understanding of storm and tsunami deposits and for modeling wave magnitudes responsible for the displacement of large boulders. In total, 327 boulders along the coastline of Oman, with a large variation of size, mass, and shape characteristics were surveyed. It was possible to demonstrate that terrestrial laser scanning (TLS) data can be used describe boulder geometry and to identify lithologies within boulder fields based on surface roughness. An allocation of clast lithology to the corresponding bedrock gives valuable information on quarrying sites and transportation direction of dislocated clasts. A high-resolution mapping approach yields reproducible results that allow the quantification of boulder masses. The results indicate that the coastline of Oman experienced several large-scale inundation events during the late Holocene, which exceeded all modern examples in the study area in size and magnitude. By analyzing those results, conclusions about the possible tsunami hazard along the shorelines of Oman are drawn.

This knowledge of tsunami hazard, risk and infrastructural and societal vulnerability is essential to establish a well-adapted Multi Hazard Early Warning System, land-use planning and emergency management. Despite recent studies, the tsunami risk for the coastline of Oman is

still under discussion and remains enigmatic. To overcome this problem, various tsunami inundation scenarios based on historical tsunamis were created. The suggested inundation and run-up heights are projected onto the modern infrastructural setting of the Muscat Capital Area in order to analyze possible effects of potential tsunami events on the coastline of Oman. Furthermore, possible impacts of the worst-case tsunami event for northeastern Oman as well as secondary post-tsunami hazards are discussed. The approved Ppathoma Tsunami Vulnerability Assessment Model (PTVA) was used to model the structural vulnerability of the infrastructure for a 2 m tsunami scenario, depicting the 1945 tsunami and a 5 m tsunami in Muscat. Considering structural vulnerability, the results suggest a minor tsunami risk for the 2 m tsunami scenario, as the flooding is mainly confined to beaches and wadis. Especially traditional brick buildings and a prevalently coast-parallel road network lead to an increased tsunami risk. In contrast, the 5 m tsunami scenario reveals extensively inundated areas resulting in a flooding of up to 48% of all buildings in the study area resulting in a significantly higher tsunami risk. Modelling results suggest up to 60.000 damaged buildings and up to 380.000 directly affected residents are expected in the Muscat Capital Area accompanied by a significant loss of life and damage to vital infrastructure. The rapid urbanization processes in the Muscat Capital Area in low-lying coastal areas, in combination with the expected relative sea-level rise, demographic and economic growth will additionally increase the tsunami risk in the future.

The expected relative sea-level rise along the Al Batinah coastal plain and in the MCA until 2100 is currently expected in the range between 0.47 m and 0.98 m, depending on factors as future development of global greenhouse gas emissions, global warming and the eustatic sea level rise. The expected sea-level rise is accompanied by various negative effects for the coastline of Oman, including loss of land, intensified coastal erosion and salinization of coastal aquifers and soils. Without adequate measures, sea-level rise additionally increases the risk from tsunamis and tropical cyclones along the shoreline of Oman.

Lebenslauf

Seit 04/2016

Promotion in Geowissenschaften

Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Deutschland

Thema der Promotion: *“Quantifizierung der relativen Meeresspiegelentwicklung entlang der Küsten des Omans”*

10/2011 - 09/2014

Master of Science in Angewandter Geographie

Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen, Deutschland

Nebenfach Geologie

Thema der Masterarbeit: *„GIS-based coastal risk mapping and tsunami risk assessment of the Muscat Capital Area in Oman“*

Forschungssemester in Reykjavik/Island und Muscat/Oman

10/2007 - 03/2011

Bachelor of Science in Angewandter Geographie

Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen, Deutschland

Nebenfächer Umweltmanagement und Naturgefahren

Thema der Bachelorarbeit: *„Environmental and paleo-magnetic analytics: The example of the loess section Semailac in the Banat (Romania)“*

08/1996 – 05/2005

Allgemeinbildendes Abitur

Hölderlin-Gymnasium in Lauffen am Neckar

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	I
Zusammenfassung	III
Abstract	VII
Lebenslauf	X
Inhaltsverzeichnis	XI
Abbildungsverzeichnis	XIV
Tabellenverzeichnis	XVI
Abkürzungen	XVII
An der Dissertation beteiligte Projekte	XIX
Zusammenfassung der an der Dissertation beteiligten Manuskripte	XX
1. Einleitung	1
1.1. Hintergrund und Problemstellung	1
1.2. Motivation und Zielsetzung der Arbeit	5
1.3. Thematischer Aufbau der Arbeit.....	7
2. Naturräumliche Gliederung und Entwicklung des Omans	9
2.1. Lage des Untersuchungsgebietes	9
2.2. Regionalgeologischer Überblick	10
2.2.1. Plattentektonische Situation.....	10
2.2.2. Geologische Entwicklung.....	12
2.2.3. Quartäre Klima- und Landschaftsentwicklung	13
2.3. Das heutige Klima des Omans	16
2.4. Landschaftsinventar und Geomorphologie	17
2.4.1. Das Al Hajar-Gebirge.....	17
2.4.2. Die Küste des Omans.....	18
2.5. Siedlungs- und Wirtschaftsstrukturen im Oman.....	21
2.5.1. Frühgeschichte bis Neuzeit.....	21
2.5.2. Der moderne Oman	23
3. Rekonstruktion von historischen Tsunamis mithilfe terrestrischen Laserscannings	28
3.1. Tsunamis und tropische Wirbelstürme im Oman	30
3.1.1. Historische und potenzielle Tsunamis.....	30
3.1.2. Tropische Wirbelstürme	35
3.1.3. Starkwellenablagerungen und geologische Archive	39

3.2.	Untersuchungsgebiete an der Ostküste des Omans.....	42
3.2.1.	Untersuchungsgebiet zwischen Fins und Shab.....	42
3.2.2.	Untersuchungsgebiet Tiwi.....	44
3.3.	Methodik	48
3.3.1.	Geländekartierung in Shab und Tiwi	48
3.3.2.	TLS-Datenerhebung und Weiterverarbeitung der 3D-Punktwolkendaten	48
3.3.3.	Bestimmung der Oberflächenrauigkeit.....	52
3.4.	Ergebnisse	56
3.4.1.	Shab.....	56
3.4.2.	Tiwi.....	61
3.4.3.	Datierergebnisse	66
3.5.	Diskussion.....	66
3.5.1.	Unterschiede zwischen Shab und Tiwi.....	67
3.5.2.	Datierung von Blöcken und Starkwellenereignissen.....	67
3.5.3.	Potenzielle Magnituden der Starkwellenereignisse	68
3.5.4.	Sturm oder Tsunami?	69
3.5.5.	Das Potenzial von TLS in der Analyse von Sturm- und Tsunamiablagerungen.....	70
3.6.	Zusammenfassung.....	72
4.	Marine Terrassen als Indikatoren für quartäre Meeresspiegelschwankungen im Oman.....	73
4.1.	Untersuchungsgebiet an der Ostküste des Omans.....	77
4.2.	Methodik	79
4.2.1.	Topographische und geologische Kartierung.....	79
4.2.2.	GIS-basierte Extraktion der Paläostrände.....	82
4.2.3.	Datierung der Terrassen.....	85
4.2.4.	Berechnung der quartären Hebungsraten der Terrassen.....	89
4.3.	Ergebnisse	91
4.3.1.	Geomorphologische und sedimentologische Beschreibung der gehobenen marinen Terrassen.....	91
4.3.2.	Datierergebnisse	109
4.3.3.	Altersmodell der Terrassen.....	112
4.3.4.	Hebungsraten der Terrassen	114
4.4.	Diskussion.....	115
4.4.1.	Morphologie der Terrassen.....	115
4.4.2.	Datierung der Terrassen und Altersmodell.....	116
4.4.3.	Segmentierung entlang von Störungszonen	118
4.4.4.	Kleinräumige, differentielle Vertikalbewegungen.....	119
4.4.5.	Räumliche und zeitliche Hebungsvariabilität.....	122
4.4.6.	Mögliche Ursachen der differentiellen Hebung.....	123

4.4.7. Neotektonische Aktivitäten.....	126
5. Potenzielle Auswirkungen von Tsunamis auf die Küsten des Omans	129
5.1. Zielsetzung.....	129
5.2. Untersuchungsgebiet um Maskat	132
5.2.1. Untersuchungsgebiet Al Hail.....	134
5.2.2. Untersuchungsgebiet Rumais.....	134
5.3. Methodik	135
5.3.1. Topographische Geländeaufnahme und Kartierung der Infrastruktur.....	135
5.3.2. Definition der Tsunamiszenarien.....	137
5.3.3. Tsunamibezogene Vulnerabilitäts- und Risikoabschätzung in der MCA.....	139
5.4. Ergebnisse	145
5.4.1. Al Hail 2 m Tsunamiszenario	145
5.4.2. Al Hail 5 m Tsunamiszenario	147
5.4.3. Rumais 2 m Tsunamiszenario	151
5.4.4. Rumais 5 m Tsunamiszenario	153
5.4.5. Worst-Case-Szenario	154
5.5. Diskussion.....	155
6. Ausblick	159
6.1. Künftige Entwicklung im Hinblick auf langfristige Meeresspiegelschwankungen... 160	
6.1.1. Mögliche Entwicklung des relativen Meeresspiegels im Oman	160
6.1.2. Mögliche Landverluste durch den künftigen Meeresspiegelanstieg im nordöstlichen Oman.....	163
6.1.3. Erosion der Küsten	165
6.1.4. Versalzung von Grundwasserleitern und Böden	165
6.2. Künftige Entwicklung im Hinblick auf kurzfristige Meeresspiegelschwankungen... 167	
6.2.1. Tsunamis.....	167
6.2.2. Tropische Wirbelstürme.....	167
6.3. Bedeutung der Arbeit und künftiger Forschungsbedarf.....	169
Anhang.....	171
Literaturverzeichnis	172

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1-1: Szenarien über den möglichen Meeresspiegelanstieg bis zum Jahr 2100 relativ zum mittleren Meeresspiegel zwischen 1986 und 2006 nach dem fünften Sachstandsbericht des IPCC	2
Abb. 2-1: Übersicht über die regionale Lage des Omans, der Nachbarstaaten und der umliegenden Meere.	9
Abb. 2-2: Übersicht über ausgewählte Städte sowie landschaftliche und topographische Elemente im nordöstlichen Oman.	10
Abb. 2-3: Vereinfachte rezente plattentektonische Situation der Arabischen Halbinsel.	11
Abb. 2-4: Unterschiedliche Landschaften des Al Hajar-Gebirges im Untersuchungsgebiet.	18
Abb. 2-5: Unterschiedliche Küstenformen im Oman von Nord nach Süd	19
Abb. 2-6: Urbanisierung und Ausbau der Infrastruktur in tiefliegenden Gebieten in Al Hail zwischen 2002 und 2019.	24
Abb. 2-7: Urbanisierung und Neuentwicklung von Stadtvierteln in der MCA zwischen 1990 und 2014.	25
Abb. 3-1: Zugbahnen der Zyklone Gonu (2007) und Phet (2010) im nördlichen Arabischen Meer.	36
Abb. 3-2: Auswirkungen von Zyklon Gonu im Oman	37
Abb. 3-3: Generalisierte Profilabfolgen für von Tsunamis und Stürme abgelagerte Feinsedimente	40
Abb. 3-4: Blockige Starkwellenablagerungen als küstenparalleler Wall auf der Steilküste bei Fins	41
Abb. 3-5: Luftaufnahme etwa 3 km nördlich von Shab, mit Blick nach Süden	43
Abb. 3-6: Das Untersuchungsgebiet Fins.	44
Abb. 3-7: Übersicht über die Geologie und die Lage des Untersuchungsgebietes in Tiwi.	45
Abb. 3-8: Das Untersuchungsgebiet Tiwi.	46
Abb. 3-9: TLS-Datenaufnahme im Untersuchungsgebiet Tiwi mit Blick nach Süden.	50
Abb. 3-10: Flussdiagramm des verwendeten Arbeitsablaufes zur Verarbeitung der TLS-Daten.	51
Abb. 3-11: Beispiele für die typischen Oberflächenrauigkeitsverteilungen der jeweiligen Lithologieklassen innerhalb des Datensatzes für Tiwi.	53
Abb. 3-12: Die fünf Rauigkeitsklassen der Blöcke in Tiwi, basierend auf der Verteilung der Oberflächenrauigkeitsverteilungen.	54
Abb. 3-13: Typische Blöcke für jede Oberflächenrauigkeitsklasse als isolierte, farbige Punktwolke (links) und als Geländefotografie (rechts).	55
Abb. 3-14: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes bei Shab.	56
Abb. 3-15: Lithologische Sequenz im Untersuchungsgebiet Shab.	57
Abb. 3-16: Verhältnis von Masse und vertikaler Hebung der Kalksteinblöcke in Shab sowie der Kalkstein- und Beachrockblöcke in Tiwi.	60
Abb. 3-17: Lithologische Sequenz im Untersuchungsgebiet Tiwi mit den fünf Beachrockfazies.	61
Abb. 3-18: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes bei Tiwi.	62
Abb. 3-19: Form der Blöcke in Shab und Tiwi, ausgedrückt durch ihr Achsenverhältnisse.	64
Abb. 3-20: Verhältnis zwischen der Masse und der Rauigkeitsklasse der Blöcke in Tiwi.	65
Abb. 4-1: Geomorphologische Merkmale rezenter und gehobener mariner Terrassen.	76
Abb. 4-2: Vereinfachte geologische Karte des nordöstlichen Omans.	78
Abb. 4-3: Beispielhafte Morphologie im Untersuchungsgebiet.	79

Abb. 4-4: Das zur topographischen Kartierung verwendete Leica dGPS auf T3 bei Fins mit Blick nach Westen.	80
Abb. 4-5: Kontaktfläche zwischen dem anstehendem Kalkstein und dem konglomeratischen Beachrock	81
Abb. 4-6: Beispiele sedimentologischer Meeresspiegelindikatoren und SLIPs	82
Abb. 4-7: Verteilung der Hangneigung aller 683 gemessenen SLIPs.....	84
Abb. 4-8: Typisches Profil der auf Terrasse 3 aufliegenden Sedimentschichten 3 bei Wadi Fins (22.909987°N, 59.207719°E).	93
Abb. 4-9: Luftbild des Untersuchungsraumes, 3 km nördlich von Shab mit Blickrichtung Norden (oben) und die dazugehörige stilisierte Zeichnung (unten).	94
Abb. 4-10: Hangschnitte der Terrassenebenen aus Profilen von Norden (Profil 1) nach Süden (Profil 23) im Untersuchungsgebiet.	96
Abb. 4-11: Verlauf und Steigung der gemessenen und der modellierten Höhe der Paläostrände im gesamten Untersuchungsgebiet.	97
Abb. 4-12: Potenzielle gehobene, marine Terrassen und Paläostrände älter als MIS 19, zwischen Fins und Shab.	103
Abb. 4-13: Verlauf und Höhe der Terrassen zwischen Daghmar und Dibbab.	104
Abb. 4-14: Verlauf und Höhe der Terrassen zwischen Dibbab und Fins.	105
Abb. 4-15: Verlauf und Höhe der Terrassen zwischen Fins und Tiwi.	106
Abb. 4-16: Verlauf und Höhe der Terrassen zwischen Tiwi und Haidha.	107
Abb. 4-17: Verlauf und Höhe der Terrassen zwischen Haidha und Qalhat.	108
Abb. 4-18: Die Alter und die Höhen der datierten Proben im Zusammenhang mit den Meeresspiegelschwankungen und MIS-Stadien des späten Quartärs.....	111
Abb. 4-19: Raum-zeitliche Variation der durchschnittlichen Hebungsraten entlang der Profile von Nord (Daghmar) nach Süd (Qalhat) im Untersuchungsraum.	115
Abb. 4-20: Segmentierung des Untersuchungsgebietes entlang der Störungszonen.....	118
Abb. 4-21: Höhe der Strandlinien der Terrassen T2 bis T7 zwischen Fins und Tiwi.	121
Abb. 4-22: Schematische Darstellung der terrassierten Landschaft im Untersuchungsgebiet.	125
Abb. 4-23: Segmentierung der terrassierten Landformen und die Erosion der Terrassenebenen nördlich von Shab entlang der Tiwi-Störungszone.....	127
Abb. 5-1: Die großräumige tektonische Situation im nördlichen Indischen Ozean.	131
Abb. 5-2: Die Lage der Untersuchungsgebiete Rumais (A) und Al Hail (B) innerhalb der MCA.....	133
Abb. 5-3: Schritte zur Erstellung der Überflutungskarten.	137
Abb. 5-4: Panel 1 und Panel 2 des 2 m Szenarios in Al Hail.....	146
Abb. 5-5: Panel 1 und Panel 2 des 5 m Szenarios in Al Hail.....	147
Abb. 5-6: Panel 3 und Panel 4 des 5 m Szenarios in Al Hail.....	149
Abb. 5-7: Das 2 m (oben) und das 5 m Szenario (unten) in Rumais.	152
Abb. 5-8: Die möglichen Überflutungshöhen in der östlichen Al Batinah und der MCA bei einem 15m Worst-Case-Szenario	155
Abb. 6-1: Potenzieller Meeresspiegelanstieg und die resultierende Überflutung ausgewählter Gebiete im Oman bis 2100	164

Tabellenverzeichnis

Tab. 3-1: Historische Tsunamis an der omanischen Küste.	31
Tab. 3-2: Detaillierte Ergebnisse der TLS-Messung in Shab.....	59
Tab. 3-3: ¹⁴ C-Datierungsergebnisse in Shab und Tiwi nach IntCal13.	66
Tab. 4-1: Untersuchung der Übereinstimmung der Datensätze anhand der vertikalen und horizontalen Abweichung zwischen dGPS-Datensatz und TanDEM-X DEM.	83
Tab. 4-2: Zur GIS-Modellierung möglicher Paläostrände verwendete Voraussetzungen und Werte.	84
Tab. 4-3: Variablen und die zugehörigen Fehler zur Berechnung der durchschnittlichen Hebungsrate.	91
Tab. 4-4: Ergebnisse der RN und der OSL-Datierungen.....	110
Tab. 4-5: Die im Untersuchungsraum vorkommenden Terrassenebenen mit den dazugehörigen MIS-Stadien sowie dem Alter des lokalen Meeresspiegelhöchststandes.....	114
Tab. 5-1: Variablen und Gleichungen zur Berechnung des RVI-Wertes	141
Tab. 5-2: Die Variablen und dazugehörigen Werte, welche die Gv eines Gebäudes beeinflussen.....	142
Tab. 5-3: Die Variablen und dazugehörigen Werte, welche den Pv eines Gebäudes beeinflussen.....	143
Tab. 5-4: Statistische Zusammenfassung des 2 m Tsunami-Szenarios in Al Hail.	145
Tab. 5-5: Statistische Zusammenfassung des 5 m Tsunami-Szenarios in Al Hail.	151
Tab. 5-6: Statistische Zusammenfassung der beiden Szenarien in Rumais.....	154
Tab. 6-1: Entwicklung des durchschnittlichen, relativen Meeresspiegels in ausgewählten Regionen des Oman bis zum Jahr 2100.	163
Tab. 6-2: Potenziell bis zum Jahr 2100 überflutete Landfläche auf Basis des relativen Meeresspiegelanstieges.	164

Abkürzungen

AMS	Accelerator mass spectrometry
Be	Beryllium
BP	Before Present (Jahre vor 1950)
C	Kohlenstoff
CAM	Central Age Model
CII	Coast Indentation Index
Cl	Chlor
DEM	Digital Elevation Model
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
dGPS	Differentielles GPS
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
GIS	Geographisches Informationssystem
GPR	Ground Penetrating Radar
GPS	Global Positioning System
IGCP	International Geoscience Programme
IOC	Intergovernmental Oceanographic Commission
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ITC	Innertropischen Konvergenzzone
K	Kalium
KN	Kosmogene Nukliddatierung
LiDAR	Light detection and ranging
LGM	Letzteiszeitliches Maximum
MCA	Muscat Capital Area
MHW	Mittleres Hochwasser
MIS	Marine isotope stage
MSZ	Makran Subduktionszone
M _w	Momenten-Magnituden-Skala
OAS	Ostanatolienstörung
OSL	Optisch stimulierte Lumineszenz
OFZ	Owen Fracture Zone
PTVA-Modell	Papathoma Tsunami Vulnerability Assessment Modell
RVI	Relativer Vulnerabilitäts-Index
SfM	Structure from Motion

Abkürzungen

SLIP	Sea Level Index Point
Th	Thorium
TLS	Terrestrisches Laserscanning
TRC	The Research Council Oman
U	Uran

An der Dissertation beteiligte Projekte

Diese Dissertation, die Vorgängerprojekte und die dazugehörigen Veröffentlichungen wurden im Rahmen verschiedener internationaler Projekte gefördert und angefertigt. Diese werden im Folgenden aufgezählt.

Die Dissertation hat eine finanzielle und logistische Förderung vom The Research Council Oman (TRC) im Rahmen der beiden Projekte "Short- and long-term environmental changes along the coastline of Oman (Arabian Peninsula)" (ORG-EBR-10-006, 2012-2014) und „Quaternary sea-level changes in Oman" (ORG-GUTECH-EBR-14-014, 2015-2018) erfahren.

Eine weitere finanzielle Unterstützung erfolgte durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) im Rahmen des Projektes "Quantifizierung der relativen Meeresspiegelentwicklung entlang der Küsten im Oman (Arabische See)" (DFG HO 2550/11-1, 2016-2018).

Die Dissertation profitierte von der fachlichen und finanziellen Unterstützung durch das IGCP Project 639 "Sea Level Change - From Minutes to Millennia". Dieses ermöglichte mir die Teilnahme an zahlreichen Konferenzen, Feldarbeiten und Workshops sowie einen wertvollen fachlichen Austausch mit Kollegen.

Weiterhin profitierte die Dissertation sowie zahlreiche beteiligte Veröffentlichungen wesentlich durch das vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) im Rahmen des Projektes DEM_GEOL0748 bereitgestellte TanDEM-X Geländemodell.

Zusammenfassung der an der Dissertation beteiligten Manuskripte

Diese Dissertation beruht im Wesentlichen auf die im Folgenden vorgestellten Veröffentlichungen, an denen der Autor beteiligt war. Nachfolgend werden für jedes Manuskript die wichtigsten Highlights sowie der detaillierte Beitrag des Autors an dem jeweiligen Manuskript genannt. Diverse Kapitel dieser Dissertation beruhen auf den nachfolgend genannten und anschließend übersetzten und angepassten Manuskripten. In diesen Fällen wird zu Beginn des Kapitels auf das Manuskript hingewiesen und inwiefern dieses angepasst und aktualisiert wurde.

Scenario-based tsunami risk assessment using a static flooding approach and high-resolution digital elevation data. An example from Muskat in Oman.

Schneider, B., Hoffmann, G., Reicherter, K.

Veröffentlicht in: Global and Planetary Change (2016) 139, S. 183-194.

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.02.005>

Highlights:

- Definierung von Tsunamiszenarien in Maskat/Oman anhand historischer Proxies und numerischen Modellierungen
- Übertragung des Papathoma Tsunami Vulnerability Assessment (PTVA) Models auf Basis der Tsunamiszenarien auf die moderne Infrastruktur Maskats
- Diskussion der Auswirkungen eines 2m und eines 5m Tsunamis auf Infrastruktur und Gesellschaft in der Hauptstadtregion um Maskat
- Bewertung des strukturellen Tsunamirisikos für den nordöstlichen Oman

Eigener Beitrag:

Erstellung eines hochauflösenden DEMs beider Untersuchungsgebiete mit einem dGPS. Kartierung der Infrastruktur und Gebäude nach baulichen und strukturellen Eigenschaften. Simulation der potenziellen Überflutung bei den definierten Tsunamiszenarien anhand des DEM. Anpassung des PTVA-Modells an die örtlichen Begebenheiten, Modellierung des Vulnerabilitäts-Indexes mithilfe einer Geodatenbank in ArcGIS 10.3. Durchführung der statistischen Berechnungen zur Anzahl an betroffenen Gebäuden und Personen sowie Erstellung detaillierter Überflutungs- und Risikokarten für alle überfluteten Areale. Verfassen des kompletten Manuskripts und Erstellung aller Abbildungen.

Tsunami and storm sediments in Oman. Characterizing extreme wave deposits using terrestrial laser scanning.

Schneider, B., Hoffmann, G., Falkenroth, M., Grade, J.

Veröffentlicht in: Journal of Coastal Conservation (2018), S. 1-15.

DOI: <https://doi.org/10.1007/s11852-018-0663-4>

Highlights:

- Präsentation geometrischer Untersuchungen von durch Starkwellenereignissen umgelagerten Blöcken an der Ostküste des Omans
- Verfeinerung von punktwolkenbasierten Methoden zur geometrischen Analyse von blockigen Tsunamiablagerungen
- Vorstellung einer Laserscanning-basierten Methode zur Kategorisierung von konglomeratischen Beachrocks anhand ihrer Oberflächenrauigkeit
- Rekonstruktion der vertikalen Hebung und des landwärtigen Versatzes mariner Blöcke
- Datierung der Starkwellenereignisse mithilfe der Radiokarbonmethode

Eigener Beitrag:

Entwicklung des methodischen Ansatzes und Koordination sowie Durchführung sämtlicher Feldarbeiten. Vollständiges scannen der Ablagerungen in beiden Untersuchungsgebieten. Aufarbeitung und Weiterverarbeitung aller 3D-Punktwolkendaten und Entwicklung des analytischen Workflows zur automatischen Klassifizierung von Konglomeraten und Kalksteinen anhand ihrer Oberflächenstruktur und Geometrie. Statistische Analyse der Blockfelder zu einem besseren Verständnis aller beteiligter Prozesse. B.S. schrieb das komplette Manuskript, zu welchem die anderen Autoren beratend und unterstützend beitrugen und erstellte alle Abbildungen.

Dating and morpho-stratigraphy of uplifted marine terraces in the Makran subduction zone (Iran).

Normand, R., Simpson, G., Herman, F., Biswas, R.H., Bahroudi, A., Schneider, B.

Veröffentlicht bei: Earth Surface Dynamics (2019) 7, S. 321-344.

DOI: <https://doi.org/10.5194/esurf-7-321-2019>

Highlights:

- Präsentiert wird eine ausführliche geometrische Analyse gehobener mariner Terrassen entlang der Makran-Küste des Iran
- Modellierung von Terrassenmorphologie und dem Verlauf von Paläostränden anhand eines TanDEM-X Geländemodells
- Datierung der Terrassen mit $^{30}\text{Th}/\text{U}$ und OSL, Berechnung der Hebungsraten
- Die differentiellen Hebungsraten entlang des Küstenverlaufes werden als Resultat tektonischer Aktivitäten entlang der Makran Subduktionszone (MSZ) interpretiert

Eigener Beitrag:

B.S. trug zur geometrischen Analyse des Geländemodells und zur Identifikation und anschließenden morphologischen Untersuchung von marinen Terrassen im Untersuchungsgebiet bei. B.S. unterstützte die anderen Autoren beim Schreiben des Manuskriptes und schrieb Teile zu Ergebnissen und der Diskussion im Hinblick auf die Terrassenmorphologie. Darüber hinaus erstellte er Teile der Karten und Abbildungen.

Beachrock as sea-level indicator – a case study at the coastline of Oman (Indian Ocean).

Falkenroth, M., Schneider, B., Hoffmann, G.

Veröffentlicht in: Quaternary Science Reviews (2019), 206, S. 81-90.

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.01.003>

Highlights:

- Eine wesentliche Verbesserung der Genauigkeit und Aussagekraft von Beachrocks als Meeresspiegelindikator gegenüber früheren Studien
- Anhand der Beachrockfazies kann der Paläomeeresspiegel im Dezimeterbereich genau rekonstruiert werden
- Detaillierte sedimentologische Beschreibung und Analyse verschiedener Beachrockfazies entlang der Ostküste des Omans

Eigener Beitrag:

Entwicklung und Modellierung des Terrassenmodells und der dazugehörigen Stratigraphie der gehobenen Terrassen mit den aufliegenden Beachrocks. Unterstützung bei der Planung und Ausführung der Feldarbeiten im Oman. Überarbeitung des Manuskriptes.

Quaternary uplift along a passive continental margin (Oman, Indian Ocean).

Hoffmann, G., Schneider, B., Mechernich, S., Falkenroth, M., Dunai, T., Preusser, F.

Veröffentlicht in: *Geomorphology* (2020), 350.

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106870>

Highlights:

- Vollständige topographische und geomorphologische Analyse von gehobenen marinen Terrassen an der Küste des nordöstlichen Omans
- Erfolgreiche Datierung und Erstellung eines Altersmodells der gehobenen Terrassensequenz mit Kosmogenen Nukliden und OSL
- Entwicklung eines neuen Ansatzes zur semi-automatischen Extraktion von Paläostränden aus hochauflösenden Geländemodellen
- Analyse von räumlich und zeitlich differentieller Hebung und Kippung der Terrassen im Pleistozän
- Serpentinisierung von Peridotiten und Karstisostasie werden zusätzlich zu tektonischen Prozessen als Ursache für die differentielle Hebung vorgeschlagen

Eigener Beitrag:

Planung und Durchführung der Feldarbeit mit geologischer und geomorphologischer Kartierung und der topographischen Geländeaufnahme per dGPS. Entwicklung einer neuen Methode zur semi-automatischen Extraktion von Paläostränden aus hochauflösenden Geländemodellen. Morphologische Analyse der differentiellen Terrassenverläufe in ArcGIS 10.4. Erarbeiten des Terrassenmodells und Erstellen des Altersmodells der Terrassen. Erstellen der Abbildungen und Karten. Schreiben der ursprünglichen Version des Manuskriptes.

Large Holocene tsunamis in the northern Arabian Sea.

Hoffmann, G., Grützner, C., Schneider, B., Reicherter, K., Preusser, F.

Veröffentlicht bei: Marine Geology (2020), 419

DOI: 10.1016/j.margeo.2019.106068

Highlights:

- Beschreibung und sedimentologische Analyse von blockigen und feinkörnigen Tsunamiablagerungen entlang der Küste des Omans
- Umfangreiche Datierung der Ablagerungen mithilfe der Radiokarbonmethode und OS�
- Die Ergebnisse zeigen, dass die Küste um das Jahr 1000 von einem starken Tsunami getroffen wurde, der die Auswirkungen des 1945 Tsunamis weit übertraf

Eigener Beitrag:

Unterstützung bei der Feldarbeit. Erstellen von Teilen der Karten und Abbildungen. Beiträge zur Diskussion und Ausarbeitung des Manuskriptes.

1. Einleitung

1.1. Hintergrund und Problemstellung

Der globale Klimawandel und der damit eng verbundene globale Meeresspiegelanstieg sind Themen, welche Auswirkungen auf das Alltagsleben von Milliarden von Menschen haben (Nicholls und Cazenave 2010; Hurlimann et al. 2014; Neumann et al. 2015) und folglich in den letzten Jahren stetig an Beachtung und Bedeutung gewann (Wang et al. 2014). Dabei hat neben den natürlichen Ursachen für Klimaveränderungen (Jevrejeva et al. 2010) auch der Mensch einen entscheidenden Einfluss auf die globale Erwärmung und somit auf das heutige und zukünftige Klima (Charlson et al. 1992; Sahagian et al. 1994; Barnett et al. 2001; Hamlington et al. 2014). Insbesondere seit dem Beginn der Industrialisierung wird das globale Klima durch die verstärkte Emission von Treibhausgasen maßgeblich von dem Menschen beeinflusst (IPCC 2014; Zeebe et al. 2016). Der Klimawandel geht dabei mit einer Vielzahl von Folgen einher, wobei mit steigenden globalen Durchschnittstemperaturen (Gregory et al. 2007; Kotwicky und Al Sulaimani 2009), einem steigenden eustatischen Meeresspiegel (Meehl et al. 2005; Rahmstorf 2007; Vermeer und Rahmstorf 2009), dem Abschmelzen von Polkappen und Gletschern (Notz und Stroeve 2016; Kraaijenbrink et al. 2017), einem beschleunigtem Artensterben (Urban 2015; Wiens 2016) und sich verändernden Wettermustern (Webster et al. 2005; Cai et al. 2015; Diffenbaugh et al. 2017) nur eine Auswahl benannt ist. Während über die Ursachen der Erderwärmung und über den anthropogenen Einfluss auf den Klimawandel weitestgehend ein Konsens besteht (Oreskes 2004; Cook et al. 2013), sind die genauen Ausprägungen des künftigen Klimawandels und seiner Begleiterscheinungen einer anhaltenden Diskussion unterworfen (Rahmstorf et al. 2012).

Um die Auswirkungen des Klimawandels zu beschränken, wurde 2015 im Rahmen der UN-Klimakonferenz von Paris eine internationale Klimaschutzvereinbarung getroffen. Diese geht mit weitgehenden Klimaschutzzusagen der beteiligten Nationen einher und hat unter anderem das Ziel, die globale Erwärmung auf unter 1.5°C gegenüber dem vorindustriellen Niveau begrenzen zu wollen (Rogelj et al. 2016). Um dieses Ziel zu erreichen, müsste jedoch laut IPCC (2014), die globalen Treibhausgasemissionen bis 2050 auf null reduziert werden und zusätzlich ein Teil des bereits emittierten Kohlenstoffdioxids aus der Erdatmosphäre entfernt werden. Das zeitversetzte Auftreten der Folgen des Klimawandels, lange nach der eigentlichen Emission der Treibhausgase, ist auf die Trägheit des Klimasystems und seiner Teilsysteme zurückzuführen (Barnett und Schlesinger 1987; IPCC 2014).

Gleichzeitig werden in den Sachstandsberichten des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) der Vereinten Nationen mögliche und beobachtete Auswirkungen der globalen Erwärmung und des Klimawandels diskutiert (IPCC 2014). Der fünfte und jüngste

Sachstandsbericht aus dem Jahr 2014 enthält neben zahlreichen Beobachtungen über Veränderungen im Klimasystem auch Aussagen über potenzielle künftige Klimaänderungen und stellt dazu vier Szenarien (RCP 2.5, RCP 4.5, RCP 6.0, RCP 8.5) über mögliche Klimaauswirkungen bei verschiedenen Treibhausgasemissionsentwicklungen dar (IPCC 2014). So wird eine globale Temperaturerhöhung von 0.3–0.7°C zum Mittelwert zwischen 1985 und 2005 als wahrscheinlich erachtet und, abhängig von der Entwicklung der Treibhausgasemission, ein weiterer Temperaturanstieg von 2081 bis 2100 um 0.3–1.7°C (RCP 2.5) bis 2.6–4.8°C (RCP 8.5) vorhergesagt (IPCC 2014). Dies hat, vor allem aufgrund der schmelzenden Gletscher und Polkappen (Alley et al. 2005; Meier et al. 2007; Chen et al. 2013) sowie der Erwärmung und der damit einhergehenden thermischen Expansion des Meerwassers (Meehl et al. 2005; Vermeer und Rahmstorf 2009), einen Anstieg des globalen Meeresspiegels zur Folge. Je nach Szenario wird hier ein Anstieg zwischen 0.26 m (RCP 2.5) und 0.98 m (RCP 8.5) bis zum Jahr 2100 erwartet (IPCC 2014). Für den Fall, dass sich der Trend aus Jahren 1992–2009 fortsetzt, könnte laut IPCC (2014) der globale Meeresspiegel bis zum Jahr 2050 um 32 cm ansteigen. Dabei sind 15 cm auf die Schmelze in Arktis und Antarktis, 8 cm auf der Schmelze der übrigen Gletscher und 9 cm auf die thermische Expansion des Meerwassers zurückzuführen (Rignot et al. 2011).

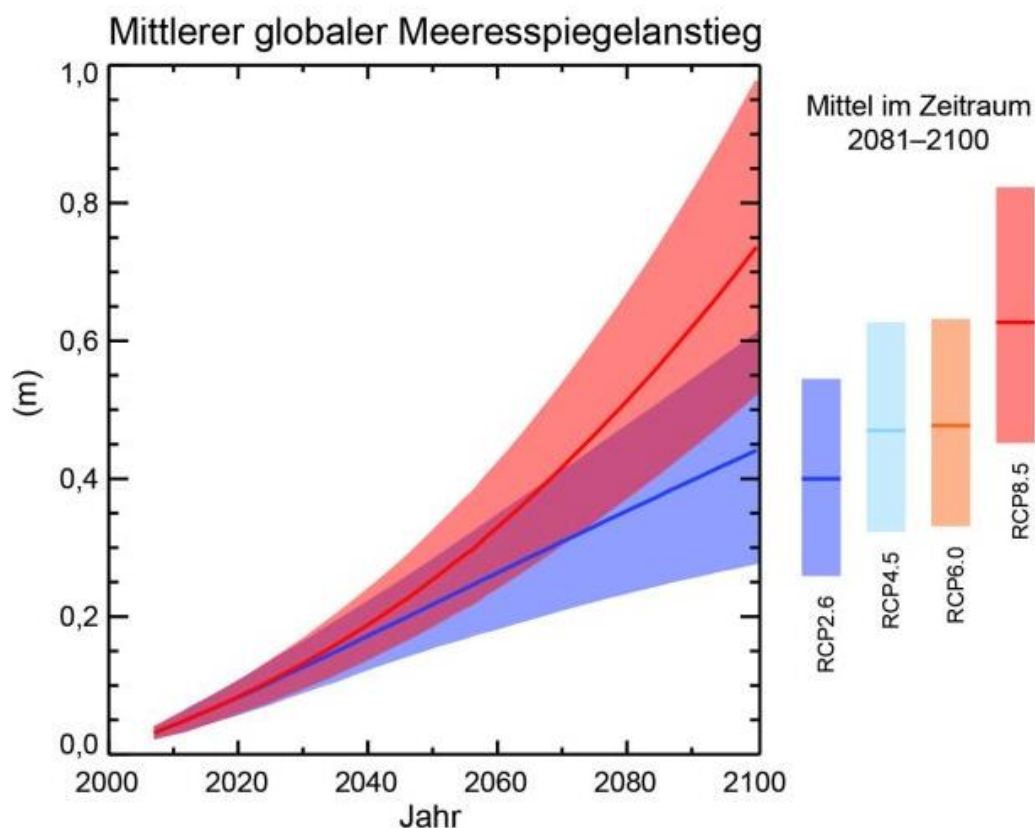


Abb. 1-1: Szenarien über den möglichen Meeresspiegelanstieg bis zum Jahr 2100 relativ zum mittleren Meeresspiegel zwischen 1986 und 2006 nach dem fünften Sachstandsbericht des IPCC (IPCC 2013/2014).

Zwar wird der sechste, überarbeitete IPCC Sachstandsbericht erst 2020/21 erwartet (IPCC 2019), jedoch weisen jüngste Untersuchungen darauf hin, dass die Prognosen des Meeresspiegelanstiegs im fünften Sachstandsbericht des IPCC zu konservativ berechnet sind und der wahrscheinliche Meeresspiegelanstieg noch stärker ausfallen könnte (Rahmstorf et al. 2012; DeConto und Pollard 2016; Fasullo und Nerem 2018). Bamber et al. (2019) halten, aufgrund einer im fünften IPCC-Bericht nicht ausreichend berücksichtigten Dynamik der Eismassen der Arktis und Antarktis, sogar einen Meeresspiegelanstieg über 2 m bis 2100 für möglich. Ein solch rascher Anstieg des globalen Meeresspiegels wurde bereits für das Eem-Interglazials vor etwa 120.000 Jahren beschrieben (Rohling et al. 2008) und scheint daher nicht unrealistisch. Ein solcher Meeresspiegelanstieg könnte zu einem globalen Verlust von 1.79 Mio. km² küstennahem Land und zu einer erzwungenen Migration von bis zu 187 Mio. Menschen führen (Bamber et al. 2019).

Die möglichen physischen Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs können nach Nicholls und Cazenave (2010) in fünf Hauptkategorien eingeteilt werden: die verstärkte Erosion von Küsten und Stränden, ein erhöhtes Risiko durch Sturm- und Flutschäden, eine verstärkte Überschwemmung von tiefliegenden Gebieten, ein erhöhter Grundwasserspiegel und das Versalzen von Süßwasseraquiferen. Dazu kommen besondere gesellschaftliche Risiken, welche die Erhöhung des Meeresspiegels für Bewohner von Küstenregionen und -städten birgt (Gornitz 1991; McInnes et al. 2003; Hurlimann et al. 2014).

Global leben etwa 600 Millionen Menschen in Gebieten welche weniger 10 m über dem Meeresspiegel liegen (McGranahan et al. 2016), wobei deren Anteil künftig stark zunehmen wird (Neumann et al. 2015). Dabei ist der Großteil der Bevölkerung in tiefliegenden Küstengebieten vor allem in Süd- und Ostasien sowie in Afrika konzentriert (McGranahan et al. 2016). In eben diesen Regionen ist auch der größte Bevölkerungszuwachs in tiefliegenden Küstengebieten zu verzeichnen (Small und Nicholls 2003). Elf der fünfzehn größten Städte weltweit liegen an der Küste oder in tiefliegenden Deltabereichen (Small et al. 2000). Aufgrund ihrer exponierten Lage an der Küste und der hohen Bevölkerungskonzentration sind diese Megastädte einem besonders hohen Risiko durch den globalen Meeresspiegelanstieg ausgesetzt (Small et al. 2000; Nicholls und Cazenave 2010), gleichzeitig aber auch speziell durch andere klimabezogene Küstengefahren wie tropische Wirbelstürme gefährdet (Nicholls 1995; Henderson-Sellers et al. 1998; Knutson et al. 2010).

Ob sich Magnitude und Frequenz tropischer Wirbelstürme infolge des Klimawandels bereits geändert haben, oder ob eine zukünftige Intensivierung zu erwarten ist, wird bislang noch diskutiert (Henderson-Sellers et al. 1998; Meehl et al. 2000; Knutson et al. 2010; Walsh et al. 2016). In der Theorie und in zahlreichen Klimamodellen wird jedoch davon ausgegangen, dass steigende globale Durchschnitts- und Wassertemperaturen eine Intensivierung tropischer

Wirbelstürme zur Folge hat (Singh et al. 2001; Emanuel 2005). Eine umfassende, langfristige Trendanalyse setzt jedoch einen vollständigen und umfassenden Katalog über historische tropische Wirbelstürme voraus, der global bisher nur als lückenhaft beschrieben werden kann (Knutson et al. 2010) und in manchen Regionen kaum mehr als ein paar Jahrzehnte umfasst. Auf Grundlage der aktuell verfügbaren Daten wird anhand hochauflösender, dynamischer Klimamodelle erwartet, dass die Intensität tropischer Wirbelstürme bis zum Jahr 2100 um bis zu 11% zunehmen könnte (Knutson et al. 2010), wobei erwartet wird, dass der Indische Ozean von einer besonders starken Zunahme betroffen ist (Webster et al. 2005).

Anhand dieser Modellergebnisse wird angenommen, dass der Oman künftig einem erhöhten Risiko durch einen steigenden eustatischen Meeresspiegels ausgesetzt ist, welcher mit einer gleichzeitigen Zunahme tropischer Wirbelstürme vor der omanischen Küste einhergeht (Webster et al. 2005). 2014 lebten 80% der omanischen Bevölkerung in tiefliegenden Küstengebieten von weniger als 10 m Höhe über dem rezenten Meeresspiegel (Al-Buloshi et al. 2014). Die Bevölkerungsgruppen in diesen Gebieten sind besonders von den Auswirkungen des Meeresspiegelanstieges bedroht (Nicholls 1995; Neumann et al. 2015). Gleichzeitig hat der Oman in den letzten Jahrzehnten einen starken Bevölkerungszuwachs erfahren. Zwischen 1970 und 2017 wuchs die Bevölkerung von etwa 700.000 auf über 4.5 Millionen Menschen, wobei sich der Bevölkerungszuwachs auch hier vor allem auf die Küstenregionen konzentrierte (Directorate General of National Statistics 2017). Infolgedessen gilt der Oman als eines der am stärksten vom steigenden Meeresspiegel und der Intensivierung von tropischen Wirbelstürmen bedrohten Länder (Dasgupta et al. 2011). Die tropischen Wirbelstürme Gonu im Jahr 2007 und Phet im Jahr 2010 haben die hohe Vulnerabilität der dicht besiedelten omanischen Küste gegenüber Sturmfluten und Überschwemmungen nachdrücklich verdeutlicht (Charabi 2010; Dibajnia et al. 2010; Fritz et al. 2010).

Die Quantifizierung der Entwicklung des relativen Meeresspiegels entlang der Küsten des Omans auf unterschiedlichen Zeitskalen und die potenzielle Auswirkung der Meeresspiegelentwicklung auf die Gesellschaft des Omans ist daher zentraler Bestandteil dieser Arbeit. Es werden sowohl langfristige Meeresspiegelschwankungen wie jene, die durch den stetigen Wechsel von Glazialen und Interglazialen während des Quartärs ausgelöst wurden untersucht, als auch lokale, kurzfristige und kurzlebige Meeresspiegelschwankungen, die beispielsweise von Tsunamis oder tropischen Wirbelstürmen verursacht werden.

1.2. Motivation und Zielsetzung der Arbeit

Die Zielsetzung dieser Dissertation ist die Rekonstruktion und Quantifizierung von relativen Meeresspiegelschwankungen auf unterschiedlichen Zeitskalen im Oman. Dabei wird zwischen kurzfristigen und langfristigen Meeresspiegelschwankungen unterschieden. Während unter kurzfristigen Meeresspiegelschwankungen Naturgefahren wie Tsunamis und tropische Wirbelstürme zusammengefasst werden, sind langfristige Meeresspiegelschwankungen vor allem durch das Zusammenspiel von regionalen Lithosphärenbewegungen mit den Schwankungen des globalen Meeresspiegels während des Quartärs gekennzeichnet.

Meeresspiegelschwankungen wurden bislang im Oman nur wenig untersucht, sind aber im Hinblick auf den Klimawandel und die erwartete Bevölkerungsentwicklung von großer Bedeutung (Al-Buloshi et al. 2014). Aufgrund der hohen Konzentration von Infrastruktur und Bevölkerung entlang der omanischen Küste sind für Stadtplaner und Bevölkerungsschützer wissenschaftlich fundierte Aussagen über die Entwicklung der Küstenlinie und das Potenzial von Naturgefahren wie Tsunamis und tropischen Wirbelstürmen essenziell (Azaz 2010; Hurlimann et al. 2014). Diese Arbeit will dazu beitragen, die noch vorhandenen Wissens- und Datenlücken zu verringern. Dazu wird anhand unterschiedlicher geologischer Archive und Modellierungen versucht, historische Tsunamiereignisse zu rekonstruieren und zu charakterisieren. Zusätzlich werden die geologischen Prozesse, welche in ihrer Summe in der morphologischen Ausprägung der heutigen Küste des Omans resultierten, bestimmt und quantifiziert. Diese Ergebnisse dienen anschließend als Modellierungsgrundlage für künftige Entwicklungen des Meeresspiegels im Oman und ihrer potenziellen Auswirkungen auf gesellschaftliche Herausforderungen und naturräumliche Prozesse.

Zur Beantwortung dieser Problematiken stellen sich eine Reihe von Fragen, welche im Rahmen dieser Dissertation beantwortet werden sollen. Zu diesen gehören unter anderem:

Kurzfristige Meeresspiegelschwankungen

- Anhand welcher Sedimente können historische Tsunamis oder Stürme im Oman nachgewiesen werden?
- Wie können die Charakteristika von Starkwellenereignissen wie etwa deren Wellenhöhen anhand geologischer Archive rekonstruiert und die zugehörigen Sedimente datiert werden?
- Wie können Laserscanner helfen Starkwellenereignisse besser zu verstehen?
- Wie können anhand von 3D-Punktwolken die Transportpfade umgelagerter Blöcke nachvollzogen werden?
- Was sind die möglichen Magnituden und Frequenzen dieser historischen Ereignisse im Oman?

Langfristige Meeresspiegelschwankungen

- Wie kann anhand gehobener, mariner Terrassen die langfristige Hebungsgeschichte einer Küste rekonstruiert und quantifiziert werden?
- Wie können marine Terrassen mithilfe von digitalen Geländemodellen kartiert und klassifiziert werden?
- Welche Probleme entstehen bei der Datierung von marinen Terrassen?
- Wann wurden die Terrassen im Oman gebildet und mit welcher Rate haben sie sich gehoben?
- Ist die Hebung der Terrassen kontinuierlich und gleichförmig oder differentiell und periodisch?
- Welche Prozesse sind für die differentielle Hebung der Küste verantwortlich?
- Gehen neotektonische Aktivitäten mit der Hebung einher?

Auswirkungen unterschiedlicher Tsunamiszenarien auf den Oman

- Was wären die möglichen Auswirkungen von historischen Tsunamis auf die moderne Infrastruktur an der Küste des Omans?
- Wie viele Menschen in Maskat leben in tsunamigefährdeten Regionen?
- Welche unmittelbaren und mittelbaren Folgen sind im Falle eines Tsunamis in Maskat zu erwarten?

Künftige Entwicklung

- Wie entwickelt sich der relative Meeresspiegel im Oman in Zukunft?
- Welche Folgen können der Klimawandel und der globale Meeresspiegelanstieg für den Oman haben?
- Werden die Auswirkungen tropischer Wirbelstürme und Tsunamis künftig stärker und steigt das Risiko durch Naturgefahren im Oman?

Diese und weitere Fragen sollen innerhalb dieser Dissertation beantwortet und diskutiert werden. Im folgenden Unterkapitel wird ein erster Überblick über die inhaltliche und thematische Gliederung dieser Arbeit gegeben.

1.3. Thematischer Aufbau der Arbeit

Kapitel 1 stellt die thematische Herleitung der Dissertation dar. Es werden die Prognosen des künftig zu erwartenden Meeresspiegelanstieges aus dem aktuellen IPCC-Sachbericht vorgestellt und diskutiert. Es werden die Ziele und die Motivation dieser Dissertation genannt.

Eine Einführung in das Arbeitsgebiet sowie einen Überblick über die Geologie, das Landschaftsinventar, das Klima sowie über Besiedlung und Wirtschaft des Omans gibt Kapitel 2. Im Detail werden dort die plattentektonische Situation und die geologische Entwicklung des Untersuchungsraumes dargestellt. Es wird auf die Klima- und Landschaftsentwicklung des Omans während des Quartärs eingegangen sowie die Ausprägung des heutigen Klimas beschrieben. Abschließend werden die Landschaftsformen des Al Hajar-Gebirges und der Küste des Omans vorgestellt sowie die wirtschaftliche und demografische Entwicklung des Omans nachgezeichnet.

Kapitel 3 gibt anfangs einen Überblick über historische und potenzielle Tsunamis und tropische Wirbelstürme im Oman. Dieses Kapitel basiert auf den von Schneider et al. (2019) im Journal of Coastal Conservation veröffentlichten Artikel „Tsunami and storm sediments in Oman - Characterizing extreme wave deposits using terrestrial laser scanning“. Es werden sowohl historische Starkwellenereignisse charakterisiert als auch deren Auswirkungen auf Küste und Gesellschaft des Omans geschildert. Weiterhin werden modellbasierte und potenzielle Tsunamiszenarien vorgestellt sowie die künftige Entwicklung von tropischen Wirbelstürmen im Arabischen Meer im Hinblick auf den Klimawandel erörtert. Anschließend wird gezeigt und diskutiert, wie auf Basis von hochauflösenden 3D-Punktwolken aus terrestrischen Laserscannern die Rekonstruktion von Tsunamis und Stürmen präzisiert werden kann. Es werden die charakteristischen Sedimente von Stürmen und Tsunamis an der Ostküste des Omans geschildert. Eine neu entwickelte Methodik zur Aufnahme und Analyse der 3D-Punktwolken wird präsentiert und angewandt und die Ergebnisse anschließend dargestellt und diskutiert.

Kapitel 4 basiert auf den von Hoffmann et al. (2020b) in Geomorphology veröffentlichten Artikel „Quaternary uplift along a passive continental margin (Oman, Indian Ocean)“, worin die langfristige Änderung des relativen Meeresspiegels entlang der Ostküste des Omans untersucht wird. Nach einer ausführlichen Beschreibung der angewandten Methoden und neu entwickelten Verfahren wird anhand der differentiellen Deformation von marinen Terrassen die Hebungsgeschichte des Küstenabschnittes im Pleistozän rekonstruiert. Die Ergebnisse werden im Hinblick auf raum-zeitlich differentielle Terrassenentwicklungen und den möglichen Ursachen der lithosphärischen Deformation diskutiert. Zusätzlich werden potenzielle neotektonische Aktivitäten im Untersuchungsraum diskutiert.

In Kapitel 5 werden die potenziellen Auswirkungen von kurzfristigen Meeresspiegelschwankungen auf die Region um die Hauptstadt Maskat (engl. Muscat) und den Oman im Allgemeinen untersucht. Kapitel 5 beruht auf den von Schneider et al. (2016) in Global and Planetary Change publizierten Artikel „Scenario-based tsunami risk assessment using a static flooding approach and high-resolution digital elevation data - An example from Muscat in Oman“. Grundlage der Modellierung sind auf historischen Tsunamis basierende Szenarien sowie ein potenzielles Worst-Case-Szenario für den Oman. Der Fokus dieses Kapitels liegt auf potenziellen Schäden und Folgen in Bezug auf unterschiedliche Tsunamiszenarien. Nach einer Beschreibung des Untersuchungsraums und den verwendeten Methoden werden die potenziellen Folgen für Infrastruktur und Bevölkerung erörtert und diskutiert.

Kapitel 6 gibt einen Ausblick über die mögliche Entwicklung und Auswirkungen der relativen Meeresspiegelschwankungen im Oman. Dies geschieht unter Berücksichtigung des zu erwartenden eustatischen Meeresspiegelanstieges und den Vertikalbewegungen der Lithosphäre. Dazu werden die Ergebnisse aus den vorherigen Kapiteln mit aktuellen Studien zur künftigen Klima- und Meeresspiegelentwicklung verknüpft. Diese Ergebnisse werden mit der erwarteten, künftigen Entwicklung von Zyklonen im Arabischen Meer sowie der prognostizierten wirtschaftlichen und demographischen Entwicklung des Omans in Verbindung gebracht. Abschließend werden verbleibende Wissenslücken und ein künftiger Forschungsbedarf aufgezeigt.

2. Naturräumliche Gliederung und Entwicklung des Omans

In den nachfolgenden Unterkapiteln wird das für diese Dissertation relevante Untersuchungsgebiet im Oman räumlich abgegrenzt. Es werden die besonderen naturräumlichen Begebenheiten des Untersuchungsgebietes vorgestellt und ein Überblick über die geologische, tektonische und klimatische Entwicklung gegeben. Weiterhin wird auf das Landschaftsinventar des Küstenraumes des Omans eingegangen. Abschließend wird die historische Entwicklung des Omans aufgezeigt sowie jüngste Entwicklungen in Hinblick auf Demographie, Wirtschaft und Siedlungsmuster vorgestellt.

2.1. Lage des Untersuchungsgebietes

Der Oman liegt im östlichen Teil der Arabischen Halbinsel. Nachbarländer sind im Nordwesten die Vereinigten Arabischen Emirate, im Westen Saudi-Arabien und im Südwesten der Jemen. Im Norden grenzt der Oman an den Golf von Oman und im Osten und Süden an das Arabische Meer, einem Nebenmeer des Indischen Ozeans (siehe Abb. 2-1).



Abb. 2-1: Übersicht über die regionale Lage des Omans, der Nachbarstaaten und der umliegenden Meere. Das Kästchen verweist auf die Lage von Abb. 2-2, in der die Untersuchungsgebiete dieser Arbeit detaillierter abgebildet sind.

Das Untersuchungsgebiet der Dissertation liegt im nordöstlichen Teil des Omans, in der Küstenregion zwischen der Metropolregion um die Hauptstadt Maskat und Ras Al Hadd, dem östlichsten Punkt der Arabischen Halbinsel. Dabei konzentriert sich der Untersuchungsraum auf den Küstenbereich und die küstennahen Gebirgszüge des Al Hajar-Gebirges (siehe Abb. 2-2). Die Kapitel 3, 4 und 5 fokussieren sich auf kleinräumigere Untersuchungsgebiete, welche in den jeweiligen Kapiteln genauer vorgestellt werden.

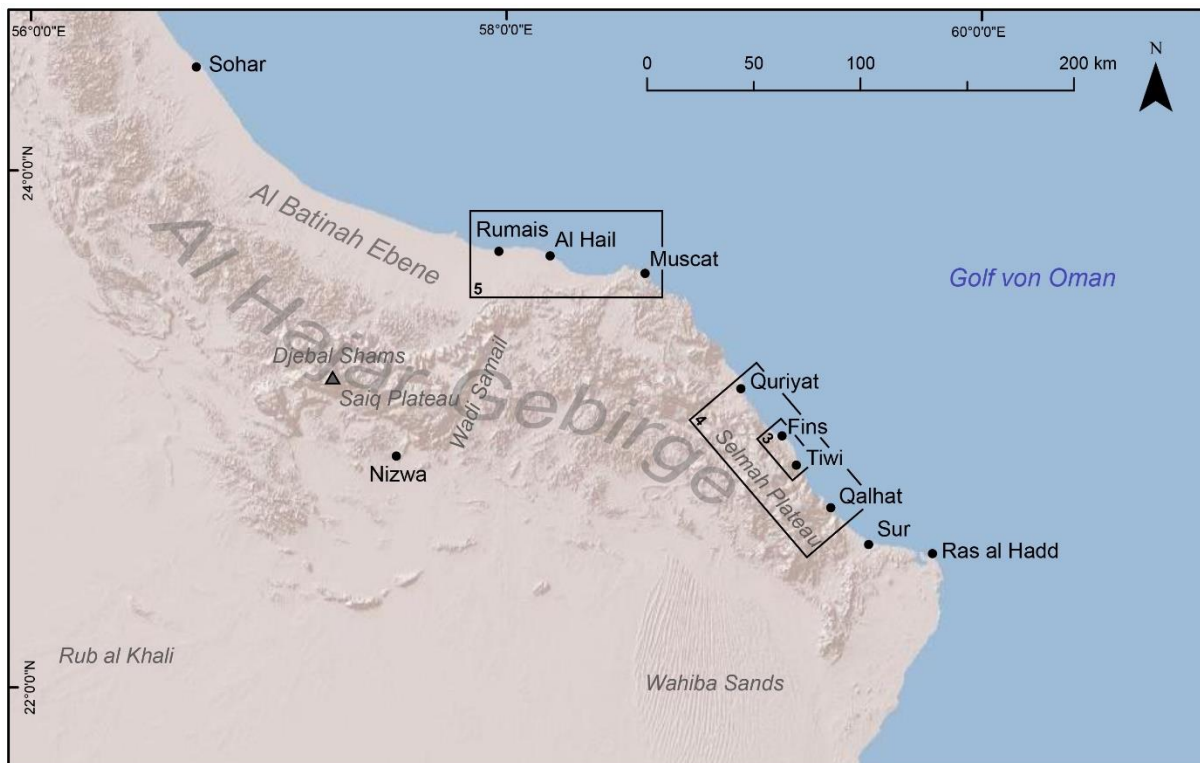


Abb. 2-2: Übersicht über ausgewählte Städte sowie landschaftliche und topographische Elemente im nordöstlichen Oman. Die Kästchen zeigen die in dieser Dissertation analysierten Untersuchungsgebiete, die Zahl in den Kästchen verweist auf die entsprechenden Kapitel.

2.2. Regionalgeologischer Überblick

2.2.1. Plattentektonische Situation

Das Untersuchungsgebiet im Oman ist durch die räumliche Nähe zur Makran Subduktionszone (MSZ) geprägt (siehe Abb. 2-3). Diese stellt die nordöstliche Grenze der Arabischen Platte zur Eurasischen Platte dar und ist durch eine Subduktion der ozeanischen Kruste der Arabischen Platte unter die kontinentale Kruste der Eurasischen Platte charakterisiert (Byrne et al. 1992; Smith et al. 2013). Die MSZ erstreckt sich über knapp 1000 km (Page et al. 1979) und birgt aufgrund eines hohen Sedimenteintrages durch den Indus einen der größten Akkretionskomplexe entlang konvergenter Plattengrenzen überhaupt (Smith et al. 2013; Hoffmann et al. 2014). Die Subduktionsrate entlang der MSZ beträgt laut Kukowski

et al. (2000) im westlichen Teil 36.5 mm/a und nimmt nach Osten hin auf bis zu 42 mm/a zu. Seismische Ereignisse entlang der MSZ haben im Holozän zu starken Tsunamieignissen an den Küsten des Golfes von Oman und des Arabischen Meeres geführt (Pararas-Carayannis 2006; Hoffmann et al. 2013b; Prizomwala et al. 2018; Schneider et al. 2019; Hoffmann et al. 2020a). Die Seismizität der MSZ ist auf den östlichen Teil konzentriert, während die MSZ im Westen als aseismisch betrachtet wird (Byrne et al. 1992; Smith et al. 2013). Aufgrund der Exposition und der Nähe der omanischen Küste zur MSZ, sind die tektonischen Vorgänge entlang der MSZ für diese Arbeit von besonderer Bedeutung.

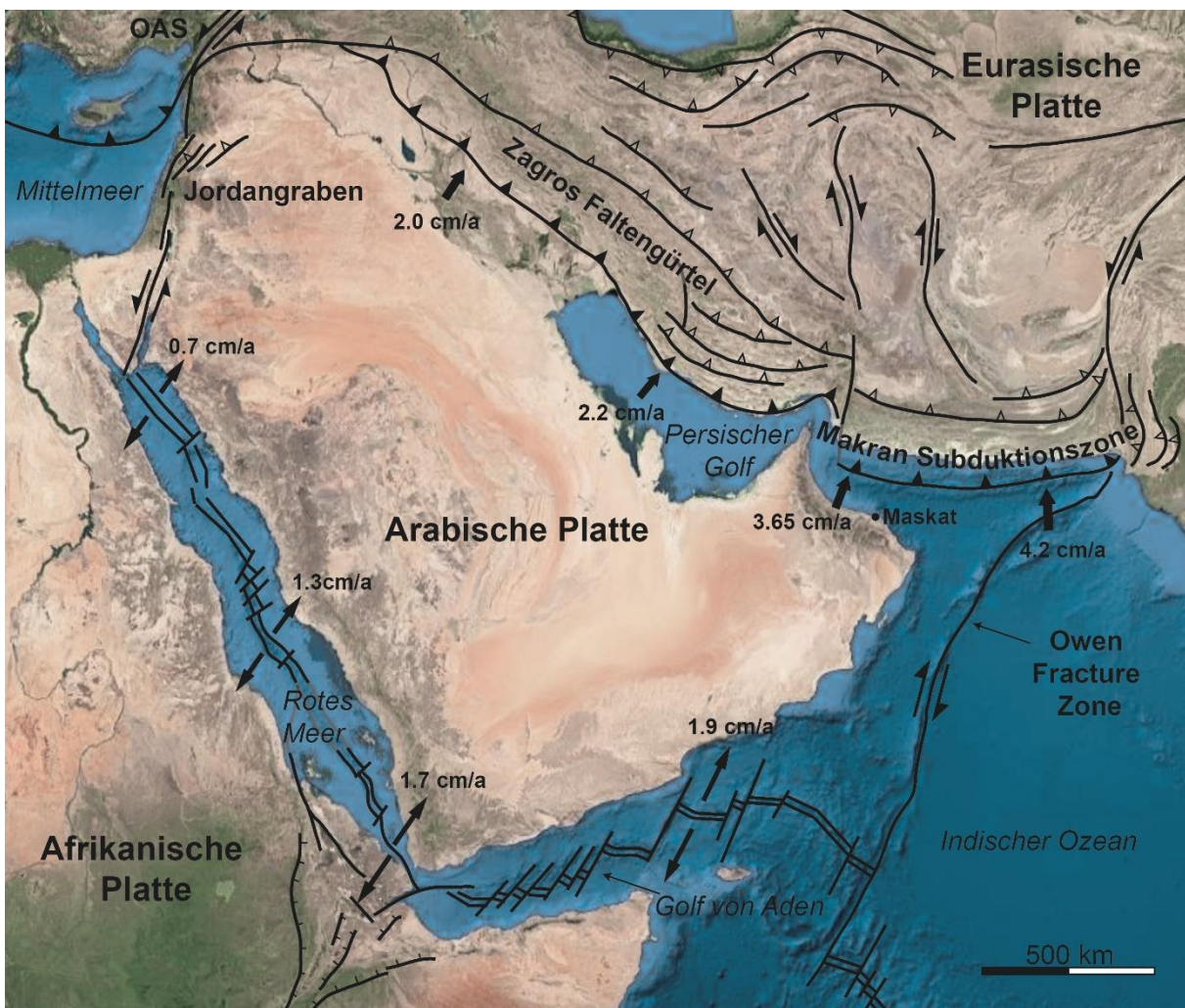


Abb. 2-3: Vereinfachte rezente plattentektonische Situation der Arabischen Halbinsel. OAS: Ostanatolienstörung. Verlauf der plattentektonischen Grenzen und Störungssysteme nach Hoffmann et al. (2016), Spreizungsraten im Roten Meer und im Golf von Aden nach ArRajehi et al. (2010), Kollisionsraten am Zagros-Faltengürtel nach Hoffmann et al. (2016) und Subduktionsraten in der Makran Subduktionszone nach Kukowski et al. (2000).

Die nördliche Grenze der Arabischen Platte zur Eurasischen Platte wird durch eine vom iranischen Zagrosgebirge bis nach Ostanatolien reichenden Kollisionszone geprägt (Kukowski et al. 2000). Dabei nimmt die Kollisionsrate von 2.0 cm/a im zentralen Zweistromland nach

Südosten hin auf 2.2 cm/a am Persischen Golf leicht zu (Hoffmann et al. 2016). Die westliche Plattengrenze der Arabischen Platte zur Anatolischen und Afrikanischen Platte wird durch die Ostanatolienstörung (OAS) und durch den Jordangraben, welche beide Transformstörungen sind, gebildet (McClusky et al. 2003). An der südwestlichen, divergierenden Plattengrenze mit der Afrikanischen Platte wurde entlang einer Spreizungszone das Rote Meer und der Golf von Aden ausgebildet (Hempton 1987). Die Spreizungsraten im Roten Meer nehmen von Norden (0.7 cm/y) nach Süden (1.7 cm/a) zu, im Golf von Aden liegt sie rezent bei 1.9 cm/a (ArRajehi et al. 2010). Im Osten bildet die Owen Fracture Zone (OFZ) die Plattengrenze zur Indischen Kontinentalplatte (Kukowski et al. 2000). Die OFZ ist eine nordöstlich-südwestlich streichende, dextrale Transformstörung, welche im Norden auf die MSZ und im Süden auf die Spreizungszone des Golfes von Aden trifft (Rodriguez et al. 2013). Insgesamt bewegt sich die Arabische Platte rezent aufgrund der Riftbildung im Roten Meer (Hempton 1987; Searle 2019) einer der entgegen dem Uhrzeigersinn folgenden Rotation nordwärts (Vernant et al. 2004).

2.2.2. Geologische Entwicklung

Im Folgenden wird die geologische Entwicklung des Omans kurz zusammengefasst. Dabei wird der Fokus auf die für diese Arbeit wichtigen Einheiten und Entwicklungen gelegt. Einen umfassenden Überblick über die geologische Geschichte des Omans, die Entwicklung des Al Hajar-Gebirges und die Obduktion des Ophiolithkomplexes bieten beispielsweise Glennie (2005), Hoffmann et al. (2016) oder Searle (2019).

Die geologische Entwicklung des Omans mit der Entstehung und Ablagerung der wichtigsten geologischen Einheiten kann beispielhaft am Al Hajar-Gebirge nachvollzogen werden. Der Gebirgszug ist eine domförmig aufgewölbte Antiklinale, in deren Zentrum sich aufgrund starker Erosionswirkung ein geologisches Fenster entwickelt hat (Searle 2019). Folglich sind im Zentrum des geologischen Fensters die ältesten und am Rand die jüngsten Gesteine aufgeschlossen. Im Zentrum der Antiklinale sind proterozoische Gesteine aufgeschlossen, welche diskordant von einer lückenhaften, paläozoischen Sequenz überlagert werden (Hoffmann et al. 2016). Besonders ausgeprägt ist die permische bis kreidezeitliche Sequenz, welche insgesamt eine Mächtigkeit von über 2000 m erreicht (Searle 2019). Dabei stellen flachmarine Plattformkarbonate, welche an den Küsten der Arabischen Platte mit dem südlichen Tethys Ozean gebildet wurden, die dominierende Lithologie dar (Hoffmann et al. 2016).

Eine besondere Einheit, welche für zahlreiche Landschaftsformen und geologische Prozesse im Oman von großer Bedeutung ist, sind die unter dem Begriff Ophiolithe zusammengefasste Gesteinsserien des oberen Erdmantels und der ozeanischen Kruste. Diese magmatischen

Gesteine entstanden zwischen der mittleren bis späten Kreidezeit (Gealey 1977). Dabei wurde der Meeresboden in der Mitte des Beckens der Neotethys gespreizt und in der Riftzone ozeanische Lithosphäre gebildet (Robertson 1987). Der Ophiolithkomplex wurde während der Oberkreide als Überschiebungsdecke geformt, als die ehemalige ozeanische Platte der Neotethys auf die Arabische Platte aufgeschoben wurde (Searle 2019). Der Ophiolithkomplex kann über eine Länge von 600 km nachvollzogen werden und wurde insgesamt 200 km weit auf die kontinentale Kruste der Arabische Platte obduziert (Robertson 1987). Die Obduktion ging mit einer starken Verformung, Störung und Verfaltung der Ophiolithe einher (Robertson 1987). Die als Samail-Ophiolith bekannte Ophiolithsequenz des Omans wird als die weltweit best-aufgeschlossene betrachtet (Gealey 1977; Searle 2019) und ist im Gelände gut an seiner dunklen, stark verwitterten Oberfläche und einem kantigen bis spitzen Relief zu erkennen (Hoffmann et al. 2016).

Nach der Obduktion der Ophiolithkomplexe war der nordöstliche Oman zwischen der Oberkreide und des Neogens vorwiegend marinen Bedingungen ausgesetzt (Hoffmann et al. 2016), wobei Teile des Saiq Plateaus noch sub-aerialen Bedingungen ausgesetzt waren, wodurch dort lokal terrestrische Sedimente akkumulierten (Searle 2007). Während einer marinen Transgressionsphase vom Ende der Oberkreide bis zum Oligozän wurden flachmarine Sedimente abgelagert (Hoffmann et al. 2016). Die Transgressionsphase endete schließlich aufgrund eines globalen Meeresspiegelabfalls im Oligozän (Searle 2007). Der nördliche Oman durchlief anschließend während des Känozoikums eine komplexe tektonische Deformation, welche schlussendlich zur Hebung des Al Hajar-Gebirges führte (Fournier et al. 2006; Hansman et al. 2017).

2.2.3. Quartäre Klima- und Landschaftsentwicklung

Die heutige Landschaft des Omans ist vor allem durch das Zusammenspiel von Geologie, Klima und Tektonik geformt und zusätzlich von den Schwankungen des globalen Meeresspiegels beeinflusst (Abrams und Chadwick 1994). Durch die Bildung großer Eisschilde in den Glazialen des Quartärs wurden große Wassermassen gebunden, welche in den wärmeren Interglazialen teilweise wieder abtauten (Siddall et al. 2003; Rohling et al. 2008). Infolgedessen schwankte der eustatische Meeresspiegel im Laufe des Quartärs um etwa 120m (Siddall et al. 2003; Rohling et al. 2014). Der tiefste eustatische Meeresspiegel wurde laut Rohling et al. (2014) auf 115 m unter dem rezentem Meeresspiegel während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) (MIS 2) beziffert, während im MIS 5e der Meeresspiegel etwa 5 m über dem heutigen Niveau lag (Grant et al. 2014; Rohling et al. 2014).

Während des Pleistozäns und im anschließenden Holozän war das Klima des heutigen Omans zahlreichen Schwankungen unterworfen, welche sich unter anderem in wiederholten Pluvialphasen mit höheren Niederschlägen äußerten (Burns et al. 1998; Fleitmann et al. 2003). Die Klimavariationen der Pluviale und Interpluviale konnte anhand terrestrischer Archive wie Speläothemen (Burns et al. 2001; Neff et al. 2001; Fleitmann et al. 2003; Fleitmann et al. 2007), äolischen Sandablagerungen (Radies et al. 2004) oder Seesedimenten (McClure 1976; Hoffmann et al. 2015b; Matter et al. 2015) rekonstruiert und datiert werden. Dabei korrelieren humide Pluvialphasen mit den Interglazialen des Quartärs, während innerhalb der Glazialphasen aride Bedingungen dominierten (Fleitmann und Matter 2009).

Während des Quartärs waren insbesondere die MIS 5a, 5c, 5e, 7a und 9 Perioden verstärkten Niederschlags (Burns et al. 2001; Fleitmann et al. 2003; Rosenberg et al. 2011). Die vorherrschenden intensiven und monsunartigen Niederschlagsereignisse spiegeln sich in der verstärkten Bildung von Stalagmiten wider (Burns et al. 2001). Es wird vermutet, dass die Niederschläge bis zu fünfmal höher als in der Gegenwart ausgefallen sein könnten (Woods und Imes 1995). Hoffmann et al. (2015b) schlagen für das MIS 3 ähnliche Klimabedingung wie heute vor, wobei anhand laminarer Seesedimente im Al Hajar-Gebirge zahlreiche Starkregenereignisse dokumentiert wurden. Gleichzeitig kam in den quartären Pluvialphasen durch die verstärkten fluviatilen Prozesse an den Rändern des Al Hajar-Gebirges zur Bildung von Alluvialfächern (Abrams und Chadwick 1994; Blechschmidt et al. 2009). Zahlreiche Generationen dieser Alluvialfächer bilden heute die Al Batinah-Küstenebene (Hoffmann et al. 2016; Searle 2019).

Die Ablagerung äolischer Sedimente auf der Arabischen Halbinsel wird mit den ariden Perioden während den Glazialphasen des Quartärs in Verbindung gebracht (Radies et al. 2004; Preusser et al. 2005; Farrant et al. 2015). Als der Kontinentalschelf der östlichen Arabischen Platte in den Glazialen infolge des eustatischen Meeresspiegelrückgangs (Rohling et al. 2014) freigelegt wurde, konnten die auf dem Schelf abgelagerten Sedimente vom Wind erodiert und verfrachtet werden (Pease und Tchakerian 2002) und bildeten so die Basis für die Dünenlandschaften der Wüste Wahiba Sands (auch: Scharqiyya Sands) im Osten des Omans (Goudie et al. 1987; Radies et al. 2004; Preusser et al. 2005).

Neff et al. (2001) und Fleitmann et al. (2007) rekonstruierten mithilfe von Speläothemen aus der Al Huta Höhle, welche 25 km nordwestlich von Nizwa liegt, die holozäne Klimaentwicklung und die damit einhergehenden Niederschlagsschwankungen im Oman. Anhand der in den Speläothemen eingelagerten Sauerstoffisotopen ($\delta^{18}\text{O}$) konnte für das frühe Holozän zwischen 10.5 und 9.5 ka ein wesentlicher Anstieg der Niederschlagssumme festgestellt werden (Fleitmann et al. 2007). Dies wird auf ein nordwärtiges Verschieben der Innertropischen Konvergenzzone (ITC) und dem damit verbundenen Indischen

Südwestmonsun zurückgeführt (Neff et al. 2001; Fleitmann et al. 2007), welcher nun auch den nördlichen Oman erreichen konnte (Fleitmann et al. 2003). Burns et al. (2001) kommen zu dem Schluss, dass im südlichen Arabien die neolithische Feuchtphase zwischen 9.7 ka und 6.2 ka besonders niederschlagsreich war. Radies et al. (2005) dokumentierten Süßwasserschnecken, welche in diesem Zeitraum in kleinen Seen in der Wahiba Sands Wüste lebten. Phasen erhöhter Niederschläge gehen in ariden Regionen üblicherweise mit verstärkten Verkarstungsprozessen einher (Marker 1972), was vermutlich auch auf den Oman im frühen Holozän zutraf. Laut Fleitmann et al. (2007) verlagerte sich die ITC nach 7.8 ka stetig südwärts, was eine Abnahme der Monsunintensität und -dauer sowie geringere Niederschläge im nördlichen Oman zur Folge hatte. Dieser Trend hält bis heute an, wurde aber durch vereinzelte, abrupte und kurz anhaltende Ereignisse mit höheren Niederschlägen unterbrochen (Fleitmann et al. 2007; Urban und Buerkert 2009). Paläobotanisch wird die Aridisierung des holozänen Klimas im Oman in der Zurückdrängung von tropischen Baumspezies und der Ausbreitung von an Trockenheit angepassten Pflanzen reflektiert (Lézine 2009; Urban und Buerkert 2009). Zusammenfassend ist festzustellen, dass die Arabische Halbinsel im Verlaufe des Pleistozäns und des Holozäns signifikanten Klimavariabilitäten unterworfen war, welche sich in wiederholten Wechsel zwischen aridem und humidem Klima äußerten (Burns et al. 1998; Burns et al. 2001; Neff et al. 2001; Fleitmann et al. 2003; Fleitmann et al. 2007). Diese Klimavariabilitäten hatten folglich großen Einfluss auf die morphologische Ausprägung der heutigen Landschaften und die Entwicklung der Gesellschaft im Oman (Nagieb et al. 2004; Armitage et al. 2011; Rosenberg et al. 2011; Cremaschi et al. 2018).

2.3. Das heutige Klima des Omans

Das heutige Klima des Omans ist randtropisch arid (Ahmed und Choudri 2012; Searle 2019). Aufgrund der komplexen topographischen Situation des Landes lässt sich das Klima in lokal und kleinräumig differenzierte Mikroklimata unterteilen (Charabi 2013). So lassen sich laut Charabi (2013) zwischen der hyperariden Rub-Al-Khali-Wüste im Westen des Landes, den ariden Regionen entlang der Gebirgsausläufer und Hochflächen bis hin zu den semi-ariden Hängen und Gipfeln des Al Hajar-Gebirges, eine Vielzahl von klimatischen Abstufungen definieren. Der durchschnittliche Jahresniederschlag variiert somit je nach Region erheblich, wobei die Niederschlagsverteilung auch über den Jahresgang stark variabel ist (Kwarteng 2010; Ahmed und Choudri 2012). So beträgt der durchschnittliche Jahresniederschlag im nördlichen Oman etwa 117 mm und in Maskat 100 mm, wogegen vor allem in den hohen Gebirgslagen teilweise wesentlich mehr Niederschlag fällt (Kwarteng et al. 2009; Searle 2019). Während auf den Gipfeln des Saiq Plateaus über 330 mm pro Jahr an Niederschlag gemessen wurden, sind die Niederschläge im Landesinneren oder an den östlichen Küsten im Regenschatten des Al Hajar-Gebirges wesentlich geringer und können auch 50 mm pro Jahr unterschreiten (Kwarteng et al. 2009). Die Niederschlagsmengen sind dabei üblicherweise auf wenige, niederschlagsreiche Ereignisse konzentriert (Kwarteng 2010).

Die Niederschläge sind dabei vorrangig auf zwei Wettersysteme zurückzuführen, welche regional verschiedene Ausprägungen haben (Ahmed und Choudri 2012). Der Großteil des Niederschlages im nördlichen Oman fällt im Winter zwischen November und April, wenn Westwinde feuchte Luftmassen aus dem Mittelmeerraum in den Oman tragen, wo diese sich vor allem im Al Hajar-Gebirge abregnen (Searle 2019). Der Indische Südwestmonsun zwischen Juni und September ist vor allem im südlichen Oman für sommerliche Niederschläge verantwortlich (Ghazanfar 1999). Dieses, lokal als *Khareef* bezeichnete, Phänomen lässt das Küstengebirge um Salalah daher im Sommer regelmäßig ergrünen (Kwarteng 2010). Tropische Wirbelstürme treten zwar nur unregelmäßig auf, diese Starkregenereignisse können aber in wenigen Stunden ein Vielfaches des durchschnittlichen Jahresniederschlages liefern (Dibajnia et al. 2010; Fritz et al. 2010; Haggag und Badry 2012).

Die Temperaturen im Oman sind ganzjährig hoch. So beträgt laut Directorate General of Civil Aviation and Meteorology Oman (2017) die durchschnittliche Jahrestemperatur in Maskat 28°C, wobei in den Sommermonaten regelmäßig Tageshöchsttemperaturen von 40°C überschritten werden. Der Juni ist in Maskat mit einer durchschnittlichen Temperatur von 40.0°C der heißeste und der Januar mit einer durchschnittlichen Temperatur von 25.1°C der kühlfte Monat (Directorate General of Civil Aviation and Meteorology Oman 2017). Im Hinblick auf die zu erwartende Klimaerwärmung wird vermutet, dass die Sommertemperaturen in den tief gelegenen Regionen der östlichen Arabischen Halbinsel im Jahr 2070 möglicherweise auf

über 60°C ansteigen könnten (Pal und Eltahir 2015). Dies hätte laut Pal und Eltahir (2015) zur Folge, dass selbst gesunde Menschen, sich nur kurze Zeiten im Freien aufhalten können, was eine drastisch reduzierte Lebensqualität für die Bewohner zur Folge hätte und manche Regionen sogar unbewohnbar machen könnte.

2.4. Landschaftsinventar und Geomorphologie

2.4.1. Das Al Hajar-Gebirge

Das dominierende Landschaftselement des nördlichen Oman ist das Al Hajar-Gebirge, welches sich über 700 km parallel der nordöstlichen Küste von der nördliche Exklave Musandam an der Straße von Hormus bis in den östlichsten Teil des Omans bei Ras-Al Hadd ausdehnt (Searle 2019). Der Gebirgszug kann in zwei Hauptteile gegliedert werden, wobei die Grenze entlang des Wadi Samail, zwischen Maskat und Nizwa, gezogen werden kann (Kusky et al. 2005). Der westliche Teil des Al Hajar-Gebirges beherbergt die höchsten Gipfel, wobei der Jebal Shams mit über 3000 m der höchste Berg des Massivs und gleichzeitig der höchste Berg des Omans ist (Kusky et al. 2005). Das Al Hajar-Gebirge fungiert darüber hinaus als Klima- und Wasserscheide (Searle 2019). So teilt es den Oman in die nördlich des Gebirges liegende, relative fruchtbare und dicht besiedelte Al Batinah-Ebene (Abrams und Chadwick 1994; Weyhenmeyer et al. 2002) und das südlich gelegene, karge und stark aride, von Sand- und Steinwüsten geprägte Landesinnere (Blechs Schmidt et al. 2009).

Aufgrund der klimatischen Verhältnisse (siehe Kapitel 2.2.3) und der kalksteindominierten Geologie (siehe Kapitel 2.2.2) ist das Al Hajar-Gebirge von einer zerklüfteten und schroffen Topographie mit oft steil abfallenden Bergflanken geprägt (Hoffmann et al. 2016). Nördlich und südlich des Gebirgszuges erstrecken sich große Schwemmfächerebenen weit ins Landesinnere und an die Küste (Abrams und Chadwick 1994; Blechs Schmidt et al. 2009). Zusätzlich ist das kalksteindominierte Gebirge stark verkarstet und weist einen vielfältigen Karstformenschatz auf (Hoffmann et al. 2016). Herausragende Beispiele sind die zahlreichen und oftmals beeindruckenden Wadisysteme, die komplexen Karsthöhlen, aber auch Ponore oder Dolinen (siehe Abb. 2-4, d). An der Ostküste zwischen Dagmar und Qalhat ist das Gebirge durch eine Reihe gehobener, mariner Terrassen gekennzeichnet (Kusky et al. 2005; Hoffmann et al. 2020b). Die allgegenwärtigen Wadis, periodisch bis episodisch wasserführende Täler, schneiden sich fluviatil in die Hänge des Gebirges ein und formen so tiefe, schluchtartige Bergeinschnitte (siehe Abb. 2-4, c). Bekannte, ganzjährig wasserführende Wadis sind etwa Wadi Bani Khalid, Wadi Shab und Wadi Tiwi im östlichen Teil des Landes. Die die Wadis speisenden Süßwasserquellen liegen dabei an der diskordanten Schichtgrenze zwischen der Basis der Karbonatformation und dem darunterliegenden Peridotit (Hoffmann et

al. 2016). Aufgrund ihres vorteilhaften Mikroklimas und der meist ganzjährigen Wasserverfügbarkeit beherbergen Wadis oft Oasendörfer, welche intensiv landwirtschaftlich genutzt werden (Nagieb et al. 2004). Abseits der günstigen klimatischen Bedingungen der Wadis ist die Vegetation des Al Hajar-Gebirges nur spärlich und auf wenige Arten von Xerophyten und Sukkulente beschränkt (Ghazanfar 1999).



Abb. 2-4: Unterschiedliche Landschaften des Al Hajar-Gebirges im östlichen Oman: a – Eozäne Kalksteinformationen bei Tiwi, b – Gebirgsstraße und geschichtete Karbonate bei Bimmah, c – Tief eingeschnittenes, wasserführendes Wadi mit serpentinierten Peridotiten bei Fins, d – Karsthöhle Majlis al Jinn auf dem Selmah Plateau (Fotos: B. Schneider).

2.4.2. Die Küste des Omans

Die omanische Küste weist entlang ihrer gesamten Ausdehnung von über 3100 km eine Vielzahl von geomorphologischen Landschaftsformen auf (Hoffmann et al. 2013c; Al-Hatrushi et al. 2014). Im Verlauf der Küstenlinie von Nord nach Süd wechseln sowohl das Relief des Hinterlandes als auch die geomorphologische Ausprägung der Küste mehrfach (siehe Abb. 2-5). Die Küste des Omans ist mesotidal (Al-Hatrushi et al. 2014). Der Tidenhub, also die Differenz zwischen mittlerem Hochwasser und mittlerem Niedrigwasser, beträgt entlang der zentralen Al Batinah-Küste etwa 2.5 m (UNESCO/IOC, 2019), wobei in Musandam und an der östlichen Küste mit etwa 2 m ein geringerer Tidenhub gemessen wird (UNESCO/IOC, 2019).



Abb. 2-5: Unterschiedliche Küstenformen im Oman von Nord nach Süd: a – Fjordartige Riasküste in Musandam, b – flacher, langgezogener Sandstrand mit mangrovenbewachsenem Ästuar westlich von Barka, c – Sandige Flachküste nördlich von Fins, d – Felsige Steilklippen mit kiesigen Buchten nördlich von Tiwi (Fotos: B. Schneider).

Die nördliche Exklave Musandam ist von einer felsigen, fjordartigen Riasküste mit steilen Klippen und kiesigen Stränden geprägt (Searle 2019). Aufgrund der räumlichen Nähe Musandams zur Kollisions- und Subduktionszone zwischen der Arabischen und der Eurasischen Platte kann in Musandam eine jährliche Subsidenz von 6 mm beobachtet werden (Vita-Finzi 1973). In Folge dieser Subsidenz wurden die küstennahen Wadis geflutet und erinnern in ihrem Aussehen an glazial geprägte Fjorde (Kusky et al. 2005; Hoffmann et al. 2013c).

Im Gegensatz dazu ist die etwa 250 km lange Küste der Al Batinah-Ebene flach und durch kilometerlange Sandstrände charakterisiert (Al-Hatrushi et al. 2014). Bis auf wenige Ausnahmen in Form von Lagunen und Ästuaren, beispielsweise etwa 10 km westlich von Barka, ist die Küstenlinie der Al Batinah geradlinig und regelmäßig (siehe Abb. 2-5, b). Die Küste der Al Batinah-Ebene wird als tektonisch stabil erachtet, es findet weder Hebung noch Subsidenz statt (Abrams und Chadwick 1994; Hoffmann et al. 2013c). Die Küstenebene wird aus mehreren Generationen von sandigen bis kiesigen Schwemmfächern gebildet, die ihren Ursprung im Al Hajar-Gebirge haben (Abrams und Chadwick 1994; Blechschmidt et al. 2009).

Von dort aus erstrecken sich die Schwemmfächer bis zu 30 km nordwärts an die Küste des Golfs von Oman. Die Sand- und Schotterkörper der Küstenebene von werden zahlreichen Wadis durchschnitten. Aufgrund eines großen Süßwasseraquifers unter der Al Batinah-Ebene wird diese intensiv landwirtschaftlich genutzt und stellt die wichtigste Agrarregion des Omans dar (Al Barwani und Helmi 2006; Zekri 2008).

Die morphologische Ausprägung des Küstenverlaufes ändert sich erst wieder in Maskat, wo – ähnlich wie in Musandam – steil einfallende Felsklippen und geflutete Wadis die Küste dominieren. Auch hier wird davon ausgegangen, dass Subsidenzbewegungen der Erdkruste für das Fluten der Wadis verantwortlich sind (Hoffmann et al. 2013c). Der Küstenabschnitt zwischen Maskat und Ras al Hadd ist durch eine Mischung aus langgezogenen, sandigen Stränden (siehe Abb. 2-5, c) und Abschnitten mit Steilklippen und kleinen, dazwischengeschalteten kiesigen Stränden (siehe Abb. 2-5, d) charakterisiert. Das Teilstück der Küste zwischen Daghamar und Qalhat ist durch eine Reihe mariner Terrassen, welche in die Flanke des östlichen Al Hajar-Gebirges erodiert wurden, geprägt. Diese Terrassen bezeugen eine tektonische Hebung dieses Blockes im Quartär (Kusky et al. 2005; Moraetis et al. 2018; Hoffmann et al. 2020b). In Kapitel 4 wird die Hebungsgeschichte dieser gehobenen marinen Terrassen genau beleuchtet. Die nordöstliche Küste des Omans hat keinen breit ausgeprägten Kontinentalschelf, sondern fällt direkt steil bis zu 3000 m in die Tiefsee ab (Shimmield et al. 1990). Entlang der Küste wurden zahlreiche pleistozäne und holozäne Beachrockfazies beschrieben (Falkenroth et al. 2019), welche diverse Transgressions- und Regressionsperioden im Quartär bezeugen. Als Beachrocks werden verschiedenartige feste, fossile Strandablagerungen verstanden, welche durch die Zementierung durch karbonatische Bindemittel entstehen (Vousdoukas et al. 2007; Mauz et al. 2015). Beachrocks entstehen typischerweise an tropischen und subtropischen Küsten (Vousdoukas et al. 2007).

2.5. Siedlungs- und Wirtschaftsstrukturen im Oman

2.5.1. Frühgeschichte bis Neuzeit

Es wird vermutet, dass sich der moderne Mensch, *Homo sapiens*, im Mittelpaläolithikum vor etwa 200 ka aus Afrika nach Eurasien verbreitet hat (Armitage et al. 2011; Groucutt und Petraglia 2012). Dabei werden zwei mögliche Ausbreitungsrouten diskutiert: die Migration über die sogenannte Nilroute, welche nördlich entlang der Westküste des Roten Meeres in die Levante führt und eine südliche, der Küste der Arabischen Halbinsel folgenden Route, der sogenannte Arabische Korridor (Petraglia und Rose 2009). Der vermutete Zeitpunkt der Migration fällt kurz vor das letzte Interglazial, der Eem-Warmzeit (MIS 5e), vor etwa 127 ka (Armitage et al. 2011; Rosenberg et al. 2011). Das sich wandelnde Klima und die damit einhergehenden Meeresspiegelschwankungen spielen eine große Rolle für mögliche Ausbreitungspfade und diktieren die zeitlichen Korridore, in denen eine Ausbreitung in den lebensfeindlichen, ariden Gebieten möglich war (Rosenberg et al. 2011). Während des MIS 6 stellte der hyperaride Gürtel der Wendekreiswüsten des nördlichen Afrikas und der Arabischen Halbinsel noch eine quasi unüberwindbare Hürde für potenzielle Migrationsbewegungen des modernen Menschen dar (Armitage et al. 2011). Die Ausbreitung von *Homo sapiens* war laut Armitage et al. (2011) folglich stark an die Pluvialphasen der nachfolgenden Interglaziale, in welchen ein günstigeres und milderes Klima herrschte, gebunden. Es wird vermutet, dass die Ausbreitung von Afrika nach Arabien über die Meerenge von Bab al-Mandab stattfand (Groucutt und Petraglia 2012), welche die schmalste Stelle des Roten Meeres, zwischen dem Horn von Afrika und der südlichen Arabischen Halbinsel darstellt. Während des Meeresspiegeltiefstandes des MIS 6 konnte diese natürlich Hürde von *Homo sapiens* vermutlich überwunden werden (Armitage et al. 2011). Wie archäologische Ausgrabungen in den heutigen Vereinigten Arabischen Emiraten (Armitage et al. 2011) und im heutigen Jemen (Delagnes et al. 2012) zeigen, konnte sich der moderne Mensch anschließend in den nachfolgenden Pluvialphasen des Eem-Interglazials weiter über die Arabische Halbinsel und den heutigen Oman ausbreiten (Rosenberg et al. 2011).

Der Oman kann nachfolgend auf eine lange Frühgeschichte zurückblicken, welche an zahlreichen stein- und metallzeitlichen Funden erkennbar ist. Die ältesten Funde neolithischer Werkzeuge und Waffen wie Pfeil- und Speerspitzen aus Feuerstein werden dabei Jäger- und Sammlergesellschaften zugeordnet (Biagi 2004; Maiorano 2016). Entlang des Untersuchungsgebietes der nordöstlichen Küste des Omans finden sich zahlreiche prähistorische Funde, zu denen Werkzeuge aus Feuerstein, Keramiken, *shell middens*, also Abfallhaufen aus Muschelschalen und Schneckenhäusern, aber auch Steininformationen und Gräber zählen (Biagi 2004).

Während der Bronzezeit ab etwa 3100 v. Chr. wurden neuen Entwicklungen wie die Metallbearbeitung und die Produktion von Keramik eingeführt, was eine intensivere landwirtschaftliche Produktion ermöglichte (Frifelt 1975). Das dazu nötige Kupfererz wurde aus dem lokal vorkommenden Samail-Ophiolith gewonnen (Hoffmann et al. 2016). Die zahlreichen, gut erhaltenen bienenkorbähnlichen Gräber der Bronzezeit, welche auf Höhenzügen und an exponierten Stellen errichtet wurden, verdeutlichen den kulturellen Aufschwung des Omans (Häser 2000). Es wird geschätzt, dass in der Zeit zwischen 3300 und 1000 v. Chr. bis zu 100.000 Bienenkorbgräber im Oman errichtet wurden (Hoffmann et al. 2016). Zu dieser Zeit war der Oman unter dem Namen Magan bekannt und pflegte Handelskontakte bis ins Zweistromland und ins heutige Pakistan (Zahlan 2016).

Zu Beginn des ersten Jahrtausends v. Chr. wurde im Oman das Falaj-Bewässerungssystem eingeführt (Cremaschi et al. 2018), welches im ariden und folglich landwirtschaftlich kaum nutzbaren Oman eine ganzjährige Wasserversorgung und somit eine effektive Oasennutzung ermöglichte (Nagieb et al. 2004). Beim Falajsystem wird unter Ausnutzung des natürlichen Gefälles das Quellwasser über ein Kanalnetzwerk auf terrassierte Felder geleitet und das Wasser somit effektiv genutzt (Cremaschi et al. 2018). Das Falajsystem ermöglichte eine gesicherte und gesteigerte Produktion von Lebensmitteln wie Datteln und begünstigte so ein weiteres Bevölkerungswachstum (Nagieb et al. 2004).

Eine wichtige kulturelle Weichenstellung für den Oman war die Islamisierung und das schnelle Ausbreiten des Islam über die Arabische Halbinsel um das Jahr 650 n. Chr. (Chaudhuri und Chaudhuri 1985). Im Mittelalter stieg der Oman zu einer wichtigen auf und unterhielt Handelsbeziehungen bis nach Ostafrika und Südostasien (Risso 2016). Vor allem Sohar war eine wichtige Hafenstadt, aber auch Qalhat besaß einen bedeutenden Hafen (Potter 2014). Im 16. und 17. Jahrhundert war die Küstenregion des Omans von den Portugiesen besetzt (Risso 2016). Die im Zuge der Besetzung errichteten Forts wie in Maskat und Muttrah sind heute noch wichtige architektonische Denkmäler. Nach der Vertreibung der Portugiesen um 1650 übernahmen wieder einheimische Herrscher die Kontrolle und der Oman stieg erneut zu einer bedeutenden Seemacht im Indischen Ozean auf (Chaudhuri und Chaudhuri 1985). Dabei wurden Teile der Ostafrikanischen Küste kolonialisiert und ein reger Austausch von Handelsgütern und Sklaven etabliert (Risso 2016). Zu dieser Zeit war die Gesellschaft im Landesinneren des Omans stark ländlich geprägt, lebte hauptsächlich in kleinen Dörfern und Oasen und war in Familienclans und Stämme gegliedert (Chaudhuri und Chaudhuri 1985; Risso 2016). Vieh- und Landwirtschaft, Fischerei, traditionelles Handwerk aber vor allem der maritime Handel stellten die wirtschaftliche Basis des Landes dar (Bontenbal 2016). Die prosperierende Wirtschaft wurde Mitte des 19. Jahrhunderts durch die politische Teilung des Reiches in das Sultanat Oman und das Sultanat Sansibar, dem Verbot des Sklavenhandels

und durch das ökonomische und militärische Zurückfallen hinter europäische Handelsmächte stark geschwächt (Risso 2016). Es kam anschließend zu einem wirtschaftlichen Niedergang, einer Verarmung der Bevölkerung und zu einer politischen Isolation des Landes (Owtram 2004).

2.5.2. Der moderne Oman

Während den Jahrzehnten des wirtschaftlichen Niedergangs und der zunehmenden politischen Isolation des Omans unter der Herrschaft des Sultans Said bin Taimur, wurde Mitte des 20. Jahrhunderts erstmals erfolgreich Erdöl im Oman gefördert (Owtram 2004). Nach der Entdeckung weiterer großer Öl- und Erdgasfelder und dem Beginn des Erdölexportes 1967 wurde die Petroleumindustrie zunehmend professionalisiert (Searle 2019). Mit dem Sturz des bisherigen Sultans Said bin Taimur durch seinen Sohn Qabus bin Said 1970 endete die politische Isolation und eine wirtschaftliche Modernisierung des Omans wurde eingeleitet (Owtram 2004). Mithilfe der steigenden Einnahmen durch den Erdölexport wurden in den folgenden Jahrzehnten grundlegende Infrastrukturprogramme entwickelt und ein modernes Bildungs- und Gesundheitswesen aufgebaut (Searle 2019). Mit dem wirtschaftlichen Aufschwung gingen ein Anstieg der Lebenserwartung und ein starker Bevölkerungszuwachs einher (Al-Mawali et al. 2016). Seit der Machtübernahme durch Sultan Qabus bin Said 1970 wuchs die Bevölkerung des Omans von etwa 730.000 auf über 4.5 Mio. Menschen im Jahr 2017 (Directorate General of National Statistics 2017). Der Bevölkerungszuwachs wird insbesondere seit der Jahrtausendwende durch den massiven Zuwachs an Gastarbeitern, welche vor allem aus Südasien stammen, verstärkt (Bontenbal 2016; Directorate General of National Statistics 2017). Der jährliche Bevölkerungszuwachs beträgt momentan 2.2 % (Mohammed 2017), weswegen ein Wachstum der Gesamtbevölkerung auf bis zu 7 Mio. im Jahr 2100 erwartet wird (United Nations 2019).

2.5.2.1. Urbanisierung seit 1970

Die verstärkte Migration der Landbevölkerung in die Städte und eine Bevölkerungskonzentration in tiefliegenden und küstennahen Urbanräumen ist eine Entwicklung, welche bereits in den 1970er Jahren einsetzte (Bontenbal 2016). Zwischen 1970 und 2017 stieg die Urbanisierungsrate im Oman von 11% auf 82% an (Bontenbal 2016). Die größten Agglomerationsräume stellen dabei die Hauptstadtregion um Maskat (MCA), die Al Batinah-Ebene und Salalah im Süden des Omans dar (Al-Buloshi et al. 2014; Directorate General of National Statistics 2017). Im Zeitraum zwischen 1960 und 2003 stieg laut Al-Awadhi (2007) die bebaute Fläche in der MCA um über 650%. Es wird auch künftig eine stark

anwachsende Zunahme von neuen Gebäuden und ein erhöhter Flächenverbrauch erwartet, wobei einerseits existierende Baulücken geschlossen werden sollen, andererseits aber auch neue Stadtviertel entwickelt werden sollen (Al-Awadhi 2007).

Besonders im Zeitraum seit 1990 wird der starke Zuwachs von Gebäuden und die Nachverdichtung der Bebauung deutlich (siehe Abb. 2-7). Eine vergleichbare Entwicklung kann in großen Teilen der MCA beobachtet werden. Auffällig ist, dass viele Gebäude neu in den tiefliegenden und küstennahen Gebieten errichtet werden (siehe Abb. 2-6), vor allem entlang existierender Straßen und Viertel (Nebel und Richthofen 2016). Gleichzeitig wurden in den letzten 20 Jahren zahlreiche Großprojekte entlang der Küste entwickelt, zu denen beispielsweise der Ausbau des Muscat International Airports oder die Errichtung des luxuriösen Wohn- und Lifestylequartiers Al Mouj gehören (siehe Abb. 2-6).



Abb. 2-6: Urbanisierung und Ausbau der Infrastruktur in tiefliegenden Gebieten in Al Hail zwischen 2002 und 2019. Erkennbar ist die Neuerrichtung von Wohngebieten in eigentlich ungeeigneten Arealen wie periodisch gefluteten Sabkha-Ebenen (linke Seite, dunkle Gebiete). Besonders der Ausbau des Flughafens und die Errichtung des Lifestylequartiers Al Mouj sind gut sichtbar.

Der Flächenverbrauch, das Wachstum der Städte in der Fläche und die Zersiedelung im suburbanen Raum werden auch durch die omanische Gesetzgebung verschärft (Heim et al. 2018). So kann jeder omanische Staatsbürger mit Erreichen des 23. Lebensjahres beim Staat ein Stück Land zum Hausbau beantragen (Ministry of Housing 2008). Bei einem Bevölkerungsanteil von 38% von Personen unter 18 Jahren (General Census of Population Housing & Establishments 2010) kann erwartet werden, dass künftig eine große Anzahl von Grundstücken neu ausgewiesen und bebaut wird und somit der Flächenverbrauch, insbesondere in begehrten, küstennahen Lagen weiter zunehmen wird (Heim et al. 2018). Gleichzeitig steigt durch das allgemeine positive Wirtschaftswachstum und dem Errichten von neuen Gebäude und Infrastruktur der Lebensstandard in der MCA, was zu einem starken Zuwachs an Gütern und Werten führt.

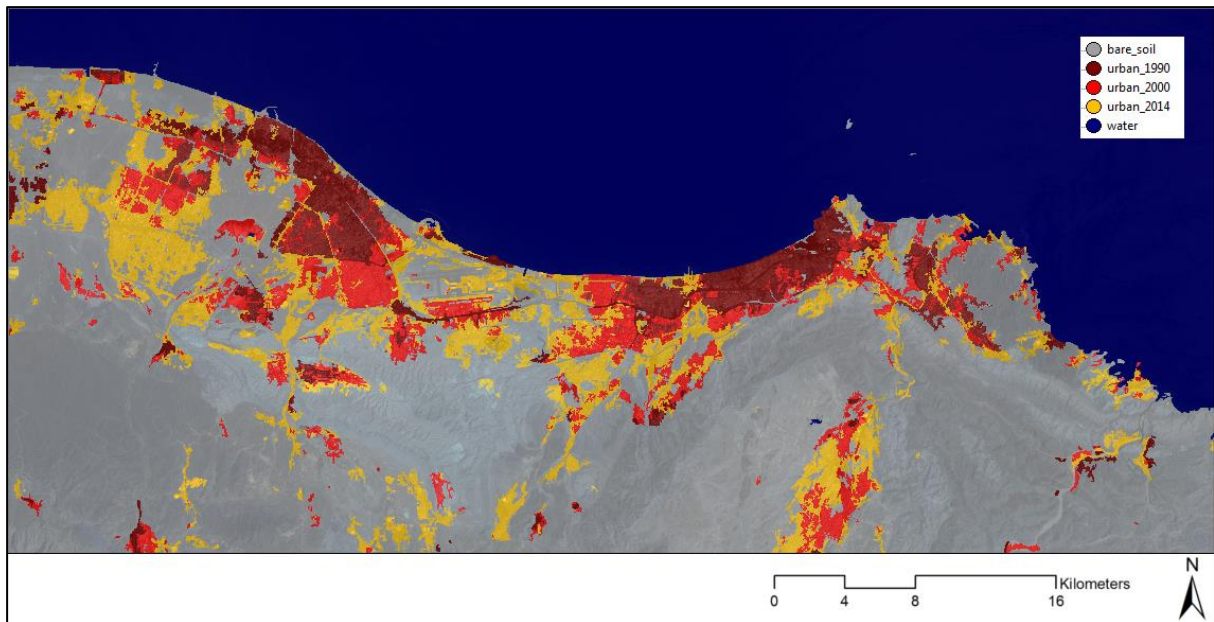


Abb. 2-7: Urbanisierung und Neuentwicklung von Stadtvierteln in der MCA zwischen 1990 und 2014 (Nebel und Richthofen 2016).

Mit dem Wachstum der Städte und der Urbanisierung alter Siedlungskerne ging auch der rapide Ausbau der Verkehrsinfrastruktur einher (Didero et al. 2019). Es wurden zahlreiche neue Autobahnen gebaut und das Straßennetz kontinuierlich ausgebaut und verdichtet. Durch das Aufkommen frei stehender Einfamilienhäuser auf ummauerten Grundstücken wurde der Flächenverbrauch, besonders entlang bestehender Verkehrsachsen (Bontenbal 2016) stark gesteigert (Heim et al. 2018). Aufgrund der Konzentration der Bevölkerung auf den schmalen Küstenstreifen ist in den großen Agglomerationsräumen auch der Großteil der Infrastruktur konzentriert. Die Hauptstadtregion um Maskat bündelt zahlreiche, für das Land essenzielle Einrichtungen und ist das wirtschaftliche, gesellschaftliche und politische Zentrum des Landes (Schneider et al. 2016).

2.5.2.2. Fossile Rohstoffe

Im Vergleich zu den anderen Golfstaaten sind die Ölreserven des Omans relativ gering (Laherrere 2001). Als Konsequenz muss sich die omanische Wirtschaft und Gesellschaft früher als in den Nachbarstaaten auf ein Leben nach dem Öl einstellen (Al-Mawali et al. 2016). Es wird aktuell geschätzt, dass die Ölreserven bei Beibehalten der heutigen Förderrate nach etwa 20 bis 25 Jahren erschöpft sind (Katz 2004; Al-Mawali et al. 2016). Neben dem Öl besitzt der Oman hohe Vorkommen von Erdgas, welche eine weitere wichtige Stütze der omanischen Wirtschaft darstellen (Kazem 2011). Erdöl ist für 59% der Exporteinnahmen verantwortlich und deckt 85% der gesamten Staateinnahmen ab (Al-Mawali et al. 2016), was die hohe

Abhängigkeit des Omans vom Öl- und Gassektor verdeutlicht (Al-Badi et al. 2009). Zwar hat der Ölpreishochstand in der Vergangenheit die rapide Entwicklung des Omans erst ermöglicht, jedoch birgt die hohe wirtschaftliche Abhängigkeit vom Export von fossilen Rohstoffen hohe Risiken, wie durch die Ölpreiskrise seit Mitte der 2010er Jahre deutlich wurde (Al-Mawali et al. 2016). Zum Export des Erdöls und Erdgases wurden zahlreiche Häfen entlang der Küste errichtet. Zu den wichtigsten gehören hierbei die Tiefwasserhäfen von Maskat, Sohar, Duqm und Salalah. Bei Qalhat wurde ein Hafenkomples mit angeschlossener Gasverflüssigungsanlage errichtet, von wo aus das Flüssiggas mithilfe von Gastankern exportiert wird (Corbeau 2017). Die Abhängigkeit von fossilen Rohstoffen, aber auch von den zahlreichen Gastarbeiten soll durch verschiedene wirtschaftliche und soziale Maßnahmen reduziert werden (Hvidt 2013). Andere Wirtschaftszweige wie der Tourismus, Industrie und Gewerbe sowie der Handel sollen die omanische Wirtschaft künftig diversifizieren (Hvidt 2013).

2.5.2.3. Wasserwirtschaft

Durch das aride Klima im Oman ist Süßwasser eine knappe und wertvolle Ressource (Kwarteng et al. 2009). Mit über 90% Anteil an der gesamten Grundwasserentnahme ist der Agrarsektor (Zekri 2008) vor der Trinkwassersicherung der Bevölkerung (Ministry of Regional Municipalities, & Water Resources 2008) der größte Wasserverbraucher. Weit über die Hälfte der landwirtschaftlich genutzten Fläche des Omans ist in der tiefliegenden und küstennahen Al Batinah-Ebene konzentriert (Zekri 2008). Hauptprodukte sind Datteln, Zitrusfrüchte, Bananen und Tomaten (Al-Yahyai 2011). Dabei stützt sich die Bewässerung in dieser Anbauregion ausschließlich auf die oberflächennahen Grundwasseraquifere der Al Batinah-Ebene, welche hauptsächlich durch Niederschläge im Al Hajar-Gebirge gespeist werden (Weyhenmeyer et al. 2002; Searle 2019). Durch die stetig steigende Anbaufläche und die gleichzeitig steigende Grundwasserentnahme genügen die Niederschläge aufgrund des ariden Klimas (siehe Kapitel 2.3) nicht aus, die abgepumpten Grundwassermengen auszugleichen (Zekri 2008; Kalbus et al. 2016). 2008 lag die Abpumprate 45% über der natürlichen Grundwasserneubildung (Ministry of Regional Municipalities, & Water Resources 2008). Als Folge sinkt der Grundwasserspiegel in der Al Batina-Küstenebene jährlich etwa 30 bis 40 cm (Rajmohan et al. 2007) und liegt in Küstennähe bereits mehrere Meter unter dem Meeresspiegel (Kalbus et al. 2016). Durch das Absenken des Süßwasserspiegels wird der natürliche Mischbereich der Süßwasser- und Salzwasserzone gestört, was das Eindringen von Salzwasser in den küstennahen Süßwasseraquifer, eine drastische Verschlechterung der Wasserqualität und eine Versalzung der küstennahen Böden zur Folge hat (Kalbus et al. 2016). Dies führte dazu, dass zwischen 2006 und 2010 allein in der Al Batina-Ebene über 5000

Hektar landwirtschaftlich genutzte Fläche infolge versalzener Grundwasserleiter und versalzener Böden aufgegeben werden mussten (Kalbus et al. 2016). Verstärkend kommt künftig hinzu, dass durch den prognostizierten Meeresspiegelanstieg (siehe Kapitel 6.1.1) die ohnehin strapazierten Grundwasserleiter einer weiter wachsenden Gefahr durch Salzwasserintrusion ausgesetzt (Al Barwani und Helmi 2006; Nicholls und Cazenave 2010) und weitere landwirtschaftliche Flächen von Versalzung bedroht sind.

Die technische Meerwasserentsalzung hat sich in den letzten Jahrzehnten zu einem wichtigen Faktor in der Trinkwassergewinnung in Regionen mit geringen natürlichen Süßwasservorkommen entwickelt (Al Sajwani 1998). Dabei werden die im Meerwasser gelösten Salze über chemische oder physikalische Prozesse entfernt, um das Wasser als Trink- oder Betriebswasser verwenden zu können. Im Oman stellt die, durch fossile Rohstoffe betriebene, Meerwasserentsalzung die Hauptquelle der Trinkwassergewinnung dar (Al Sajwani 1998; Ministry of Regional Municipalities, & Water Resources 2008; Al-Badi et al. 2009). Insgesamt werden so im Oman jährlich knapp 60 Mio. Kubikmeter Trinkwasser gewonnen, wobei die mit Abstand wichtigsten Meerwasserentsalzungsanlagen mit einem Anteil von 90% an der Gesamtproduktion entlang der Al Batinah-Küste nahe Maskat stehen (Ministry of Regional Municipalities, & Water Resources 2008). Zusätzlich wird der im Jahre 2012 eröffnete Wadi Dayqa Damm aktuell über Wasserfernleitungen an das Versorgungsnetz angeschlossen und soll künftig die Abhängigkeit des Omans von Meerwasserentsalzungsanlagen mildern (Ministry of Regional Municipalities, & Water Resources 2008).

3. Rekonstruktion von historischen Tsunamis mithilfe terrestrischen Laserscannings

Die in Kapitel 3 vorgestellten Daten, Methoden, Ergebnisse und Interpretationen zur Rekonstruktion von historischen Tsunamis mithilfe von modernen, bildgebenden 3D-Methoden basieren auf dem von Schneider et al. (2019) im *Journal of Coastal Conservation* veröffentlichten Artikel „Tsunami and storm sediments in Oman. Characterizing extreme wave deposits using terrestrial laser scanning“.

Mithilfe moderner Methoden wie der kontinuierlichen, hochauflösenden und flächendeckenden Aufnahme der Erdoberfläche und der Atmosphäre durch Satelliten, dichten Netzwerken von Meeresspiegelbojen, seismischen Messstationen oder GPS-Stationen (Global Positioning System) können Tsunamis und tropische Wirbelstürme heute präzise instrumentell vermessen und aufgezeichnet werden (Lay et al. 2005; Rodriguez et al. 2013; Hoffmann et al. 2014). Jedoch reicht die beinahe lückenlose Überwachung von Erdoberfläche und Atmosphäre zeitlich nur wenige Jahrzehnte zurück. Dies hat zur Folge, dass nur wenige instrumentell aufgezeichnete Daten und Parameter zu Starkwellenereignissen im Arabischen Meer dokumentiert sind (Heidarzadeh et al. 2009b). Sowohl Tsunamis als auch tropische Wirbelstürme mit einer für menschliche Gesellschaften folgenreichen Magnitude, haben Wiederkehrzeiten von mehreren Jahrzehnten bis Jahrhunderten (Geist und Parsons 2006), welche den systematisch und instrumentell aufgezeichneten Zeitraum im Arabischen Meer weit überschreiten (Hoffmann et al. 2013b). Infolge dessen bilden die bislang instrumentell aufgezeichnete Starkwellenereignisse nur einen Bruchteil der potenziell möglichen Ereignisse ab und lassen so keine unmittelbaren Rückschlüsse über Frequenz-Magnituden-Verteilung, potenzielle maximale Magnituden und statistische Wiederkehrzeiten von Stürmen und Tsunamis zu (Geist und Parsons 2006). Grundsätzlich nimmt mit steigender Magnitude einer Naturgefahr deren Frequenz ab. Je stärker die Magnitude eines Ereignisses, desto seltener tritt dieses auf und desto länger ist folglich die Wiederkehrzeit des Ereignisses (Jackson 2013). Daher stellt die Datenlücke bezüglich von Magnituden und der Frequenzen historischer Starkwellenereignisse für Modellierer und Planer ein Problem dar. Möglichst detaillierte Daten über historische Ereignisse sind die Grundlage von (Tsunami)-Risikoanalysen und ein wichtiges Werkzeug für Stadt- und Raumplaner (Jaffe und Gelfenbaum 2002).

Da die Zeitreihe instrumenteller Datenaufzeichnungen im Arabischen Meer bisher nur kurz ist (Heidarzadeh und Kijko 2011), müssen andere Archive zum Füllen der Datenlücken verwendet werden. Je nach Region, (Kultur)-Geschichte oder Naturraum bieten sich dazu verschiedene

Arten von Archiven an. Während beispielsweise in Europa die Hochwassergeschichte seit dem Mittelalter oftmals sowohl schriftlich in Stadt- oder Kirchenarchiven aber auch baulich durch historische Hochwassermarken dokumentiert ist (Brázdil et al. 2006), fehlen aussagekräftige historische oder archäologische Archive im Oman über weite Perioden (Hoffmann et al. 2013b). Zwar kann der Oman auf eine reichhaltige Kulturgeschichte mit einem großen archäologischen Schatz zurückblicken, jedoch wurde erst in jüngerer Zeit begonnen, archäologische Ausgrabungen auch im Hinblick auf Naturgefahren zu bewerten (z. B. Hoffmann et al. (2015a) und Rougeulle (2017)).

Geologische Archive eignen sich besonders in Regionen mit einer geringen Dichte an anderen Archiven, um die Historie von Tsunamis und Zyklonen zu rekonstruieren (Witter et al. 2003; Costa et al. 2012). Dabei ist zu beachten, dass umso älter ein geologisches Archiv ist, desto lückenhafter und schwieriger interpretierbar die daraus gewinnbaren Daten sind (Witter et al. 2003). Eine exakte und detaillierte Rekonstruktion vergangener Starkwellenereignisse anhand rein geologischer Archive ist folglich komplex (Dawson und Shi 2000; Dawson und Stewart 2007).

In den folgenden Kapiteln wird die Rekonstruktion von Starkwellenereignissen aus geologischen Archiven entlang der Ostküste des Omans beschrieben. Basis der Rekonstruktion sind Parameter wie Lithologie, marine Überprägung, Form, Oberflächenbeschaffenheit und Position der von den durch Starkwellenereignissen umgelagerten Blöcken. Weiterhin werden mithilfe der Datierung der umgelagerten Blöcke Rückschlüsse auf Zeitraum, Art und Anzahl der Starkwellenereignisse gezogen. Zur Vereinfachung der Nomenklatur werden nachfolgend alle Klaster mit einer Korngröße größer als 20 cm als Blöcke bezeichnet. Es wurde ein besonderer Fokus auf die präzise räumliche Vermessung und die geometrische Analyse küstennaher Blöcke und Blockwälle mithilfe von terrestrischen Laserscannern gelegt. Weiterhin soll der hier präsentierte, neuartige methodische Ansatz zu einer Verbesserung und Präzisierung vorhandener Methoden führen.

3.1. Tsunamis und tropische Wirbelstürme im Oman

In den folgenden Kapiteln werden herausragende historische Tsunamis – gesicherte aber auch unter Diskussion stehende – im nördlichen Arabischen Meer vorgestellt. Es wird auf seismische Parameter der auslösenden Erdbeben, mögliche Prozesse, welche bei der Bildung der Tsunamis beteiligt waren, sowie die Auswirkungen der Tsunamis auf die Küste des Omans eingegangen. Darüber hinaus werden potenzielle Tsunamiszenarien inklusive eines möglichen Worst-Case-Szenarios für die omanische Küste vorgestellt.

3.1.1. Historische und potenzielle Tsunamis

Es existieren eine Reihe von Studien über historische Tsunamis im nördlichen Indischen Ozean, welche auch die Küsten des Omans betrafen (Beer und Stagg 1946; Page et al. 1979; Heidarzadeh et al. 2008; Jordan 2008; Hoffmann et al. 2013b; Rodriguez et al. 2013; Prizomwala et al. 2018). Infolge des Mangels an historischen Aufzeichnungen, nur wenigen im Hinblick auf potenzielle Tsunamis untersuchten archäologischen Ausgrabungen und nur lückenhaft ausgewerteten geologischen Archiven, muss die Tsunamichronologie im Arabischen Meer bislang als unvollständig und lückenhaft bezeichnet werden (Dominey-Howes und Papatoma 2007; Hoffmann et al. 2013b). Es wurden einige Kataloge veröffentlicht, welche eine Aufzählung vermuteter und gesicherter historischer Tsunamis seit dem Jahre 325 v. Chr. bis zur Gegenwart beinhalten (z. B. Murty und Rafiq (1991), Rastogi und Jaiswal (2006), Jordan (2008), Heidarzadeh und Kijko (2011)). Eine auf diesen Katalogen basierende und durch jüngere Veröffentlichungen ergänzte Übersicht über vermutete und gesicherte historische Tsunamis an den Küsten des Omans sind in Tab. 3-1 dargestellt.

Tab. 3-1: Historische Tsunamis an der omanischen Küste.

Nr.	Datum	Breite (°N)	Länge (°O)	Quellen	Kommentar
1	325 v. Chr.	24	67	5,6,7,8,9,10,12	Beschädigte eventuell die Flotte Alexanders des Großen (6)
2	1008	25	60	6,8,10,12,15,16	Eventuell ein Zyklon (7)
3	1524	22	68	7,8,10	
4	16.06.1819	26.6	71.9	6,7,10	
5	19.06.1845	23.6	68.37	6,7,10	
6	19.04.1851	25.1	62.3	7,8,9,10	
7	27.11.1945	24.5	63.0	1,2,6,7,8,10,14,16	M _w 8.1, insgesamt bis zu 3.000 Tote
8	26.12.2004	3.31	98.85	3,4,7,9,10,12	M _w 9.1, insgesamt über 250.000 Tote, nur der südliche Oman betroffen
9	24.09.2013	25	62	11,13	Vermutlich durch einen unterseeischen Hangrutsch ausgelöst

Quellen: (1) Page et al. (1979), (2) Byrne et al. (1992), (3) Lay et al. (2005), (4) Okal et al. (2006), (5) Pararas-Carayannis (2006), (6) Rastogi und Jaiswal (2006), (7) Jordan (2008), (8) Heidarzadeh und Kijko (2011), (9) Mokhtari , (10) Hoffmann et al. (2013b), (11) Hoffmann et al. (2014), (12) Murty und Rafiq (1991), (13) Heidarzadeh und Satake (2014), (14) Kakar et al. (2014), (15) Prizomwala et al. (2018), (16) Schneider et al. (2019)

Dabei gelten nur die jüngsten Ereignisse nach 1945, seit seismische und marine Parameter auf regionaler Ebene umfassend instrumentell aufgezeichnet werden, als sicher belegt (Hoffmann et al. 2013b). Bei den älteren, potenziellen Ereignissen sind teilweise große Unsicherheiten anzunehmen. So werden beispielsweise, wie beim Ereignis von 325 v. Chr., zwar große Wellen beschrieben, diese lassen sich aber aufgrund der dünnen Quellenlage oft nicht eindeutig Tsunamis zuordnen (Hoffmann et al. 2020a). So könnten diese auch als Stürme interpretiert werden oder historisch dramatisiert und folglich als falsch überliefert betrachtet werden (Jordan 2008). Einige der in Tab. 3 1 dargestellten Ereignisse basieren nur auf einzelnen historischen Primärquellen, weswegen der Wahrheitsgehalt und die potenziellen Auswirkungen von Tsunamis in der Antike und dem Mittelalter auf die Küsten des Omans teils sehr spekulativ sind (Jordan 2008; Heidarzadeh und Kijko 2011). Als wahrscheinlich kann nach neuesten geologischen Untersuchungen und Datierungen von Tsunamisedimenten dagegen ein Tsunami gelten, der um das Jahr 1008 die Küsten des Arabischen Meeres

betroffen hat (Heidarzadeh et al. 2008; Prizomwala et al. 2018; Schneider et al. 2019; Hoffmann et al. 2020a).

Im Folgenden werden die seismischen Charakteristika, die Wellenhöhen sowie die Auswirkungen der jüngsten und somit mannigfaltig instrumentell aufgezeichneten Tsunamiereignisse im Oman seit 1945 zusammengefasst.

3.1.1.1. Der Tsunami am 27. November 1945

Der bis dato stärkste instrumentell aufgezeichnete Tsunami im Arabischen Meer wurde am 27. November 1945 beobachtet (Hoffmann et al. 2013b). Ein Erdbeben mit einer Stärke von 8.1 auf der Momenten-Magnituden-Skala (M_w) in der östlichen MSZ vor der pakistanischen Küste (24.5°N 63.0°E) löste einen Tsunami aus, der entlang der Küsten des nördlichen Indischen Ozeans große Zerstörungen anrichtete und vermutlich mehrere hundert Todesopfer forderte (Beer und Stagg 1946; Rajendran et al. 2008; Hoffmann et al. 2013b; Heidarzadeh und Satake 2015). Die dabei größten Schäden und die meisten Todesopfer waren, aufgrund der Nähe zum Epizentrum und den entsprechend hohen Tsunamiwellen, an der Pakistanischen Küste zu beobachten (Hoffmann et al. 2013b). Auch an der indischen Nordwestküste und der iranischen Makranküste wurden starke Schäden und viele Opfer bestätigt (Kakar et al. 2014). Die genauen Auswirkungen auf die Küste des Omans, wie Schäden an Gebäuden und Infrastruktur, der Wellenhöhe des Tsunamis oder die landwärtige Überflutung sind nicht exakt bekannt. Auf Basis lokaler Augenzeugenberichte (Kakar et al. 2014), diverser historischer Dokumente (Hoffmann et al. 2013b) und geologischer Archive (Schneider et al. 2019), können die oben genannten Faktoren aber abgeschätzt werden. So wird angenommen, dass die Auswirkungen des Tsunamiereignisses im Oman im Vergleich zur pakistanischen Küste gering waren (Kakar et al. 2014; Heidarzadeh und Satake 2015). Es waren vermutlich keine direkten Todesopfer zu beklagen und die Überflutungen und Schäden waren moderat und auf geringe Gebäudeschäden und verlorene Fischerboote begrenzt (Hoffmann et al. 2013b).

Numerische Modellierungen des 1945 Tsunamis legen eine Wellenhöhe von 2 m an der omanischen Küste nahe, entlang der pakistanischen Makranküste können die Wellenhöhen bis 15 m betragen haben (Heidarzadeh et al. 2009b). Die Modellierungsergebnisse wurden durch geologische (Koster et al. 2014; Prizomwala et al. 2015; Schneider et al. 2019), mikrofaunistische (Donato et al. 2009; Pilarczyk und Reinhardt 2012) und historische (Hoffmann et al. 2013b; Kakar et al. 2014) Archive aus dem Oman, Indien und Pakistan gestützt. Es wird vermutet, dass Tsunamis der MSZ mit einer der dem 1945 Tsunami ähnlichen Charakteristik eine Wiederkehrzeit von etwa 100 bis 250 Jahre haben (Byrne et al. 1992; Heidarzadeh et al. 2008; Page et al. 1979).

3.1.1.2. Der Tsunami im Indischen Ozean am 26. Dezember 2004

Das Erdbeben am 26. Dezember 2004 vor Sumatra an der Sumatra-Subduktionszone war mit einer Magnitude von 9.1 das drittstärkste je instrumentell aufgezeichnete Erdbeben (Synolakis et al. 2005). Der nachfolgende Tsunami richtete an den Küsten rings um den Indischen Ozean massivste Schäden an und forderte insgesamt über 230.000 Todesopfer (Synolakis et al. 2005). Der Tsunami breitete sich über das gesamte Becken des Indischen Ozeans aus und betraf so Länder und Küsten, welche mehrere tausend Kilometer entfernt vom Epizentrum des Erdbebens und des Ursprungs des Tsunamis liegen (Okal et al. 2006). Die am stärksten betroffenen Länder waren die in der Nähe des Erdbebenherdes gelegenen, allen voran Indonesien, Thailand, Indien und Sri Lanka (Synolakis et al. 2005). Aber auch Küsten im westlichen Indischen Ozean, etwa jene in Somalia oder im südlichen Oman, waren direkt von Tsunamiwellen betroffen. Während in Somalia etwa 300 Tote zu beklagen waren, waren die Auswirkungen des Tsunamis im südlichen Oman milder und beschränkten sich auf küstennahe Überflutungen und Schäden an Hafenanlagen, Booten und Gebäuden (Okal et al. 2006). Dabei wurde bei Salalah eine maximale Wellenhöhe des Tsunamis von 3.25 m beobachtet, welche jedoch nordwärts schnell stark abgenommen hat (Okal et al. 2006). Obwohl die Distanz Somalias und des südlichen Omans zum Epizentrum vergleichbar ist, unterscheiden sich die Auswirkungen und Schäden durch den Tsunami beträchtlich. Dies kann durch eine teilweisen Abschirmung Omans durch den Indischen Subkontinent und einer Reflexion der Tsunamiwellen an dessen Küsten begründet werden (Okal et al. 2006). Aufgrund der herausragenden Magnitude des Sumatrabebens und des folgenden Tsunamis sowie den vergleichbar geringen Auswirkungen auf die omanische Küste ist anzunehmen, dass von Tsunamis mit Ursprung an der Sumatra-Subduktionszone kein erhöhtes Risiko auf die omanische Küste ausgeht (Okal et al. 2006). Dies gilt insbesondere für den nördlichen Teil des Landes und die MCA.

3.1.1.3. Der Tsunami vom 24. September 2013

Am 24. September 2013 wurden entlang der Küsten des Arabischen Meeres eine Reihe von kleineren Tsunamiwellen registriert (Rodriguez et al. 2013; Heidarzadeh und Satake 2014; Hoffmann et al. 2014). Aufgrund ihrer geringen Höhen um einen Meter und ihres Auftretens bei Ebbe wurden die Wellen hauptsächlich anhand von Bojendaten registriert, da keine Schäden an den betroffenen Küsten auftraten. Die maximale Höhe der Welle wurde dabei mit 101 cm in Quriyat gemessen (Hoffmann et al. 2014). Unmittelbar vor dem Tsunami wurde kein Seebeben im Arabischen Meer registriert, welches als direkter Auslöser der Wellen agieren könnte. Es wird spekuliert, dass ein Erdbeben der Magnitude 7.7 in Pakistan einen unterseeischen Hangrutsch an der MSZ auslöste, welches wiederum den Tsunami ausgelöst

haben könnte (Rodriguez et al. 2013; Heidarzadeh und Satake 2014; Hoffmann et al. 2014). Die Tsunamiwellen trafen, je nach Entfernung zum vermuteten Hangrutsch, zwischen 35 und 110 Minuten nach dem Erdbeben auf die Küsten des Arabischen Meeres (Hoffmann et al. 2014).

3.1.1.4. Der potenzielle Worst-Case-Tsunami im Arabischen Meer

Der Tsunami von 1945 stellt bei weitem nicht das größtmögliche Tsunamiszenario im nördlichen Indischen Ozean dar (Heidarzadeh et al. 2009b). Seismische Modellierungen in der MSZ von (Heidarzadeh et al. 2009a) und Smith et al. (2013) verweisen auf ein potenzielles Worst-Case-Szenario mit einem Bruch entlang der vollen Länge der MSZ. Als Resultat wird ein Erdbeben mit einer M_w von über 9 erwartet. Diese Erdbeben könnten Tsunamis mit Wellenhöhen von bis zu 15 m im nordöstlichen Oman auslösen (Heidarzadeh et al. 2009a). Einige Autoren (z. B. Heidarzadeh et al. 2008; Jordan 2008) verweisen auf einen, durch ein Erdbeben im westlichen Teil der MSZ ausgelösten, Tsunami im Jahre 1008 n. Chr., welches anschließend genauer charakterisiert wurde (Prizomwala et al. 2018; Schneider et al. 2019; Hoffmann et al. 2020a). Ein Ereignis dieser Magnitude lässt signifikant größere Auswirkungen auf die omanische Küste erwarten, als jene infolge des 1945 Tsunamis (Heidarzadeh und Kijko 2011; Schneider et al. 2016). Die genauen seismischen Mechanismen und Wiederkehrzeiten von potenziellen Erdbeben und Tsunamis im Arabischen Meer, welche über das Ereignis vom 27. November 1945 hinausgehen, sind bis dato rein modellbasiert und folglich einer kritischen Diskussion unterworfen (Smith et al. 2013). Neue Erkenntnisse legen nahe, dass für Tsunamis, welche signifikant stärker sind als der 1945 Tsunami, eine Wiederholrate von etwa 1000 Jahren wahrscheinlich ist (Hoffmann et al. 2020a).

3.1.2. Tropische Wirbelstürme

Tropische Wirbelstürme, im nördlichen Indischen Ozean als Zyklone bezeichnet, entwickeln sich zwischen 55°O bis 90°O und 5°N bis 20°N, wobei sich im nördlichen Indik zwei Hauptsaisons beobachten lassen (Webster et al. 2005). Einerseits die kleinere, vormonsunale Saison im Mai und andererseits die Zyklonhauptsaison, nach dem asiatischen Südwestmonsun im Oktober und November (Singh et al. 2001). Die Entstehung von Zyklonen ist aufgrund der günstigen klimatischen Begebenheiten im nördlichen Indischen Ozean nicht ausschließlich auf die Hauptmonate beschränkt, Zyklone können auch während der Zwischenzeit von Juni bis September auftreten (Fritz et al. 2010). Dabei ist das Arabische Meer im Vergleich zu anderen Nebenmeeren des Indischen Ozeans nur vergleichsweise selten von Zyklonen betroffen (Wang et al. 2012a), wobei regional betrachtet überwiegend die Küsten Pakistans und Indiens betroffen sind (Dube et al. 2009). Noch seltener erreichen Zyklone den Golf von Oman und die omanische Küste, wobei in der jüngeren Vergangenheit gleich mehrfach starke Zyklone den Oman betroffen haben (Dube et al. 2009). Erst seit Ende des 19. Jahrhunderts werden die Stürme und Zyklone im Arabischen Meer systematisch und ausführlich aufgezeichnet (Dibajnia et al. 2010). Informationen über ältere, historische Ereignisse müssen also anhand historischer, geologischer oder archäologischer Archive rekonstruiert werden.

3.1.2.1. Historische Wirbelstürme im Oman

Vergleichbar zu den historischen Tsunamis (Kapitel 3.1.1) existieren nur wenige gesicherte Informationen über historische Zyklone. Details zu Auftreten, Wiederkehrzeiten, Wind- und Niederschlagsintensität oder Sturmfluthöhen historischer Zyklone im Arabischen Meer sind daher äußerst lückenhaft. Blount et al. (2010) berichten von zwei besonders starken und folgenreichen historischen Zyklonen, welche die Küsten des Omans betroffen haben. Das ältere Ereignis wird auf das Jahr 865 datiert, wobei die Zerstörungen besonders auf die Al Batinah-Küste zwischen Al-Ghubrah in der MCA 5 und Sohar konzentriert waren. Ein weiterer starker Zyklon traf 1890 im Oman auf Land, wobei hier wieder besonders die Al Batinah-Küste betroffen gewesen sein soll (Blount et al. 2010; Dibajnia et al. 2010). Es wird dabei von etwa 700 Todesopfer und einem Verlust von 100.000 Dattelpalmen berichtet (Blount et al. 2010). Informationen über physikalische Charakteristika historischer Zyklone sind hauptsächlich modellbasiert (Dibajnia et al. 2010) und nicht ausreichend durch weitere Archive, wie etwa geologische, historische oder archäologische, untermauert.

Durch den Beginn detaillierter historischer Aufzeichnungen ab Ende des 19. Jahrhunderts, konnte eine zunehmende Häufigkeit von Zyklonen im nördlichen Indischen Ozean beobachtet

werden (Singh et al. 2001; Webster et al. 2005), welche gleichzeitig mit einer Zunahme der Zyklonintensität einhergeht (Wang et al. 2012a). Das rezente Risiko durch Zyklone sowie die künftig zu erwartenden, sozioökonomischen Auswirkungen und Schäden durch Zyklone im Arabischen Meer werden – nicht zuletzt aufgrund der hohen Besiedlungsdichte der Küsten der angrenzenden Länder Oman, Iran, Pakistan und Indien – als sehr hoch eingestuft (Dube et al. 2009).

3.1.2.2. Zyklon Gonu 2007

Zyklon Gonu ist der stärkste, jemals im Arabischen Meer instrumentell aufgezeichnete tropische Wirbelsturm (Dibajnia et al. 2010; Fritz et al. 2010; Kwarteng 2010; Searle 2019). Gonu entwickelte sich im östlichen Arabischen Meer ab dem 1. Juni 2007 innerhalb weniger Tage aufgrund günstiger klimatischer Bedingungen aus einem tropischen Tiefdruckgebiet zu einem tropischen Wirbelsturm der Kategorie 5 (Dibajnia et al. 2010). Dabei wurden Windgeschwindigkeiten von über 240 km/h (über 3 Minuten anhaltend gemessen) erreicht, einzelne Böen erreichten Spitzenwindgeschwindigkeiten von über 315 km/h (Fritz et al. 2010). Am 5. Juni 2007 traf Zyklon Gonu an der Ostspitze des Omans bei Ras al Hadd auf Land (Searle 2019), wonach er sich leicht abschwächte, um anschließend insgesamt 300 km parallel der Küste in nordwestliche Richtung weiterzuziehen (siehe Abb. 3-1).

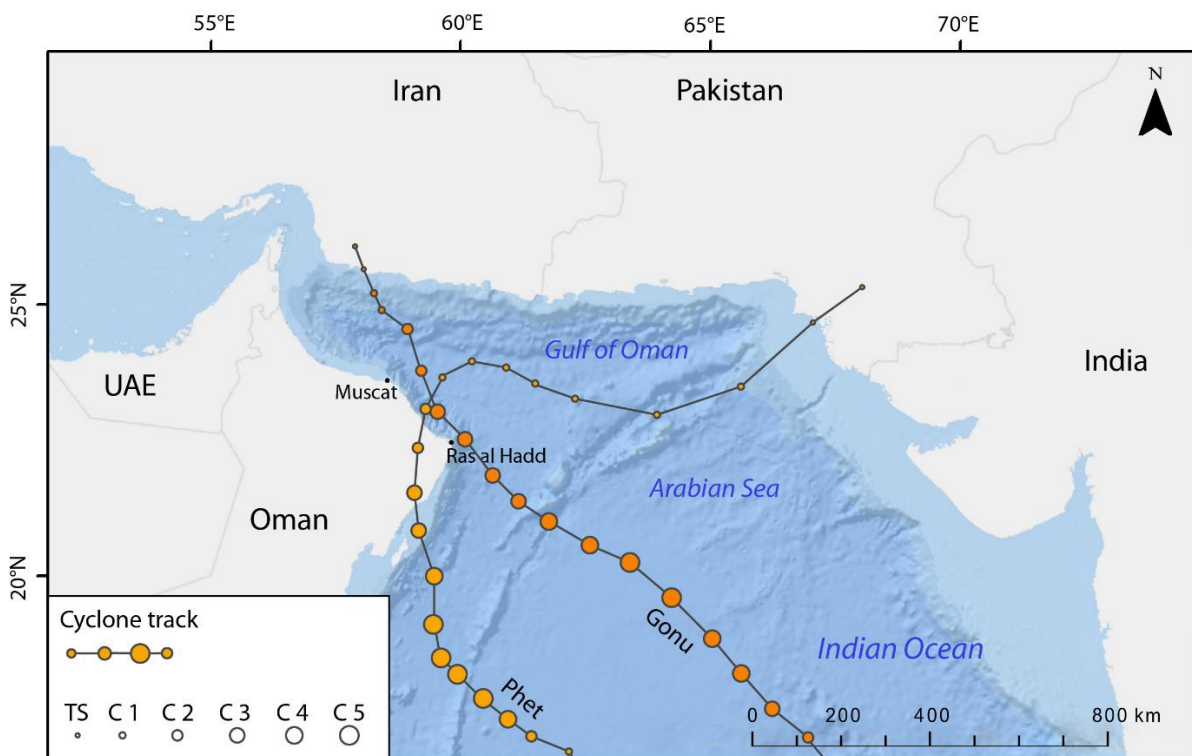


Abb. 3-1: Zugbahnen der Zyklone Gonu (2007) und Phet (2010) im nördlichen Arabischen Meer. Die Kreise repräsentieren Tage, wobei die Größe der Kreise die Intensität der tropischen Wirbelstürme anzeigt. TS: Tropischer Sturm, C1 – C5: Zyklon Saffir-Simpson-Kategorie 1 -5 (Mahendran 1998).

Dabei fielen innerhalb weniger Stunden lokal bis zu 610 mm Niederschlag, was zu zahlreichen Sturzfluten und Flutwellen in Wadis, Erdbeben und zu einer großflächigen Überflutung küstennaher, tiefliegender Gebiete führte (Dibajnia et al. 2010; Searle 2019). Zusätzlich war die omanische Ostküste, begünstigt durch die hohen Windgeschwindigkeiten und den geringen Luftdruck, von einer Sturmflut betroffen, welche zahlreiche küstennahe Straßen und Gebäude überflutete und unterspülte (Dibajnia et al. 2010). Auch wichtige Infrastruktur wie Meerwasserentsalzungsanlagen, Strom- und Wasserleitungen wurden beschädigt oder zerstört (Dibajnia et al. 2010). Darüber hinaus wurden entlang der Küste starke Erosionserscheinungen an zahlreichen Stränden beschrieben (Fritz et al. 2010) sowie kleinere Felsblöcke an der Ostküste bewegt (Hoffmann et al. 2013a). Es konnten keine Nachweise für das Herausbrechen und einen Transport von großen Blöcken entlang der Küste während des Zyklons dokumentiert werden (Hoffmann et al. 2013a). Tropische Wirbelstürme sind jedoch grundsätzlich in der Lage große Blöcke mit einer Masse von über 100 t umzulagern. Dies wurde global an verschiedensten Küsten dokumentiert, beispielsweise auf den Philippinen (May et al. 2015), in der Karibik (Engel und May 2012), in Japan (Goto et al. 2009) oder auf den Bahamas (Rovere et al. 2017).

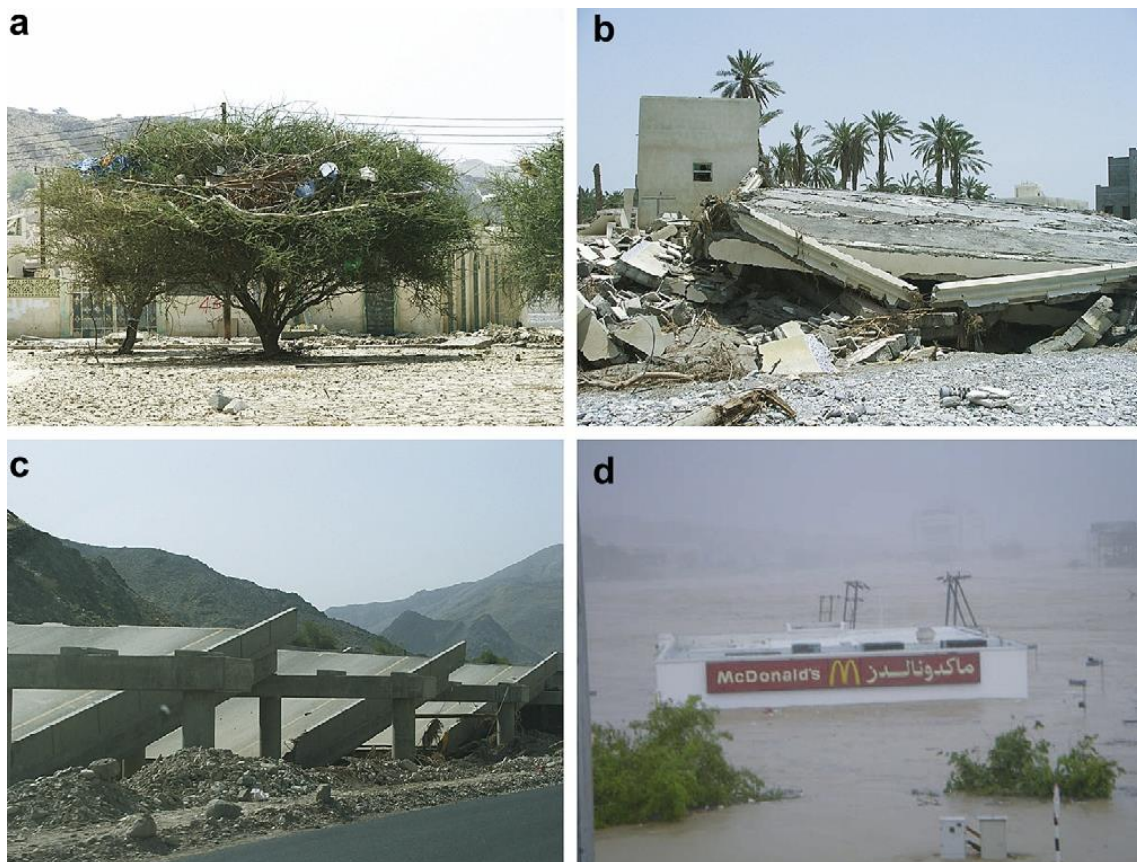


Abb. 3-2: Auswirkungen von Zyklon Gonu im Oman: a – Müllablagerungen in Bäumen als Flutmarkierungen, b – Kollabiertes Gebäude in Quriyat als Folge der Unterspülung des Gebäudefundamentes, c – Eingestürzte Autobahnbrücke in einem Wadi südlich von Maskat, d – Infolge einer Sturzflut und der Sturmflut überflutetes Wadi bei Maskat (Fritz et al. 2010).

In Ras al Hadd wurde eine landwärtige Überflutung von mindestens 900 m bei einer Überflutungshöhe von knapp 2 m beobachtet (Hoffmann und Reicherter 2014), welche lokal mit bis zu 8 m aber wesentlich höher ausgefallen ist (Dibajnia et al. 2010; Fritz et al. 2010). Die dabei am stärksten betroffenen Regionen und Städte waren Ras al Hadd, Sur, Quriyat und Maskat (Kwarteng 2010). Aufgrund der insgesamt 49 bestätigten Todesfälle, 27 vermissten Personen sowie den geschätzten Schäden von 3.9 Mrd. US\$ wird Zyklon Gonu als die schwerste Naturkatastrophe betrachtet, welche den Oman jemals heimgesucht hat (Kwarteng 2010).

3.1.2.3. Zyklon Phet 2010

Nach Zyklon Gonu war der Zyklon Phet der bis dato zweitstärkste je aufgezeichnete Zyklon im Arabischen Meer (Haggag und Badry 2012). Zyklon Phet ging am 31. Mai 2010 aus einem tropischen Tiefdruckgebiet im zentralen Arabischen Meer hervor und wurde am 2. Juni 2010 als Wirbelsturm der Kategorie 4 eingestuft. Dabei wurden Windgeschwindigkeiten von über 230 km/h (über 1 Minute anhaltend gemessen) erreicht (Haggag und Badry 2012). Zyklon Phet traf am 4. Juni 2010 nördlich der Insel Masirah auf Land und zog anschließend weiter nach Norden in Richtung Sur (siehe Abb. 3-1). Hier schwächte sich Phet, bedingt durch den Landkontakt, ab und wurde daraufhin auf Kategorie 2 zurückgestuft (Kumar et al. 2013). Ähnlich wie bei Gonu fielen in kurzer Zeit extrem hohe Niederschlagsmengen, welche lokal 485 mm in 48 Stunden überschritten (Haggag und Badry 2012). Dies führte zu zahlreichen Blitzfluten in Wadis, Erdrutschen an den Hängen des Al Hajar-Gebirges und zu großflächig überschwemmten Gebieten entlang der Ostküste des Omans. Die dabei am stärksten betroffenen Städte waren Quriyat und Al-Amerat (Haggag und Badry 2012). Es wurden zahlreiche Straßen, Brücken und Gebäude beschädigt oder zerstört. Insgesamt waren im Oman tausende Menschen direkt von Phet betroffen, wobei insgesamt im Oman 44 Menschen starben und ein volkswirtschaftlicher Schaden von über 1 Mrd. US\$ entstand (Haggag und Badry 2012). Die Auswirkungen waren insgesamt nicht so gravierend wie bei Zyklon Gonu, allerdings wurde durch Phet nochmals eindrücklich deutlich, dass die omanische Ostküste einem hohen Risiko bezüglich Stürmen ausgesetzt ist (Kumar et al. 2013).

3.1.2.4. Zyklon Mekunu 2018

Die südomanische Provinz Dhofar wurde am 25. Mai 2018 von Zyklon Mekunu (Saffir-Simpson Kategorie 3) getroffen, wobei Mekunu nahe Salalah auf Land traf. Mekunu war mit Windgeschwindigkeiten von über 175 km/h (über 3 Minuten anhaltend gemessen) der stärkste Zyklon im südlichen Oman seit der Mitte des 20. Jahrhunderts (Mansour 2019). Wie auch

zuvor bei Gonu und Phet ging Mekunu mit hohen Regenfällen, welche zu zahlreichen Überflutungen und Landrutschen führten, einher. So wurden laut Mansour (2019) in Salalah innerhalb 24 Stunden ein Niederschlag von 275 mm gemessen. Insgesamt kamen im Oman 7 Menschen ums Leben und ein volkswirtschaftlicher Schaden von geschätzten 1.5 Mrd. US\$ wurde verzeichnet.

3.1.3. Starkwellenablagerungen und geologische Archive

Durch ihre hohe Intensität, welche sich etwa in hohen Wellen, weit ins Landesinnere reichende Überflutungen und starke Erosions- und Sedimentierungsprozesse widerspiegeln, hinterlassen sowohl Tsunamis als auch Stürme charakteristische geologische Archive (Dawson und Shi 2000; Morton et al. 2007; Barbano et al. 2010; Ramírez-Herrera et al. 2012; Goto et al. 2015). Diese Archive können etwa aus charakteristischen Sedimentabfolgen oder von Wind und Wellen umgelagerten Blöcken bestehen (Kortekaas und Dawson 2007; Ramírez-Herrera et al. 2012). Anhand dieser Archive können grundlegende Informationen über historische Tsunami- und Sturmereignisse nachvollzogen werden (Woodruff et al. 2008; Yu et al. 2009). Typische Informationen, welche aus den vielfältigen Archiven rekonstruiert werden können, sind der Zeitpunkt des Ereignisses, die räumliche Ausdehnung des betroffenen Küstenabschnittes, die vermutete Wellenhöhe und die landwärtige Überflutung, aber auch die Richtung und der wahrscheinliche Ursprung des Ereignisses (Benson et al. 1997; Goto et al. 2015). Weiterhin sind die Auswirkungen der Starkwellenereignisse auf die an den betroffenen Küsten lebenden Gesellschaften von großem Interesse (Kakar et al. 2014). Hierzu sind historische und archäologische Archive von großer Bedeutung. Eine Betrachtung kulturwissenschaftlicher Archive ist oft notwendig, da die Zeitspanne einer instrumentellen Aufzeichnung von Starkwellenereignissen oft nur kurz und teils sogar nichtexistent ist (Hoffmann et al. 2013b). Zwar ist es nicht möglich das zukünftige Auftreten von Stürmen oder Tsunamis genau vorherzusagen, allerdings können aus (geologischen) Archiven wertvolle Informationen über vergangene Ereignisse gezogen werden, welche zur Risikoabschätzung künftiger Ereignisse unablässig sind (Yalçiner et al. 2002). Die dazu wichtigsten Informationen sind die Frequenz und die Magnitude historischer Ereignisse (Jaffe und Gelfenbaum 2002).

Bislang ist es anhand rein sedimentologischer Methoden nicht eindeutig möglich, zwischen Sturm- und Tsunamiablagerungen zu unterscheiden (Dawson und Shi 2000; Goff et al. 2004; Morton et al. 2007). Grundsätzlich kann man die abgelagerten Sedimente in feinkörnige und grobkörnige unterteilen. An der Ostküste des Omans wurden sowohl feinkörnige Starkwellenablagerungen als auch große Blöcke und Blockwälle beschrieben (Donato et al. 2009; Pilarczyk und Reinhardt 2012; Hoffmann et al. 2013a; Koster et al. 2014; Schneider et al. 2019). Je nach anstehender Geologie, Topographie, Sedimentangebot und

Ablagerungsraum können beide Arten unabhängig voneinander oder räumlich nebeneinander auftreten (Goff et al. 2004). Beide Arten von Archiven eignen sich, um die Charakteristika historischer Starkwellenereignisse zu rekonstruieren (Morton et al. 2007; Goto et al. 2015).

3.1.3.1. Feinkörnige Starkwellensedimente

Feinkörnigen Ablagerungen von Starkwellenereignissen setzten sich typischerweise aus zentimeter- bis dezimetermächtigen, laminierten Schichten von Sanden, Tonen und marinen Schutt zusammen (siehe Abb. 3-3 und z. B. Bryant und Nott (2001)) und lagern sich vor allem in geschützten Räumen wie Lagunen (Woodruff et al. 2008; Yu et al. 2009) oder Marschen (Benson et al. 1997) ab. Oftmals haben feinkörnige im Gegensatz zu grobkörnigen Ablagerungen ein schlechteres Erhaltungspotenzial, da sie im Gegensatz zu Ablagerungen mit großen Klasten einfacher erodiert und umgelagert werden können (Nichol und Kench 2008).

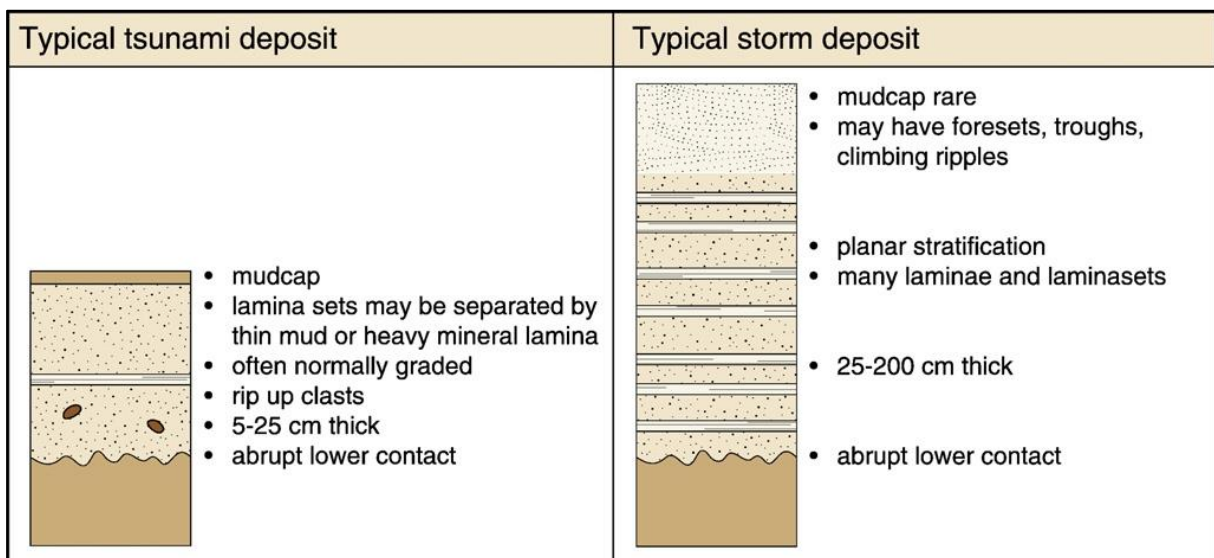


Abb. 3-3: Generalisierte Profilabfolgen für von Tsunamis und Stürme abgelagerte Feinsedimente (Morton et al. 2007).

In der Umgebung der beiden Untersuchungsgebieten wurden feinkörnige Starkwellenablagerungen als tonige bis kiesige, mit marinen Schutt versetzte Strandwälle auf dem rezenten Kliff bei Fins (Koster et al. 2014) nachgewiesen. Die Ablagerung toniger bis sandiger Lagunensedimente bei Sur konnten, in Kombination mit mikrofaunistischen Analysen, ebenfalls auf Starkwellenereignisse zurückgeführt werden (Donato et al. 2009; Pilarczyk und Reinhardt 2012). In diesem Fall gehen Pilarczyk und Reinhardt (2012) davon aus, dass die untersuchten Ablagerungen in der Lagune von Sur auf den 1945er Makran-Tsunami (siehe Kapitel 3.1.1.1) zurückzuführen sind.

3.1.3.2. Grobkörnige Starkwellensedimente

Grobkörnige Ablagerungen treten oft als einzelne oder in Wällen angeordnete Blöcke mit bis zu mehreren Metern Durchmesser auf und sind typischerweise an felsigen Küsten zu finden (Williams und Hall 2004; Yu et al. 2009). Charakteristisch sind hierbei dachziegelartig angeordnete und teilweise gestapelte Reihen von Blöcken (Bryant und Nott 2001), wie sie auch in beiden Untersuchungsgebieten vorkommen.

Zwischen Fins und Tiwi wurden im Rahmen mehrere Kartierkampagnen zahlreiche strandparallele Wälle mit großen, marin überprägten Blöcken, welche bis zu 120 t Masse erreichen, dokumentiert (Hoffmann et al. 2013a; Schneider et al. 2019). Diese Blöcke liegen in Fins unmittelbar auf und neben den von Koster et al. (2014) beschriebenen, feinkörnigem Strandwall (siehe Abb. 3-4). Die Blöcke und Blockwälle sind vermutlich durch mehrere Starkwellenereignisse innerhalb der letzten 1000 Jahre bewegt und umgelagert worden (Hoffmann et al. 2013a; Schneider et al. 2019) und stellen in den folgenden Kapiteln ein wesentliches geologische Archiv zur Rekonstruktion und Datierung vergangener Starkwellenereignisse entlang der Nordostküste des Omans dar.



Abb. 3-4: Blockige Starkwellenablagerungen als küstenparalleler Wall auf der Steilküste bei Fins (Foto: B. Schneider).

3.2. Untersuchungsgebiete an der Ostküste des Omans

Die östliche Küste des Omans ist durch einen kleinstufigen Wechsel von verschiedenen Küstentypen gekennzeichnet (siehe Kapitel 2.4). Innerhalb des Untersuchungsraumes findet man sowohl flach abfallende, langgestreckte Sandstrände, aber auch Steilküsten, welche regelmäßig von kleineren Buchten mit Stränden aus gut gerundeten Schottern unterbrochen sind. Es wurden zwei Untersuchungsgebiete an der Ostküste des Omans ausgewählt, welche jeweils durch einen der typischen Küstentypen innerhalb dieses Küstenabschnittes charakterisiert sind. Beide Untersuchungsgebiete sind durch großflächige Blockablagerungen in Form von Blockwällen mit einzelnen, danebenliegenden Blöcken gekennzeichnet. Da dieser Küstenabschnitt in der Vergangenheit sowohl wiederholt Tsunamis als auch Zyklonen ausgesetzt war (siehe Kapitel 3.1.1) wird angenommen, dass diese Blöcke von Starkwellenereignissen umgelagert und überprägt wurden (Hoffmann et al. 2013a; Schneider et al. 2019).

3.2.1. Untersuchungsgebiet zwischen Fins und Shab

Das erste Untersuchungsgebiet befindet sich auf einem Abschnitt der Steilküste zwischen den Orten Fins und Shab (22.866995°N, 59.234075°E). Das Kliff der aktiven Steilküste hat hier eine Höhe zwischen 8.7 m und 11 m über MHW und wird aus den lokal anstehenden Kalksteinformationen gebildet. Aufgrund der Exposition zum offenen Ozean sind die Wellen hier energiereich, weswegen das Kliff eine stark ausgebildete, rezente Brandungshohlkehle aufweist. Dies hat eine kontinuierliche, rückschreitende Erosion des Kliffes durch Unterhöhlung und consequenten Felsabbrüchen zur Folge.



Abb. 3-5: Luftaufnahme etwa 3 km nördlich von Shab, mit Blick nach Süden. In der linken Bildhälfte ist das rezente Kliff zu erkennen. Daran landwärts anschließend zeichnet sich dunkel das küstenparallele Band der Blockwälle ab. In der rechten Bildhälfte und im Hintergrund sind die gehobenen marinen Terrassen im Untersuchungsgebiet sichtbar (Foto: B. Schneider).

Der anstehende Kalksteinkomplex ist zusätzlich von einem Kluftnetzwerk mit einer Orientierung von 30°N durchzogen. Dieses stellt eine natürliche Schwachstelle im Gesteinsverbund dar. Auf dem Kalksteinkomplex liegen flächige Reste konglomeratischen Beachrocks mit einer maximalen Mächtigkeit von 60 cm auf (siehe Abb. 3-6). Die Klasten des Beachrocks bestehen hauptsächlich aus Fein- und Mittelkiesen sowie Bruchstücken von Korallen und marinen Mollusken. Das rezente Kliff schließt seewärts einen Komplex aus quartären, gehobenen marinen Terrassen ab, welcher sich entlang der Küste zwischen Quriyat und Qalhat gebildet hat (z. B. Kusky et al. 2005; Mattern et al. 2018; Yuan et al. 2016 und Kapitel 4.1). Auf der Plattform des Kliffs sind zahlreiche Blöcke terrestrischen und marinen Ursprungs zwischen einigen Dezimetern bis hin zu 8.2 m Kantenlänge abgelagert. Die Blockwälle können insgesamt über 3 km als küstenparallele Reihen nachverfolgt werden (siehe Abb. 3-5). Diese Blöcke liegen in der Nähe des Kliffes direkt auf der Kalkplattform, ab 20m landeinwärts auf einem leicht ansteigenden Strandwall aus Sand, Kies und marinem Fragmenten. Die Blöcke sind dabei oft dachziegelartig angeordnet, jedoch auch teilweise chaotisch und ohne eine erkennbare Sortierung.

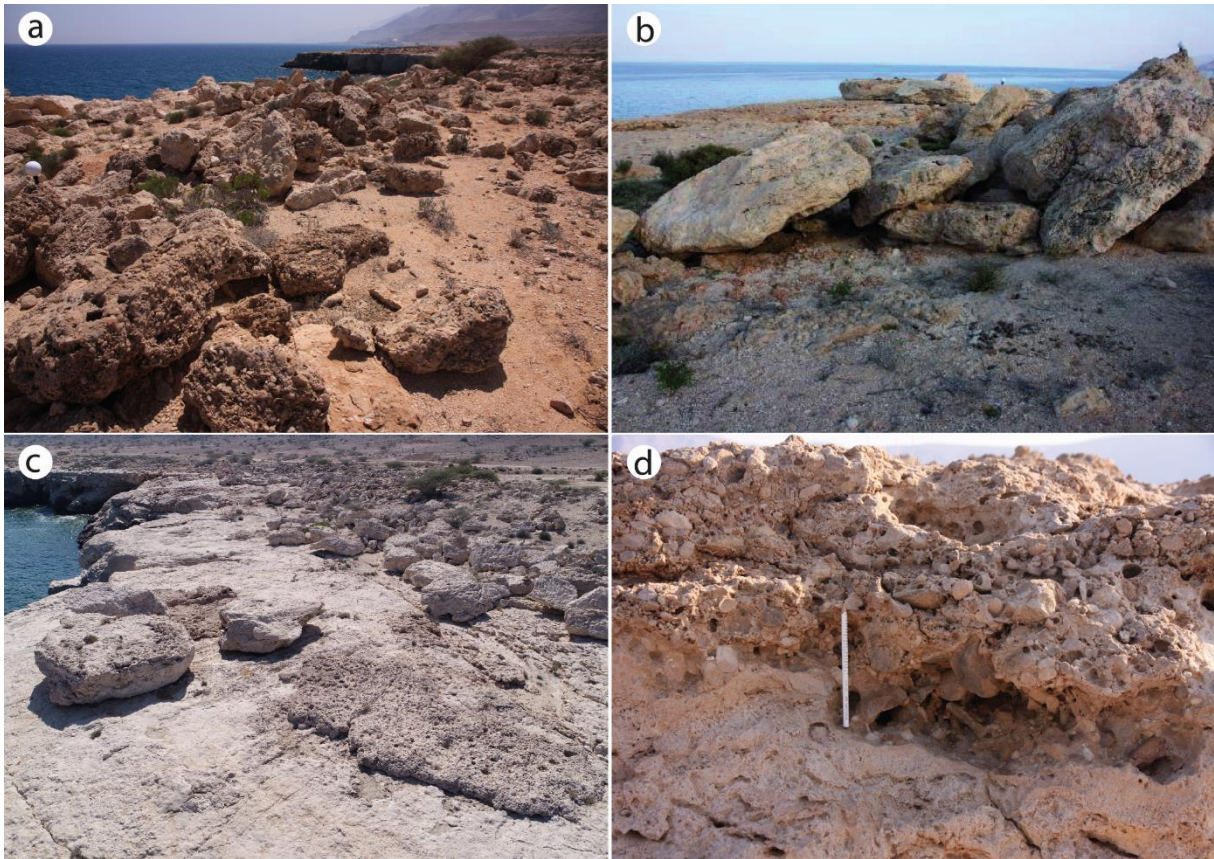


Abb. 3-6: Das Untersuchungsgebiet Fins. a - Anordnung der Blöcke in einem auf dem Kliff aus eozänen Kalksteinen und der untersten quartären Terrasse aufliegenden Blockwall. b - Dachziegelartige Lagerung und seewärts gekippte Ausrichtung der Kalksteinblöcke. c - Sedimentfreie Zone nahe dem Kliff mit den größten Blöcken (GB1-GB3) in der linken Bildhälfte, dem aufliegenden Beachrock in der rechten, unteren Ecke und dem Blockwall im Hintergrund. d - Kontaktfläche der anstehenden eozänen Kalksteineinheit mit dem aufliegenden, konglomeratischen Beachrock (Fotos: B. Schneider).

3.2.2. Untersuchungsgebiet Tiwi

Das zweite Untersuchungsgebiet befindet sich etwa 500 m südlich der Mündung des Wadi Tiwi (22.818648°N, 59.263651°E), auf einem historischen Friedhof etwa 80–100 m landeinwärts (siehe Abb. 3-7). Im Gegensatz zum etwa 10 km nördlich gelegenen Untersuchungsgebiet bei Shab, ist die Küste hier flach einfallend und die Wellen sind weniger energiereich. Der rezente Strand wird im Gezeitenbereich von gut gerundeten Kalksteinkiesen dominiert. Oberhalb des Gezeitenwasserstandes und landeinwärts in Richtung des Friedhofes dominiert eine feinere Sedimentauflage aus marinen Sanden und Kiesen. Von der terrassierten und unmittelbar hinter dem Friedhof steil aufragenden Ostflanke des Al Hajar-Gebirges stammend, wurde gravitativ umgelagerter, grober Blockschutt mit Durchmessern von über 5 m auf dem Friedhof dokumentiert. Der historische Friedhof befindet sich in einer Höhe von 3 m bis 6 m über MHW. Ähnlich wie in Shab, besteht das anstehende Gestein aus den paläogenen Kalksteinkomplexen des unteren Al Hajar-Gebirges, auf welchem im küstennahen Bereich fossile, konglomeratische Beachrocks diskordant aufliegen (siehe Abb. 3-7).

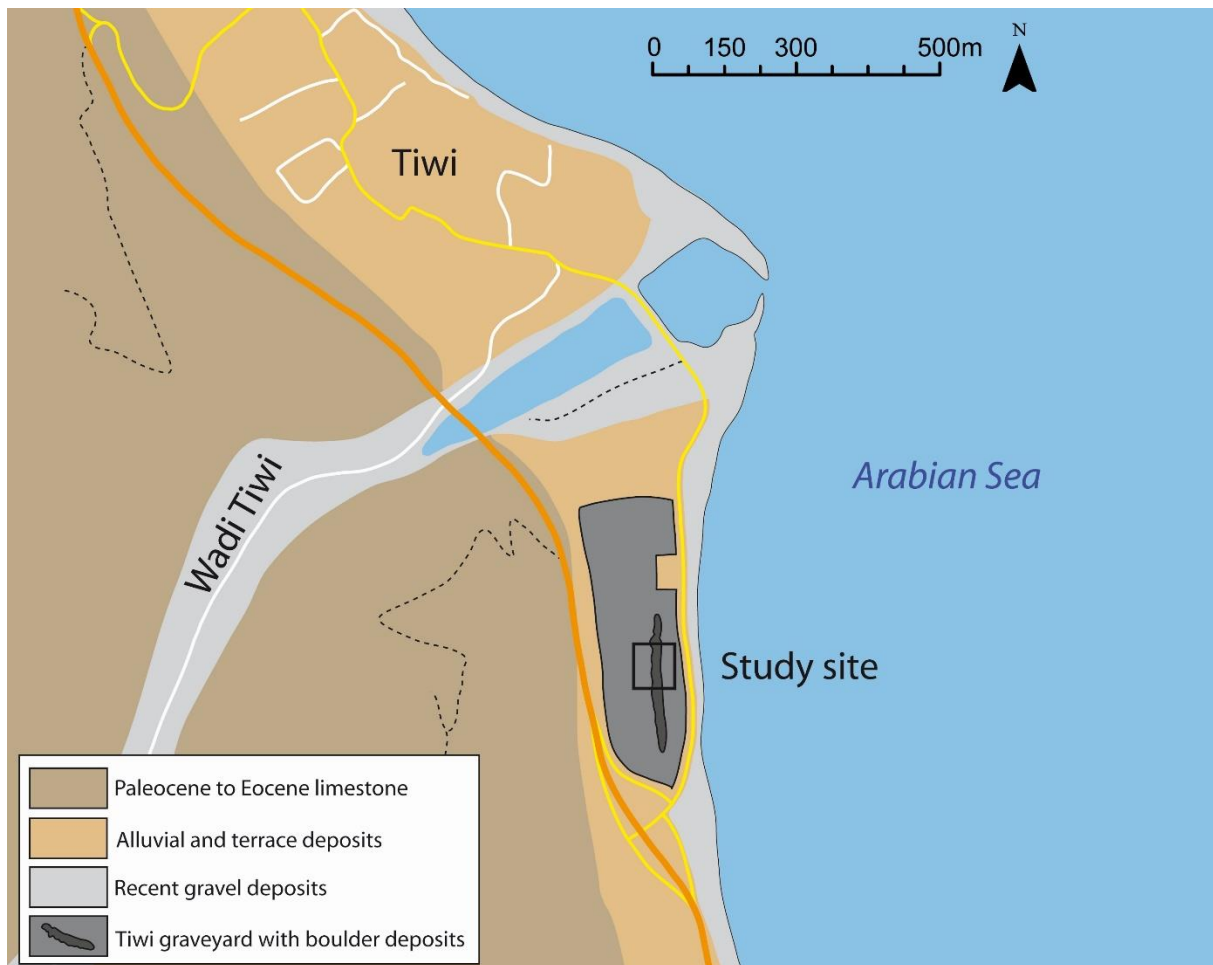


Abb. 3-7: Übersicht über die Geologie und die Lage des Untersuchungsgebietes in Tiwi. Die Geologie basiert auf Wyns et al. (1991).

Im Gegensatz zu der Situation auf den Klippen bei Shab, ist hier eine gegliederte Abfolge von verschiedenen Beachrockfazies zu beobachten. Insgesamt wurden fünf verschiedene Beachrockfazies mit Mächtigkeiten zwischen 10 cm und 20 cm aus zwei Hauptlithologien dokumentiert. Einerseits kiesige Sandsteine und andererseits Konglomerate, die sich im Profil abwechseln und sich durch Mächtigkeit, Farbe, Korngrößen und Anteilen an fossilen, marinen Bruchstücken von Mollusken und Korallen unterscheiden.

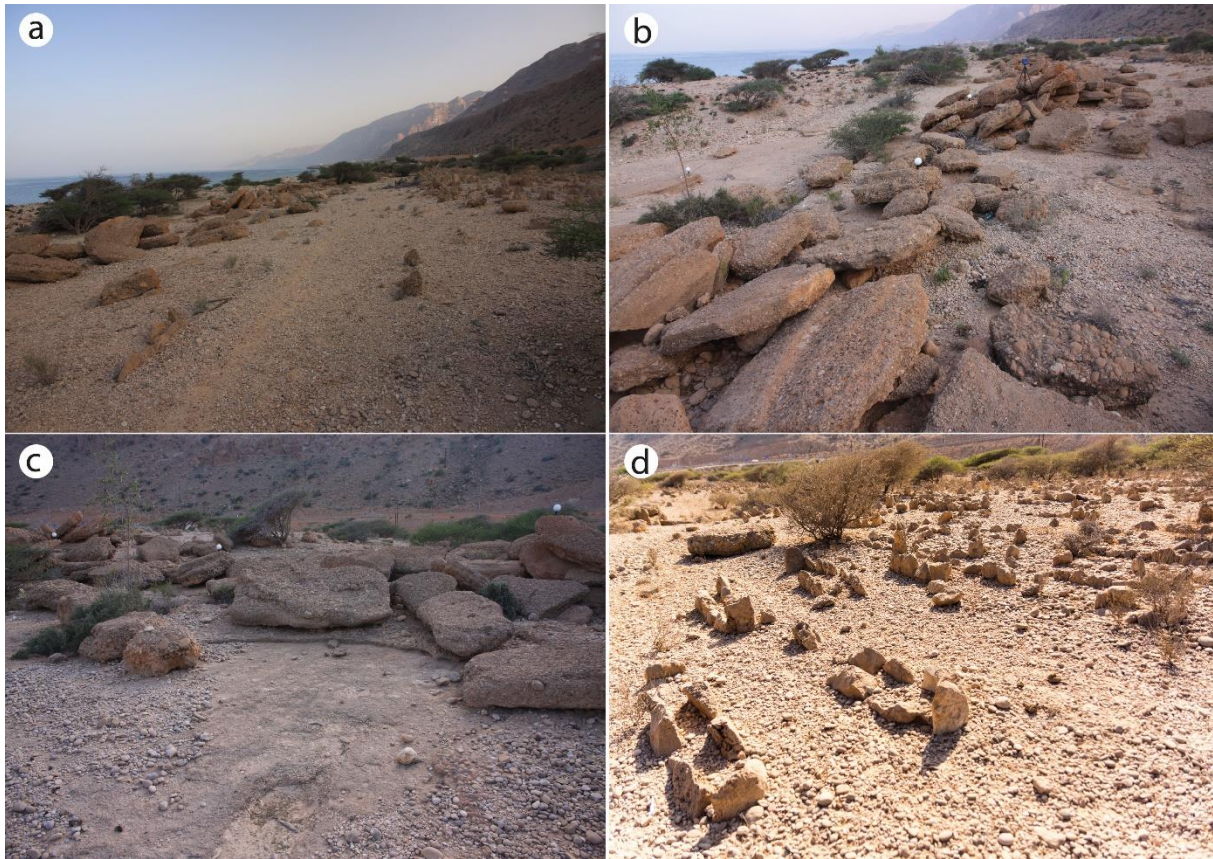


Abb. 3-8: Das Untersuchungsgebiet Tiwi. Die Blöcke sind in einem Wall parallel der Küste auf konglomeratischen Beachrocks angeordnet: a - Der Friedhof mit dem Al Hajar-Gebirge im Hintergrund, Blickrichtung nach Süden, b - dachziegelartig gelagerter Blockwall aus konglomeratischen Blöcken und gerundete Kalksteinblöcke zwischen den Beachrockblöcken, c - Anstehende Beachrocks mit aufliegenden konglomeratischen Blöcken, d - Gräberfeld mit aufliegenden Beachrockblöcken (Fotos: B. Schneider).

Die Konglomerate sind sowohl matrix- als auch klastengestützt, wobei die Klasten fast ausschließlich gut gerundete Kalksteine sind. Es wurden ein geringer Anteil von etwa 0.5% an Ophiolithklasten innerhalb der Konglomerate dokumentiert. Die Sortierung innerhalb der Konglomerate variiert zwischen gemäßigt mit Korngrößen zwischen Grobsand and Feinkies und gut sortiert mit Korngrößen zwischen Grobkies und Geröllen mit bis zu 20 cm Durchmesser (siehe Abb. 3-8). Allerdings variieren Größe und Anteil der Klasten innerhalb jeder Schicht stark. Oberflächlich liegt stellenweise eine geringmächtige Schicht aus losen Kalksteinkieseln. Diese stellt einen Erosionrest der Beachrocks dar, verdeutlicht durch oftmals erhaltenen, zementartigen Matrixresten, welche noch anhängend an den Kieseln zu finden sind.

Aufliegend auf dem anstehenden Beachrock findet sich – ähnlich wie in Shab – ein etwa 500 m langer, küstenparalleler Wall aus typisch dachziegelartig über- und aufeinander gelagerten, plattigen Blöcken (siehe Abb. 3-8). Diese sind größtenteils aus dem lokalen Beachrock ausgebrochen, was durch die geringe Schichtmächtigkeit zu der typischen, plattenartigen

Form der Blöcke führt. Einzelne, gut gerundete Kalksteinblöcke mit gut erhaltenen marinen Bioerosionsmarkern (Lithophagabohrungen) sind zwischen den großen Beachrockblöcken verteilt. Auffällig ist, dass die Kalksteinblöcke mit einem maximalen Durchmesser von 35 cm wesentlich kleiner als die Beachrockblöcke sind, welche vereinzelt Durchmesser von über 3m haben.

Der Friedhof wird heute nicht mehr aktiv benutzt, jedoch sind viele der historischen Gräber gut erhalten und intakt. In der unmittelbaren Umgebung der Blöcke finden sich einige teilweise zerstörte Gräber. Ob die Abwesenheit von Gräbern zwischen Blockwall und Meer und die partielle Zerstörung der Gräber durch ein eventuelles Starkwellenereignis und der Bewegung der großen Blöcke über ein vormaliges Gräberfeld erklärt werden kann, muss bislang spekulativ bleiben. Es konnten zwar keine Gräber direkt unterhalb der umgelagerten Blöcke dokumentiert werden, jedoch legen GPR-Messungen nahe, dass verschüttete Gräber unterhalb der Kiesschicht vorhanden sind (Al-Balushi 2012). Die Gräber sind nach Islamischer Tradition ausgeführt, was auf ein Höchstalter der Gräber im 7. Jahrhundert n. Chr. schließen lässt, da zu dieser Zeit der Islam im heutigen Oman eingeführt wurde. Heute ist der Friedhof spärlich bewachsen. Zwischen vereinzelt Akazienbäumen wachsen wenige Büsche und eine lückenhafte Grasdecke.

3.3. Methodik

3.3.1. Geländekartierung in Shab und Tiwi

Die Geländekampagne zur geologischen und topographischen Kartierung der beiden Untersuchungsgebiete bei Shab und Tiwi fand im März 2016 statt. Hierbei wurden die zur Vervollständigung der Laserscans notwendigen lithologischen Details der vorkommenden Gesteinsarten, insbesondere des anstehenden Kalksteinkomplexes und der darauf aufliegenden Abfolge von konglomeratischen Beachrocks, kartiert. Ein besonderer Fokus wurde hierbei auf die Kontaktfläche dieser beider Gesteinsarten gelegt, da diese aufgrund ihrer Eigenschaft als horizontale Markerebene zur Bestimmung des Vertikalversatzes, der Rotation und einer eventuelle Kippung der durch Stürme oder Tsunamis umgelagerten Blöcke verwendet werden kann. Zur Bestimmung der Dichte wurden fünf Beachrock- sowie vier Kalksteinproben gesammelt, welche im Labor des Steinmann-Institutes der Universität Bonn untersucht wurden. Mithilfe des archimedischen Prinzips wurden eine durchschnittliche Dichte von 2.20 g/cm^3 für die Kalksteine sowie von 2.25 g/cm^3 für die konglomeratischen Beachrocks bestimmt. Zur Datierung der Blöcke mithilfe der Radiokarbonmethode wurden Schalen von marinen Organismen gesammelt. Es wurden zwei Proben von Schalen gesteinsbohrender Muscheln der Gattung *Lithophaga* aus einem Block in Tiwi sowie drei Austernschalenproben aus drei verschiedenen Blöcken in Shab genommen. Da diese marinen Mollusken nach der Entfernung aus dem Wasser schnell absterben, wird als letztmöglicher Todeszeitpunkt der Muschel der Moment des Anspülens des Blockes auf den Strand durch Starkwellen angenommen. Die so bestimmten Alter stellen demzufolge das jüngst mögliche Datum des Starkwellenereignisses dar, welches den Block an Land versetzt hat. Nach dem Tod infolge der Hebung aus dem Wasser stoppt die Aufnahme von ^{14}C -Atomen aus der Umwelt in der Schale der Mollusken und die Menge der in der Schale gebundenen ^{14}C -Atome nimmt exponentiell gemäß des Zerfallsgesetzes ab. Es wurde die IntCal13 Kalibrierungskurve nach Reimer et al. (2013) sowie ein lokaler Delta+ Wert von 217 Jahren (Rad et al. 1999; Southon et al. 2002) zur Anpassung der Datierergebnisse an die lokalen Gegebenheiten angewandt. Zusätzlich wurden Passpunkte zur Georeferenzierung der 3D-Punktwolken mithilfe eines Leica Geosystems Viva GNSS GS15 differentiellen-GPS (dGPS) aufgenommen.

3.3.2. TLS-Datenerhebung und Weiterverarbeitung der 3D-Punktwolkendaten

TLS ist eine aktives, bodenbasiertes 3D-Bildgebungsverfahren, welche hochpräzise 3D-Punktwolken mithilfe eines optischen Lasers erstellt (Telling et al. 2017). Hierbei wird ein Laserstrahl in einem festgelegten Raster emittiert, welcher von typischerweise von

Oberflächen reflektiert beziehungsweise absorbiert und somit in einer verringerten Intensität an den Scanner zurückgesendet wird. Mithilfe der Phasendifferenz zwischen emittiertem und empfangenen Signal wird die Distanz der reflektierenden Oberfläche zur Scaneinheit bestimmt und so eine flächenhafte und regelmäßige Abbildung der Umgebung des TLS erstellt. Weiterhin können durch die rückempfangene Intensität des Signals Rückschlüsse auf die Oberflächeneigenschaften des reflektierenden Körpers gezogen werden. In diesem Fall wurde das Modell Faro Focus3D X330 mit einer Wellenlänge des Lasers von 1550 nm und einer nominellen Reichweite von bis zu 330 m verwendet (Faro 2015). Weiterhin hat dieses Modell ein RGB-Kamerasystem eingebaut, welches es erlaubt, die 3D-Punktwolke mit den entsprechenden Farben innerhalb des sichtbaren Spektrums darzustellen. Die minimale Distanz zwischen zwei Messpunkten beträgt 0.8 mm bei einer Distanz von 5 m zur Scaneinheit. Der instrumentelle Messfehler wird vom Hersteller mit ± 0.15 mm in einer Distanz von 25 m zur Scaneinheit angegeben (Faro 2015). Die hohe räumliche Auflösung und die Flexibilität von modernen TLS-Systemen erlaubt eine Aufnahme von komplexen Szenen mit hoher Präzision in kurzer Zeit. TLS wird daher in vielen Bereichen der Geowissenschaften erfolgreich eingesetzt (Telling et al. 2017). Dazu gehören beispielsweise das Monitoring von rutschungsgefährdeten Hängen (Armesto et al. 2009; Olsen et al. 2012) und Steilküsten (Rosser et al. 2005; Kuhn und Prüfer 2014), aber auch das Bestimmen von Volumen, Masse und Bewegungsvektoren von durch Stürme und Tsunamis versetzten Blöcken (Hoffmann et al. 2013a; Hoffmeister et al. 2014).



Abb. 3-9: TLS-Datenaufnahme im Untersuchungsgebiet Tiwi mit Blick nach Süden. Die dachziegelförmig gelagerten, plattigen Beachrocks sind hier linear in einem Blockwall angeordnet. Die weißen Kugeln dienen zur Referenzierung der Einzelscans (Foto: B. Schneider).

Zur Erstellung beider Punktwolken wurden insgesamt 31 TLS-Scans in Shab und 8 TLS-Scans in Tiwi erstellt. Aufgrund des komplexen Umfeldes mussten die Scans in einem 10 m Raster mit Scanhöhen zwischen 50 cm und 2 m über Grund aufgenommen werden. Das enge Scanraster und die variierenden Höhen dienen zur Vermeidung von Scanschatten, also Gebieten innerhalb des Untersuchungsgebietes ohne Punktdaten, aber auch zur Maximierung der Auflösung der geometrischen Informationen der Blöcke. Um aus den einzelnen Scans eine einzelne, geometrisch korrekte und verzerrungsfreie Punktwolke zu erstellen, wurden weiße Kugeln mit einem Durchmesser von 14.5 cm (siehe Abb. 3-9) und mit Schachbrettmustern bedruckte Kartons als automatisiert detektierbare Markierungen im gescannten Gebiet verteilt. Es wurde die Software Faro Scene 6.2.4.30 verwendet, welche mithilfe dieser Markierungen die Einzelscans zu einer präzisen Gesamtpunktwolke verarbeitet. Anschließend wurden Bereiche außerhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes entfernt, um die Dateigrößen möglichst klein zu halten und somit die weitere Verarbeitung zu beschleunigen. Die resultierende maximale Abweichung zwischen den Scans betrug laut Faro Scene 6.2.4.30 1.28 mm in Shab und 1.19 mm in Tiwi.

Der Arbeitsablauf zum Erstellen und Verarbeiten der Punktwolken und dem anschließenden Rekonstruieren der Geometrie und Oberflächenrauigkeit der Blöcke wird in Abb. 3-10 dargestellt.

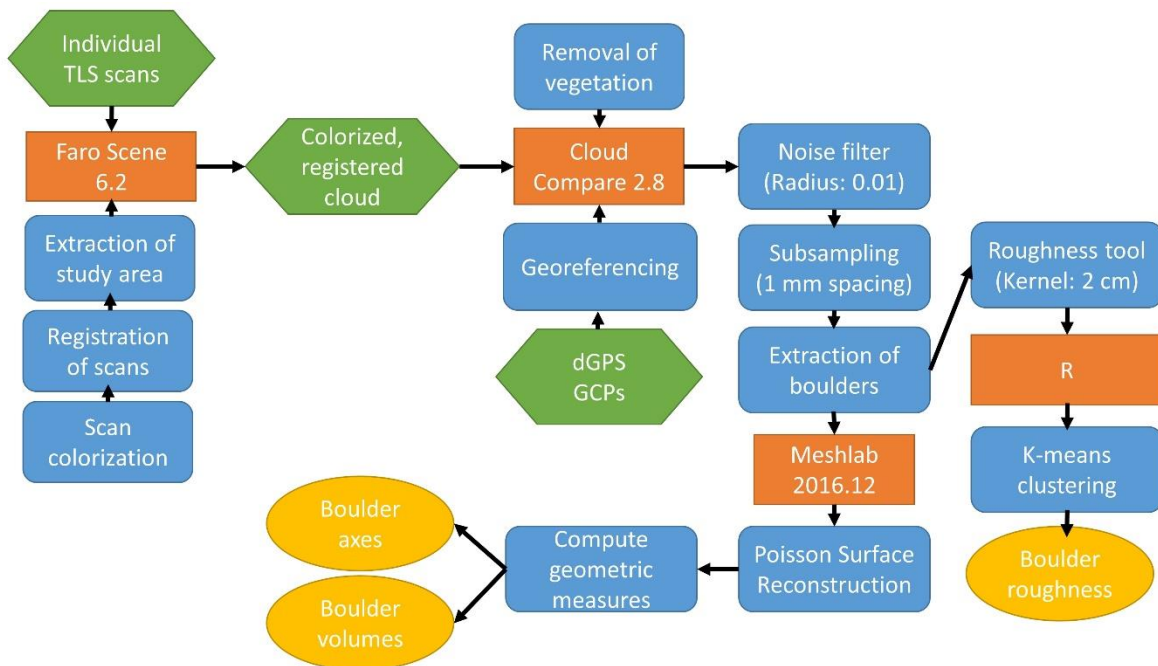


Abb. 3-10: Flussdiagramm des verwendeten Arbeitsablaufes zur Verarbeitung der TLS-Daten. Dargestellt sind die Eingangsdaten (grün), verwendete Softwarepakete (orange), Parameter und Prozesse innerhalb der Softwarepakete (blau) und den daraus resultierenden Ausgangsdaten (gelb).

Nach dem Kombinieren der Einzelscans mit Faro Scene 6.2.4.30 wurde das Softwarepaket CloudCompare 2.8 (Girardeau-Montaut 2015) verwendet, um die kombinierte Punktwolke mithilfe sechs mit dGPS aufgenommenen und über das Untersuchungsgebiet verteilten Passpunkte zu georeferenzieren. Die Entfernung von Vegetation aus 3D-Punktwolken ist üblicherweise ein unvermeidlicher Bestandteil einer umfassenden TLS-Analyse, da diese oft die Oberfläche oder die Blöcke verdeckt und so die Extraktion der Blöcke erschwert. Zur Identifikation und Entfernung der Vegetation aus der Punktwolke wurde der „CANUPO classifier“, ein Plug-In für CloudCompare welches eine überwachte Klassifikation von LIDAR-Punktwolken erlaubt, angewandt (Brodu und Lague 2012). Um vereinzelte Streupunkte, die etwa von Staub oder Insekten in der Luft herrühren können, zu entfernen, wurde der CloudCompare 2.8 „noise filter“ mit einem Radius von 0.01 angewandt. Anschließend wurde die verbleibende Punktwolke mit einem Punktabstand von 1 mm homogenisiert.

Die Extrahierung der 3D-Punktwolken der Blöcke und die folgende Erstellung von 3D-Meshes stellt einen wichtigen Zwischenschritt zur Geometrieanalyse der Blöcke dar. Es existieren bislang keine Algorithmen zur automatisierten Extraktion von komplexen Körpern aus 3D-

Punktwolken, weshalb jeder Block einzeln manuell extrahiert wurde. Insgesamt wurden 19 Blöcke in Shab und 92 Blöcke in Tiwi als 3D-Punktwolken zur weiteren Analyse ausgeschnitten. Eine Berechnung der Geometrie und des Volumens der Blöcke erfordert ein wasserdichtes Mesh, weshalb zur Oberflächenrekonstruktion der „Poisson Surface Reconstruction filter“ mit den Standardeinstellungen (Cignoni et al. 2008) nach der Vorgehensweise von Kazhdan und Hoppe (2013) in Meshlab 2016 durchgeführt wurde. Anschließend konnten mithilfe des „Compute Geometric Measures“ Werkzeuges in Meshlab 2016 die drei Hauptachsen A (längste Achse innerhalb des Körpers), B (längstmögliche Achse orthogonal zur A-Achse) und C (längstmögliche Achse orthogonal zur A-Achse und zur B-Achse) berechnet. Darüber hinaus wurde das Volumen und die Masse der individuellen Blöcke abgeleitet. Allerdings konnten die Blöcke aufgrund der direkten Auflage auf der Geländeoberfläche oder anderen Blöcken nicht allumfassend gescannt werden. Es können naturgemäß keine bedeckten Teile oder etwaige verdeckten Aushöhlungen auf der Unterseite gescannt werden, weswegen die geometrischen Parameter als Maximalparameter zu verstehen sind. Aufgrund der geometrischen Einschränkungen sowie der gemittelten Dichte sind die geometrischen Ergebnisse und Massen als bestmögliche Schätzungen anzusehen.

3.3.3. Bestimmung der Oberflächenrauigkeit

Die Oberflächenrauigkeit von konglomeratischen Beachrocks hängt direkt mit dem relativen Anteil und der Größe der Klasten innerhalb des Konglomerates ab (Lichti 2005; Burton et al. 2011; Fang et al. 2015). Große Klasten und ein geringer Anteil der Matrix führen zu einer hohen Oberflächenrauigkeit, während kleine Klasten und ein hoher Matrixanteil zu geringen Oberflächenrauigkeiten führen. Hierbei ist zu beachten, dass die Oberflächenrauigkeit, wie sie in dieser Studie betrachtet wird, eine relative Größe ist und zusätzlich wesentlich von den gewählten Parametern in CloudCompare abhängt.

Beispielsweise besteht die oberste Beachrockschicht in Tiwi hauptsächlich aus Fein- bis Mittelkiesen mit Durchmessern von 1 cm bis 15 cm und nur einem kleinen Anteil an schluffiger bis feinsandiger Matrix, ist also stark klastendominiert. Dies resultiert typischerweise in einer unregelmäßigen und raueren Oberfläche als beispielsweise von feinmatrixdominierten Beachrocks oder gut gerundeten Kalksteinen. Die Variabilität der Korngrößenanteile innerhalb der Beachrockfazies wurde genutzt, um die umgelagerten Blöcke über die typische Signatur der Oberfläche jener stratigraphischen Schicht zuzuordnen, aus der die Blöcke erodiert wurden. Die räumliche Auflösung der Punktwolke ist selbst nach dem Filtern der Punktwolke hoch genug, um auch kleine Korngrößen noch ausreichend abzubilden. Es wurde dazu das „Roughness“ Werkzeug von CloudCompare mit einer Kernelgröße von 2 cm verwendet

(Girardeau-Montaut 2015). Dies ist die dominierende Korngröße innerhalb der Beachrockfazies in Tiwi. Über das Anpassen der Kernelgröße kann die Methode folglich an andere Korngrößen angepasst werden. Das Werkzeug berechnet die Distanz zwischen jedem Punkt der Punktwolke und einer „best fitting“ Ebene, welche aus den benachbarten Punkten der Punktwolke innerhalb der Kernelgröße – in diesem Fall also 2 cm – kalkuliert wird. Raue, unregelmäßige Oberflächen resultieren folglich in hohen Distanzen, während glatte, regelmäßige Flächen zu geringen Distanzen zwischen Punkt und Ebene führen. Das Werkzeug berechnet so für jeden Punkt der Blockpunktwolke einen Wert, welche die Rauigkeit seines unmittelbaren Umfeldes abbildet. Um die Gesamtrauigkeit eines Blockes zu bestimmen, wird die Gesamtheit der Blockpunktwolke als Verteilungskurve mit aufsummierten Rauigkeitsklassen dargestellt. Es ergeben sich so, je nach Rauigkeitsverteilung charakteristische Kurven für jede lithologische Klasse. Typische Verteilungskurven sind in Abb. 3-11 dargestellt. Blöcke, welche eine gleichmäßige und glatte Oberfläche aufweisen, etwa als bei stark gerundeten Kalkkiesen oder bei Beachrocks mit einer dominierenden kleinen Klastengröße, weisen einen hohen Anteil von geringen Rauigkeitsklassen auf (vergleiche Abb. 3-11, Klasse 1). Im Gegensatz dazu, resultiert eine raue Oberfläche aufgrund größerer Klastengrößen des konglomeratischen Beachrocks einem in kleinen Anteil von geringen, aber auch einen großen Anteil von hohen Rauigkeitsklassen auf (vergleiche Abb. 3-11, Klasse 5). Zwischen den beiden Extremen wurden weiterhin drei Übergangsklassen definiert.

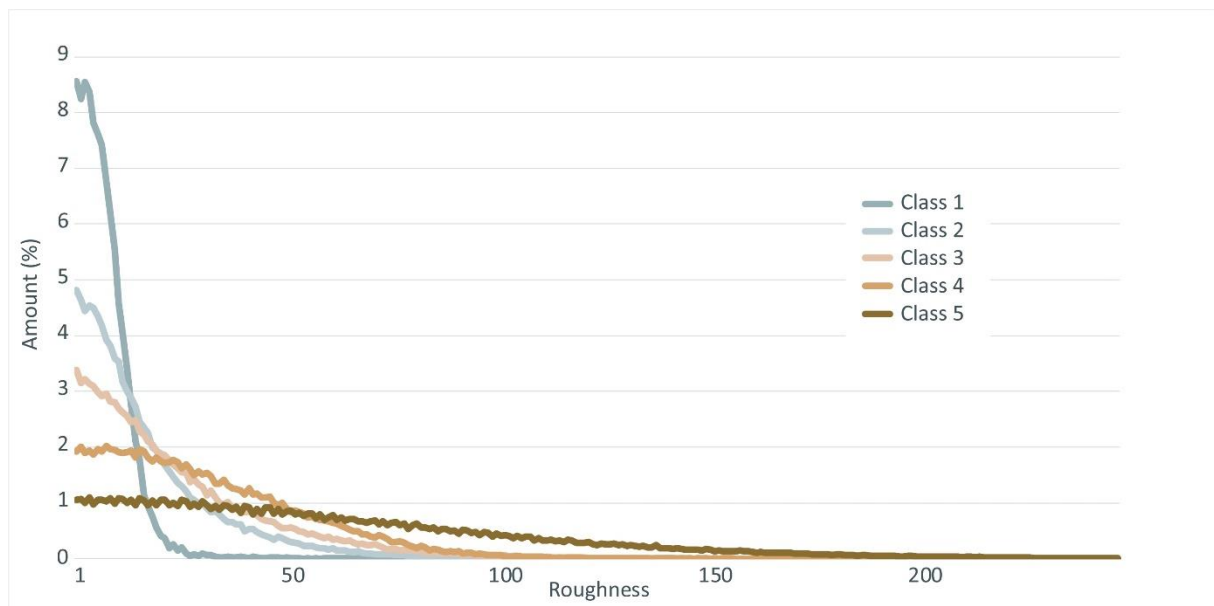


Abb. 3-11: Beispiele für die typischen Oberflächenrauigkeitsverteilungen der jeweiligen Lithologieklassen innerhalb des Datensatzes für Tiwi. Mit aufsteigender Lithologiekategorie steigt auch die Rauigkeit des Gesteines. Lithologiekategorie 1 hat folglich die geringste Oberflächenrauigkeit, während Lithologiekategorie 5 die höchste Oberflächenrauigkeit innerhalb des Datensatzes aufweist.

Um die Blöcke mit signifikant ähnlichen Rauigkeitsverteilungen und demzufolge ähnlichen lithologischen Oberflächeneigenschaften in Gruppen zusammenzufassen, wurde eine multivariate Clusteranalyse des Datensatzes durchgeführt. Es wurde hierbei der k-Means-Algorithmus nach Hartigan und Wong (1979) innerhalb des Statistikpaketes von R durchgeführt (R Development Core Team 2018). Aufgrund der fünf vor Ort kartierten lithologischen Klassen wurden fünf Ausgabecluster definiert. Der k-Means-Algorithmus generierte so fünf statistische Klassen mit einer größtmöglichen Differenz zwischen den Rauigkeitsverteilungen. So konnte jeder Blockpunktwolke eine der kartierten Lithologien zugewiesen werden. Die resultierenden Klassen sind in Abb. 3-12 dargestellt.

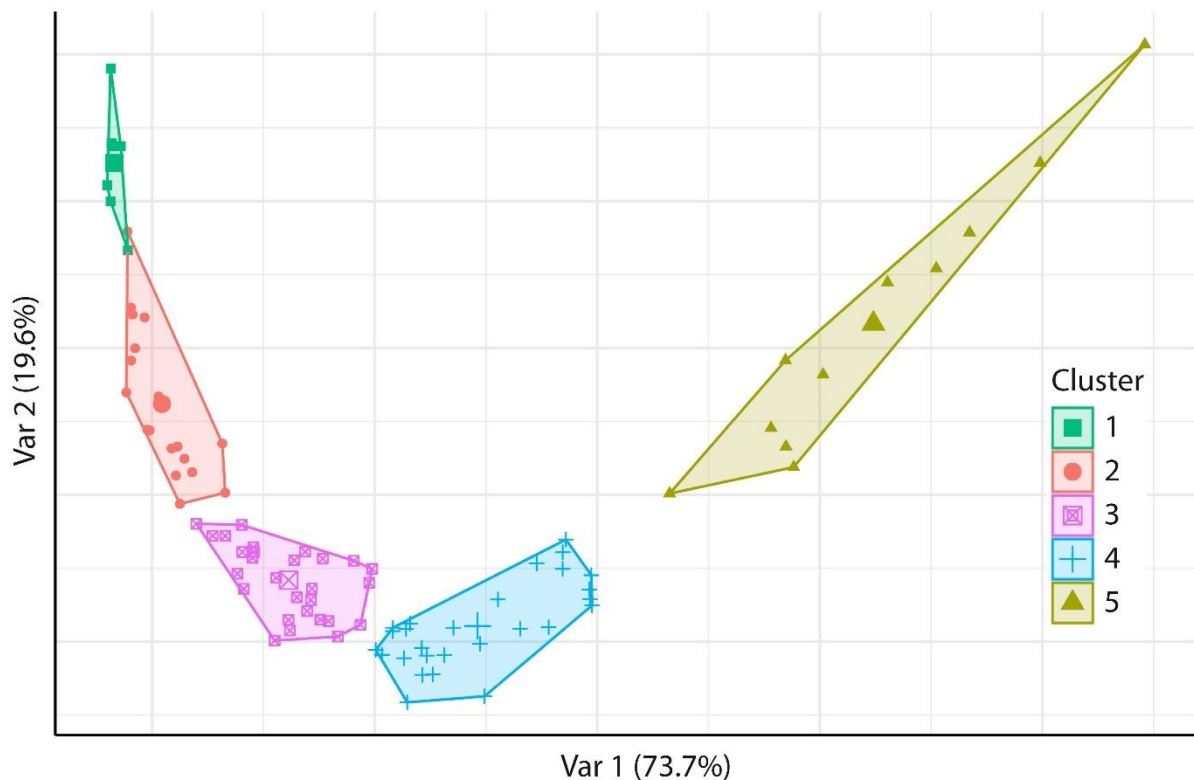


Abb. 3-12: Die fünf Rauigkeitsklassen der Blöcke in Tiwi, basierend auf der Verteilung der Oberflächenrauigkeitsverteilungen.

Abb. 3-13 zeigt typische Blöcke für jede der fünf Rauigkeitsklassen. In der linken Spalte als isolierte 3D-Punktwolke, in der rechten Spalte als Geländefotografie.

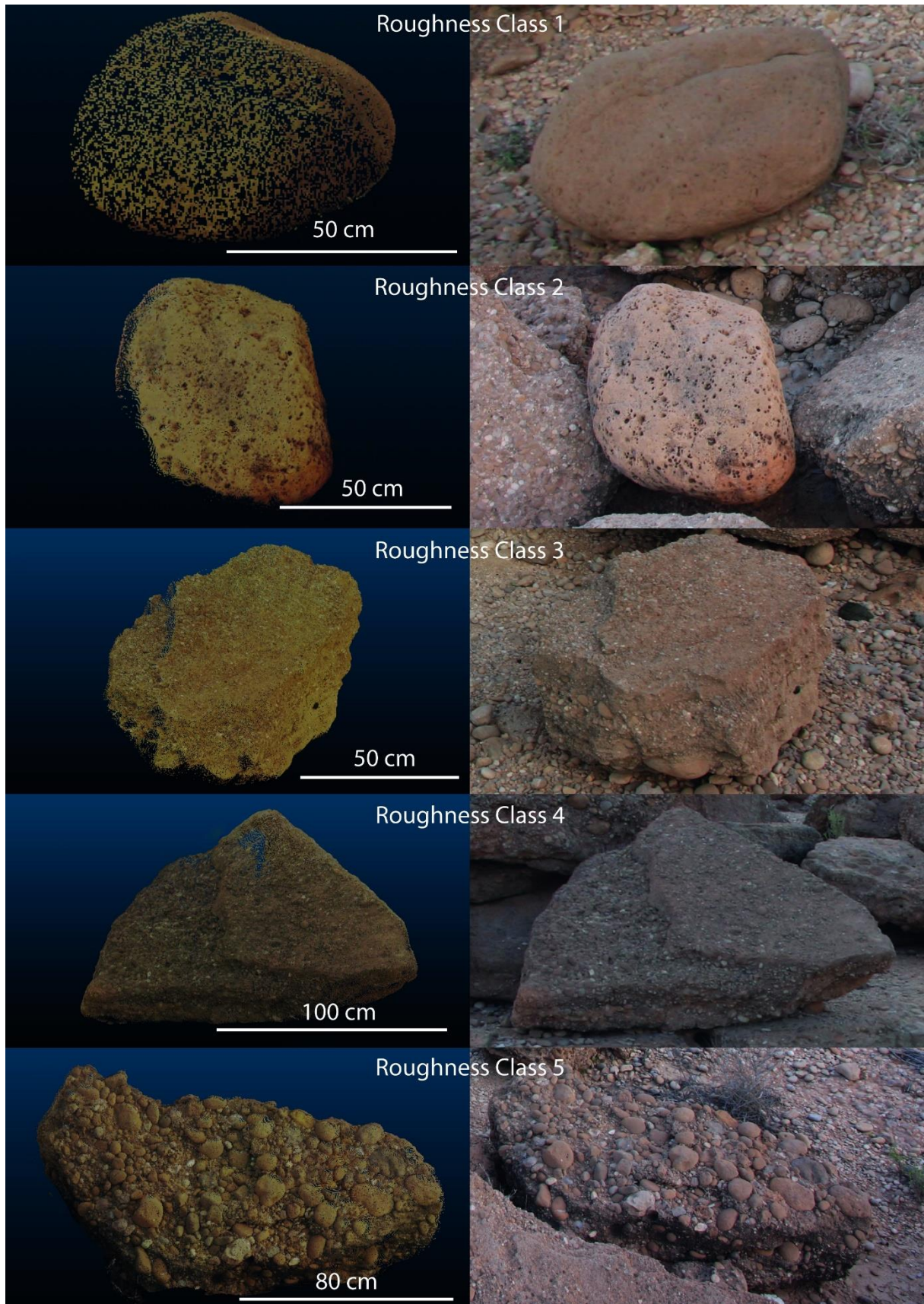


Abb. 3-13: Typische Blöcke für jede Oberflächenrauigkeitsklasse als isolierte, farbige Punktwolke (links) und als Geländefotografie (rechts).

3.4. Ergebnisse

3.4.1. Shab

Das Kliff der Steilküste bei Shab besteht aus den anstehenden, eozänen marligen Kalken (Wyns et al. 1991). Diese sind von einem regelmäßigen Kluftnetzwerk durchzogen, welches eine Hauptorientierung von 30°N aufweist. Die Klüfte stellen eine strukturelle Schwächezone dar und sind daher potenzielle Abbrüchebenen bei Gesteinsabbrüchen. Die Oberfläche des Kliffes ist eine gehobene und überprägte quartäre Abrasionsplattform, welche durch Wellenbrandung, Bioerosion und Verkarstung geformt wurde und leicht seewärts geneigt ist (siehe Abb. 3-14).

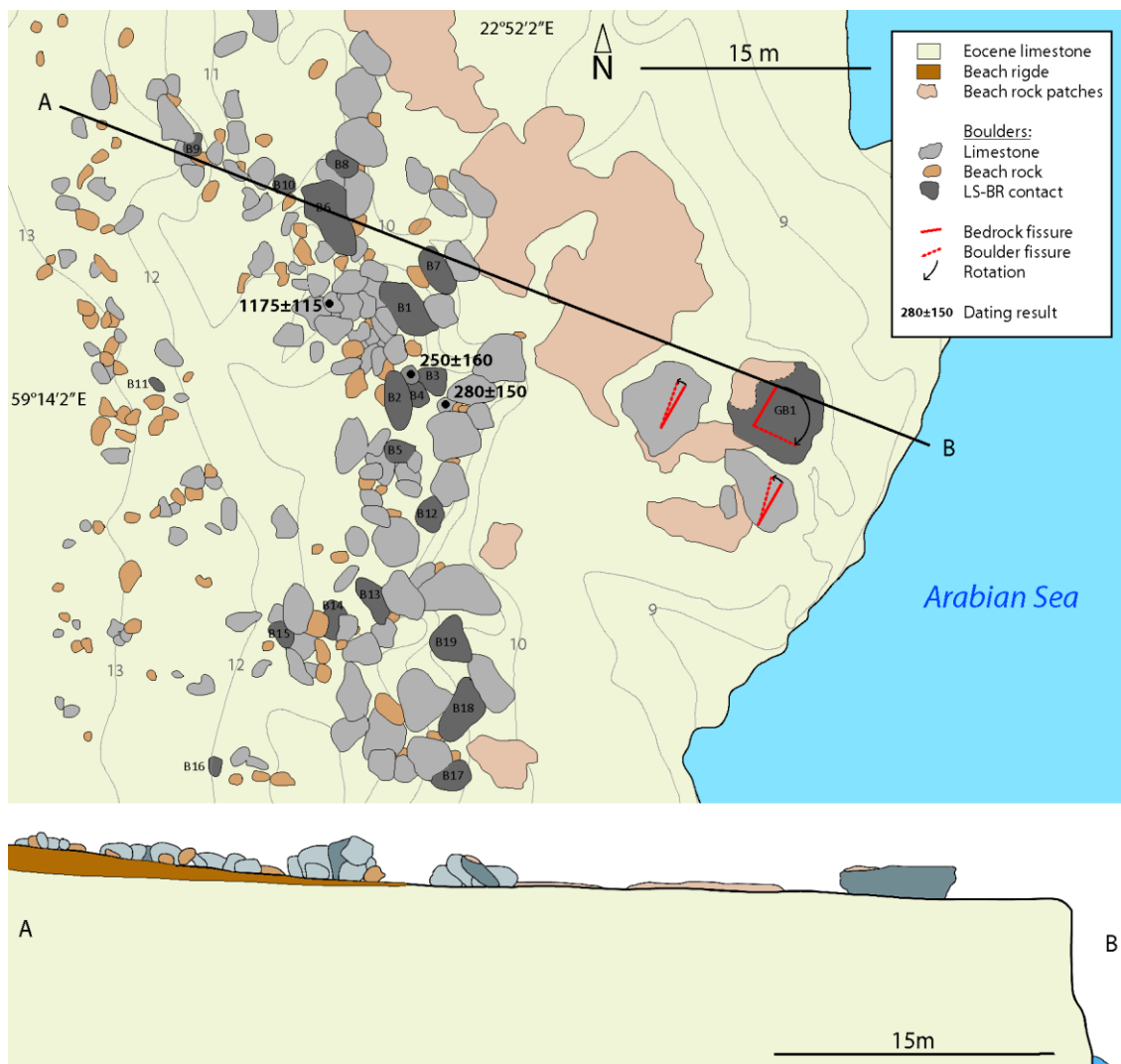


Abb. 3-14: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes bei Shab. Es sind die lokal vorkommenden Gesteinsarten, die Topographie in 0.5 m Isolinien (in m über MHW), die ^{14}C -Datierungsergebnisse (in a cal BP) und die Rotation der drei größten Blöcke nach dem Abbrechen aus dem anstehenden Gestein dargestellt. Blöcke, welche eine Kontaktebene zwischen dem Kalkstein und dem Beachrock aufweisen, sind dunkelgrau dargestellt und mit B1–B19 gekennzeichnet. Der größte Block mit einer Masse von 120.5 t ist GB1. Zwei etwa Nord-Süd-orientierte, klar abgegrenzte Blockwälle sowie eine landwärtige Reduzierung der Blockgrößen ist gut zu erkennen. Im unteren Teil der Abbildung ist ein Profilschnitt A-B durch das aktive Kliff und die aufliegenden Sedimente dargestellt.

Die ersten 15 m landeinwärts des Kliffs sind sowohl vegetations- als auch lockersedimentfrei (siehe Abb. 3-14). Daran schließt sich ein Strandwall, welcher aus Sanden, Kiesen und Bruchstücken marinen Ursprungs, wie Schalen von Mollusken oder Korallenfragmenten (Koster et al. 2014). Die Vegetation auf dem Strandwall und zwischen den umgelagerten Blöcken ist spärlich und beschränkt sich auf wenige Akazien und Büsche.

3.4.1.1. Lithologie

Eine lückige Beachrockschicht ist als Erosionsrest auf der Kalksteinplattform erhalten. Zwischen beiden Schichten ist ein klarer Übergang zu beobachten (siehe Abb. 3-15). Die maximale Mächtigkeit des Beachrocks beträgt 60 cm. Der Beachrock ist ein mäßig sortiertes, klastengestütztes polymiktisches Konglomerat. Die Klasten mit Korngrößen von bis zu 20 cm bestehen zu 75% aus Kalken, zu 20% aus marinen Fossilien und zu 5% aus Ophiolithen. Die Matrix besteht vorwiegend aus Grobsand (siehe Abb. 3-15 und Abb. 3-6 c).

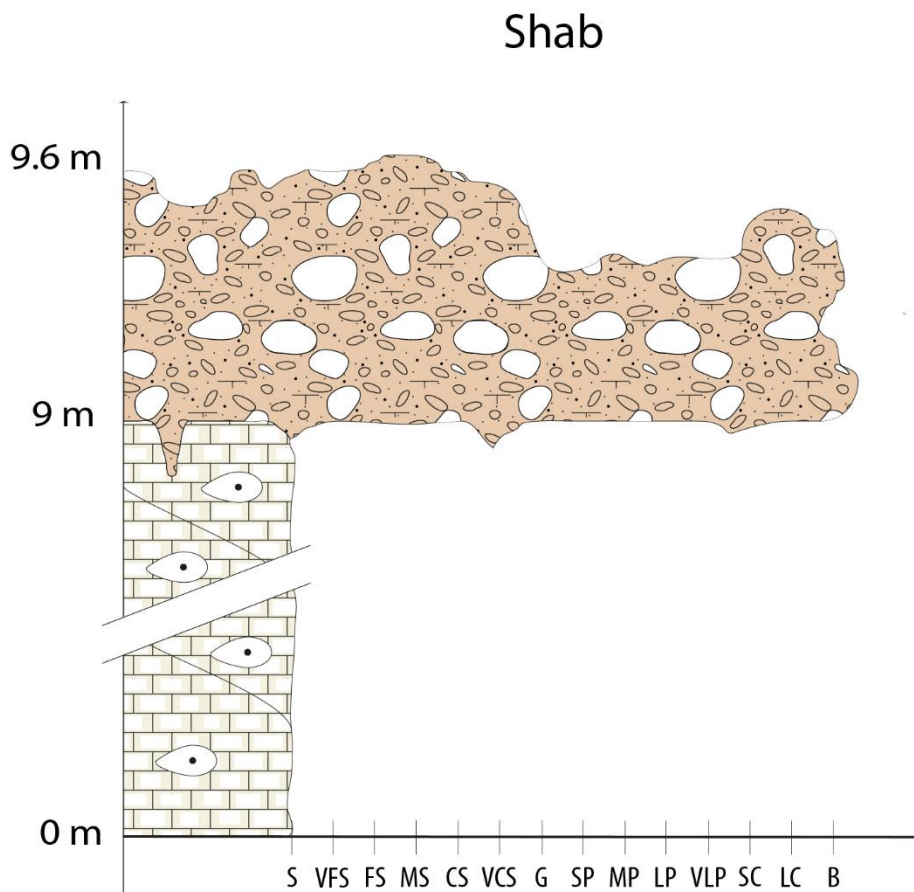


Abb. 3-15: Lithologische Sequenz im Untersuchungsgebiet Shab. Auf dem Kliff aus eozänen Kalksteinen liegt ein relikartig erhaltener, konglomeratischer Beachrock. Die Klasten des Konglomerates erreichen bis zu 20 cm, während die Matrix aus Grobsand besteht. Höhen in m über MHW.

Oberhalb der Sequenz aus anstehendem Kalkstein, Beachrock und Strandwall liegen über mehrere hundert Blöcke, welche von Hoffmann et al. (2013a) als vermutlich tsunamigenen Ursprungs beschrieben wurden. Die Blöcke sind in mehreren, bis zu 1200 m langen, küstenparallelen Wällen angeordnet, welche bis zu 50 m ins Landesinnere reichen. Viele der Blöcke wurden zusätzlich rotiert, überkippt oder dachziegelartig übereinander abgelagert. Mit zunehmender Distanz von der Kliffkante werden die Blöcke kleiner, die größten Blöcke sind nicht in die Wälle integriert, sondern liegen als einzelner Block direkt auf der Kliffplattform. Von den insgesamt 235 untersuchten Blöcken bestehen 55% aus Kalksteinen und 45% aus Beachrocks. Die Kalksteinblöcke weisen typischerweise Spuren von mariner Bioerosion, aber auch von Verkarstung und Salzverwitterung auf, wobei die Verwitterung mit Meeresnähe und Gischtexposition zunimmt. Zusätzlich wurde an 19 umgelagerten Blöcken die Kontaktebene zwischen dem anstehenden Kalkstein und dem aufliegenden Beachrock festgestellt. Diese Kontaktebene wurde als Markerebene verwendet, um den vertikalen Versatz der umgelagerten Blöcke zu bestimmen. Das Auffinden von Kalksteinblöcken auf dem in-situ Beachrock ist ein weiteres, klares Zeichen für einen Vertikalversatz von großen Blöcken in Shab. Aufgrund der komplexen Situation und dem Vorhandensein vieler lithologischer Marker wird das Untersuchungsgebiet bei Shab als gutes Beispiel für die Anwendungsmöglichkeiten von TLS im Hinblick auf die Rekonstruktion von Ursprungsposition und Bewegungsvektoren von Blöcken sowie die genaue Bestimmung der vertikalen Hebung von umgelagerten Blöcken betrachtet.

3.4.1.2. TLS Ergebnisse

Im Untersuchungsgebiet Shab wurden insgesamt 235 individuelle Blöcke vermessen und analysiert. Von diesen waren 131 konglomeratische Beachrockblöcke und 104 aus Karbonaten, von welchen wiederum 19 die Kontaktebene zwischen Karbonat und Beachrock aufwiesen. Die Blöcke sind hier in zwei unscharf abgegrenzten, küstenparallelen Wällen in 8.9 m bis 12.9 m über MHW angeordnet (siehe Abb. 3-14). Der seewärtige Wall liegt unmittelbar auf dem Kalkstein der Kliffplattform, während der landwärtige Wall auf den Lockersedimenten des Strandwalles aufliegt. Die drei größten Blöcke liegen in unmittelbarer Nähe des Kliffs und es ist eine klare Korngrößenabnahme mit steigender Entfernung von der Kliffkante sowie mit steigender Höhe über MHW zu beobachten (siehe Abb. 3-14 und Tab. 3-2). Weiterhin sind die vermessenen Kalksteinblöcke signifikant größer und schwerer als die vermessenen Beachrockblöcke.

Die klar definierte Kontaktebene zwischen dem anstehenden Karbonat der Kliffplattform und dem darauf aufliegenden Beachrock wurde zur genauen Bestimmung des Vertikalversatzes von Blöcken, die diese Ebene aufweisen, genutzt. Die Kontaktebene fällt, der Neigung der

Kliffplattform folgend, leicht in Richtung des Meeres ein. Während der Kartierung mithilfe des hochpräzisen dGPS wurde die Kontaktebene in Höhen zwischen 8.78 m und 9.15 m über MHW gemessen, wobei die durchschnittliche Höhe 8.99 m betrug. Um den vertikalen Versatz der Blöcke zu bestimmen, wurde für jeden betroffenen Block die höchste Stelle der Kontaktebene gemessen. Durch die Messung der höchsten Stellen wird folglich der maximale vertikale Versatz des Blockes gemessen. Zusätzlich wurde noch die minimale Distanz der Blöcke zur Kliffkante gemessen. Die Ergebnisse für alle 19 Blöcke sind in Tab. 3-2 dargestellt.

Tab. 3-2: Detaillierte Ergebnisse der TLS-Messung in Shab.

Block	Volumen (m ³)	Masse (t)	Höhe (m MHW)	Distanz von der Kliffkante (m)	A-Achse (m)	B-Achse (m)	C-Achse (m)	Hebung (m)
GB1	44.65	120.56	9.84	6.95	7.36	6.22	1.35	1.31
Block 4	6.08	16.42	11.14	30.81	4.63	2.47	1.16	1.91
Block 5	3.12	8.43	11.18	29.09	4.03	2.12	0.81	2.43
Block 6	2.98	8.05	10.91	27.89	3.45	2.18	0.43	1.27
Block 7	0.29	0.78	10.80	28.66	1.26	1.01	0.42	1.09
Block 8	1.34	3.63	10.91	27.52	2.41	1.63	0.52	2.11
Block 9	11.01	29.72	11.13	34.32	6.42	2.48	1.11	2.81
Block 10	3.57	9.65	10.42	28.92	3.26	2.02	0.71	1.46
Block 11	1.03	2.78	10.49	33.92	2.27	1.56	0.56	1.48
Block 12	0.30	0.81	11.93	39.71	1.49	0.94	0.27	2.41
Block 13	0.12	0.33	11.08	34.63	1.14	0.68	0.31	1.20
Block 14	0.16	0.42	12.92	38.32	1.11	0.69	0.22	3.32
Block 15	1.88	5.07	10.67	29.02	2.21	1.48	0.82	1.31
Block 16	1.40	3.77	11.14	22.85	3.36	1.08	0.51	1.58
Block 17	0.43	1.15	11.69	20.42	1.67	1.30	0.23	2.07
Block 18	0.33	0.89	12.05	24.28	1.52	0.82	0.34	2.67
Block 19	0.09	0.24	12.02	27.06	0.78	0.46	0.31	2.25
Block 20	2.68	7.24	10.57	16.10	2.64	1.56	0.74	1.48
Block 21	3.33	8.99	10.55	17.63	3.96	1.97	0.52	1.72
Block 43	5.09	13.74	10.65	21.32	3.34	2.65	1.03	0.82

Die größte vertikale Hebung von 3.32 m wurde bei Block 14 gemessen. Dieser hat eine Masse von 420 kg und liegt in 38.3 m Entfernung von der Kliffkante. Die geringste vertikale Hebung mit 0.82 m wurde bei Block 43 gemessen, welcher eine Masse von 13.74 t und eine Entfernung von der Kliffkante von 21.3 m aufweist. Der Median des Vertikalversatzes aller analysierten

Blöcke beträgt 1.65 m bei einer medianen Masse von 4.42 t. Es konnte in Shab keine signifikanten Zusammenhänge zwischen Masse und vertikalem Versatz festgestellt werden (siehe Abb. 3-16).

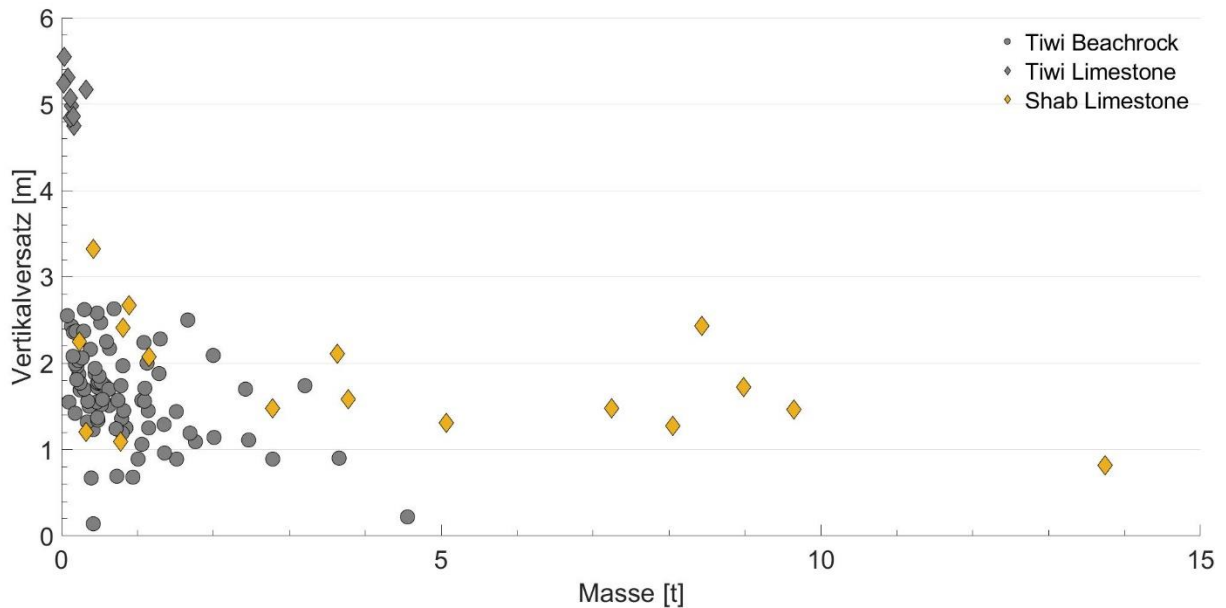


Abb. 3-16: Verhältnis von Masse und vertikaler Hebung der Kalksteinblöcke in Shab sowie der Kalkstein- und Beachrockblöcke in Tiwi. Die drei schwersten Blöcke in Shab (GB1 – GB3) wurden für eine bessere Lesbarkeit der Grafik von der Darstellung ausgenommen.

Einige der größeren Blöcke weisen zusätzlich das Hauptklufsystem des Kalksteinkliffes mit einer Orientierung von 30°N auf. Bei einem Transport eines Blockes durch ein Starkwellenereignis kann dieses zur Rekonstruktion der Rotation verwendet werden. Dazu wurden die Klüfte auf den rotierten Blöcken mit einem geologischen Kompass eingemessen und mit der Orientierung der Klüfte des anstehenden Kalkes verglichen (siehe Abb. 3-14). In Kombination mit dem Vertikalversatz erlaubt die Rotation Rückschlüsse über die ursprüngliche Position des Blockes bevor er umgelagert wurde, zu ziehen.

Der größte und schwerste Block GB1 mit einer Masse von 120.5 t wurde 1.41 m gehoben sowie um 85°, zu seiner ursprünglichen Position vor der Herauslösung aus dem anstehenden Kalkstein, rotiert. Die beiden benachbarten Blöcke GB2 und GB3 wurden um 15° beziehungsweise um 20° rotiert. Die rekonstruierte Rotation lässt, in Kombination mit dem Wissen um die vertikale Hebung und mit einer Analyse der 3D-Punktwolke, den Schluss zu, dass GB1 aus direkt aus der oberen Kante des Kliffes gebrochen wurde. In 17.6 m nordöstlich der jetzigen Position befindet sich eine Höhlung, welche genau die Form von GB1 besitzt. Zusätzlich wurden zwei überkippte Blöcke (B7 und B17) dokumentiert, bei welchen die Kalkstein-Beachrock-Kontaktebene nun auf der Unterseite des Blockes zu finden ist. Die

Masse der Blöcke wurde mit 9.6 t und 13.7 t bestimmt. Beide Blöcke liegen auf der seewärtigen Seite des Walles.

Einige Kalksteine sind, im Gegensatz zu den meist kantigen Blöcken, gut gerundet und mit einer A-Achse von maximal 50 cm vergleichsweise klein. Die gerundeten Kalke weisen sowohl *Lithophaga*-Bohrungen und in-situ *Lithophaga* Schalen in den Bohrlöchern, als auch vereinzelte Schalenreste mariner, sesshafter Mollusken wie Austern auf. Diese Mollusken sind typisch für den Intertidalbereich (Kázmér und Taborosi 2012) und belegen daher den marinen Ursprung der Gesteine.

3.4.2. Tiwi

3.4.2.1. Lithologie

Das Untersuchungsgebiet ist durch wechselgelagerte Beachrocks unterschiedlicher Fazies gekennzeichnet. Diese können in konglomeratische und sanddominierte Beachrocks unterteilt werden (siehe Abb. 3-17). Es wurden fünf Beachrockschichten mit Mächtigkeiten zwischen 10 cm und 20 cm dokumentiert. Die Klasten der konglomeratischen Beachrocks sind größtenteils gut gerundete Kalke. Die sandige Matrix der Konglomerate und Sandsteine setzt sich aus groben bis sehr groben Sand zusammen (siehe Abb. 3-17). Der eozäne Kalksteinkomplex liegt hier nicht aufgeschlossen, sondern ist von den Beachrocks und Kiesen überdeckt.

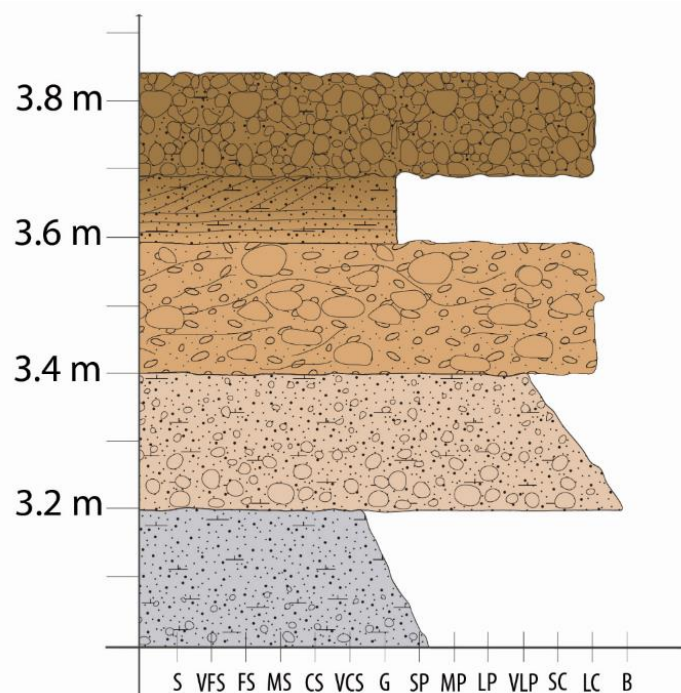


Abb. 3-17: Lithologische Sequenz im Untersuchungsgebiet Tiwi mit den fünf Beachrockfazies. Deren Mächtigkeit erreicht bis 20 cm. Es können sanddominierte und kiesdominierte Beachrocks unterschiedene werden. Höhen in m über MHW.

Die umgelagerten Beachrockblöcke und –platten aus den unterschiedlichen Schichten des Beachrocks sind auf dem Gelände des Friedhofes zu einem küstenparallelen Wall mit einer Gesamtlänge von etwa 500 m aufgeschichtet. Die plattigen Blöcke sind typischerweise dachziegelartig, seewärts kippend, übereinander gelagert, wobei einzelne Blöcke außerhalb des Hauptzuges des Walles einzeln verstreut liegen (siehe Abb. 3-18). Es konnte eine klare, landwärtig abnehmende Größentendenz der Blöcke festgestellt werden. Die Spanne der Blöcke reicht dabei von 0.35 m bis zu über 3 m A-Achsenlänge. Auffällig ist, dass keiner der umgelagerten Blöcke vollständig aus der oberen sandigen Beachrockschicht besteht. Diese Schicht ist brüchig und somit stark erosionsanfällig. Die Beachrocksequenz wurde entlang der Schichtgrenzen teilweise aufgebrochen und erodiert, was in einer treppenartigen Struktur des anstehenden Beachrocks resultiert hat. Die Schichtgrenzen stellen folglich strukturelle Schwachstellen innerhalb der Beachrocksequenz dar, weswegen diese typischerweise genau an den Schichtgrenzen erodiert wird oder zerbricht. Die Beachrockblöcke in Tiwi wurden zwischen wenigen Dezimetern bis hin zu 2.6 m gehoben, während die marin überprägten Kalksteine mindestens 4.75 m aus dem Intertidalbereich gehoben wurden. Es konnte eine leicht negative Korrelation zwischen der Masse der umgelagerten Blöcke und der vertikalen Hebung festgestellt werden (siehe Abb. 3-16).

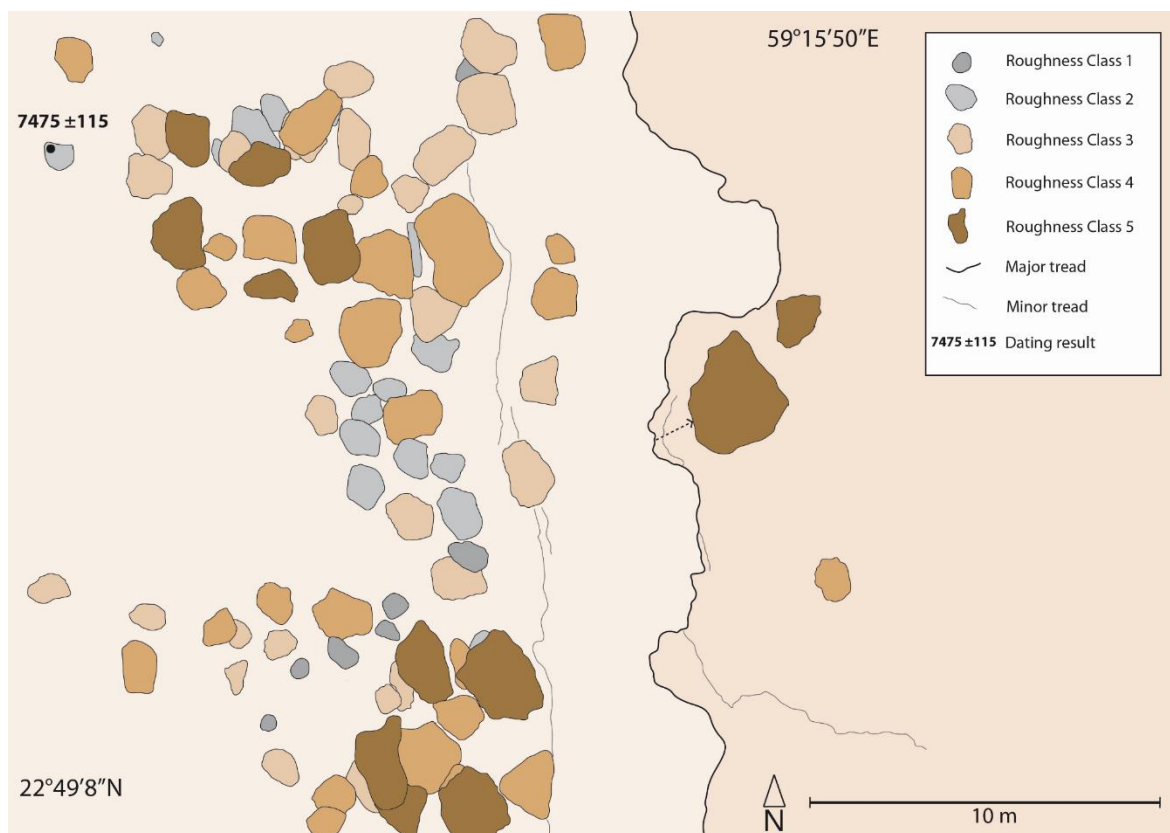


Abb. 3-18: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes bei Tiwi. Die Farben der Blöcke repräsentieren die Rauigkeitsklassen, welche den einzelnen Beachrockschichten (siehe Abb. 3-17) zugeordnet werden können. Das Alter eines umgelagerten Kalksteinblockes konnte mithilfe einer ^{14}C -Datierung an den Schalen gesteinsbohrender Muscheln der Gattung *Lithophaga* bestimmt werden.

Die konglomeratischen Beachrockablagerungen sind als Resultat ihrer Erosion entlang der Schichtgrenzen des anstehenden Beachrocks typischerweise plattenförmig ausgeprägt. Eine plattige Form ist typisch für umgelagerte Beachrockblöcke und wurde in vielen anderen Gebieten so dokumentiert (Lau et al. 2015). Aufgrund der Bruchanfälligkeit plattiger Blöcke finden sich auch viele einzelne, zerbrochene Blöcke zwischen der relativ geordneten Struktur des Blockwalls. Zusätzlich zu den, den Wall dominierenden, Beachrockblöcken wurden acht gut gerundete Kalksteinblöcke dokumentiert. Diese sind wesentlich kleiner als die Beachrockblöcke, nicht in den Wall integriert und einzeln um den Blockwall gelegen.

3.4.2.2. TLS Ergebnisse und Oberflächenrauigkeiten

Aufgrund der großen Variation an aufgeschlossenen Beachrockfazies (siehe Abb. 3-17) und den zugehörigen umgelagerten Blöcken sowie der daraus resultierenden reichhaltigen Oberflächenrauigkeits- und Formenvielfalt, wird das Untersuchungsgebiet Tiwi als gut geeignetes Beispiel für eine TLS-basierte Analyse von Oberflächenrauigkeiten und Blockformen betrachtet. Insgesamt wurden in Tiwi 92 Blöcke analysiert, welche zwischen 3.2 m und 6.0 m über MHW abgelagert wurden. Da viele Blöcke übereinandergestapelt und überkippt sind, wurde immer der tiefste Punkt jedes Blockes gemessen, nicht grundsätzlich der Auflagepunkt auf der Geländeoberfläche. Die höchstgelegenen Blöcke sind folglich diejenigen, welche auf anderen Blöcken abgelagert wurden. Es wurde eine große Variabilität des Rundungsgrades der Blöcke festgestellt. Die Rundung eines Gesteinskörpers hängt unmittelbar mit der Art und Länge des Transportweges zusammen, wobei hier entweder eine kontinuierliche Rundung innerhalb der Brandungszone oder die wiederholte Umlagerung durch Starkwellenereignisse die Hauptrolle spielen (Cox et al. 2017).

Basierend auf dem k-means Algorithmus (siehe Kapitel 3.3.3), wurden fünf repräsentative Oberflächenrauigkeitsklassen für die Kalkstein- und Beachrockblöcke definiert (siehe Abb. 3-12). Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Lithologien können so in typisch ausgeprägten Oberflächenrauigkeitsverteilungen dargestellt und klassifiziert werden (siehe Abb. 3-11). Während eine geringe Oberflächenrauigkeit eine glatte Oberfläche kennzeichnet, definiert eine hohe Oberflächenrauigkeit eine unregelmäßige, grob strukturierte Oberfläche. So weisen Blöcke der Oberflächenrauigkeitsklasse 1 einen hohen Anteil an glatten Oberflächen auf – dies sind typischerweise gut gerundete Kalksteine ohne Bohrungen mariner Mollusken. Im Gegensatz dazu sind Blöcke der Oberflächenrauigkeitsklasse 5 durch einen geringen Anteil glatter Oberflächen, aber einen hohen Anteil unregelmäßiger Oberflächen charakterisiert, was auf große Klasten innerhalb eines konglomeratischen Beachrocks schließen lässt.

Die modellierten Oberflächenrauigkeitsklassen wurden im Gelände sedimentologisch und visuell gegengeprüft. In den meisten Fällen stimmten die berechneten Klassen mit den im Gelände gemachten Beobachtungen überein. Vereinzelt wurden Blöcke, welche mehrere Beachrockfazies aufweisen, nicht der dominanten Fazies, sondern der am meisten sichtbar aufgeschlossenen Fazies des Blockes zugewiesen. Auch wurden nicht alle Kalksteinblöcke der ihr typischen Oberflächenrauigkeitsklasse 1 zugewiesen. Zwar wurden alle gut gerundeten Kalksteinblöcke richtig zugeordnet, allerdings wurden auch diejenigen Kalksteinblöcke, welche starke Bioerosionsspuren zeigen, der Oberflächenrauigkeitsklasse 2 zugeordnet. In diesen Fällen mit sekundär modifizierten Oberflächen kommt eine 3D-Punktwolken-basierte lithologische Zuordnung durch automatisierte Algorithmen an ihre Grenzen.

Nur neun der 92 analysierten Blöcke bestehen aus Kalkstein. Diese sind alle stark gerundet und erreichen eine maximale Länge (A-Achse) von 0.93 m und eine maximale Masse von 320 kg. Im Gegensatz zu den meist plattigen Beachrockblöcken sind die Kalksteinblöcke regelmäßig und eiförmig ausgeprägt, was sich in geringen B-A-Achsenverhältnissen und hohen C-A-Achsenverhältnissen gut aufzeigen lässt (siehe Abb. 3-19). Die starke Rundung, die polierte Oberfläche sowie die an einigen Blöcken dokumentierte Bioerosion durch marine Mollusken (*Lithophaga spec.*), beweist einen marinen Ursprung der Kalksteinblöcke.

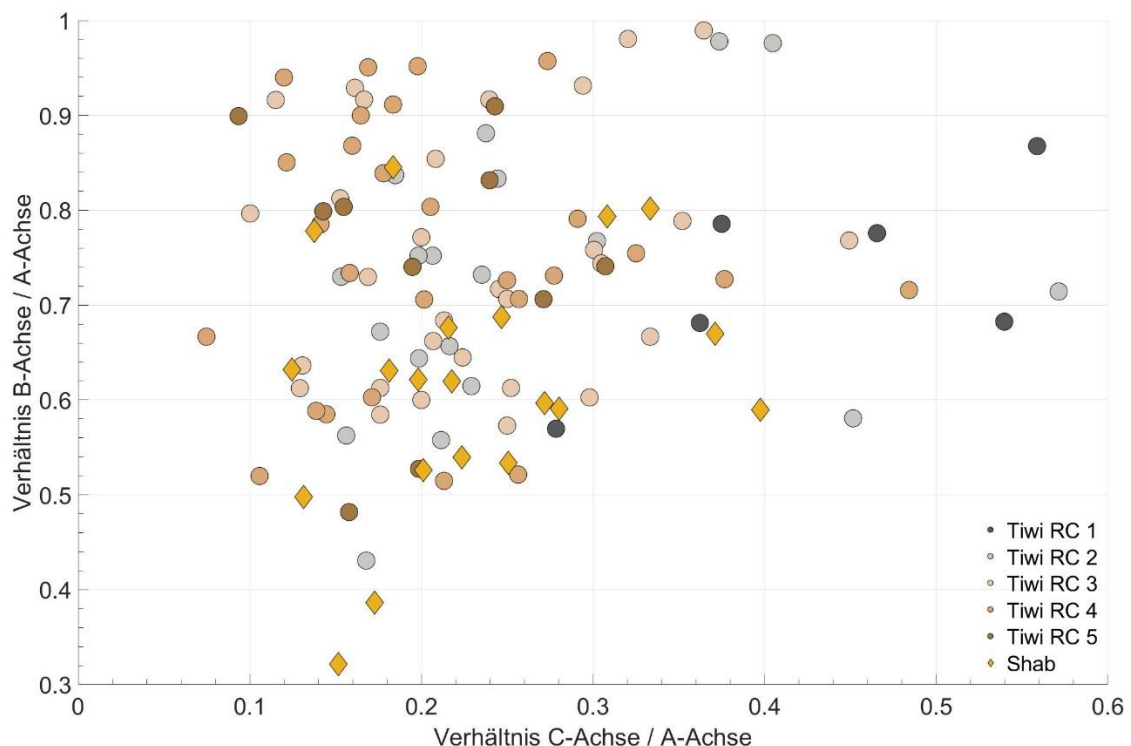


Abb. 3-19: Form der Blöcke in Shab und Tiwi, ausgedrückt durch ihr Achsenverhältnisse. Dargestellt ist der Zusammenhang des B-A-Achsenverhältnisses und dem C-A-Achsenverhältnis der Blöcke in Shab und Tiwi. Ein hohes B-A-Achsenverhältnis in Kombination mit einem geringen C-A-Achsenverhältnis ist charakteristisch für flache, plattenartige Beachrockblöcke, während ein mittleres B-A-Achsenverhältnis in Kombination mit einem mittleren C-A-Achsenverhältnis typisch für stark gerundete Kalksteinblöcke sind.

Im Gegensatz dazu sind die konglomeratischen Beachrockblöcke überwiegend flach und plattig ausgeprägt. Die durchschnittliche Dicke der Platten beträgt 20 cm, was der Mächtigkeit der anstehenden Beachrockschichten entspricht (siehe Abb. 3-17). Dickere Blöcke bestehen folglich aus mehreren Beachrockfazies. Die maximal gemessene Dicke der Beachrockblöcke (C-Achse) ist hierbei 59 cm. Die typische plattenförmige Form resultiert in hohen B-A-Achsenverhältnissen (A-Achse und B-Achse sind also ähnlich lang), aber gleichzeitig geringen C-A-Achsenverhältnissen (A-Achse ist wesentlich länger als C-Achse). Es kann keine klare Korrelation zwischen der Form des Blockes und der Oberflächenrauigkeitsklasse festgestellt werden (siehe Abb. 3-19). Ein Zusammenhang zwischen der Masse und der Oberflächenrauigkeitsklasse der Blöcke ist jedoch klar zu belegen (siehe Abb. 3-20). Die Blöcke mit der geringsten Massen sind der Oberflächenrauigkeitsklasse 1 zuzuordnen (Durchschnittliche Masse 0.12 t), während die Blöcke der Oberflächenrauigkeitsklasse 5 mit einer durchschnittlichen Masse von 1.84 t) die schwersten sind. Je höher die Oberflächenrauigkeitsklasse, desto höher auch die Masse der Blöcke. Der mit über 4.6 t insgesamt schwerste Block in Tiwi wurde allerdings der Oberflächenrauigkeitsklasse 3 zugeordnet.

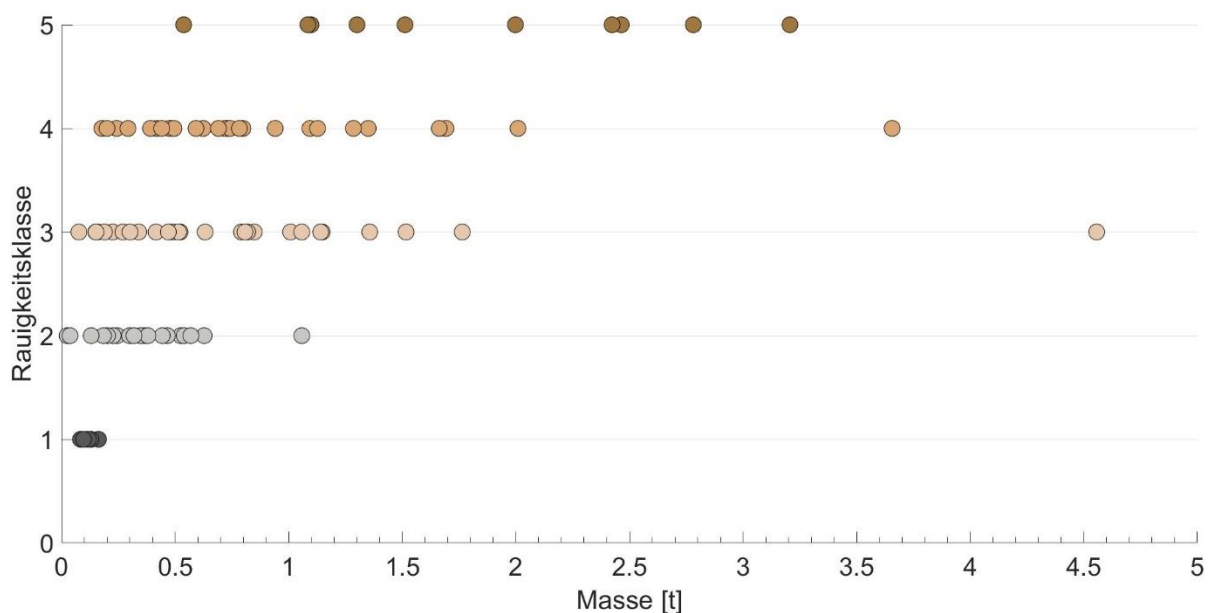


Abb. 3-20: Verhältnis zwischen der Masse und der Rauigkeitsklasse der Blöcke in Tiwi.

3.4.3. Datierungsergebnisse

Insgesamt wurden in beiden Untersuchungsgebieten fünf Proben von sessilen, marinen Mollusken gesammelt und datiert. Dabei wurden in Tiwi aus einem Kalksteinblock zwei in-situ Schalen von *Lithophaga spec.* entnommen, in Shab wurden an drei Kalksteinblöcken in-situ Schalen von Austern (*Ostreidae*) gesammelt. Diese wurden mit der Radiokarbonmethode datiert, wonach anhand der Datierungen der Zeitpunkt der Umlagerung der Blöcke aus dem Wasser ans Land bestimmt werden konnte. Über die ^{14}C -Datierung konnten für Shab mindestens zwei Starkwellenereignisse datiert werden. Diese waren so stark, dass dabei Blöcke aus dem Intertidalbereich auf die Kliffplattform gehoben wurden, was einer Hebung von mindestens 11 m entspricht. Das ältere Ereignis wurde auf 1175 ± 115 cal a BP datiert (Alle Werte $\pm 2\sigma$) und das jüngere zwischen 250 ± 160 cal a BP und 280 ± 150 cal a BP. Die Proben in Tiwi wurden auf 7475 ± 115 cal a BP und 7605 ± 125 cal a BP datiert. Tab. 3-3 bietet eine Übersicht, über die datierten Proben und Datierungsparameter in Tiwi und Shab, die vollständigen Angaben zu den Datierungsparametern finden sich in Anhang 1.

Tab. 3-3: ^{14}C -Datierungsergebnisse in Shab und Tiwi nach IntCal13.

Block	Labor ID	Breite (°N)	Länge (°O)	Datiertes Material	Alter (a cal BP)
Tiwi					
B31	Beta 348985	22.818814	59.263481	<i>Lithophaga spec.</i>	7475±115
B31	Beta 348986	22.818814	59.263481	<i>Lithophaga spec.</i>	7605±125
Shab					
B79	Beta 348982	22.867003	59.233872	<i>Ostreidae</i>	1175±115
B84	Beta 348981	22.867002	59.233959	<i>Ostreidae</i>	280±150
B86	Beta 348980	22.867002	59.233949	<i>Ostreidae</i>	250±160

3.5. Diskussion

Mithilfe der umfassenden TLS-basierten Analyse der umgelagerten Blöcke in Shab und Tiwi, ist es möglich, die Charakteristik der Starkwellenereignisse, welche die Blockwälle angelegt haben, zu präzisieren. Es wurden hochpräzise 3D-Punktwolken der Untersuchungsgebiete und der umgelagerten Blöcke erstellt, auf deren Basis die Dimensionen, Volumen, Massen und Oberflächenrauigkeiten der Blöcke systematisch bestimmt wurden. Zusätzlich konnten die vertikale – und in einigen Fällen auch die horizontale – Umlagerung sowie die Bewegungsrichtung der Blöcke bestimmt werden. Die Summe dieser Faktoren erlaubt eine

viel genauere Rekonstruktion von Starkwellenereignissen, als dies mit herkömmlichen Methoden möglich war.

3.5.1. Unterschiede zwischen Shab und Tiwi

Die Blockablagerungen in Shab und Tiwi unterscheiden sich in ihren wesentlichen Charakteristika voneinander, da sie die jeweils dominierende Lithologie vor Ort reflektieren. Die Blöcke in Shab sind wesentlich größer (Median der A-Achse: 2.53 m) und schwerer (Median der Masse: 4.42 t) als die Blöcke in Tiwi (Median der A-Achse: 1.36 m, Median der Masse: 0.52 t). Dies wird als Resultat der vorherrschenden Lithologie betrachtet – während in Shab der Großteil der Blöcke aus Kalksteinen bestehen, dominieren in Tiwi Blöcke aus konglomeratischen Beachrockfazies (siehe Kapitel 3.4). Die Kalksteine haben ein festeres Gefüge und sind daher weniger erosions- und bruchanfällig. Zusätzlich ist die Blockgröße in Tiwi durch die geringe Mächtigkeit der geschichteten Beachrocks begrenzt. Während in Tiwi eine geringe negative Korrelation zwischen Masse und vertikaler Hebung der Blöcke festgestellt wurde, kann dafür in Shab keine klare Korrelation festgestellt werden (siehe Abb. 3-16).

3.5.2. Datierung von Blöcken und Starkwellenereignissen

Die Analyse der Blöcke in Kombination mit Radiokarbondatierungen in Shab und Tiwi belegen, dass beide Untersuchungsgebiete in der Vergangenheit von mehreren Starkwellenereignissen getroffen wurden. Auffällig ist jedoch, dass kein Starkwellenereignis eindeutig in beiden Untersuchungsgebieten datiert werden konnte. Dies kann mit einer Datierungslücke erklärt werden, da nur wenige Blöcke datiert wurden (n=4). Es ist anzunehmen, dass ein Starkwellenereignis beide Untersuchungsgebiete treffen würde, da deren Distanz nur etwa 6 km beträgt.

Das ältere Ereignis in Shab wurde auf 1175 ± 115 a cal BP datiert. Der Zeitraum überschneidet sich innerhalb der Fehlertoleranzen mit einem großen Tsunami im Jahre 1008, von welchem an vielen Küsten des nördlichen Indischen Ozeans berichtet wird (siehe Kapitel 3.1.1). Die genauen Charakteristika dieses Tsunamieignisses sind aber unter Diskussion und historisch und geologisch nur unzureichend belegbar (Prizomwala et al. 2018; Hoffmann et al. 2020a). Das jüngere Ereignis wurde anhand zweier Proben auf den Zeitraum zwischen 250 und 280 ± 155 a cal BP datiert. Der mögliche Fehler ist im Verhältnis zum datierten Alter sehr groß. Dies macht es schwer, die datierten Blöcke einem eindeutigen Ereignis zuzuordnen, vor allem im Hinblick auf die Datierungsschwierigkeiten von marinen Proben aufgrund des marinen Reservoir-Effektes (Lindauer et al. 2017) und dem bestimmten Alter der Problem am unteren

Ende der Nachweisgrenze der Radiokarbonmethode (Bada und Deems 1975). Weiterhin wird von keinem Starkwellenereignis an den Küsten des Omans im möglichen Zeitraum zwischen 95 a cal BP und 435 a cal BP (entspricht den Jahren 1515 bis 1855 n. Chr.) berichtet (siehe Tab. 3-1). Es sind folglich zusätzliche Datierungen von anderen Blöcken nötig, um eine eindeutige Zuordnung der Blöcke zu bestimmten Starkwellenereignissen zu ermöglichen und um potenzielle weitere, bislang eventuell übersehene Ereignisse zu datieren. Die geäußerte Annahme, dass Shab in der Vergangenheit von mindestens zwei unabhängigen Starkwellenereignissen getroffen wurde, wird durch die zwei klar voneinander getrennten Blockwälle gestützt.

In Tiwi wurde mithilfe der Radiokarbonmethode die Schalen steinbohrenden Muscheln, welche aus ihrer in-situ-Position in stark gerundeten Kalksteinblöcken entnommen wurden, ein Starkwellenereignis auf etwa 7500 a cal BP datiert (siehe Tab. 3-3). Aufgrund der Position des datierten Blockes war während diesem Starkwellenereignis eine landwärtige Überflutung von mindestens 80 m, einhergehend mit einer Überflutungshöhe von mindestens 5 m über MHW wahrscheinlich. Zwar ist in Tiwi nur ein einzelner Blockwall dokumentiert, jedoch würden auch hier zusätzliche Datierergebnisse von weiteren Blöcken ein vollständigeres Bild über den Altersrahmen und die mögliche Anzahl potenzieller Starkwellenereignisse ergeben.

3.5.3. Potenzielle Magnituden der Starkwellenereignisse

Unstrittig ist, dass die Starkwellenereignisse, welche Tiwi und Shab in der Vergangenheit trafen, eine große Magnitude und starke Auswirkungen auf die Omanische Küste gehabt haben müssen. Dies wird durch die Dimensionen und Massen der herausgebrochenen und anschließend umgelagerten Blöcke anschaulich verdeutlicht. So wurden in Shab auf einem 9 m hohem Kliff Blöcke mit einer maximalen Masse von 120.5 t vertikal umgelagert und Blöcke mit einer Masse von über 13.7 t überkippt. Die nötige Wellenhöhe bleibt hierbei spekulativ, muss aber mindestens die Kliffhöhe erreicht haben, um die Blöcke auf der Kliffplattform zu bewegen. Im Gegensatz dazu war das Ereignis in Tiwi vermutlich nicht so kraftvoll. Der schwerste hier dokumentierte Block hat eine Masse von 3.65 t, welcher um 0.9 m gehoben wurde. Dieser befindet sich 74 m von der Küste entfernt in einer Höhe von 4.3 m über MHW. Ein Block mit einer Masse von 4.5 t wurde zwar aus dem anstehen Beachrock herausgebrochen, konnte aber nicht gehoben werden und liege folglich unmittelbar neben seiner ursprünglichen Lage. Weiterhin belegen die gerundeten, marinen Kalksteinblöcke auf dem Friedhof in Tiwi einen landwärtigen Transport von mindestens 80 m und einem Vertikalversatz von mindestens 6.5 m (siehe Abb. 3-16) während eines Starkwellenereignisses. Es kann daher also vermutet werden, dass die Auswirkungen des Starkwellenereignisses in Tiwi schwächer war als jene in Shab.

3.5.4. Sturm oder Tsunami?

Die im Rahmen dieser Studie gemachten Ergebnisse können jedoch nicht vollständig ausschließen, dass auch tropische Wirbelstürme (Zyklone) die Auslöser der Starkwellen sein könnten. Es gibt für das Untersuchungsgebiet keine sedimentologisch oder historisch belegten Aussagen über die Auswirkungen potenzieller Zyklone im fraglichen Zeitraum. In jüngerer Zeit wurden die sedimentologischen Auswirkungen der Zyklone Gonu und Phet im Oman untersucht (Dibajnia et al. 2010; Fritz et al. 2010; Hoffmann und Reicherter 2014), wobei allerdings kein Transport großer Blöcke festgestellt werden konnte. Diese beiden Zyklone waren mit Kategorie 5 bzw. Kategorie 4 auf der Saffir-Simpson-Skala die bis dato stärksten im Untersuchungsgebiet dokumentierten Zyklone. Es scheint daher unwahrscheinlich, dass Kategorie 5 Zyklone entlang der omanischen Küste in der Lage sind, Blöcke mit einer Masse von mehreren Tonnen herauszubringen und anschließend zu transportieren.

Es ist bislang nicht möglich aufgrund rein sedimentologischen Proxies eindeutig zwischen Tsunami- und Sturmablagerungen zu differenzieren (Goff et al. 2004; Williams und Hall 2004; Kortekaas und Dawson 2007; Barbano et al. 2010; Switzer und Burston 2010). Um hierzu eindeutige Indizien zu ermitteln, wurden mithilfe von historischen Dokumenten, geologischen Kartierungen, Laboranalysen und numerischen Modellen multidisziplinäre Studien entlang von Küsten, an welchen sowohl Tsunamis als auch tropische Wirbelstürme auftreten, durchgeführt (Goff et al. 2004; Williams und Hall 2004; Barbano et al. 2010; Chagué-Goff et al. 2011; Ramírez-Herrera et al. 2012; Nakamura et al. 2014). Problematisch ist hierbei oft die lange Wiederkehrzeit von Tsunamis und starken tropischen Wirbelstürmen (siehe Kapitel 3.1.1). Dies kann in einer unvollständigen historischen Quellenlage sowie in nur reliktartig erhaltenen und stark erodierten sedimentologischen Archiven resultieren. Gleichzeitig unterscheiden sich so rezente Starkwellenablagerungen von jenen historischer Ereignisse (Dawson und Shi 2000, 2000) (Dawson und Shi 2000). In jüngerer Zeit hat die numerische Modellierung von Starkwellenereignissen und den damit einhergehenden Wellenhöhen daher stark an Bedeutung gewonnen (Nott 2003; Weiss et al. 2009; Barbano et al. 2010; Oetjen et al. 2017). Eine präzise Modellierung der Charakteristika von Starkwellenereignissen kann so möglicherweise zur Lösung der Frage „Sturm oder Tsunami?“ beitragen. Eine ausreichend genaue Modellierung ist jedoch auf hochgenaue 3D-Daten der bewegten Blöcke und zusätzlich der lokalen und regionalen Topographie und Bathymetrie, angewiesen (Oetjen et al. 2017). Die Orientierung der Blockwälle sowie die dokumentierten Bewegungsvektoren einiger Blöcke deuten auf eine Wellenrichtung aus Nordosten hin. Dies könnte auf die MSZ als wahrscheinlichste Ursprungsregion der Starkwellen hindeuten und würde den tsunamigenen Ursprung der Blockwälle und der damit verbundenen Ablagerungen unterstreichen.

3.5.5. Das Potenzial von TLS in der Analyse von Sturm- und Tsunamiablagerungen

Vereinfachte Abschätzungen und Annäherungen an die Gestalt und Masse der Blöcke kann zur signifikanten Überschätzungen der Volumen und folglich auch der Masse der Blöcke führen (Engel und May 2012; Hoffmann et al. 2013a). Vereinfachte 3D-Blockmodelle sind daher für eine nachfolgende Modellierung von Wellen- und Transportcharakteristika nicht ausreichend genau (Oetjen et al. 2017). Es können zwar auch drohnengestützte, photogrammetrische Structure from Motion (SfM) Methoden zur Rekonstruktion von Blöcken und Oberflächen eingesetzt werden, diese sind TLS-basierten Systemen allerdings in räumlicher Auflösung unterlegen (Daneshmand et al. 2018). TLS-basierte Systeme haben darüber hinaus den Vorteil, durch die bodennahe Aufnahme auch chaotisch sortierte und übereinander gestapelte Blöcke gut erfassen zu können.

Die Rauigkeitsanalyse der Blöcke in Tiwi zeigt das hohe Potenzial TLS generierter Datensätze zur präzisen und systematischen Klassifizierung von Gesteinen anhand ihrer Oberflächenrauigkeit. Es wurde hier ausschließlich die Oberflächenrauigkeit, welche eine Funktion der Klastengröße innerhalb der konglomeratischen Beachrocks ist, als Kriterium zur lithologischen Klassifikation betrachtet. Zusätzlich bieten TLS-Daten die Möglichkeit, die Intensität des reflektierten Laserstrahles zur Unterscheidung von Gesteinsoberflächen einzusetzen (Burton et al. 2011). Die Intensität des reflektierten Strahls wird unter anderem von der Lithologie des reflektierenden Gesteins bestimmt (Grebby et al. 2010; Carrea et al. 2016). Eine Kombination beider Methoden kann für künftige Studien ein guter Weg sein, die Zuverlässigkeit der automatisierten Klassifikation von Lithologien in TLS-generierten 3D-Punktwolken weiter zu erhöhen.

Mithilfe der charakteristischen Oberflächenrauigkeit konnten Blöcke aus verschiedenen Fazies konglomeratischer Beachrocks sowie aus Kalkstein automatisch klassifiziert und gruppiert werden. Diese Klassen finden ihre Entsprechung in den anstehenden, geschichteten Beachrockfazies. Dadurch wird es möglich, die Blöcke derjenigen Schicht zuzuweisen, aus welcher sie während eines Starkwellenereignisses herausgebrochen wurden. Dies ist vor allem hilfreich, um die nachfolgenden Transportparameter sowie die absolute Hebung der Blöcke während und nach den Starkwellenereignissen genau zu bestimmen.

Die Gestalt der Blöcke betreffend konnte bei den Beachrocks kein signifikanter Zusammenhang zwischen den Achsenverhältnissen und der Lithologie festgestellt werden (siehe Abb. 3-19). Eine Ausnahme stellen jedoch die Kalksteinblöcke der Oberflächenrauigkeitsklasse 1 dar, welche alle regelmäßig geformt, stark gerundet und durch Bioerosionsprozesse marin überprägt sind. Im Gegensatz dazu wurde eine starke Korrelation zwischen der Oberflächenrauigkeitsklasse und der Masse der Blöcke festgestellt. Während

die Blöcke mit einer geringen Oberflächenrauigkeitsklasse eine relativ kleine Masse aufweisen, sind die untersuchten Blöcke mit hohen Oberflächenrauigkeitsklassen wesentlich schwerer (siehe Abb. 3-20). Dies wird hier als Ergebnis einer höheren Verwitterungs- und Erosionsanfälligkeit sowie einer geringeren Zementierung der sandigen Matrix innerhalb der feineren Beachrockkonglomerate gegenüber den gröbereren Konglomeraten interpretiert.

Die durch die Achsenverhältnisse veranschaulichte Formenvariationen der analysierten Blöcke in Tiwi, wird als Folge einer unterschiedlich intensiven mechanischen Umarbeitung der Blöcke interpretiert. Dies kann einerseits durch eine wiederholte Überflutung durch wiederkehrende Starkwellenereignisse und einer damit einhergehenden Umlagerung, bei welcher die Blöcke gerundet und zerkleinert werden, andererseits aber auch durch eine intensive Verwitterung und Erosion, erklärt werden. Diese Prozesse können die ursprüngliche Form der Blöcke signifikant verändern. Weiterhin kann dadurch die Oberflächenrauigkeit modifiziert werden, hier besonders gut an den durch die marine Bioerosion modifizierten Kalksteinblöcken sichtbar. Eine anhand der 3D-Punktwolken voll automatisierte Zuordnung der Blöcke zu den Oberflächenrauigkeits- und den entsprechenden lithologischen Klassen, war hier nicht in allen Fällen erfolgreich. Besonders bei stark ähnlichen Klassen wird deutlich, dass zusätzliche lithologische Daten sowie eine im Einzelfall manuelle Überwachung der automatisierten Ergebnisse notwendig sind.

Dementsprechend ist die hier vorgestellte Methodik in Untersuchungsgebieten mit einer hohen Diversität an Lithologien und an Konglomeraten mit verschiedenen Klastengrößen besonders vielversprechend. Aufgrund der durch die bislang verfügbare Rechenkraft beschränkten räumlichen Auflösung sind Oberflächenrauigkeiten im Millimeter- bis Dezimeterbereich am besten geeignet. Gesteine mit einer feineren Matrix wie Ton- oder Schluffsteine sind mit der hier präsentierten Methode, welche auf Unterschiede der Oberflächenrauigkeit abzielt, schwer zu unterscheiden. Eine Erhöhung der Scanauflösung und eine kleinere Kernelgröße zur Berechnung der Oberflächenrauigkeitsklassen in CloudCompare kann diese Beschränkung für Fazies mit kleinerer Klastengrößen bis zu einem gewissen Grad abschwächen. Die Methode wurde explizit für die Anwendung an konglomeratischen Gesteinen mit variierender Klastengröße entwickelt und eignet sich daher besonders zur Klassifizierung konglomeratischer Beachrocks.

Eine mögliche Fehleinordnung der Blöcke kann durch die Berechnungsmethodik der Oberflächenrauigkeitsklasse erklärt werden. Da die Rauigkeitsanalyse die Gesamtrauigkeitsverteilung der gescannten Punktwolke berechnet, werden bei einigen Blöcken bestimmte Teile der Oberfläche nicht mit einberechnet. Dazu zählen in erster Linie die typischerweise nicht scanbare Unterseite der Blöcke, aber auch von anderen Blöcken verdeckte Partien. Dies kann zu einer Überrepräsentation der offen exponierten Oberflächen

führen. Besonders Blöcke, welche aus mehreren Fazies bestehen, könnten so ungenau klassifiziert werden.

Eine zusätzliche mögliche Fehlerquelle stellt das manuelle Extrahieren der 3D-Punktwolke der individuellen Blöcke dar. Dieser Prozess ist sehr subjektiv und aufgrund der selten vollständig ohne Schatten gescannten Blöcke nicht immer eindeutig. Deswegen sind die rekonstruierten Maße, Volumen und die berechnete Masse der Blöcke immer auch nicht als exakt, sondern als bestmögliche Annäherung zu verstehen. In besonders dicht gelagerten Blockwällen kann es aufgrund von Abschattungs- und Überlagerungseffekten vermehrt zu Scanschatten kommen. Diese Scanschatten führen im Gegensatz zu offenen Untersuchungsgebieten zu einer verstärkten Interpolation beim meshen der 3D-Punktwolken. Die hier präsentierten Blockvolumen sind somit als maximal mögliches Volumen zu begreifen.

3.6. Zusammenfassung

Die in den vorherigen Kapiteln vorgestellten Ergebnisse zeigen das große Potenzial TLS-basierter, hochauflösender 3D-Punktwolkenanalysen bei der Untersuchung von blockförmigen Tsunamiablagerungen. Die neu präsentierte Methodik kann dazu beitragen, die Erosions- und Umlagerungsprozesse sowie die Transportwege von Blöcken infolge von Starkwellenereignissen besser zu verstehen. Mithilfe der neuen Methode kann die Küstenkonfiguration vor dem Starkwellenereignis rekonstruiert sowie die präzise Bestimmung der Hebung und des Transportvektors präzise quantifiziert werden. Gleichzeitig wird die Klassifizierung und Unterscheidung von Blöcken anhand ihrer Oberflächeneigenschaften und Form möglich. Mithilfe von TLS-3D-Punktwolken ist es möglich, die vordergründig chaotisch anmutende Anordnung sowie die Muster bei Größen- und Massenverteilung der Blöcke in den Blockwällen in Shab und Tiwi besser zu verstehen. Weiterhin schließen die neu präsentierten Datiererergebnisse in Shab und Tiwi eine räumliche und zeitliche Lücke bei den bislang datierten Tsunamisedimenten entlang der Nordostküste des Omans. Die Ergebnisse unterstreichen das vorhandene Potenzial für energiereiche Starkwellenereignisse in der Region (siehe auch Kapitel 3.1.1).

Das umfassende Verständnis von ozeanischen Naturgefahren entlang der Küsten des Arabischen Meeres ist für die lokalen Stadt- und Raumplaner von großer Wichtigkeit (Aniel-Quiroga et al. 2018). Insbesondere vor dem Hintergrund, dass die omanische Küste in den vergangenen Jahrzehnten einen stetigen Bevölkerungs- und Infrastrukturwachstum erfahren hat (siehe Kapitel 2.5.2) sowie dem zu erwartenden künftigen Meeresspiegelanstieg, wird die Bedeutung von Studien über das Sturm- und Tsunamirisiko an den Küsten des Omans deutlich.

4. Marine Terrassen als Indikatoren für quartäre Meeresspiegelschwankungen im Oman

Die im Kapitel 4 dargestellten Ausführungen zur Rekonstruktion der langfristigen Küstenentwicklung und den relativen quartären Meeresspiegelschwankungen anhand gehobener, mariner Terrassen an der Ostküste des Omans basieren auf der von Hoffmann et al. (2020b) in *Geomorphology* veröffentlichten Abhandlung „Quaternary uplift along a passive continental margin (Oman, Indian Ocean)“.

Zusätzlich zu den in den vorherigen Kapiteln vorgestellten, durch Tsunamis und tropischer Wirbelstürme ausgelösten kurzfristigen Meeresspiegelschwankungen, wird in diesem Kapitel auf die langfristigen, relativen Meeresspiegelschwankungen an den Küsten des Omans eingegangen. Diese sind nicht mit einzelnen seismischen Ereignissen in Verbindung zu bringen, sondern durch langfristige und wesentlich langsamere ablaufende Prozesse geprägt (Reyss et al. 1998; Anderson et al. 1999; Jara-Muñoz und Melnick 2015). Die Entwicklung des relativen Meeresspiegels ist, im Gegensatz zum eustatischen Meeresspiegel, regional und global heterogen ausgeprägt (Pirazzoli 1997). Der relative Meeresspiegel hängt dabei wesentlich von der regionalen Tektonik und regionalen isostatischen Ausgleichsbewegungen der Lithosphäre ab (Cloetingh et al. 1985). Durch diese Prozesse ausgelöste Vertikalbewegungen der Erdoberfläche übersetzen so den eustatischen Meeresspiegel in einen regional modifizierten, relativen Meeresspiegel (Vött 2007).

Hebungs- und Subsidenzbewegungen der Lithosphäre können in Regionen ohne aktive tektonische Aktivitäten durch isostatische Ausgleichsbewegungen der Erdkruste ausgelöst werden (Mörner 1972). Gut verstanden und dokumentiert sind dabei beispielsweise lithosphärische Vertikalbewegungen in Deltaregionen infolge einer hohen Sedimentauflast (Stanley und Warne 1994) oder vertikale Krustendynamiken in Verbindung mit glazial-isostatischen Ausgleichsbewegungen infolge des Abschmelzens großer Eisschilde (Milne et al. 2001). In Regionen mit einem stark oszillierenden Meeresspiegel können auch hydro-isostatische Prozesse eine wichtige Rolle spielen (Lambeck 1995). Die durch vertikale Krustenbewegungen verursachte viskoelastische Deformation kann entweder langsam und flexurartig (Rodgers und Gunatilaka 2002) oder schnell, in Form von raschen Krustenbewegungen in Kombination mit seismischen Aktivitäten vorstattengehen (Plafker und Rubin 1978; Ramos und Tsutsumi 2010). Infolgedessen können anhand der bei vertikalen Krustendeformation beteiligten Prozesse, der Quantifizierung des resultierenden

Oberflächenversatzes und einer Analyse der geomorphologischen Landformen, Rückschlüsse auf die entsprechenden Dynamiken gezogen werden (England und Molnar 1990).

Diese Prozesse und Dynamiken haben eine zusätzliche gesellschaftliche Relevanz, da sie eng mit Naturgefahren wie Meeresspiegelschwankungen, Starkwellenereignissen oder Erdbeben verknüpft sein können (Pararas-Carayannis 2006; Ramos und Tsutsumi 2010). Die Quantifizierung vertikaler Krustenbewegungen sowie das Abschätzen der beteiligten Prozesse setzt detaillierte Information zu Umfang und Zeitraum der Vertikalbewegungen voraus (Jara-Muñoz und Melnick 2015; Meschis et al. 2018; Normand et al. 2019). Zwar können jüngere und rezente Oberflächenverformungen mithilfe moderner Methoden wie GPS oder InSAR flächendeckend und zeitlich hochauflösend kartiert werden (Wright et al. 2004), dies ist jedoch naturgemäß für langfristige Oberflächenänderungen in der Vergangenheit nicht möglich. Zur Rekonstruktion langfristiger Trends von vertikalen Krustenbewegungen werden daher geologische Archive und geomorphologische Strukturen wie beispielsweise marine Terrassen zu Hilfe genommen (Roberts et al. 2013; Binnie et al. 2016). Eine wichtige Voraussetzung zur präzisen Rekonstruktion der Hebungsgeschichte sind Archive, welche möglichst präzise mit dem Paläomeeresspiegel in Verbindung zu bringen sind (Rovere et al. 2016a). Gesteine, welche sich besonders gut zur Rekonstruktion von vertikalen Krustenbewegungen eignen sind Beachrocks (Mauz et al. 2015; Falkenroth et al. 2019). Bei einer ausreichenden Kenntnis über die Fazies erlauben Beachrocks die Rekonstruktion von Höhenänderungen des Paläomeeresspiegels im Dezimeterbereich (Falkenroth et al. 2019). Zusätzlich sind gehobene marine Terrassen ein häufig genutztes Archiv um quantitative Höhenänderungen entlang von Küsten zu analysieren (Chappell 1974; Plafker und Rubin 1978; Anderson et al. 1999; Yildirim et al. 2013; Gurrola et al. 2014; Binnie et al. 2016).

Marine Terrassen sind markante geomorphologische Strukturen, welche an vielen Küsten der Erde beschrieben sind und als Proxy für Paläo-Meeresspiegelschwankungen verwendet werden (Fairbridge 1961; Chappell 1974). Typischerweise entstanden marine Terrassen während der eustatischen Meeresspiegelhöchststände des Quartärs (Anderson et al. 1999; Meschis et al. 2018). Marine Terrassen dominieren an felsigen Küsten an denen erosive Prozesse am anstehenden Gestein überwiegen und gleichzeitig ein geringes Sedimentangebot herrscht (Reading und Collinson 1996). Weitere Faktoren, welche die Bildung und Ausprägung mariner Terrassen beeinflussen, sind die Lithologie (Schanz und Montgomery 2016), Morphologie und Hangneigung der Küste und des Schelfs (Anderson et al. 1999; Jara-Muñoz et al. 2016) sowie die Entwicklung des relativen Meeresspiegels (Roberts et al. 2013). Bei der Ausbildung einer Terrassenmorphologie spielen chemische und physikalische Verwitterungsprozesse, Bioerosion durch marine Organismen (Kázmér und Taborosi 2012) sowie mechanisch-erosive Prozesse wie die Abrasion durch sich in

Suspension befindende Sedimente und der Brandung von Wellen eine wichtige Rolle (Anderson et al. 1999). Die Lithologie der Küste spielt hierbei eine wichtige Rolle, da unterschiedliche Lithologien verschiedene Erosions- und Verwitterungsanfälligkeiten sowie Resistenzen aufweisen (Schanz und Montgomery 2016). So sind beispielsweise Kalksteine besonders anfällig gegen Lösungsverwitterung und Bioerosion. Insbesondere in tropischen Meeren sind bioerosive Organismen zahlreich und divers, weswegen hier die Bioerosion eine große Rolle bei der Entstehung von marinen Terrassen spielt (Kázmér und Taborosi 2012). Gleichzeitig wird die Morphologie einer Terrasse maßgeblich vom Profil des erodieren Hanges und Schelfes bestimmt (Anderson et al. 1999; Jara-Muñoz und Melnick 2015).

Die Breite einer marinen Terrassenplattform ist unter anderem von der Zeitdauer, über welche der relative Meeresspiegel während der Terrassenbildung konstant bleibt und während welcher sich die Abrasionsplattform der Terrasse erosiv landwärts ausbreiten kann, abhängig (Flemming 1965). Bei einer erosiven Terrassenbildung wird in der Brandungszone typischerweise ein Kliff mit Brandungshohlkehlen geformt, welches mit fortschreitender Erosion an der Basis einstürzt und die Küstenlinie so ins Landesinnere zurückdrängt (Anderson et al. 1999). Am Übergang zwischen Abrasionsplattform und Kliff entsteht in der Regel ein küstenparalleler, bandförmiger Strandbereich (siehe Abb. 4-1), welcher aufgrund seines direkten Zusammenhangs mit dem Meeresspiegel horizontal gebildet wird. Innerhalb des Strandbereiches lagern sich, abhängig unter anderem von Geologie und Sedimentangebot, typische Strandsedimente wie geschichtete Sande, gerundete Kiesel und mariner Detritus ab (Kirk 1980). Diese Sedimente stellen aufgrund ihres direkten Bezuges zum Meeresspiegel ein aussagekräftiges Archiv zur Rekonstruktion des Paläomeeresspiegels dar (Mauz et al. 2015; Falkenroth et al. 2019).

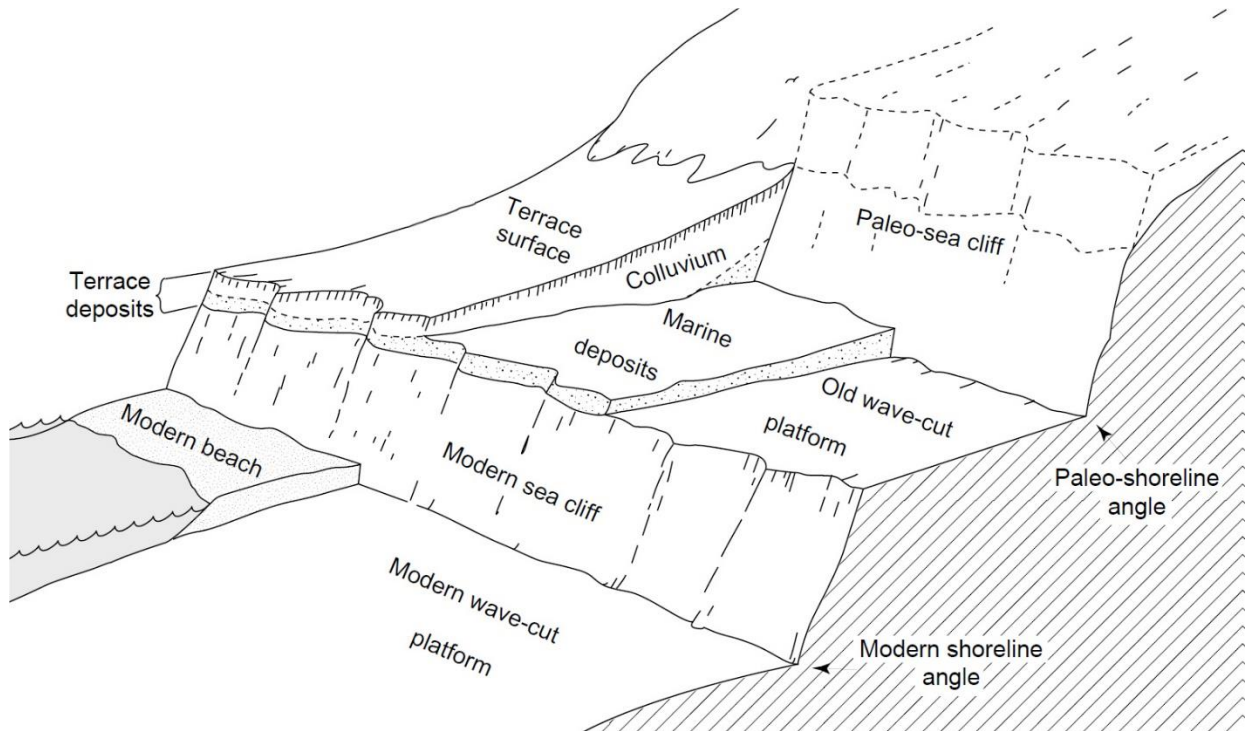


Abb. 4-1: Geomorphologische Merkmale rezenter und gehobener mariner Terrassen. Modifiziert nach Weber et al. (2001).

Somit stellen gehobene marine Terrassen mit ihren Paläo-Strandlinien ein mächtiges Archiv zur Untersuchung tektonischer Deformation entlang von Küsten sowie der quantitativen Analyse von Hebungsraten dar (Kelsey 1990; Marquardt et al. 2004). Dies wurde bislang zahlreich und erfolgreich an verschiedenen Küsten wie beispielsweise am Mittelmeer (Bordoni und Valensise 1999; Meschis et al. 2018), am Atacamagraben vor der Westküste Südamerikas (Jara-Muñoz und Melnick 2015) oder entlang der Cascadia-Subduktionszone (Kelsey 1990; Muhs et al. 1990) demonstriert. Weiterhin kann die Quantifizierung vertikaler Krustenbewegungen Rückschlüsse auf das seismische Potenzial der Region zulassen (Matsuda et al. 1978; Marquardt et al. 2004; Jara-Munoz et al. 2015), da die gehobenen Terrassen ein natürliches Geoarchiv für die differentielle Hebungsgeschichte einer Region sind (Anderson et al. 1999). Die Hebungsraten werden anhand der relativen Hebung der Terrasse, der eustatischen Meeresspiegelkurve sowie dem Zeitpunkt der Terrassenbildung errechnet (Lajoie 1986). Global gesehen wurden entlang passiver Kontinentalränder nur wenige gehobene, marine Terrassen dokumentiert, da hier die zur Entstehung von Terrassen notwendigen geodynamischen Prozesse langsamer ablaufen (Pedoja et al. 2011). Die in diesem Kapitel untersuchte Ostküste des Omans stellt hierbei mit ihrer auffälligen, treppenförmigen Terrassenabfolge mit mindestens 9 Terrassen eine der wenigen dokumentierten Beispiele von gehobenen marinen Terrassen entlang eines passiven Kontinentalrandes dar.

Die im Untersuchungsraum dokumentierten Terrassen erstrecken sich vom rezenten Meeresspiegel bis auf über 275 m über MHW. Diese Terrassen werden im Folgenden als T1 (die tiefstgelegene und die jüngste) bis T9 (die höchste und älteste) benannt. Frühere Studien versuchen die offensichtlichen Hebung der omanischen Ostküste in einem großräumigen, geomorphologischen Kontext zu beschreiben (Kusky et al. 2005; Yuan et al. 2016) oder fokussieren sich auf die jüngsten und tiefsten Terrassenebenen (Al Hatrushi 2017; Mattern et al. 2018; Moraetis et al. 2018). In benachbarten Regionen untersuchten Normand et al. (2019) marine Terrassen entlang der iranischen Makranküste auf gegenüberliegenden Seite des Golfes von Oman. Aufgrund der dünnen Datenlage, insbesondere was eine detaillierte geomorphologische Analyse und eine robuste Datierung der Terrassen angeht, konnten die bisherigen Studien keine klaren Ergebnisse in Bezug auf die Anzahl und den Zeitraum der Bildung der marinen Terrassen ziehen. Ebenso blieben bislang die Hebungsraten und die an der Hebung beteiligten Prozesse unklar.

Auf Basis einer detaillierten, hochauflösenden Kartierung der Terrassen und ihrer Paläostrände, der Einmessung von Meeresspiegelindikatoren, sogenannten Sea Level Index Punkten (SLIP), in Kombination mit einer Datierung der Terrassen mithilfe von OSL und kosmogenen Nukliden, soll nachfolgend die quartäre Hebungsgeschichte des östlichen Al Hajar-Gebirges sowie der Ostküste des Omans entschlüsselt und quantifiziert werden.

4.1. Untersuchungsgebiet an der Ostküste des Omans

Ausführliche Beschreibungen zur Küstenmorphologie, dem Landschaftsinventar, der Ozeanographie, der geologischen Entwicklung sowie der plattentektonischen Situation des Untersuchungsraumes werden in Kapitel 2 geschildert, sodass nachfolgend nur die relevantesten Information genannt sind.

Das Untersuchungsgebietes erstreckt sich entlang eines etwa 72 km langen Küstenabschnittes im Nordosten des Omans, zwischen den Orten Quriyat im Norden und Qalhat im Süden (siehe Abb. 4-2). Das östliche Al Hajar-Gebirge ist hier durch das Selmah Plateau mit dem Jebal Bani Jabir, einer bis zu 1500 m hoch gelegenen, topographiearmen Hochebene geprägt. Das Gebirge wird dort von oberkreidezeitlichen, paläozänen und eozänen, flachmarinen Kalksteineinheiten dominiert, welche eine Mächtigkeit von bis zu 2000 m erreichen (siehe Abb. 4-2). Infolgedessen weist das Selma Plateau eine Vielzahl typischer Karstformen, wie Ponoren, Dolinen oder Karsthöhlen auf (Searle 2019). Die bekannteste davon ist unter dem lokalen Namen *Majlis al Jinn* bekannt und mit einer Höhe von 120 m, einer Länge von 310 m und einer Breite von 230 m eine der größten vermessenen Höhlenkammern der Welt (Hose 2004).

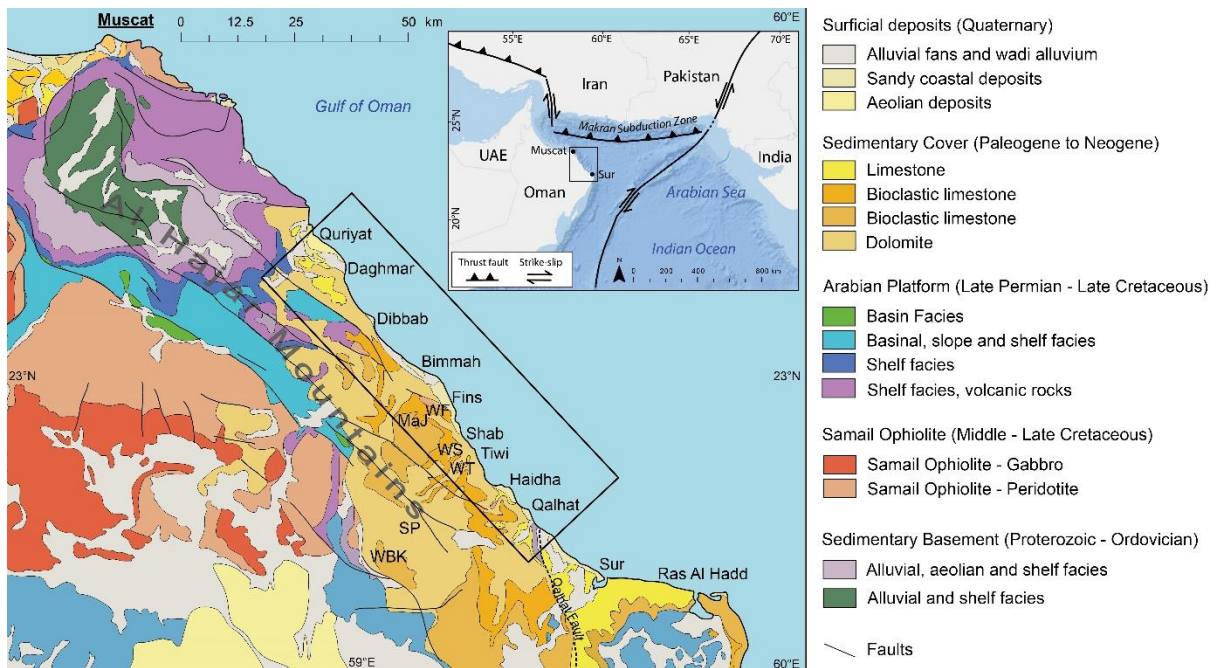


Abb. 4-2: Vereinfachte geologische Karte des nordöstlichen Omans nach Le Métour et al. (1993). Das Untersuchungsgebiet entlang der Küste zwischen Quriyat und Qalhat ist schwarz eingerahmt. Die mit dem der Samail Ophiolith zusammenhängenden Peridotite sind im Untersuchungsraum von paläogenen bis eozänen Kalksteinen überlagert. Abkürzungen: Majlis al Jinn (MaJ), Wadi Fins (WF), Wadi Shab (WS), Wadi Tiwi (WT), Selmah Plateau (SP), Wadi Bani Khalid (WBK). Die Nebenkarte zeigt die Lage des Untersuchungsgebiet im Golf von Oman und gibt einen tektonischen Überblick über den nordöstlichen Oman und die MSZ sowie über die Bathymetrie des nördlichen Arabischen Meeres.

Die stratigraphisch älteste Einheit im Untersuchungsgebiet sind alterierte Peridotite, welche der Mantelsequenz des Samail Ophiolithes zugordnet werden können (Wyns et al. 1992). Diese sind jedoch nur lokal, an den Talsohlen der tief eingeschnittenen Wadis Fins und Tiwi, aufgeschlossen. Die Peridotite werden von paläogenen bis eozänen, flachmarinen Kalksteinen diskordant überlagert (siehe Abb. 4-2). Der Jebal Bani Jabir wird im Südosten von der nord-süd-streichenden Qalhat-Störung und im Westen von der Ja'alan-Störung begrenzt (Moraitis et al. 2018), im Norden ist bislang keine den Jebal Bani Jabir begrenzende Störung bekannt.

Entlang dieses Küstenteilstückes ist eine ausgeprägte Terrassenmorphologie zu beobachten, anhand welcher nachfolgend die langfristigen, relativen Meeresspiegelschwankungen an der Ostküste des Omans rekonstruiert werden. Die verschiedenen, treppenförmig übereinander angeordneten Terrassen sind in die steile Ostflanke des Al Hajar-Gebirges eingeschnitten, welche hier in eine schmale, flache Küstenebene übergeht. Die Terrassenebenen sind unterschiedlich prominent ausgeprägt und unterscheiden sich in Höhe und Breite, aber auch in ihrem Erhaltungsstadium und ihrer Sedimentauflage (siehe Abb. 4-3).

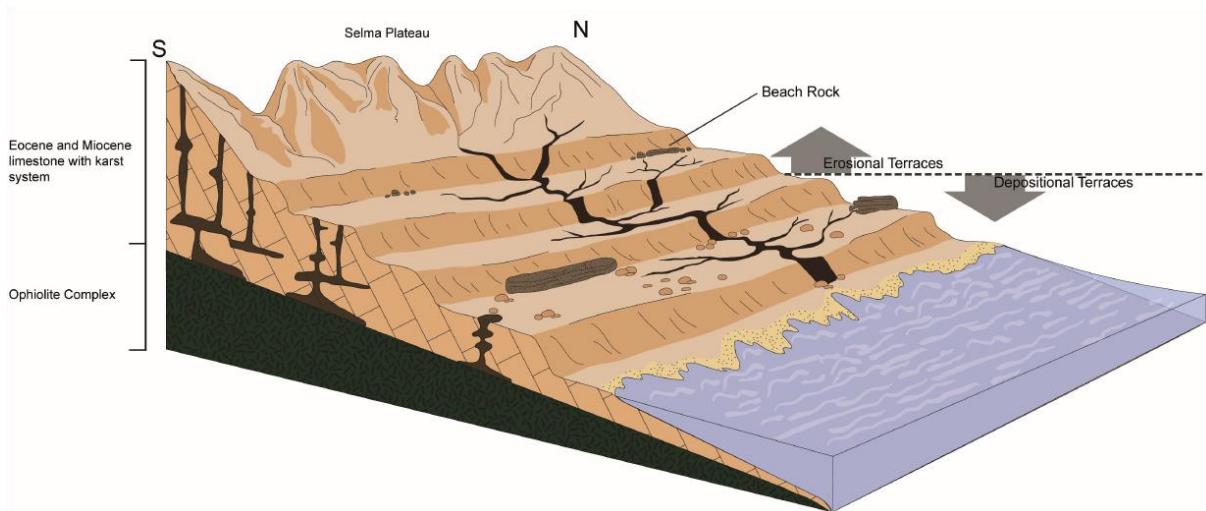


Abb. 4-3: Beispielhafte Morphologie im Untersuchungsgebiet. Dargestellt sind die gekippten und stark verkarsteten eozänen bis miozänen Karbonate, welche den Ophiolith überlagern. Die marine Terrassensequenz wurden in den Hang des Al Hajar-Gebirges erodiert. Auf den Plattformen der Terrassen sind zusätzlich Beachrocks abgelagert, welche die Position der Paläostrandlinie markieren (Falkenroth et al. 2019).

4.2. Methodik

In den nachfolgenden Kapiteln werden die verwendete Methoden zur Kartierung der Terrassen (Feldkartierung und Fernerkundung), deren Datierung sowie die zu Berechnung der Hebungsraten verwendeten Annahmen und Parameter ausführlich vorgestellt.

4.2.1. Topographische und geologische Kartierung

Zur Kartierung der Sea Level Index Punkte (SLIP) wurde entlang des kompletten terrassierten Küstenabschnittes zwischen Quriyat und Qalhat eine ausführliche topographische und sedimentlogogische Kartierung durchgeführt. Das Hauptaugenmerk lag hierbei auf den Paläostränden der einzelnen Terrassenebenen, den dazugehörenden Beachrocks und weiteren marin geprägten Fazies. Die Höhen der Paläostrände und der anderen SLIPs wurden mit einem hochpräzisen dGPS entlang des 72 km langen Küstenabschnittes aufgenommen (siehe Abb. 4-4). Das dabei verwendete dGPS-Gerät war ein Leica Geosystems Viva GNSS GS15 RTK dGPS mit einer absoluten Messgenauigkeit von 2 cm in alle Raumrichtungen (Leica Geosystems 2011). Die aufgenommenen Datenpunkte wurden nach einem von der National Survey Authority of Oman bereitgestellten Vermessungspunkt bei Fins höhenkorrigiert und auf das lokale Bezugssystem umgerechnet.



Abb. 4-4: Das zur topographischen Kartierung verwendete Leica dGPS auf T3 bei Fins mit Blick nach Westen. Im Hintergrund sind die Terrassenlevel T4, T5 und T7 in aufsteigender Höhe zu erkennen (Foto: B. Schneider).

Das primäre Ziel der Kartierungskampagnen waren dabei fossile in-situ-Strandablagerungen, da diese als verlässliche Paläomeeresspiegelindikatoren gelten (Hopley 1986; van de Plassche 2013; Falkenroth et al. 2019). Über das präzise Einmessen der Beachrocks können unter optimalen Bedingungen die Höhen und Verläufe der Paläostrände auf den Terrassenebenen im Untersuchungsgebiet im Dezimeterbereich bestimmt werden (Falkenroth et al. 2019). Die aussagekräftigsten Paläomeeresspiegelindikatoren sind dabei Aufschlüsse mit einem klar definierten Kontakt des anstehenden Kalksteinkomplexes mit den darauf aufliegenden, fossilen Strandablagerungen (siehe Abb. 4-5).



Abb. 4-5: Kontaktfläche zwischen dem anstehendem Kalkstein und dem konglomeratischen Beachrock (Foto: B. Schneider).

Es wurde dabei immer der höchstgelegene Kontakt beider Lithologien gemessen, weswegen die resultierenden Höhen als Minimalwerte zu betrachten sind. Die Kontaktfläche war jedoch oft nur fragmentarisch erhalten, da sie großflächig erodiert oder von gravitativen oder alluvialen Schuttdecken verdeckt wurde. Es war daher im Gelände oft nur eine punktuelle Einmessung des Paläostrandverlaufes möglich. Aufgrund des ungleichen Erhaltungsgrades der auf den Terrassenebenen aufliegenden marinen Sedimente, wurde neben in-situ-Beachrocks auch auf weitere Indikatoren mit geringerer Präzision bezüglich der Lage des Paläomeeresspiegels zurückgegriffen werden. Dazu gehören weitere Gesteine mit klarer, mariner Prägung wie gerundete Kalksteinkiesel mit eindeutigen Zeichen mariner Bioerosion wie Bohrungen von *lithophaga* oder ex-situ-Beachrockfragmente mit marinen Fossilien wie Mollusken oder Korallen (siehe Abb. 4-6, a). Über diese Bioerosionsmarker können die marinen Kiesel eindeutig von fluviatil in Wadis transportierten Kiesel unterschieden werden. Fluviatile Kiesel wurden bei der Kartierung ausgeschlossen, da diese keine direkte Aussagekraft hinsichtlich der Lage des Paläomeeresspiegels haben. Marine Kiesel und Beachrockfragmente wurden dagegen als Reliktsedimente von Paläostränden angesehen. Diese Annahme wird durch die bandförmige Anordnung der Kiesel und Fragmente in gleichbleibenden Höhen entlang der Terrassenhänge bestärkt. Auch hier wurde jeweils das höchstgelegene Fragment eingemessen, wobei die Bedeutung von ex-situ Fragmenten für Bestimmung des Paläostrandniveaus als nicht so stringent angesehen wird, wie bei in-situ-Aufschlüssen. In zwei Fällen wurden auch Paläo-Brandungshohlkehlen eingemessen, welche auch zur

Rekonstruktion des Paläomeeresspiegels verwendet werden können (Pirazzoli und Evelpidou 2013). Insgesamt konnten so 683 SLIPs auf neun verschiedenen Terrassenebenen im gesamten Untersuchungsgebiet eingemessen werden.

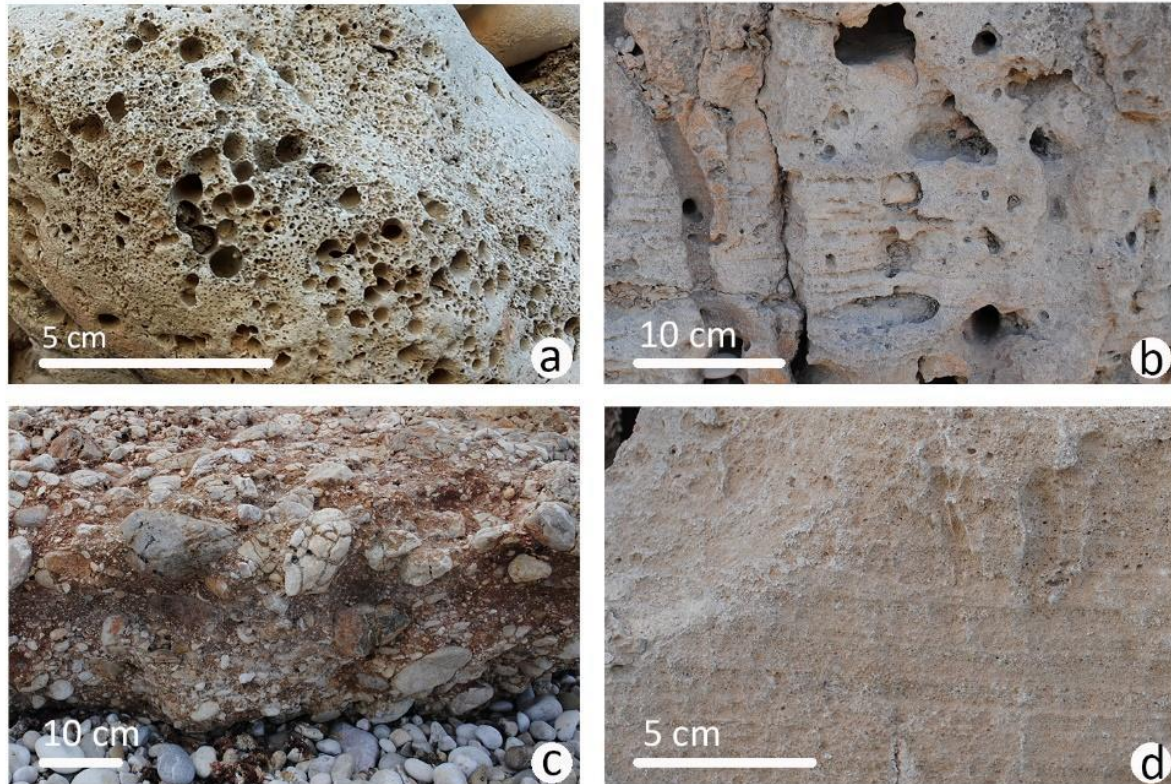


Abb. 4-6: Beispiele sedimentologischer Meeresspiegelindikatoren und SLIPs: a – Bohrlöcher von *lithophaga spec.*, b – parallelgeschichtete, sandige Beachrocks mit Grabröhren, c – Konglomeratischer Beachrock mit stark gerundeten Kiesel, d - parallelgeschichteter Beachrock mit Bruchstücken mariner Fossilien (Fotos: M. Falkenroth).

4.2.2. GIS-basierte Extraktion der Paläostrände

Anhand der Einmessung der SLIPs mithilfe des dGPS konnte nur ein punktuell Modell der Terrassenebenen und der Höhe ihrer Paläostrände erstellt werden. Vor Hintergrund, dass die Terrassengenerationen sehr komplex und zusätzlich tektonisch deformiert sind, wurden die dGPS-Messungen durch ein DEM ergänzt. Zusätzlich konnten so, in bislang aufgrund des teilweise unzugänglichen Geländes, nicht kartierten Stellen weitere, bisher unentdeckte, potenzielle Terrassenstufen und Paläostrände erfasst werden. Gleichzeitig konnte so das bislang punktförmige Terrassenmodell flächig und dreidimensional erweitert werden. Es wurde dazu ein hochauflösendes DEM, welches durch die TanDEM-X-Mission des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) bereitgestellt wurde, verwendet. Die Szene wurde mithilfe des interferometrischen Radars der TanDEM-X Satelliten ab Juni 2010 aufgenommen, wobei die horizontale, räumliche Auflösung des DEMs 12 m und die horizontale Genauigkeit

3 m beträgt (Wessel 2013). Die relative vertikale Genauigkeit schwankt zwischen 2 m in Gebieten mit einer Hinneigung von bis zu 20% und 4 m in Gebieten mit einer Hangneigung von über 20% (Wessel 2013). Datenlücken können besonders in Gebieten mit steiler Topographie auftreten, was sich im Untersuchungsgebiet aber auf wenige Stellen in einigen tief eingeschnittenen Wadis beschränkt. Im Bereich der untersuchten Terrassen ist das DEM lückenlos. So stellen die vorhandenen TanDEM-X Daten ein vollständiges und hochauflösendes DEM des relevanten Untersuchungsraumes mit allen Terrassenebenen dar. Zur Prüfung der Datenqualität und der Übereinstimmung zwischen dGPS-Datensatz und DEM wurde eine Qualitätsprüfung durchgeführt. Dabei wurde für jeden gemessenen dGPS-Punkt die horizontale und vertikale Abweichung zu dem entsprechenden Punkt des DEMs berechnet. Bei 80% der Datenpunkte wird eine vertikale Abweichung von 2.7 m und eine horizontale Abweichung von 4.8 m nicht überschritten (siehe Tab. 4-1), weswegen die Übereinstimmung der Daten als gut und für die folgende Analyse als ausreichend betrachtet wird.

Tab. 4-1: Untersuchung der Übereinstimmung der Datensätze anhand der vertikalen und horizontalen Abweichung zwischen dem dGPS-Datensatz und dem TanDEM-X DEM.

	80% der Punkte innerhalb	95% der Punkte innerhalb
Vertikale Abweichung	2.7 m	5.2 m
Horizontale Abweichung	4.8 m	19.1 m

Auf Basis des dGPS-Datensatzes (siehe Kapitel 4.2.1) wurde eine semi-automatisierte, GIS-basierte Methode entwickelt, um die punktförmigen dGPS-Daten in eine, zur Beschreibung der Geometrie der Terrassen besser geeignete, linienhafte Form zu bringen. Gleichzeitig ist die Methode geeignet, weitere, bislang unentdeckte Paläostrände, zu identifizieren. Dazu wurde ein ArcGIS 10.4-Modell erstellt, welches die topographischen und sedimentologischen Merkmale von Paläostränden berücksichtigt, um diese anschließend automatisiert aus dem DEM zu extrahieren. Zu den verwendeten Merkmalen zählen die Hangneigung, die Exposition – welche aber maßgeblich vom Untersuchungsraum abhängig ist – sowie die Krümmung des Geländes. Zusätzlich wurde der Abstand zu Wadis und Rinnen berücksichtigt, um eine fluviatile Überprägung des Hanges auszuschließen. Zuerst wurde jedem gemessenen dGPS-Punkt über die Funktion „Spatial Join“ die zugehörige Hangneigung aus dem DEM zugewiesen. Die Analyse der Datenpunkte ergab, dass der Großteil der SLIPs, also der gemessenen Beachrocks und Beachrockfragmente, in einer Hangneigung zwischen 11° und 17°, bei einer durchschnittlichen Hangneigung von 15.2° gemessen wurden (siehe Abb. 4-7).

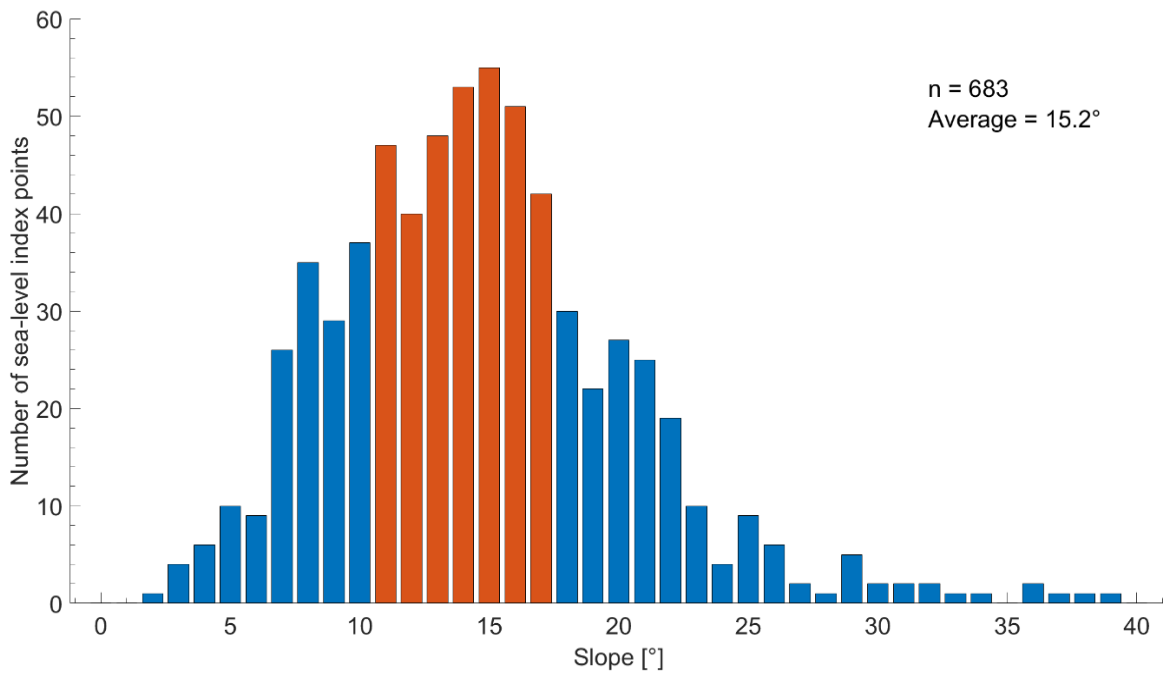


Abb. 4-7: Verteilung der Hangneigung aller 683 gemessenen SLIPs.

Weiterhin wurde angenommen, dass SLIPs nur an der Basis der Paläokliffe zu finden sind, weswegen ausschließlich konkav geformte Hangabschnitte berücksichtigt wurden und so die Hangschultern ausgeschlossen werden. Da die Terrassen des Untersuchungsraumes eine nördliche bis nordwestliche Ausrichtung aufweisen, wurden anders ausgerichtete Hänge ausgeschlossen, um die üblicherweise orthogonal zu den Terrassenkanten verlaufenden Wadis und Erosionsrinnen nicht zu berücksichtigen. Weiterhin wurde ein Mindestabstand von 100 m zu potenziell wasserführenden Rinnen und Wadis festgelegt, um einen fluviale Überprägung des Hanges auszuschließen.

Tab. 4-2: Zur GIS-Modellierung möglicher Paläostrände verwendete Voraussetzungen und Werte.

Voraussetzung	Berücksichtigte Werte
Hangneigung	11° – 17°
Hangexposition	Nord bis Nordwest
Hangform	Konkav
Mindestabstand zu Abflussrinnen	100 m

Auf Basis der in Tab. 4-2 dargestellten Voraussetzungen errechnete das GIS-Modell alle Flächen, auf die alle Parameter zutreffen und welche so als mögliche Vorkommen von Paläostränden infrage kommen. Das Modell ist der Dissertation in Anhang 13 beigefügt. Die so errechneten, bandartigen Flächen wurden anschließend manuell gefiltert und bereinigt, um

den Paläostränden geomorphologisch ähnliche Strukturen wie beispielsweise Autobahndämme oder küstenparallelen Wadis zu entfernen. Insgesamt konnte über das GIS-Modell eine Reihe zusätzlicher, bis dato nicht identifizierter Paläostrände gefunden werden. Diese wurden größtenteils in der folgenden Geländekampagne verifiziert sowie mit dem dGPS eingemessen. Mithilfe der dGPS-Daten und des DEMs konnte so ein umfassendes, räumliches Modell aller Terrassenebenen und ihrer dreidimensionalen Verläufe erstellt werden.

4.2.3. Datierung der Terrassen

Zur Bestimmung der Terrassenalter wurden mit Kosmogenen Nukliddatierung (KN) und optisch stimulierter Lumineszenz (OSL) zwei Methoden, welche jeweils auf andere physisch-chemische Parameter basieren und daher voneinander unabhängig sind, angewandt. Beide Methoden wurden auf marine und fluviatile Terrassenablagerungen, welche auf den Abrasionsplattformen der Terrassen lagern, angewandt. Die zeitliche Bildung der Terrassenebenen konnte so indirekt datiert werden. Dabei wurden einige, nachfolgend genannte Annahmen zum zeitlichen Zusammenhang zwischen Terrassenbildung und der Ablagerung der datierten Terrassensedimente getroffen. Die Abrasionsplattformen mariner Terrassen werden typischerweise zu Beginn eines interglazialen Meeresspiegelhochstandes geformt (Anderson et al. 1999). Es wird daher angenommen, dass die Sedimente, welche auf den Abrasionsplattformen aufliegen, nach der erosiven Phase der Terrassenbildung abgelagert wurden, als der Meeresspiegel bereits zu sinken begann (Normand et al. 2019). So sind die morphologische Terrassenbildung und die nachfolgende Sedimentlagerung auf der Terrasse demselben Interglazial zuzuordnen. Folglich ist über die Datierung der aufliegenden Terrassensedimente auch eine indirekte Datierung der Terrassenbildung möglich. Die Alter der auf Terrassenplattformen aufliegenden Sedimenten sind indikativ für das Minimalalter der Terrassenbildung, da die Ablagerung mariner oder fluviatiler Sedimente immer nach der Bildung der Terrasse erfolgen muss (Anderson et al. 1999).

Eine umfassende Datierung aller Terrassenebenen mithilfe von KN war aufgrund eines Mangels an datierbarem Material jedoch nicht möglich. Der Mangel an Datierpunkten wird als ein allgemeines Problem von Terrassen mit geringen Hebungsraten angesehen (Meschis et al. 2018). Eine Datierung mittels KN ist auf Quarzklasten in ausreichender Größe angewiesen (Binnie et al. 2019). Da im Untersuchungsgebiet – die Ophiolithe in den Wadibetten ausgenommen – ausschließlich karbonatischen Gesteine anstehen (siehe Abb. 4-2), konnten auf den Terrassen nur wenige, datierbare Quarzkiesel gefunden werden. Dass im karbonatisch dominiertem Untersuchungsgebiet überhaupt gut gerundete Quarzkiesel zu finden waren, wird auf die südwärtige Umlagerung von Quarzklasten durch küstenparallele

Strömungen aus dem Norden, erklärt. Die KN-Beprobung der Terrassen anhand der Quarzkiesel setzt eine seit ihrer Ablagerung ungestörte Sonnenlichtexposition voraus (Granger und Muzikar 2001). Faktoren wie Abschattung, Rotation oder Sedimentbedeckung der Quarze nach ihrer ursprünglichen Ablagerung müssen daher ausgeschlossen werden, um die Datierergebnisse nicht zu verfälschen. Daher wurden ausschließlich Proben auf flachen und vegetationsfrei gelegenen Stellen genommen, potenziell fluviatil überprägte Areale in der Nähe von Abflussrinnen oder Wadis wurden ausgelassen. Weiterhin wurden Stellen auf und nahe Alluvialfächern sowie in Kliffnähe ignoriert, um potenziell umgelagerte Quarze, welche nicht sicher der ursprünglichen Terrassenbildung zuzuordnen sind, auszuschließen. Zusätzlich zur RN wurden bei Fins alluviale, auf einer Terrassenplattform aufliegende Sedimente mithilfe von OSL datiert.

Detaillierte und ausführliche Informationen zum beprobten Material, der Probenaufbereitung im Labor sowie den zur Messung verwendeten Modellen und Parametern sind in Anhang 3 und Anhang 4 zu finden. Die Datierungsergebnisse sind in Kurzform in Tab. 4-4 dargestellt, die ausführlichen Parameter finden sich in Anhang 7 und Anhang 8.

4.2.3.1. Kosmogene Nukliddatierung (KN)

Verteilt auf vier Terrassenebenen (T3, T4, T5 und T7) wurden an insgesamt sieben Stellen gerundete Quarzkiesel gesammelt. Diese wurden nachfolgend mithilfe des kosmogenen Nuklides ^{10}Be datiert. Eine Datierung auf Grundlage des kosmogenen Nuklids ^{36}Cl wurde an karbonatischen Kieseln, an jenen Stellen, an welchen keine Quarzkiesel gefunden werden konnten, durchgeführt. Pro Probenahmestelle wurden mehrere Kiesel gesammelt, welche nachfolgend als einzelne Proben behandelt werden. Einige der gesammelten Kiesel waren teilweise in eine Lockersedimentauflage eingebettet und so partiell der Luft ausgesetzt. Der obere Teil dieser Kiesel ist durch Erosionsmerkmale wie Mikrokarst gekennzeichnet, während die untere, vergrabene Seite noch die ursprüngliche Rundung des Kiesels aufweist. Es wird daher davon ausgegangen, dass die datierten Kiesel seit ihrer ursprünglichen Ablagerung nicht mehr umgelagert wurden.

Die ^{10}Be -Konzentrationen wurden in den gerundeten Quarzkiesel gemessen. Diese verteilen sich auf vier Probenahmestellen, von welchen jeweils zwischen vier und zehn individuelle Quarzkiesel stammen (siehe Anhang 3). Weiterhin wurden an zwei Probenahmestellen die ^{36}Cl -Konzentrationen von gerundeten Kalkstein- und Dolomitkiesel gemessen, wobei sich jede Probe aus bis zu drei individuellen Kiesel zusammensetzt. Die Proben wurden anschließend für das Beschleuniger-Massenspektrometer (AMS) vorbereitet. Dreizehn ^{10}Be -Proben wurden am Institut für Geologie und Paläontologie der Westfälischen Wilhelms-

Universität in Münster nach Schmidt et al. (2011) für die Messungen vorbereitet. Sechs ^{10}Be -Proben wurden am Institut für Geologie und Mineralogie der Universität zu Köln nach den Standardabläufen von Binnie et al. (2015) vorbereitet. In beiden Laboren wurde für jede Probe eine Leerprobe angefertigt, welche zusätzlich durch zwei DWA 98002 sowie eine CoQtz-N-Quarz-Standardmaterialprobe zur Qualitätsüberprüfung der Messergebnisse ergänzt wurde. Die generelle Einheitlichkeit der Ergebnisse der in Münster und Köln vorbereiteten ^{10}Be -Proben wird durch Binnie et al. (2019) bestätigt.

Die ^{36}Cl -Proben wurden nach Rixhon et al. (2018) und Gromig et al. (2018) am Institut für Geologie und Mineralogie der Universität zu Köln zur Messung vorbereitet. Zur Qualitätsüberprüfung der Messergebnisse wurden Leerproben und eine CoQtz-N-Quarz-Standardmaterialprobe nach Mechernich et al. (2019) angefertigt (siehe Anhang 4). Alle Proben wurden nachfolgend mithilfe des AMS gemessen (Dewald et al. 2013), wobei die Proben nach den ^{10}Be -Standards nach Nishiizumi et al. (2007) und dem ^{36}Cl NIST SRM 4843 Standardmaterial von Sharma et al. (1990) normalisiert wurden.

Um die probenspezifische ^{36}Cl -Produktionsrate zu berechnen, wurden von Actlabs in Kanada mithilfe eines kombinierten Plasma- und Fusionsmassenspektrometers die Haupt- und Spurenelementanteile des gemahlenden, nicht ausgelaugten Probenmaterials gemessen (siehe Anhang 6). Diese Analysen wurden für jede Probenahmestelle durchgeführt. Die Konzentration von ^{10}Be und ^{36}Cl in jeder Probe wurde anhand der Differenz zu den zugehörigen Leerproben bestimmt. Die ^{10}Be -Bestrahlungsalter wurden anhand des „online exposure age calculators“, welcher zuvor als „CRONUS-Earth online exposure age calculator, version 3.0“ (Balco et al. 2008) bekannt war, berechnet. Dabei wurde die St-Skalierung nach Stone (2000) und zwei zeitabhängige LSDn-Skalierungsfaktoren nach Lifton et al. (2014) angewandt. Die ^{36}Cl -Bestrahlungsalter wurden nach dem „CRONUS-Earth online exposure age calculator - version 2.0“ (Marrero et al. 2016) berechnet und berücksichtigt ebenfalls die oben erwähnten St- und LSDn-Skalierungen.

Alle Eingangsparameter sind in den Tabellen S3 und S4 im Anhang detailliert aufgelistet. Der topographische Abschirmungsfaktor für jede Probenahmestelle wurde im Gelände direkt mittels eines Theodoliten aufgenommen. Die Masse der einzelnen Proben wurde im Labor gemessen und deren Volumen anhand der Wasserverdrängung über das Archimedische Prinzip bestimmt. So konnte nachfolgend die Dichte der Einzelproben berechnet werden. Aufgrund der kaum verwitterten und ansonsten noch gut gerundeten Oberfläche der meisten Quarzkiesel wurde eine Erosionsrate von null angenommen. Ausnahmen hiervon stellen die Proben TD13/4a und TD13/4b dar, an welchen leichte Verwitterungsspuren sichtbar waren. Für diese Proben wurde eine Erosionsrate von 3.0×10^{-6} cm pro Jahr angenommen, was einer geschätzten absoluten Erosion von 1.5 cm über die vollständig exponierte Zeit entspricht. Für

die karbonatischen Kiesel wurde eine langfristige Verwitterungsrate von 0.1 ± 0.1 cm pro Jahr angenommen, da diese im Vergleich zu den Quarzkieseln eine wesentlich höhere Verwitterungsanfälligkeit aufweisen. Die langfristige Verwitterungsrate ist an Denudationsraten, welche von Ryb et al. (2014) in Israel gemessen, wurden angelehnt. Das Klima des Untersuchungsraumes von Ryb et al. (2014) ist mit einem durchschnittlichen Jahresniederschlag von weniger als 100 mm mit dem Klima im östlichen Oman vergleichbar.

4.2.3.2. Optisch stimulierte Lumineszenzdatierung (OSL)

Mithilfe von OSL wurden zwei Proben aus den sandigen bis kiesigen alluvialen Ablagerungen auf T3 bei Fins (22.911695°N , 59.205471°O) datiert. Dazu wurde im auf der Terrassenplattform von T3 aufliegenden Sediment ein 80 cm tiefer Schurf gegraben, aus welchem die zu beprobenden Sedimente entnommen wurden. Die Probenentnahme fand nachts statt, um eine Belichtung der Proben mit Sonnenlicht zu vermeiden. Die Probennahmetiefe betrug 50 cm unter der Geländeoberkante. Mithilfe eines Siebes wurden Korngrößen von über 1 mm ausgesiebt um so den zur Bestimmung der Äquivalentdosis (D_e) nötigen Gesamtanteil der Sandfraktion zu erhalten. Zusätzlich wurde 1 kg ungesiebt Sediments für eine Gammapektroskopieanalyse gesammelt.

Im Labor wurde die Korngrößenfraktion zwischen 100 und 200 μm nass abgesiebt und anschließend mit 10%-Salzsäure entkarbonisiert. Die enthaltenen Quarze wurden mithilfe von Schwerentrennung konzentriert und nachfolgend mit 44%-Flusssäure über eine Stunde geätzt. Nach der Probenaufbereitung verblieb nur ein kleiner Anteil reinen Quarzes, was durch die karbonatdominierte Lithologie des anstehenden Gesteins im Untersuchungsraum erklärt werden kann. Diese besteht vorwiegend aus Kalksequenzen, welche natürlicherweise kaum Quarz beinhalten (siehe Kapitel 2.4.1). Aufgrund der geringen Menge von für Messungen verfügbarem Quarz, war es nicht möglich ausführliche Testmessungen durchzuführen. Die Messungen waren folglich auf eine geringe Anzahl von Wiederholungen beschränkt. Die beschriebene Vorgehensweise wurde jedoch zuvor an anderen Aufschlüssen im Untersuchungsraum erfolgreich durchgeführt (Hoffmann et al. 2015a).

Die Messungen wurden mithilfe eines Freiberg Instruments Lexsyg Smart (Richter et al. 2015) nach dem Single Aliquot Regenerative Dose Protokoll, welches nach Murray und Wintle (2000) modifiziert wurde, durchgeführt. Hierbei wird vor der OSL-Messung ein Vorheizen der Probe bei 230°C über 10 Sekunden durchgeführt. Anschließend wurde die optisch stimulierte Lumineszenz der Probe über einen Bestrahlungszeitraum von 50 Sekunden durch blaue Leuchtdioden (458 nm mit 50 mW cm^{-2}) bei 125°C gemessen. Der OSL-Zerfall wird hierbei durch die schnelle Komponente dominiert (siehe Anhang 10). Eine Verunreinigung der Proben

durch Feldspat konnte durch einen IR-Abbautest ausgeschlossen werden, welcher keinerlei Anzeichen für Feldspat in den Proben ergab. Die Dosis-Wirkungs-Kurven liegen unterhalb 2D0 (Wintle und Murray 2006) und die D_e -Wiederholungsmessungen haben eine Normalverteilungsform (siehe Anhang 12). Daher konnte das Central Age Modell (CAM) nach Galbraith et al. (1999) zur Berechnung der D_e angewandt werden. Die Konzentrationen dosierungsrelevanter Elemente (K, Th, U) wurden mithilfe eines hochauflösenden Gammaskpektrometers bestimmt. Die abschließende Altersberechnung der Proben wurde mithilfe des ADELE2017 Softwarepaketes unter Berücksichtigung der rezenten Proben tiefe und der rezenten geographischen Position sowie der Annahme einer durchschnittlichen Sedimentfeuchte von $3\pm 3\%$ durchgeführt. Die Ergebnisse der OSL-Datierungen werden in Kapitel 4.3.2 vorgestellt. Alle ausführlichen Messparameter und Messergebnisse finden sich in Anhang 9.

4.2.4. Berechnung der quartären Hebungsraten der Terrassen

Gehobene marine Terrassen sind aussagekräftige geomorphologische Marker und ein Resultat der Meeresspiegelhochstände quartärer Interglaziale (Kelsey 1990; Anderson und Menking 1994). Quartäre Interglaziale werden in der Nomenklatur durch ungerade marine Isotopenstadien (MIS) dargestellt, während die glazialen Kaltzeiten des Quartärs durch gerade Nummern gekennzeichnet sind. Mithilfe diverser Proxies konnten verschiedene eustatische Meeresspiegelkurven des Quartärs erstellt werden. Dazu gehören beispielsweise die bekannten, auf $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen basierenden Kurven von Shackleton (1987) oder Siddall et al. (2003). Auch geomorphologische Marker wie die global auftretende MIS5e-Terrasse (Hearty et al. 2007; Rovere et al. 2016a) können helfen, den eustatischen Meeresspiegel zu rekonstruieren. Allerdings sind – im Gegensatz zur globalen Datenlage - Informationen zu regionalen quartären Meeresspielschwankungen im Oman spärlich. Es existiert bis dato keine Studie, die explizit eine Kurve der quartären Meeresspielschwankungen im Golf von Oman vorstellt. Es wurde daher zur Berechnung der Hebungsraten auf einen Datensatz aus dem Roten Meer zurückgegriffen (Grant et al. 2014), welcher die Meeresspielschwankungen der letzten 480 ka (ab MIS 13) detailliert und hochauflösend wiedergibt. Ab MIS 13 wurde die Meeresspiegelkurve von Rohling et al. (2014) verwendet, da diese eine längere Zeitspanne abdeckt. Beide Kurven stellen den eustatischen Verlauf des Meeresspiegels dar, dessen Schwankungen hauptsächlich durch glazialeustatische Fluktuationen der großen, landgebundenen Eisschilde während der Glaziale und Interglaziale des Quartärs beeinflusst werden (Rovere et al. 2016b).

Die zugrundeliegende Annahme bei der Berechnung von Hebungsraten ist, dass die Terrassen mit zunehmender Höhe älter werden. Gleichzeitig wird angenommen, dass die

Paläostrände die Meeresspiegelstände während der Interglaziale widerspiegeln. Die Breite der Abrasionsplattform einer Terrasse ist zeitabhängig. Je länger der relative Meeresspiegel konstant bleibt, desto breiter ist auch die zu erwartende Terrassenplattform (Anderson et al. 1999). Die auf den Abrasionsplattformen aufliegenden Sedimente wurden während desselben MIS abgelagert, während welchem auch die Terrasse gebildet wurde (siehe Kapitel 4.2.3).

Um die durchschnittliche Hebungsrate der Erdkruste, geomorphologisch in gehobenen, marinen Terrassen manifestiert, zu berechnen werden drei Faktoren benötigt. Nach der von Lajoie (1986) zur Berechnung der durchschnittlichen Hebungsraten (DH) vorgestellten Gleichung sind dies: die Höhe des Paläostrandes der Terrasse (hPS), der eustatische Meeresspiegel während der Bildung der Terrasse (eMS) sowie das Alter des MIS, während welchem die Terrasse gebildet wurde (AT). Dies ergibt folgende Gleichung 1 zur Berechnung der durchschnittlichen Hebungsrate der Terrasse seit ihrer Bildung:

$$\text{Gleichung 1: } DH = (hPS - eMS) / AT$$

Zur Berechnung durchschnittlichen Hebungsrate wurde bewusst der Zeitpunkt des maximalen Meeresspiegels des jeweiligen MIS anstelle des durch die Datierung bestimmten Terrassenalters verwendet. Da die Datierungen ausschließlich die auf den Terrassenplattformen aufliegenden Sedimente und nicht die Terrassenbildung an sich datieren, kann so eine Fehlinterpretation der Hebungsrate vermieden werden. Gleiches gilt für die gemessene Höhe der datierten Probe, welche durch die Höhe des zugehörigen Paläostrandes ersetzt wurde. Auf diese Weise kann die durchschnittlichen Hebungsrate des Krustenblockes direkt berechnet werden und ist nicht einer möglichen Unterschätzung durch eventuelle hangabwärts gerichtete Umlagerungen des datierten Materials unterworfen. Allerdings kann so nur die langfristige, durchschnittliche Hebungsrate seit der Bildung der Terrasse berechnet werden. Kurzfristige, differentielle Hebungsbewegungen über die gesamte Hebungperiode, etwa durch tektonische Bewegungen, können so nicht direkt quantifiziert und datiert werden.

Jede zur Berechnung der Hebungsrate verwendeten Variable ist mit Fehlern und Ungenauigkeiten behaftet. Insbesondere bei den Meeresspiegelkurven sind Fehler zu erwarten (Grant et al. 2014). Dies ist einerseits damit begründet, dass sie entweder für eine benachbarte Region oder für einen globalen Maßstab erstellt wurden, aber andererseits auch an der oft dünnen Datenlage und wenigen Proxies, anhand welche die Kurven modelliert sind. Grant et al. (2014) geben in ihren Daten eine Abweichung von ± 3.1 m für ein Konfidenzintervall von 95% an, während Rohling et al. (2014) keine Fehlerabweichung angeben. Es wurde daher

für beide Datensätze eine Abweichung von ± 3.1 m angenommen (siehe Tab. 4-3). Aus den beiden Meeresspiegelkurven wurde auch der Zeitpunkt des Meeresspiegelhöchststandes für das jeweilige MIS entnommen. Die genaue Messung der Höhe des Paläostrandes jeder Terrasse ist sowohl durch Modellierungsfehler (siehe Kapitel 4.2.1), Ungenauigkeiten der SLIPs sowie durch technisch bedingte Messfehler beeinträchtigt. Tab. 4-3 zeigt alle zur Berechnung des Fehlers der Hebungsrate berücksichtigten Variablen.

Tab. 4-3: Variablen und die zugehörigen Fehler zur Berechnung der durchschnittlichen Hebungsrate.

	Variable	Fehler (in m)
Höhe des Paläostrandes	dGPS-Genauigkeit (Leica Geosystems 2011)	± 0.02
	Max. dGPS Messfehler (Schätzung)	± 0.1
	DEM (Wessel 2013)	± 2
	SLIP (80% Konfidenz)	± 2.7
<u>Summe</u>		± 4.82
Meeresspiegelkurve	Fehlerabweichung (95% Konf.Interv.)	± 3.1

4.3. Ergebnisse

4.3.1. Geomorphologische und sedimentologische Beschreibung der gehobenen marinen Terrassen

Mithilfe der kombinierten Geländekartierung und der fernerkundungsgestützten Modellierung konnten entlang des 72 km langen Küstenabschnittes zwischen Dagmar und Qalhat insgesamt neun eindeutige Terrassenebenen (nachfolgend T1-T9 genannt) identifiziert werden. Diese wurden zwischen dem rezenten Meeresspiegel und Höhen von bis zu 275 m über MHW kartiert. Jede dieser Terrassen weist die typischen geomorphologischen Merkmale mariner Terrassen, wie eine Abrasionsplattform und ein (Paläo-) Kliff, auf (siehe Abb. 4-1), jedoch in höchst unterschiedlichen Ausprägungs- und Erhaltungsstadien. Bei allen Terrassen wurde ein Paläostrand im Übergangsbereich zwischen Abrasionsplattform und Paläokliff dokumentiert. Der Erhaltungszustand der geomorphologischen Merkmale hängt direkt mit dem Alter der Terrassen zusammen. Ältere Terrassen sind typischerweise schlechter erhalten, Plattform und Kliff sind durch Verwitterung, fluviatile Erosion und gravitative Massenbewegungen oftmals degradiert und nur schwach erhalten. Auffällig ist auch, dass bei älteren Terrassen die Kliffe graduell eingeebnet werden und so die Hangneigung verringert wird (siehe Abb. 4-10). Ebenso nimmt der Anteil der erhaltenen marinen Sedimente, wie

Beachrocks, marine Gerölle oder fossile Korallenriffe, mit jeder älteren Terrassenstufe ab. Die typischen geomorphologischen Merkmale sind bei den jüngeren Terrassen in der Regel noch gut erhalten und im Gelände klar erkennbar.

Zusätzlich konnten mithilfe der DEM-Analyse (siehe Kapitel 4.2.2) in hohen Lagen über 600 m isoliert auftretende, geomorphologische Formen identifiziert werden, welche einer typischen Terrassenmorphologie mit Kliff und Plattform stark ähneln. Diese Strukturen sind jedoch stark degradiert, weswegen sie sich über eine rein DEM-basierte Analyse nicht eindeutig marinen Terrassen zuordnen lassen. Es scheint aufgrund der Befunde durchaus möglich, dass weitere, ältere Terrassenebenen über den sicher kartierten Terrassen existieren.

Die Terrassenebenen T3, T2 und T1 sind Ablagerungsterrassen und durch eine ausgedehnte Bedeckung mit marinen und fluviatilen Lockersedimenten gekennzeichnet (siehe Abb. 4-9). Diese Sedimente liegen unmittelbar auf den eozänen, karbonatischen Abrasionsplattformen der Terrassen auf. Ein typisches Profil von anstehendem Karbonat mit aufliegenden marinen und fluviatilen Sedimenten ist in Abb. 4-8 dargestellt. Diese Sedimente setzen sich größtenteils aus gerundeten Kieselsteinen zusammen und bestehen fast ausschließlich aus den Kalksteinen und Marlen des nahen Al Hajar-Gebirges. Eine Ausnahme stellt hierbei ein kleiner Anteil von gerundeten Quarzen und Peridotitkieselsteinen dar, welche vereinzelt in den marinen und fluviatilen Sedimenten eingebettet sind. Quarz kommt im Untersuchungsgebiet nicht vor, sodass vermutet wird, dass die Quarzklasten über küstenparallele Strömungen aus den nördlich gelegenen paläozoischen Formationen transportiert und später abgelagert wurden. Diese Quarze dienten als Proben zur KN-Datierung (siehe Kapitel 4.2.3). Die Peridotitkieselsteine stammen vermutlich aus der unter dem Untersuchungsgebiet liegenden Ophiolith-Überschiebungsdecke. Diese ist in den Wadibetten der tief eingeschnittenen Wadis aufgeschlossen, wo der aufliegende Kalksteinkomplex erodiert wurde (siehe Abb. 4-2).



Abb. 4-8: Typisches Profil der auf Terrasse 3 aufliegenden Sedimentschichten 3 bei Wadi Fins (22.909987°N, 59.207719°E). Die aus dem anstehenden eozänen Kalksteinen gebildete Terrassenplattform wird von einer Abfolge aus marinen und fluviatilen Geröllen überlagert (Foto: B. Schneider).

Die auf den Terrassenplattformen aufliegenden marinen Sedimente beinhalten sowohl heterogene, oft konglomeratische Beachrockfazies, unklar geschichtete Kiesablagerungen (Falkenroth et al. 2019), als auch fossile Riffablagerungen (Mattern et al. 2018), welche oft als hügelartige Erhebungen erhalten sind. Fossile in-situ Korallenblöcke, Korallenfragmente und andere marine Fossilien wie Muscheln, Schnecken oder Seeigel sind typisch für die Sedimentauflagen der jüngeren Terrassen (Hoffmann et al. 2016). Während die marinen Ablagerungen großflächig auf den Terrassenplattformen verbreitet sind, konzentrieren sich die fluviatilen Ablagerungen auf Schwemmkegel neben Wadis oder kleineren Abflussrinnen. Diese fluviatilen Kalkschotter liegen typischerweise auf den marinen Sedimenten auf und setzen sich aus schwach bis gut gerundeten, geschichteten Kieselsteinen zusammen (siehe Abb. 4-8). Einzelne Klaster erreichen dabei Größen von bis zu 1 m. Die Schwemmkegel sind in unmittelbarer Nähe der Wadis am mächtigsten und nehmen mit zunehmender Entfernung vom Wadi an Mächtigkeit ab. Neben den marinen und fluviatilen Ablagerungen finden sich, vor allem unterhalb steiler und hoher Paläokliffe, gravitativ umgelagertes Steinschlagmaterial und Hangschutt. Diese meist großen Blöcke liegen in der Regel auf den marinen und fluviatilen Lockersedimenten auf. Besonders viele und große gravitativ umgelagerte Blöcke sind an der

Basis des Paläokliffes von T3 südlich von Tiwi zu finden. Die Klasten dort erreichen Durchmesser von bis zu 5 m.

Im Gegensatz zu den Ablagerungsterrassen T1-T3 sind die höheren und älteren Terrassen stark erosiv geprägt (siehe Abb. 4-9). Über die Zeit wurden die marine und fluviatile Sedimentauflage auf den Paläoabrasionsplattformen weitestgehend erodiert, sodass die marinen Fazies überwiegend auf Erosionsreste beschränkt sind. Diese befinden sich meist entfernt von Wadis oder kleineren Abflussrinnen, wo die erosiven Kräfte weniger stark gewirkt haben. Darüber hinaus sind insbesondere an der Basis der Paläokliffe marine Sedimente und Beachrocks erhalten, da hier überlagerndes Alluvium oder Hangschutt die marinen Fazies vor Erosion geschützt hat. Oft wurde in kleineren Abflussrinnen, welche sich in Hangschutt und fluviale Sedimente eingeschnitten haben, die Kontaktfläche zwischen den anstehenden Kalksteinen und den darauf aufliegenden marinen Sedimenten freigelegt. Der höchste Punkt dieser Kontaktfläche gilt als aussagekräftiger SLIP und diente als primäres Ziel bei der Paläostrandkartierung (siehe Kapitel 4.2.1).

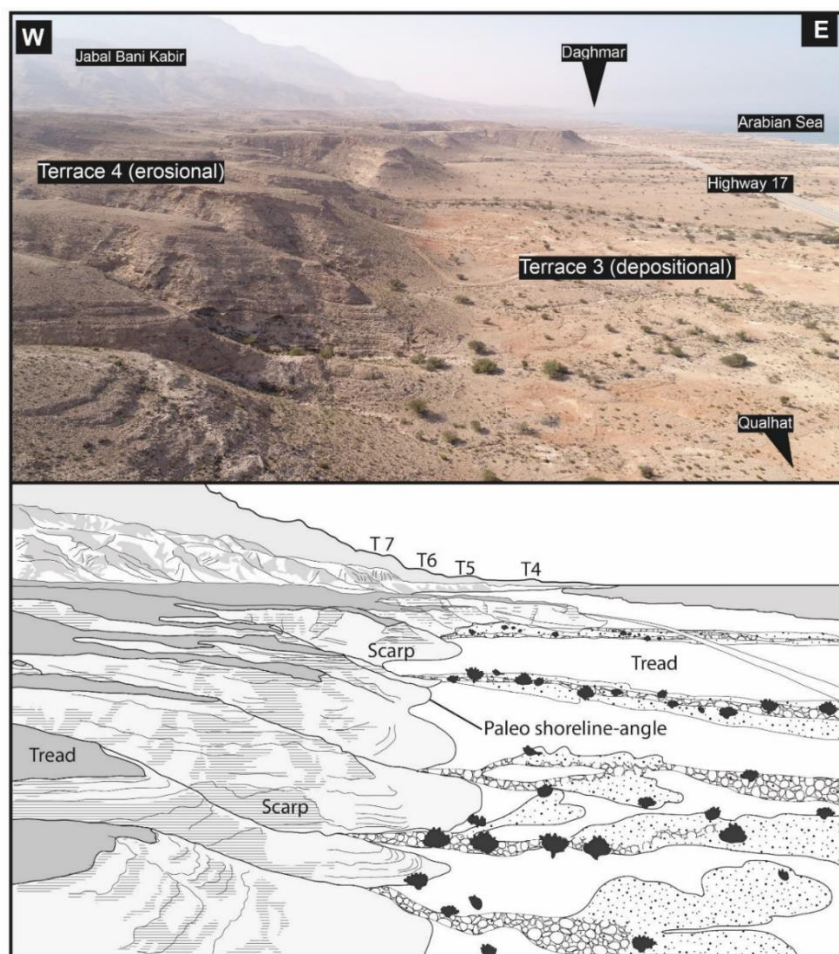


Abb. 4-9: Luftbild des Untersuchungsraumes, 3 km nördlich von Shab mit Blickrichtung Norden (oben) und die dazugehörige stilisierte Zeichnung (unten). Dargestellt sind die wichtigsten morphologischen Terrassenmerkmale wie Kliff (Scarp) und Abrasionsplattform (Tread). Die Paläostrandlinien liegen an der Basis der Kliffe. Die Plattform von T3 ist dabei mit marinen, alluvialen und fluviatilen Sedimenten bedeckt, während diese auf T4 großflächig erodiert wurden (Hoffmann et al. 2020b).

Die topographische Aufnahme der Terrassenebenen mithilfe des dGPS und des DEMs offenbarte einige grundlegende geomorphologische Besonderheiten. So konnte ein allgemeines Einfallen aller Terrassenebenen entlang der Küstenlinie nach Norden hin festgestellt werden. Dies ist zunächst überraschend, da die Entstehung der Terrassen unmittelbar mit dem horizontalen Meeresspiegel in Verbindung stehen (Anderson et al. 1999) und diese somit bei ihrer Bildung horizontal ausgebildet werden. Es kann folglich eine nordwärtige Kippung der Terrassen nach ihrer Bildung angenommen werden. Die durchschnittliche Kippung der Terrassen über das gesamte Untersuchungsgebiet beträgt hierbei 0.11° und ist mit dem bloßen Auge im Gelände nicht sichtbar. Die Kippung ist differentiell und nicht bei jeder Terrassenebene über die komplette Länge des Untersuchungsgebietes gleich stark ausgeprägt. Hierbei ist vor allem auffällig, dass die Terrassen im nördlichsten Teil zwischen Daghmar und Dibbab mit einer durchschnittlichen Längskippung von 0.40° besonders steil einfallen (siehe Abb. 4-13). Im Gegensatz dazu kippen einzelne Terrassenabschnitte, wie beispielsweise an T7 südlich von Fins sichtbar (siehe Abb. 4-15), nach Süden. Die Terrassenplattformen zeigen außerdem eine leicht seewärts abfallende Neigung zwischen 0° und 4° , wobei die älteren und höheren Terrassenplattformen typischerweise steiler abfallen (siehe Abb. 4-10).

Auch die Breite der Terrassenplattformen unterscheidet sich zwischen den einzelnen Ebenen und im Verlauf einer bestimmten Terrasse signifikant. Hierbei stechen besonders die Terrassen T1, T3 und T7 heraus, welche die breitesten und am stärksten ausgeprägten Terrassenplattformen aufweisen. Besonders im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes zwischen Dibbab und Shab (für T3 und T7) sowie in den südlichsten Teilen des Untersuchungsgebietes bei Qalhat (für T1 und T7) wurden mehrere Kilometer breite Terrassenplattformen dokumentiert. Im Gegensatz dazu weisen die Terrassen im nördlichsten Teil bei Daghmar und in dem Küstenabschnitt zwischen Shab und Haidha sehr schmale Plattformen auf, welche im Einzelfall 50 m nicht überschreiten (siehe Abb. 4-10).

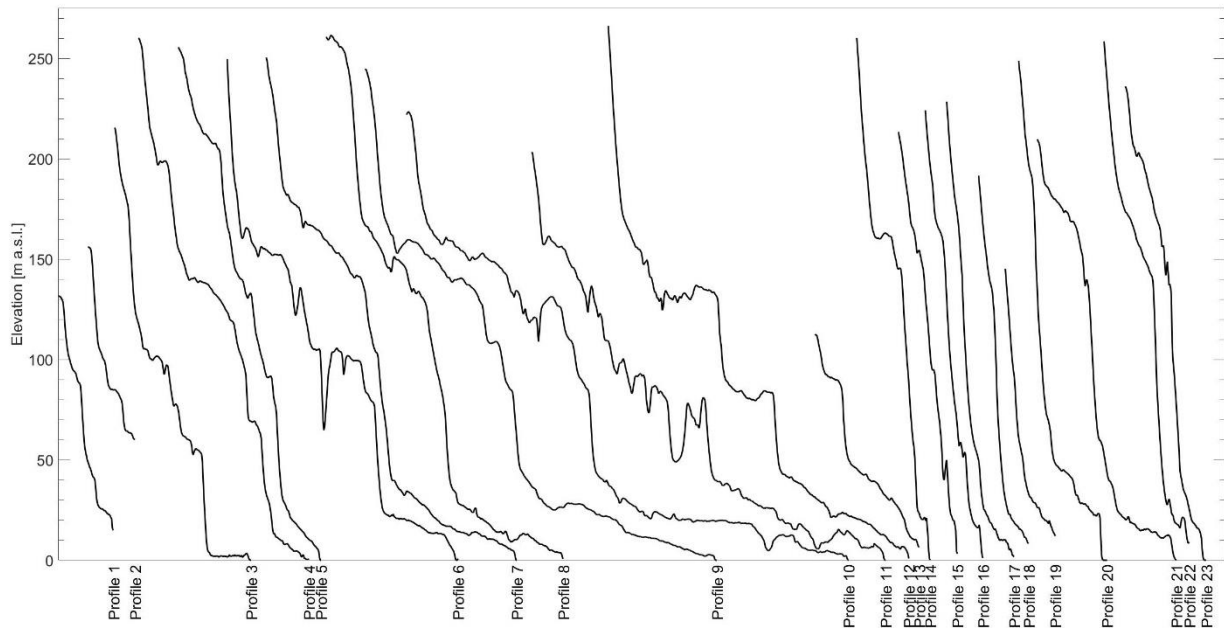


Abb. 4-10: Hangschnitte der Terrassenebenen aus Profilen von Norden (Profil 1) nach Süden (Profil 23) im Untersuchungsgebiet. Die genaue Lage der Profile ist Abb. 4-13 bis Abb. 4-17 zu entnehmen. Die Hangschnitte basieren auf dem TanDEM-X Geländemodell.

Nicht alle Terrassenebenen sind über das komplette Untersuchungsgebiet gleichbleibend gut erhalten, manche Ebenen sind sogar nur lokal ausgeprägt. Üblicherweise sind die jüngeren Terrassen über lange Distanzen deutlicher ausgeprägt erhalten, während die älteren Terrassen oft nur bruchstückhaft erhalten und ihre morphologischen Merkmale erodiert sind. Es ist daher schwierig den Strandlinien alter Terrassen über längere Strecken zu folgen und die zusammengehörigen Teilstücke miteinander zu korrelieren. Weiterhin weisen die Terrassen im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes einen allgemein besseren Ausprägungs- und Erhaltungszustand als jene im Süden auf.

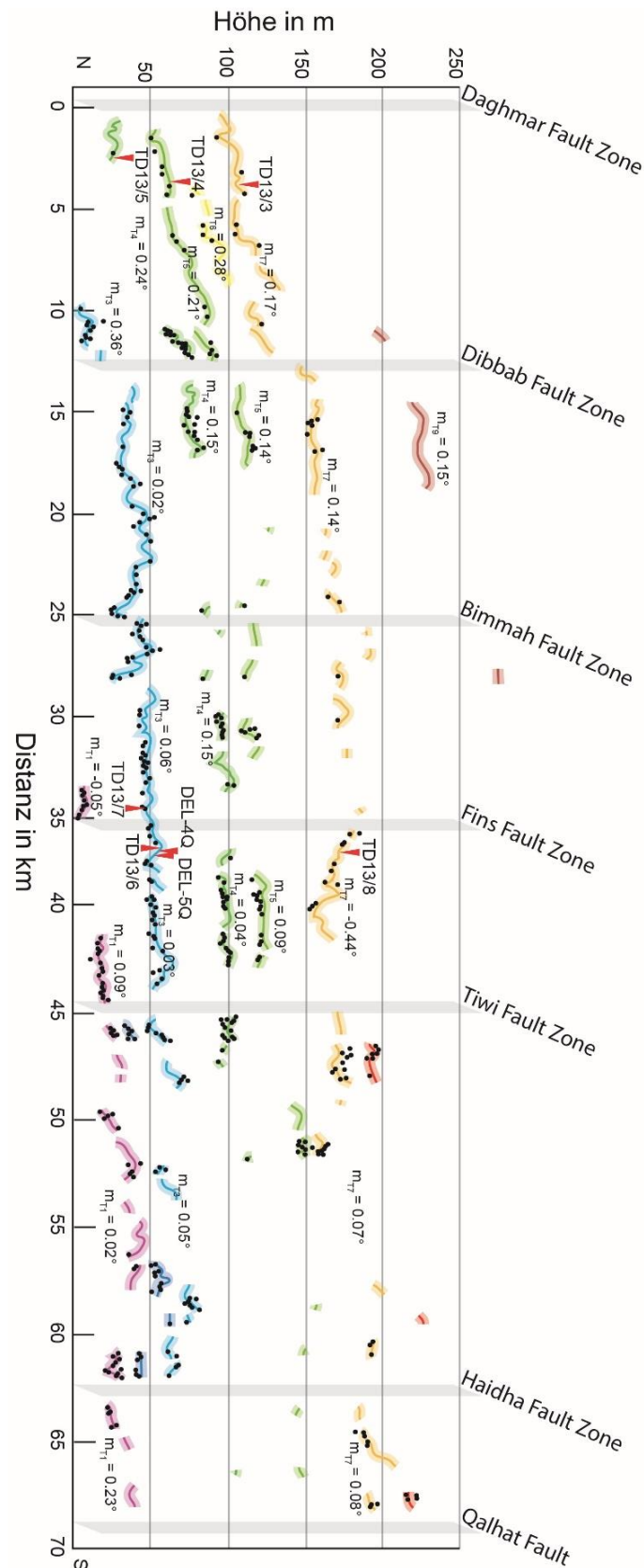


Abb. 4-11: Verlauf und Steigung der gemessenen und der modellierten Höhe der Paläostrände im gesamten Untersuchungsgebiet. Die kartierten und vermuteten Störungszonen sowie die Datierungspunkte sind verzeichnet. Das übergeordnete, nordwärtige Einfallen der Terrassen ist gut zu erkennen. Die als farbige Linie gekennzeichneten Terrassenverläufe entstammen dem TanDEM-X Höhenmodell, während die schwarzen Punkte per dGPS eingemessene SLIPs darstellen. Eine detaillierte Legende befindet sich in Abb. 4-13.

Im Folgenden wird jede Terrassenebene hinsichtlich ihrer Geomorphologie und ihres sedimentologischen Aufbaus genau charakterisiert.

Terrasse 1:

Terrasse 1 ist die tiefst gelegene und somit auch jüngste Terrasse im Untersuchungsgebiet. T1 wurde während des MIS 5a, was seinen Meeresspiegelhöchststand vor 84.4 ka hatte, gebildet. Während der Bildung von T1 wurden Teile der Terrassenebenen von T2 und T3 im südlichen Untersuchungsgebiet abermals überflutet und die älteren Terrassenflächen dabei folglich von T1 überprägt. In diesen Bereichen sind nur rudimentäre geomorphologische Merkmale von T2 und T3 erhalten (siehe Abb. 4-17). Das Paläokliff von T1 ist nicht gleichmäßig entlang des Küstenverlaufes ausgeprägt. Während es im nördlichen Untersuchungsgebiet diskontinuierlich ausgeprägt ist, tritt es nördlich von Fins markant hervor. Somit kann die Terrasse zuerst nur lückenhaft, weiter südlich ab Tiwi dann fast durchgängig verfolgt werden. Insgesamt erreicht das Paläokliff eine maximale Höhe von 10 m. Dabei nimmt die Kliffhöhe nach Süden konstant zu. Die Höhe des Paläostrandes steigt gleichzeitig von 10 m Höhe über MHW nördlich von Fins, auf über 40 m Höhe über MHW am Südrand des Untersuchungsgebietes bei Qalhat an. Analog zur Höhe des Paläostrandes ist bei der Breite der Terrassenplattform ebenfalls eine südwärts zunehmende Tendenz zu beobachten. Im Bereich zwischen Shab und Tiwi beträgt die Breite weniger als 100 m, wächst aber bei Haidha auf maximal 1800 m an. Terrasse 1 ist eine Ablagerungsterrasse mit einer ausgeprägten und teilweise mehreren Metern mächtigen Sedimentauflage von marinen sowie fluviatilen Sanden und Kiesen sowie fossilen Korallenriffen. In der Nähe von Wadis wurde kleinere Schwemmfächern mit Wadialluvium dokumentiert.

Terrasse 2:

Terrasse 2 ist die zweitjüngste Terrasse und wurde während des MIS 5c (107.2 ka) geformt. T2 ist nur an wenigen Orten schwach und fragmentarisch erhalten. Dies kann einerseits auf die spätere Überprägung durch T1 und andererseits auf die vergleichsweise kurze Dauer des MIS 5c von 13 ka (Lisiecki und Raymo 2005) zurückgeführt. Der Paläostrand von T2 befindet sich in einer Höhe zwischen 35 m und 50 m über MHW, mit einer nach Süden hin ansteigenden Tendenz. Das Paläokliff erreicht hierbei eine maximale Höhe von 12 m. Die Terrassenplattform ist mit einer maximalen Breite von 300 m durchgehend schmal. Ähnlich wie T1 ist T2 flächig mit marinen, fluviatilen und alluvialen Sedimenten bedeckt.

Terrasse 3:

Terrasse 3 ist die größte und am prägnantesten ausgebildete Terrassenebene zwischen Dibbab und Qalhat. Anhand der Datierergebnisse (siehe Kapitel 4.3.2) und dem Altersmodell belegt, wurde T3 ursprünglich während des MIS 9 (328 ka) gebildet, dann aber mehrmals von nachfolgenden Meeresspiegelhöchstständen neu überflutet und überprägt. Die erste Überprägungsphase fand während des MIS 7 (239.8 ka) statt, die zweite während des MIS 5e (127.8 ka). Die Phasen wiederholter Überflutung und Überprägung der Terrassenebene resultierten folglich in einer stark ausgeprägten Terrassenmorphologie mit einem hohen Paläokliff und einer breiten Terrassenplattform. Diese überschreitet im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes phasenweise eine Breite von 3 km. Das Kliff ist hierbei distinktiv steil und mit einer Höhe von über 50 m klar im Gelände sichtbar. Terrasse 3 liegt im nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes unter dem rezenten Meeresspiegel. Die Terrassenplattform taucht erst nördlich von Dibbab aus dem Golf von Oman auf (siehe Abb. 4-13). Der Paläostrand von T3 ist von dort an mit wenigen Ausnahmen entlang der gesamten Küste bis Qalhat gut erhalten und erreicht eine maximale Höhe von 80 m über MHW. Terrasse 3 ist ebenfalls eine Ablagerungsterrasse mit der typischen Abfolge von marinen und fluviatilen Sedimenten (siehe Abb. 4-8). Auf der Plattform von T3 befindet sich der Großteil der Siedlungen und der Verkehrsinfrastruktur im Untersuchungsgebiet.

Terrasse 4:

Terrasse 4 wurde während des MIS 11 (405.6 ka) geformt. Sie ist voranging im nördlichen und zentralen Untersuchungsgebiet gut und in langen Abschnitten erhalten, wogegen sich im südlichen Teil nur kleinere Terrassenfragmente finden lassen. Das Paläokliff von T4 ist auffällig stark erodiert und dadurch in seiner ursprünglichen Hangneigung reduziert. Das Paläokliff ist zwischen 30 und 35 m hoch. Der Paläostrand steigt entlang des Untersuchungsraumes von knapp 30 m über MHW im Norden auf über 110 m über MHW im Süden an. Die Plattform ist durchschnittlich etwa 250 m breit, lokal steigt die Breite auf über 500 m an. Die Plattform von Terrasse 4 ist im Vergleich zu den jüngeren Terrassenplattformen umfangreicher durch Wadis erodiert und daher stärker fragmentiert und segmentiert. Gleichzeitig wurde die ursprüngliche marine Sedimentauflage weitestgehend erodiert. Erosionsreste mariner Sedimente und Beachrocks konnten vor allem an der Basis des Paläokliffes kartiert werden, wo diese oft von Hangsedimenten bedeckt und so vor verstärkter Erosion geschützt sind. Die distalen Bereiche der Terrassenplattformen sind dagegen weitestgehend sedimentfrei.

Terrasse 5:

Terrasse 5 wurde auf das MIS 13 (485 ka) datiert. Sie ähnelt in morphologischer Hinsicht stark T4. Wie T4 tritt T5 hauptsächlich zwischen Daghmar und Tiwi auf, südlich von Tiwi ist sie nur in kurzen Abschnitten gut erhalten. Der Paläostrand steigt von 50 m im Norden auf über 150 m über MHW im Süden an. Die Höhe des Paläokliffes schwankt dabei zwischen 40 m und 50 m, wobei im nördlichen Untersuchungsgebiet, in Bereichen in denen gleichzeitig auch T6 auftritt, geringere Kliffhöhen dokumentiert wurden. Die Kliffhöhe beträgt in diesem Gebiet nur zwischen 15 m und 20 m. Die Terrassenbreite ist, ähnlich wie bei T4, meist auf etwa 250 m beschränkt und wächst lokal auf bis zu 500 m an. Auch in der Sedimentbedeckung sind sich die Terrassenebenen sehr ähnlich, sodass die marinen Sedimente weitestgehend erodiert und auf den Hangfuß des Kliffes begrenzt sind.

Terrasse 6:

Die Entstehungsgeschichte und die daraus resultierende Morphologie ist bei T6 im Vergleich zu den anderen Terrassen im Untersuchungsgebiet besonders. T6 tritt nur entlang der nördlichsten 5 km des Untersuchungsgebietes auf. Die morphologische Sequenz von T6 ist vollständig und gut erhalten. Die Paläostrände steigen von 70 m auf 100 m über MHW an, bei einer gleichzeitigen Plattformbreite von 300 m und einer Kliffhöhe von 20 m. T6 wurde mithilfe ihrer Position innerhalb der Terrassensequenz in der Terrassenchronologie indirekt auf MIS 15a (570 ka) datiert (siehe Kapitel 4.3.3). Dabei wird Terrasse 6 als lokale Sub-Terrasse von Terrasse 7 interpretiert. Die räumliche Lage und die Kliffhöhe von T6 in Kombination mit den reduzierten Kliffhöhen der darunter und darüber liegenden Terrassenebenen T5 und T7 legen den Schluss nahe, dass T6 entstand als der Block auf dem T6 liegt während des MIS 15 eine rasche, kurzfristige Hebung erfuhr. Dabei wurde die sich eigentlich in Bildung befindliche T7 im Bereich des gehobenen Blockes in eine Subterrasse unterteilt, welche morphologisch als lokale T6 Terrasse ausgeprägt ist. Der Vertikalversatz des gehobenen Blockes beträgt dabei 15–20 m.

Terrasse 7:

Terrasse 7 ist, neben T3, die zweite morphologisch dominierende Terrassenebene im Untersuchungsgebiet. Ihre Entstehung wird auf das MIS 15 (616 ka MP) datiert. T7 ist, mit nur wenigen Lücken, entlang des kompletten Untersuchungsgebietes gut ausgeprägt und steigt von einer Terrassenhöhe von 75 m über MHW bei Daghmar auf über 195 m über MHW bei Qalhat an. Das Paläokliff ist bis zu 75 m hoch und morphologisch deutlich ausgeprägt. Die Terrassenplattform von T7 ist mit bis zu 1.5 km im zentralen Untersuchungsgebiet lokal sehr

breit. Im Gegensatz dazu verschmälert sich die Terrassenplattform südlich von Fins auf nur 150 m Breite. Der Verlauf der Paläostrandlinie offenbart einige Anomalitäten. Diese spiegeln tektonische Aktivitäten im Untersuchungsgebiet nach der ursprünglich horizontalen Bildung der Terrasse während des MIS 15 wider. Zu den Anomalitäten zählen die Bildung von T6 als lokale Sub-Terrasse sowie die, entgegen dem allgemeinen Trend beobachtete, umgekehrte Kippung der Terrasse zwischen der Fins-Störungszone und der Tiwi-Störungszone. Diese Kippung wurde durch ein differentielles Absinken des Blockes um etwa 30 m verursacht. Auf der Plattform von T7 wurden vereinzelte marine Sedimentauflagen und Beachrocks kartiert. Diese Sedimente sind im Vergleich zu den jüngeren Terrassen stärker erodiert und nur reliktiert erhalten. An der Basis des hohen und steilen Kliffs konnten an vielen Stellen grober Hangschutt und gravitativ umgelagerte Blöcke dokumentiert werden.

Terrasse 8:

Die Terrassenebenen oberhalb von T7 sind in ihrer Gesamtheit wesentlich schlechter erhalten. So ist Terrasse 8 nur lokal und fragmentarisch erhalten. Nach dem vorgestellten Altersmodell (Kapitel 4.3.3) wurde T8 während des MIS 17 (691.8 ka) gebildet. Die Paläostrände von T8 wurden in Höhen zwischen 190 m und 215 m über MHW kartiert, allerdings lediglich zwischen Tiwi und Qalhat (siehe Abb. 4-22). In den anderen Teilen des Untersuchungsgebietes bestehen keine morphologischen Überreste von T8. Aufgrund der fortschreitenden Erosion ist das Paläokliff von T8 deutlich eingeebnet und erreicht eine maximale Höhe von 20 m. Die Plattform ist ebenso stark erodiert und schmal. Sie ist ausschließlich nahe der Mündung von Wadi Haidha breiter als 100 m. Die lange Exposition hat zu einer fast vollständigen Erosion der marinen Sedimentauflage geführt. Der ursprüngliche marine Charakter der Terrasse konnte aber dennoch anhand weniger erhaltener mariner Sedimente und Beachrocks bei Qalhat eindeutig belegt werden.

Terrasse 9:

Terrasse 9 ist die höchste und folglich älteste kartierte Terrasse im Untersuchungsgebiet. Ihre Entstehung wird dem MIS 19 (780 ka) zugeordnet. T9 ist fragmentarisch, allein in der Region um Dibbab in Höhen zwischen 200 m und 270 m über MHW erhalten, in anderen Bereichen konnte sie nicht nachgewiesen werden (siehe Abb. 4-22). T9 hat eine Kliffhöhe zwischen 60 m und 80 m bei einer Breite von bis zu 450 m. Im Gegensatz zu T1 bis T8 wurde T9 ausschließlich auf Basis des DEMs kartiert, da die Terrassenmorphologie im Gelände kaum sichtbar ist und erst über die Analyse des DEM sichtbar wurde. Es kann aufgrund der Datenlage bislang nicht sicher ausgeschlossen werden, ob T8 und T9 eigentlich einer einzigen

Terrassenebene zuzuordnen sind. Gestützt wird diese Annahme dadurch, dass beide Terrassenebenen ausschließlich in den entgegengesetzten Teilen des Untersuchungsgebietes auftreten und nicht nebeneinander, was natürlicherweise zu erwarten wäre. Allerdings unterscheiden sich die Kliffhöhen beider Ebenen beträchtlich (T8: 20 m; T9: 60–80 m), was bei einer zeitgleichen Bildung der Ebenen nicht zu erwarten wäre. Daher wird angenommen, dass es sich bei T8 und T9 um zwei eigenständige Terrassenebenen handelt und das lokal begrenzte Auftreten rein erosiv begründet ist.

Potenziell ältere Terrassenebenen

Zusätzlich zu den sicher als marine Terrassen identifizierten Landformen T1-T9 finden sich weitere, hoch gelegene und isolierte Landformen, welche morphologisch mit den marinen Terrassen übereinstimmen. Über eine rein DEM-basierte Analyse konnten so zwischen 280 m und 460 m über MHW eine Reihe zusätzlicher potenzieller Terrassen zwischen Fins und Shab identifiziert werden. Diese sind, entsprechend den jüngeren Terrassen, in einem treppenartigen System übereinander angeordnet (siehe Abb. 4-12). Diese potenziellen Terrassen können aufgrund ihrer großen Höhe morphologisch nicht anderen Terrassenebenen zugeordnet werden. Daher scheint es möglich, dass im Untersuchungsraum Terrassen, welche vor dem MIS 19 gebildet wurden, lokal und reliktiertig erhalten sind. Insgesamt konnten so vier potenzielle Terrassenebenen, welche bis MIS 23 zurückreichen könnten, identifiziert werden. Allerdings kann über eine rein fernerkundungsbasierte Kartierung nicht mit letzter Sicherheit festgestellt werden, ob es sich bei den Stufen um gehobene, marine Terrassenreste handelt, obwohl sie morphologisch stark an marine Terrassen erinnern. Eine weitere Erklärungsmöglichkeit für die terrassenartigen Strukturen ist ein tektonischer Ursprung der Geländestufen, da diese genau auf einem Schwarm WNW-ESE orientierten Störungen sitzen (siehe Abb. 4-12 und Ermertz et al. (2019).

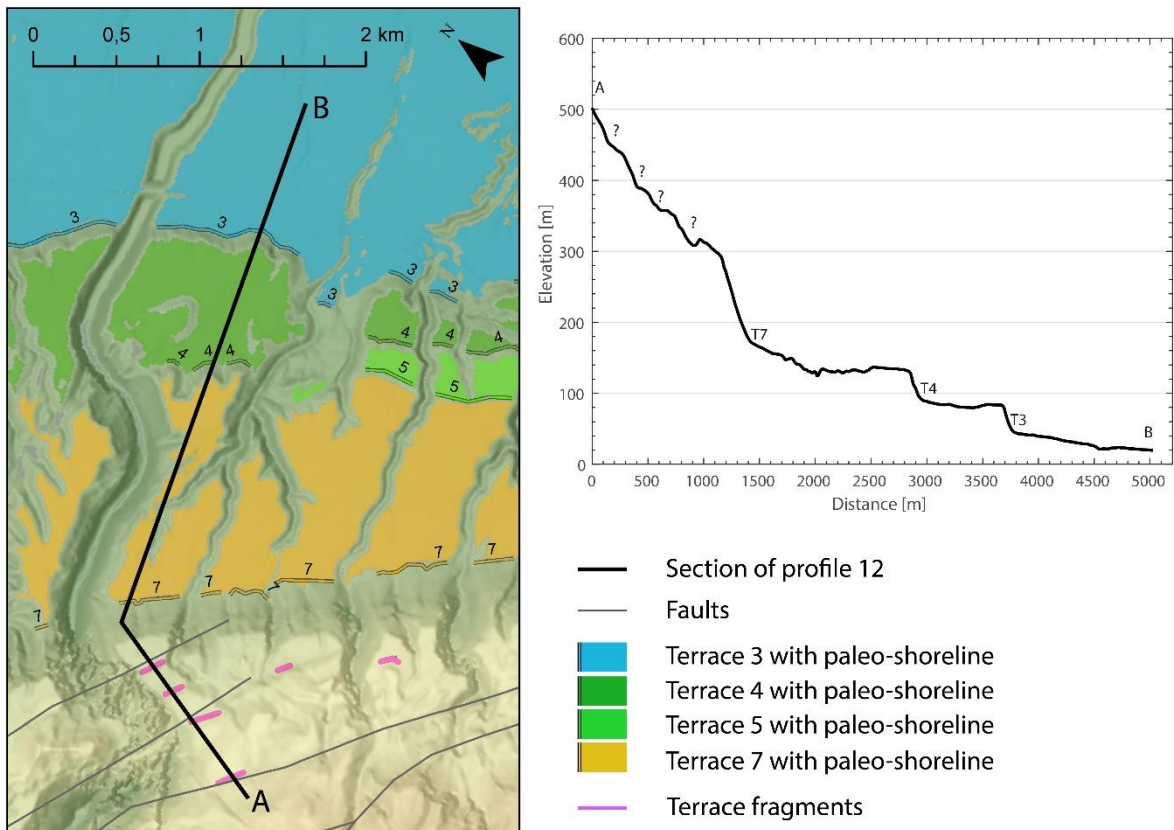


Abb. 4-12: Potenzielle gehobene, marine Terrassen und Paläostrände älter als MIS 19, zwischen Fins und Shab. Wadi Fins ist im linken Teil der Karte sichtbar. Terrassenplattformen und Paläostrände sowie Störungen nach Wyns et al. (1991) und Ermertz et al. (2019). Die Lagen der vermuteten Paläostrände sind pink in der Karte verzeichnet. Entlang des verkürzten Profils 12 (vergleiche Abb. 4-15) wurde ein Profilschnitt erstellt, welcher die Lage und Höhe der kartierten und vermuteten Paläostrände verdeutlicht.

Die Terrassen sind in unterschiedliche Blöcke segmentiert (siehe Abb. 4-20). Diese Blöcke sind untereinander durch Störungszonen abgegrenzt, welche quer zu den Terrassen verlaufen und sich aus einem Bündel an einzelnen Störungen zusammensetzen. Die Störungen fallen dabei in NW-SW-Richtung ein, wobei die Einfallrichtung lokal auch N-S sein kann. Die Störungszonen sind nach den benachbarten Siedlungen von Norden nach Süden als Daghmar-, Dibbab-, Bimmah-, Fins-, Tiwi-, Haidha- und Qalhat-Störungszone benannt. Diese Störungen können sowohl im Gelände als auch im DEM verfolgt werden. Des Weiteren wurden mehrere breite Zonen identifiziert, in welchen keinerlei Terrassenmorphologie erhalten ist. Die terrassierte Landschaft, insbesondere die Terrassenplattformen, ist hier stark von Abflussrinnen und kleineren Wadisystemen segmentiert und es kann eine verstärkte Erosion und Einebnung der Kliffe beobachtet werden. Auffällig ist, dass diese Terrassenlücken räumlich mit den Störungszonen zusammenfallen. Daher kann davon ausgegangen werden, dass die Segmentierung der Landschaft tektonisch bedingt ist.

4. Marine Terrassen als Indikatoren für quartäre Meeresspiegelschwankungen im Oman

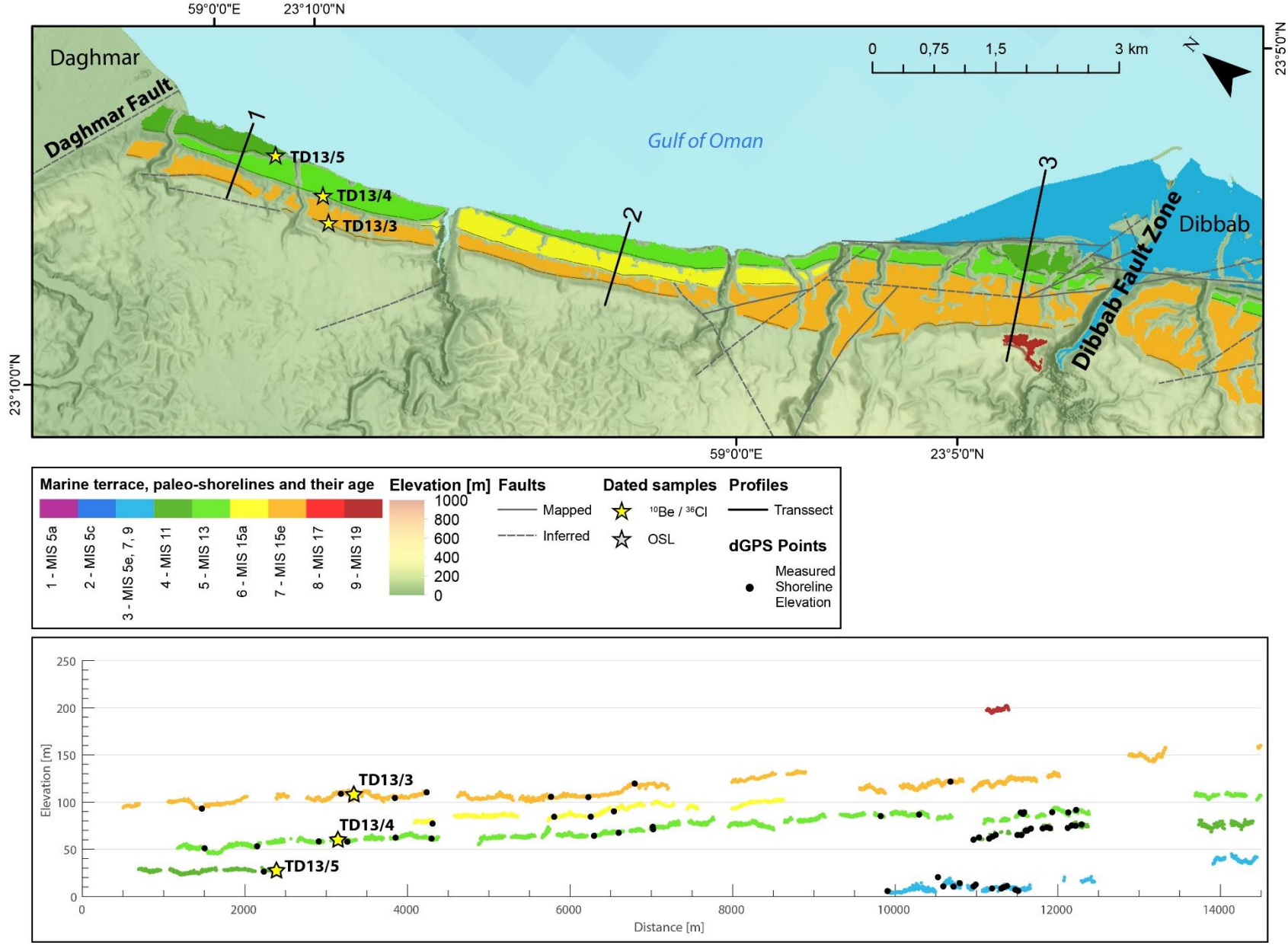


Abb. 4-13: Verlauf und Höhe der Terrassen zwischen Daghmar und Dibbab. Oben: Die Topographie der Umgebung, die Lage der Terrassen, der Störungen und Störungszonen (nach Wyns et al. (1991) und Ermertz et al. (2019)), Hangprofile und Probenahmestellen. Unten: Höhe der gemessenen (Schwarz) und der aus dem TanDEM-X extrahierten (farbig) Paläostandlinien.

4. Marine Terrassen als Indikatoren für quartäre Meeresspiegelschwankungen im Oman

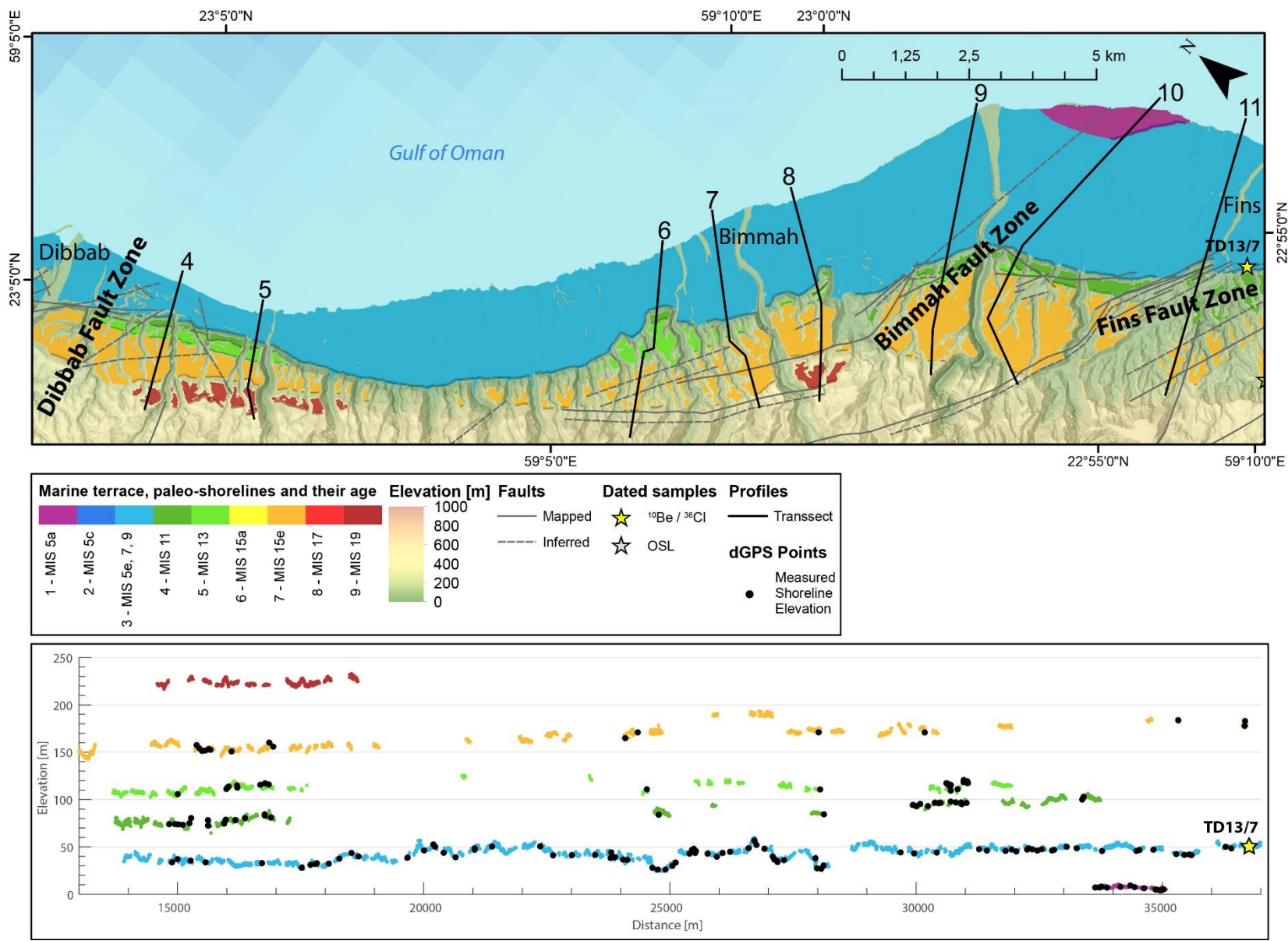


Abb. 4-14: Verlauf und Höhe der Terrassen zwischen Dibbab und Fins. Oben: Die Topographie der Umgebung, die Lage der Terrassen, der Störungen und Störungszonen (nach Wyns et al. (1991) und Ermertz et al. (2019)), Hangprofile und Probenahmestellen. Unten: Höhe der gemessenen (Schwarz) und der aus dem TanDEM-X extrahierten (farbig) Paläostandlinien.

4. Marine Terrassen als Indikatoren für quartäre Meeresspiegelschwankungen im Oman

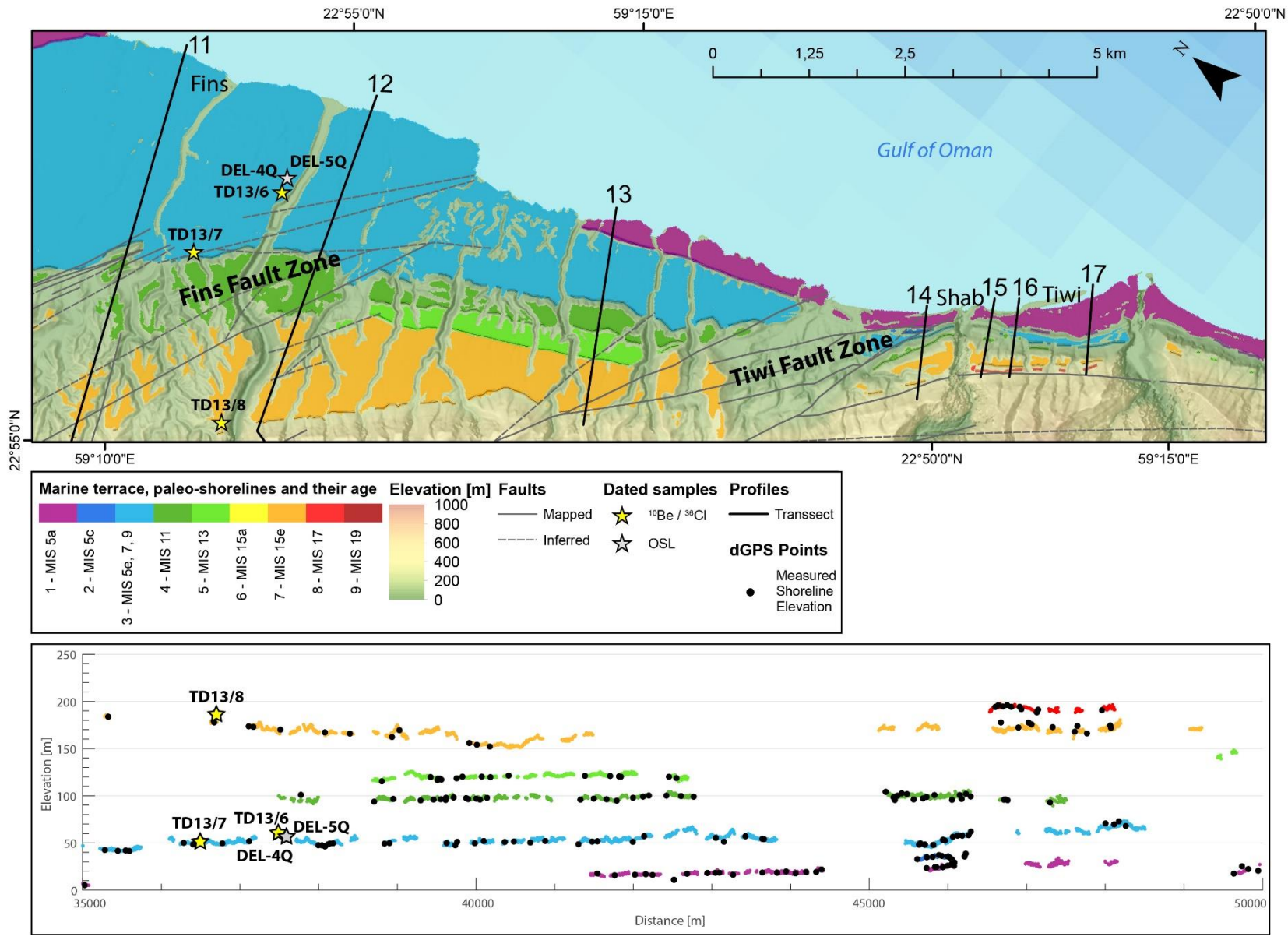


Abb. 4-15: Verlauf und Höhe der Terrassen zwischen Fins und Tiwi. Oben: Die Topographie der Umgebung, die Lage der Terrassen, der Störungen und Störungszonen (nach Wyns et al. (1991) und Ermertz et al. (2019)), Hangprofile und Probenahmestellen. Unten: Höhe der gemessenen (Schwarz) und der aus dem TanDEM-X extrahierten (farbig) Paläostandlinien.

4. Marine Terrassen als Indikatoren für quartäre Meeresspiegelschwankungen im Oman

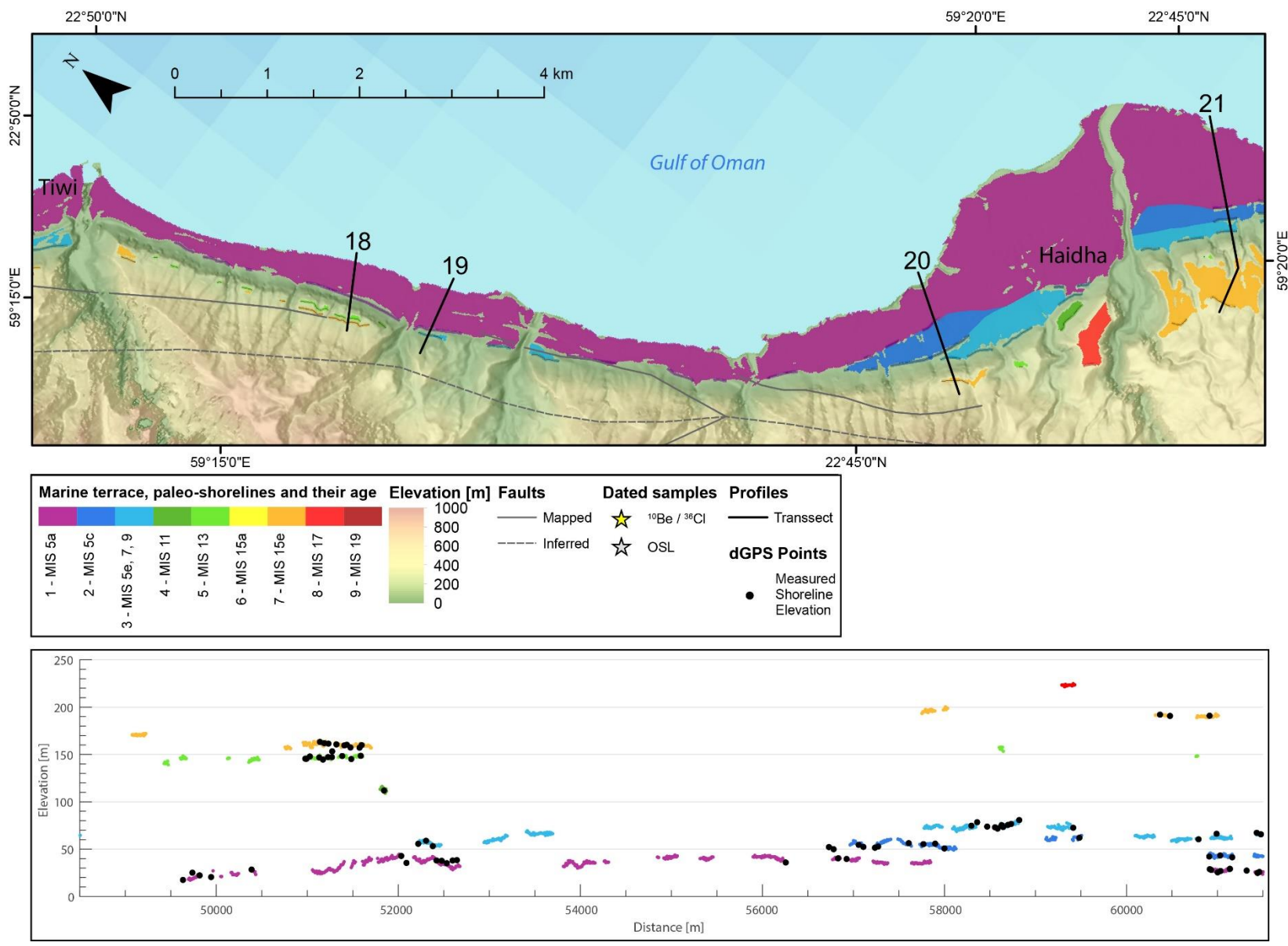


Abb. 4-16: Verlauf und Höhe der Terrassen zwischen Tiwi und Haidha. Oben: Die Topographie der Umgebung, die Lage der Terrassen, der Störungen und Störungszone (nach Wyns et al. (1991) und Ermertz et al. (2019)), Hangprofile und Probenahmestellen. Unten: Höhe der gemessenen (Schwarz) und der aus dem TanDEM-X extrahierten (farbig) Paläostandlinien.

4. Marine Terrassen als Indikatoren für quartäre Meeresspiegelschwankungen im Oman

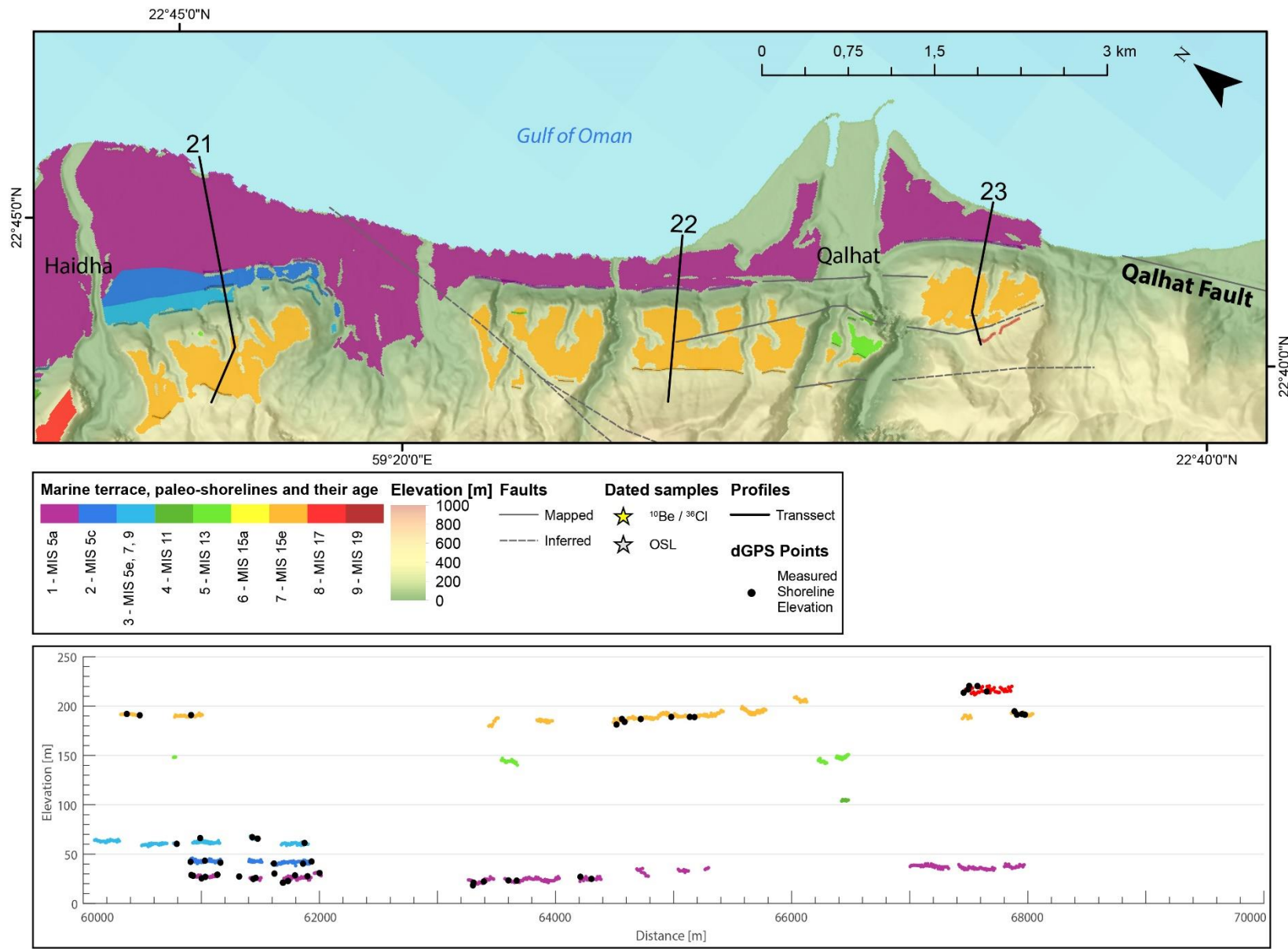


Abb. 4-17: Verlauf und Höhe der Terrassen zwischen Haidha und Qalhat. Oben: Die Topographie der Umgebung, die Lage der Terrassen, der Störungen und Störungszonen (nach Wyns et al. (1991) und Ermertz et al. (2019)), Hangprofile und Probenahmestellen. Unten: Höhe der gemessenen (Schwarz) und der aus dem TanDEM-X extrahierten (farbig) Paläostandlinien.

4.3.2. Datierergebnisse

Es wurden an insgesamt sieben Orten auf vier Terrassenebenen (T3, T4, T5, T7) Proben mithilfe von RN und OSL datiert. Anhand der ^{10}Be - und ^{36}Cl -Alter sowie der OSL-Alter wurden die Ablagerungszeiträume der auf den Terrassenplattformen aufliegenden Sedimente bestimmt, um Rückschlüsse auf die Entstehungszeit der zugehörigen Terrassen ziehen zu können. Aufgrund der Datierergebnisse kann eine Hebung des östlichen Al Hajar-Gebirges seit mindestens 607 ± 95 ka nachgewiesen werden.

Die vollständigen Datierergebnisse aller Proben mit der RN-Methode sind in Tab. 4-4 und ausführlich in Anhang 7 und Anhang 8 dargestellt. Da sich die Datierergebnisse der beiden LSDn-Skalierungsfaktoren lediglich um maximal 10% unterscheiden, werden im nachfolgenden Text zur Vereinfachung nur die Datierergebnisse auf Basis der St-Skalierung genannt. Jedes Datenset wurde individuell nach dem Central Age Modell (CAM) analysiert. Das CAM berücksichtigt die Überdispersion des Datensatzes, sprich die Variabilität der Daten, welche über die zu erwartenden Unsicherheiten der individuellen Proben hinausgeht. Im Falle einer Normalverteilung wäre die Überdispersion folglich null.

Für T7 wurden für den Probensatz TD13/3 ^{10}Be -Alter zwischen 218 ± 20 ka und 711 ± 74 ka gemessen, wobei die Überdispersion von 33% nahelegt, dass die Messwerte nicht der Normalverteilung entsprechen. Bei der RN ist ein Unterschätzen der Alter aufgrund von Prozessen wie Exhumierung oder Umlagerung wahrscheinlicher als eine Überschätzung. Daher wurden aufgrund einer vermuteten Umlagerung nach der ursprünglichen Sedimentation die beiden jüngsten Messungen (Proben TD13/3h und TD13/3b) ausgeschlossen, was in einer Reduzierung der Überdispersion auf null resultiert. Dies ergibt für den Probensatz TD13/3 ein durchschnittliches ^{10}Be -Alter von 627 ± 22 ka.

Die ^{36}Cl -Alter für T7 sind jedoch wesentlich jünger und weisen eine größere Streuung auf. Die Datierung des Probensatzes TD13/3b auf ein Alter von 380 ± 120 ka ist zu hinterfragen, da der Probensatz einen hohen Anteil an natürlichem Chlor ($250\ \mu\text{g/g}$; siehe Anhang 6) aufweist. Dies ist für die genaue Berechnung von ^{36}Cl -Alter nachteilig (Mechernich et al. 2019). Das ^{36}Cl -Alter des Probensatzes TD13/8 ist mit 146 ± 24 ka gegenüber allen anderen gemessenen Altern auf dem Terrassenniveau T7 inkonsistent. Es wird daher vermutet, dass die Unterschätzung des Alters auf eine Umlagerung nach der ursprünglichen Sedimentation oder auf höhere Erosionsraten als angenommen zurückzuführen ist. Anhand der verfügbaren Daten wird gefolgert, dass die Zuordnung von T7 zum MIS 15e (ca. 616 ka) am wahrscheinlichsten ist.

Die drei auf T5 gesammelten Proben (Probensatz TD13/4) haben ein durchschnittliches ^{10}Be -Alter von 480 ± 29 ka bei einer Überdispersion von null. Dies legt die Korrelation von T5 mit dem MIS 13 (485 ka) nahe.

Terrasse 4 wurde anhand von Dolomitkieseln datiert (Probensatz TD 13/5). Die beiden gemessenen ^{36}Cl -Alter von 550 ± 160 ka und 366 ± 84 ka führen zu einem CAM-Alter von 428 ± 77 ka, bei einer gleichzeitigen Überdispersion von null. Der Fehlerbereich ist daher relativ groß, weswegen T4 anhand des Probensatzes TD 13/5 mehreren MIS zwischen MIS 9 und MIS 15 zugeordnet werden könnte.

Die ^{36}Cl -Alter für T3 reichen von 254 ± 24 ka bis 1540 ± 200 ka, wobei die Überdispersion mit 59% sehr hoch ist. Betrachtet man die einzelnen Messergebnisse des Probensatzes TD 13/7, kann die Einzelmessung mit einem Alter von 1540 ± 200 ka klar als Ausreißer betrachtet werden und wird nachfolgend verworfen. Die ^{36}Cl -Alter für T3 sind 170 ± 30 ka, 129 ± 21 ka und 45 ± 7 ka.

Die OSL-Alter auf T3 sind mit 97 ± 6 ka und 118 ± 8 ka zeitlich nahe bei den mithilfe von ^{36}Cl bestimmten Altern (siehe Tab. 4-4). Die zeitliche Spanne zwischen den Proben kann durch geomorphologische Beobachtungen der Terrasse erklärt werden. Als Resultat eines langen Überflutungszeitraumes ist T3 die Terrassenebene mit der breitesten Abrasionsplattform.

Die durchschnittlichen CAM-Alter der mit RN und OSL datierten Terrassensedimentauflagen, die Unsicherheiten bei den CAM-Altern sowie die geographische Position der Probensätze wird nachfolgend in Tab. 4-4 dargestellt.

Tab. 4-4: Ergebnisse der RN und der OSL-Datierungen.

Terrasse	Probensatz	Anzahl der		Höhe			
		Proben	Methode	Breite (°N)	Länge (°E)	(m ü. MHW)	Alter (ka)
T3	TD13/6	3	^{10}Be	22.911659	59.205461	37.7	150 ± 29
T3	TD13/7	6	^{10}Be	22.915476	59.192598	45.2	373 ± 121
T3	DEL4-Q	-	OSL	22.911695	59.205471	36.7	97 ± 6
T3	DEL5-Q	-	OSL	22.911695	59.205471	36.7	118 ± 8
T4	TD13/5	2	^{36}Cl	23.161272	58.992435	25.8	458 ± 130
T5	TD13/4	3	^{10}Be	23.154431	58.992148	60.1	480 ± 29
T7	TD13/8	1	^{36}Cl	22.900485	59.177719	171.9	146 ± 24
T7	TD13/3	10	^{10}Be	23.152164	58.990035	99.3	607 ± 95
T7	TD13/3	1	^{36}Cl	23.152164	58.990035	99.3	380 ± 120

Die insgesamt sechs mit ^{10}Be und ^{36}Cl -Isotopen RN datierten Probensätze weisen Alter zwischen 146 ± 24 ka und 607 ± 95 ka auf, während die OSL-Probensätze auf 97 ± 6 ka und 118 ± 8 ka datiert wurde. Es kann hierbei ein eindeutiger, positiver Zusammenhang zwischen dem Alter und der Höhe der Proben festgestellt werden (siehe Abb. 4-18). Dies bestätigt die allgemeine Annahme, dass die jüngste Terrasse die niedrigste ist und die Terrassen mit steigender Höhe älter werden.

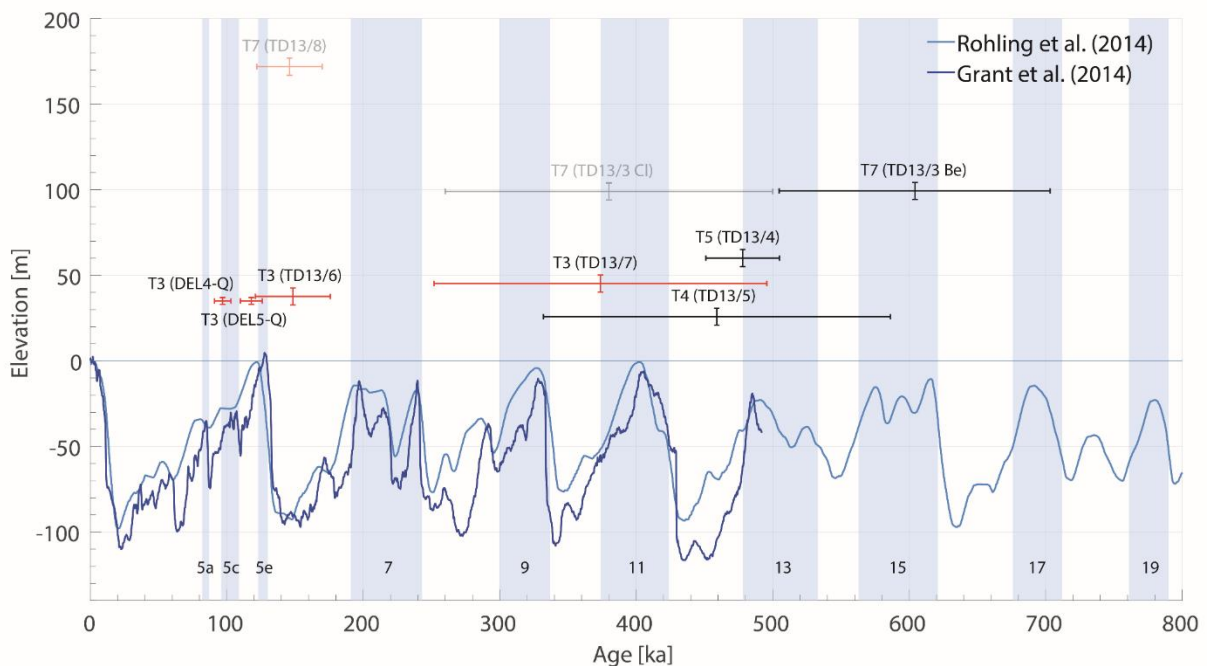


Abb. 4-18: Die Alter und die Höhen der datierten Proben im Zusammenhang mit den Meeresspiegelschwankungen und MIS-Stadien des späten Quartärs, basierend auf Grant et al. (2014), Rohling et al. (2014) und Lisiecki und Raymo (2005). Zusätzlich sind die Fehlerspannen der Probenhöhen (vgl. Tab. 4-3) und die Altersspannen der Proben (vgl. Tab. 4-4) angegeben. Die Alters- und Höhenspannen der Proben aus dem nördlichen Untersuchungsgebiet bei Daghmar sind schwarz, während die aus dem zentralen Untersuchungsgebiet bei Fins rot dargestellt sind. Ausgegraute Probensätze wurden verworfen (Gründe siehe oben) und nicht bei der Entwicklung des Altersmodells berücksichtigt.

Die Alter aller datierten RN-Proben fallen zeitlich mit mindestens einem Meeresspiegelhöchststand zusammen. Dabei zeigen manche Proben eine geringe Altersspanne und lassen sich so sicher einem einzelnen MIS zuordnen. Die Altersspanne anderer Proben ist weitaus größer und kann so nicht ohne weiteres einem einzelnen MIS zugeordnet werden. Die Probensätze TD13/6 auf T3 und TD13/4 auf T5 weisen die kleinsten Altersspannen auf und können so verlässlich MIS 5e beziehungsweise MIS 13 zugeordnet werden. Im Gegensatz dazu hat Probe TD13/5 (T4) eine sehr hohe Fehlerspanne und könnte somit im Rahmen der Fehlertoleranz dem MIS 9, 11, 13 oder 15 zugewiesen werden. Daher wurden auf Basis der zuverlässig, mit kleinen Altersspannen datierten und demnach sicher einem MIS zuordenbaren Terrassen, ein Altersmodell erstellt. Dieses ermöglicht, die

undatierten oder die anhand ihrer Altersspanne mehreren MIS zuordenbaren Terrassen, indirekt zu datieren und eine vollständige Stratigraphie der Terrassen zu erstellen.

4.3.3. Altersmodell der Terrassen

Mithilfe der Datierungen konnten zwei Terrassenebenen eindeutig einem Meeresspiegelhöchststand zugeordnet werden: Terrasse 3 anhand des Probensatzes TD13/6 dem MIS 5e und Terrasse 5 anhand des Probensatzes TD13/4 dem MIS 13. Darüber hinaus kommen mittels der Datierungsergebnisse bei Terrasse 4 (MIS 9, 11, 13 und 15) und Terrasse 7 (MIS 13, 15 oder 17) mehrere potenzielle MIS als Bildungszeitraum in Frage. Der Probensatz TD13/7 legt nahe, dass Terrasse 3 überdies auch während des MIS 9 oder MIS 11 überflutet war, da auch Sedimente aus diesem Zeitraum auf der Paläo-Abrasionsplattform datiert wurden. Die Zuordnung einer Terrassenebene zu mehreren MIS muss kein Widerspruch sein, da marine Terrassen von mehreren Meeresspiegelhöchstständen überflutet und mehrmals überprägt werden können (Anderson et al. 1999).

Das Alter der übrigen Terrassenebenen konnte mangels datierbaren Materials nicht direkt bestimmt werden. Zum Modellieren der Hebungsraten sowie zur Erstellung eines vollständigen Altersmodells sind jedoch für jede Terrassenebene die zugehörigen Alter nötig. Es wird daher mithilfe der bekannten Daten und einiger im Folgenden erläuterten Annahmen ein Altersmodell für alle Terrassen der Sequenz im Untersuchungsgebiet erstellt. Dies ist eine typische Vorgehensweise, um anhand datierter Terrassenebenen die Alter der undatierten Terrassen innerhalb einer Terrassensequenz zu extrapolieren (Meschis et al. 2018). Es existieren eine Reihe von Beispielen (Bianca et al. 1999; Guidi et al. 2003; Gallen et al. 2014), bei denen die Extrapolationsmethode erfolgreich angewandt wurden, um für die jeweilige Terrassensequenz ein robustes und vollständiges Altersmodell zu generieren. Aufgrund der Vergleichbarkeit der untersuchten Terrassensequenz zu denen der erwähnten Beispiele wird die Extrapolationsmethode auch im Untersuchungsraum als geeignet betrachtet.

Die grundlegende Annahme hierfür ist, dass jeder Meeresspiegelhöchststand während des Quartärs zu einer Bildung einer ausgeprägten Terrasse führte. Weiterhin wird angenommen, dass die nächsthöhere Terrasse auch dem nächstälteren MIS zuzuordnen ist und folglich die nächstniedrigere Terrasse dem nächstjüngeren MIS. Allerdings kann diese Annahme infolge einer mehrmaligen Überflutung und Überprägung einer Terrassenebene durch nachfolgende Meeresspiegelhöchststände modifiziert werden (Anderson et al. 1999). Möglich ist dies, wenn die Rate des Meeresspiegelanstieges höher ist, als die Höhe des vorherigen Meeresspiegelhöchststandes plus der daran anschließenden Hebung der Terrasse. Dabei können die SLIPs, wie Paläostrände des älteren Meeresspiegelhöchststandes oder sogar die

komplette Terrassenmorphologie einer Terrassenebene, erodiert werden. Folglich weisen durch mehrere Meeresspiegelhöchststände aufgearbeitete Terrassen oft eine breite Terrassenplattform und ein vergleichsweise hohes Paläokliff auf (Anderson et al. 1999; Meschis et al. 2018).

Die Basis des hier vorgestellten Altersmodells stellen die sicher einem einzelnen MIS zugeordneten Terrassen 3 und 5 dar. So konnte der wahrscheinliche Bildungszeitraum der über die Datierungen mehrdeutig datierten Terrassen 4 (MIS 11) und 7 (MIS 15) eingegrenzt werden. Die Terrassenebenen ohne direkten RN- oder OSL-Datierungspunkt wurden anschließend nach den oben genannten Annahmen extrapoliert. So war es möglich, allen Terrassenebenen das MIS-Stadium in dem sie gebildet, beziehungsweise überprägt wurden, zuzuordnen.

Ausnahmen stellen der ^{36}Cl -Probensatz TD13/8 auf Terrasse 7, welcher auf ein Alter von 129 ± 18 ka (entspricht MIS 5e) datiert wurde, und der Probensatz TD13/3 Cl auf Terrasse 7 mit einem Alter von 380 ± 120 ka (entspricht MIS 9 bis 13) dar. Beide Proben wurden aufgrund einer problematischen Datierung beziehungsweise einer vermuteten Umlagerung (siehe Kapitel 4.3.2) nicht bei der Erstellung der Terrassenchronologie berücksichtigt.

Das resultierende Modell ist dabei bis auf zwei Ausnahmen linear. So wurde Terrasse 3 ursprünglich während des MIS 9 angelegt, dann aber von den beiden folgenden Meeresspiegelhöchstständen des MIS 7 und des MIS 5e wieder überflutet und morphologisch überprägt. T3 weist daher die mit Abstand breiteste Terrassenplattform und das höchste Paläokliff aller Terrassenebenen im Untersuchungsgebiet auf. Die prägnante geomorphologische Ausprägung von T3 wird als Resultat einer wiederholten Überflutung und einer damit einhergehenden Reliefverstärkung der Terrasse, interpretiert.

Terrasse 6 konnte nur in einem kurzen Abschnitt im Norden des Untersuchungsgebietes kartiert werden (siehe Abb. 4-13). Da T6 und T7 im zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes ineinander übergehen (siehe Abb. 4-13), wird vermutet, dass die undatierte T6 während einer Subphase von MIS 15, vermutlich während MIS 15a, gebildet wurde. So wurden nach dem Altersmodell sowohl Terrasse 6 als auch Terrasse 7 während des MIS 15 gebildet. Terrasse 6 wird daher als eine lokale Sub-Terrasse von Terrasse 7 interpretiert (siehe Kapitel 4.4.4), weswegen hier kein Widerspruch zu dem auf Meeresspiegelhöchstständen basierenden Altersmodell zu sehen ist. Das Altersmodell aller Terrassen im Untersuchungsgebiet ist nachfolgend in Tab. 4-5 dargestellt.

Tab. 4-5: Die im Untersuchungsraum vorkommenden Terrassenebenen mit den dazugehörigen MIS-Stadien sowie dem Alter des lokalen Meeresspiegelhöchststandes nach Grant et al. (2014) und Rohling et al. (2014) in ka. Die mit einem Sternchen markierten Terrassenebenen wurden direkt datiert (siehe Tab. 4-4).

Terrassenebene	MIS-Stadium	Alter des MIS in ka
Terrasse 1	MIS 5a	84.8
Terrasse 2	MIS 5c	107.2
Terrasse 3*	MIS 5e, 7, 9	127.8 - 328.0
Terrasse 4*	MIS 11	405.6
Terrasse 5*	MIS 13	485.0
Terrasse 6	MIS 15a	570.0
Terrasse 7*	MIS 15e	616.0
Terrasse 8	MIS 17	691.8
Terrasse 9	MIS 19	780.0

4.3.4. Hebungsraten der Terrassen

Die Berechnung der durchschnittlichen Terrassenhebungsraten anhand Gleichung 1, ist in Kapitel 4.2.4 ausführlich dargestellt. Die benötigten Eingangsparameter sind hierfür die eustatischen Meeresspiegelkurven des Pleistozäns nach Grant et al. (2014) und Rohling et al. (2014), die MIS-Alter der Terrassen sowie die gemessenen, beziehungsweise extrahierten Höhen der zugehörigen Paläostrände der Terrassen.

An insgesamt 23 über das Untersuchungsgebiet verteilten Profilen wurden die Hebungsraten der Terrassen berechnet. Die Profile wurden dabei entweder in Abschnitte mit besonders vielen erhaltenen Terrassenebenen oder in Abschnitte, in denen sich die Terrassentopographie stark ändert, gelegt. Starke Änderungen in der Topographie sind dabei üblicherweise direkt mit den (Haupt-) Störungszonen im Untersuchungsgebiet in Verbindung zu bringen. Eine ausführliche Übersicht über die durchschnittlichen Hebungsraten entlang aller Profile findet sich in Anhang 2. Es wurde dabei ein lokal stark differenzierendeshebungsmuster der Terrassen entlang des Untersuchungsgebietes festgestellt. Im Allgemeinen kann von Norden nach Süden eine ansteigende Hebungsrate beobachtet werden, was sich morphologisch in den sich graduell erhöhenden Terrassenebenen und Paläostränden widerspiegelt. Die berechneten Hebungsraten liegen im nördlichen

Untersuchungsraum um Dibbab zwischen 0.01 ± 0.06 und 0.22 ± 0.01 mm/a und erreichen im Süden bei Qalhat bis zu 0.89 ± 0.09 mm/a.

Dabei konnten für die Hebungsraten im Untersuchungsgebiet starke raum-zeitliche Variationen seit dem MIS 19 festgestellt werden (siehe Abb. 4-19). Zwischen dem MIS 19 und dem MIS 15 war die Hebungsrate im gesamten Untersuchungsraum mit 0.19 bis 0.34 mm/a relativ stabil. Nach dem MIS 15 sind in verschiedenen Regionen des Untersuchungsgebietes teilweise gegensätzliche Entwicklungen zu beobachten. Während im zentralen Teil relativ stabil bleibenden Hebungsraten zu verzeichnen sind, nimmt die Hebungsrate entlang der nördlichen Profile zwischen Daghmar und Bimmah ab (siehe Abb. 4-19). Im Gegensatz dazu erfährt der südliche Teil zwischen Haidha und Qalhat nach dem MIS 15 eine beschleunigte Hebung. Insbesondere nach dem MIS 5e verstärkt sich die beschleunigte Hebung im südlichen Teil weiter. Diese Entwicklung ist morphologisch gut am Paläostrand von T7 sichtbar, welcher eine Höhendifferenz von über 120 m zwischen dem nördlichen und dem südlichen Teil aufweist (siehe Abb. 4-11).

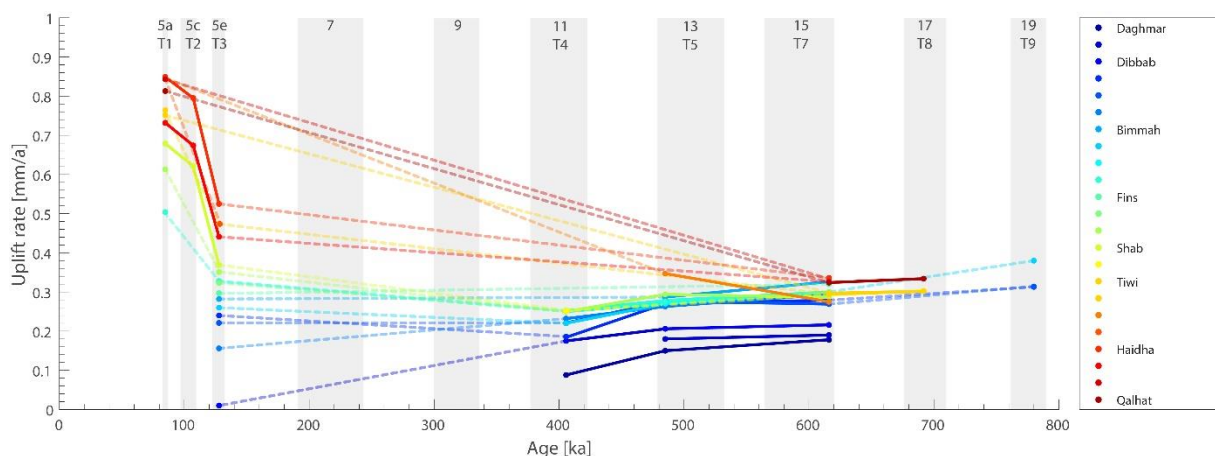


Abb. 4-19: Raum-zeitliche Variation der durchschnittlichen Hebungsraten entlang der Profile von Nord (Daghmar) nach Süd (Qalhat) im Untersuchungsraum. Die Zeiträume und Dauer der MIS sowie die zugehörigen Terrassenebenen sind als graue Balken visualisiert. Der Verlauf der Hebungsraten ist gestrichelt, wenn eine zeitliche Lücke zwischen Terrassenebenen auftritt. Die Hebungsrate steigt an den jüngeren Terrassen im Süden an, während sie gleichzeitig im Norden abnimmt. Die genaue Lage der Profile ist in Abb. 4-13 bis Abb. 4-17 dargestellt.

4.4. Diskussion

4.4.1. Morphologie der Terrassen

Marine Terrassen sind eine geomorphologische Landform, welche ein unmittelbarer Proxy für den Meeresspiegel ist (Anderson et al. 1999; Bianca et al. 1999; Meschis et al. 2018; Normand et al. 2019). Aufgrund ihrer Abhängigkeit vom Meeresspiegel sind marine Terrassen bei ihrer

Ausprägung immer horizontal angelegt (Lajoie 1986; Anderson und Menking 1994; Anderson et al. 1999). Die ursprünglich horizontal angelegten Terrassen im Untersuchungsraum wurden aufgrund differentieller Hebungs- und Subsidenzbewegungen einzelner Blöcke gekippt. Die hier vorgestellten Ergebnisse belegen somit sowohl eine differentielle tektonische Deformation der Erdkruste und der Terrassen im Quartär, als auch dazwischengeschaltete Perioden von verstärkter tektonischer Aktivität im Untersuchungsraum.

Es wurde ein über das gesamte Untersuchungsgebiet vorherrschendes, längsseitiges Einfallen der Terrassen nach Norden beobachtet, was auf eine verstärkte Hebung der Terrassenebenen im Süden im Vergleich zum Norden zurückzuführen ist. Analog steigen die Kliffhöhen der Terrassen und damit die vertikale Distanz zwischen den benachbarten Terrassenebenen nach Süden an. Dies kann als typisches Phänomen für Regionen mit zeitlich variierenden Hebungsraten betrachtet werden und ist das Resultat einer nach der Terrassenbildung einsetzenden Kippung der Terrassen (Lajoie 1986; Roberts et al. 2013; Normand et al. 2019). Somit kann die Deformierung der Terrassen einerseits als Resultat lateral variierender Hebungsraten (Normand et al. 2019), andererseits als Folge von tektonischen Aktivitäten an Störungen und Störungszonen in und außerhalb des Untersuchungsgebietes (Binnie et al. 2016) oder einer Kombination beider Prozesse gedeutet werden.

4.4.2. Datierung der Terrassen und Altersmodell

Erste Datierungsansätze der marinen Terrassen im Untersuchungsgebiet wurden mithilfe von Uran-Thorium-Datierung und Strontium-Isotopen-Stratigraphie an fossilen Austern und Korallen durchgeführt (Kellerhals 1998). Diese Methoden führten jedoch nicht zu verlässlichen und zufriedenstellenden Ergebnissen, da Probleme mit der Uran-Thorium-Datierung von fossilen Austern auf die Rekristallisation der Austernschalen zurückzuführen sind (Kellerhals 1998). Der Strontium-Isotopen-Gehalt der Schalen deutete auf geringe Isotopenverhältnisse hin, was durch die Absorption und den Einbau von älterem Detritusmaterial in die Austernschalen erklärt wurde (Kellerhals 1998). Moraetis et al. (2018) und Mattern et al. (2018) datierten mithilfe der Radiokarbonmethode fossile Ablagerungen auf den unteren Terrassenebenen. Aufgrund der Halbwertszeit von ^{14}C ist die obere Datierungsgrenze der Radiokarbonmethode bei etwa 45 ka BP (Bada und Deems 1975), weswegen hier nur die unterste Terrasse erfolgreich datiert werden konnte.

Das Datierungsproblem aufgrund der chemisch-physikalischen Einschränkungen durch die Uran-Thorium-Datierung und der Radiokarbonmethode im Untersuchungsraum konnte mithilfe einer Kombination aus ^{10}Be und ^{36}Cl -Datierungen, welche durch zwei OSL-Datierungen

unterstützt wurden, überwunden werden. Um zu verhindern, dass Sedimente, welche nicht mit der Terrassenbildung zeitlich in Zusammenhang stehen, datiert werden, wurden ausschließlich Proben von flachen, weit entfernt von Gerinnen und Kliffen gelegenen Standorten genommen. Dadurch sollte auch verhindert werden, dass Proben, welche nach der primären Sedimentation nach der Terrassenbildung umgelagert oder rotiert wurden, gesammelt werden. Dies ist besonders für die RN-Datierung essenziell, da Umlagerungsprozesse, Abschattung und Bedeckung der Proben zu einer Unterbrechung der Akkumulation von Kosmogenen Nukliden in der Probe führen kann und sich somit zu junge Alter ergeben können (Gosse und Phillips 2001; Granger und Muzikar 2001).

Die vorgestellten Datierergebnisse in Kombination mit der geomorphologischen Analyse der Terrassen beweisen die Bildung der marinen Terrassen während des Pleistozäns. Diese geht mit einer gleichzeitigen, differentiellen Hebung der Erdkruste im Untersuchungsraum seit mindestens dem MIS 19 (780 ka) einher, was dem Mittel- und Jungpleistozän entspricht. Dabei zeigen die Ergebnisse einen klaren Zusammenhang zwischen dem Terrassenalter und der Terrassenhöhe (siehe Abb. 4-18). Dieser Zusammenhang liegt dem Altersmodell zugrunde, mit welchem undatierte Terrassenebenen indirekt datiert werden können (siehe Kapitel 4.3.3 und z. B. Bianca et al. (1999)). Dabei passen alle datierten Proben gut in das regionale Terrassenaltersmodell (siehe Abb. 4-18 und Tab. 4-4), wobei nur die ³⁶Cl-Probensätze TD13/8 und TD13/3 im zentralen Bereich von Terrasse 7 eine Ausnahme darstellen. Diese Probensätze wurde auf 146 ± 24 ka bzw. 380 ± 120 ka datiert, was einer Zuordnung zum MIS 5e (TD13/8) bzw. MIS 9 bis 13 (TD13/3 Cl) entspricht. Im Gegensatz dazu wurde die Bildung von T7 anhand des Altersmodells (siehe Kapitel 4.3.3 und Tab. 4-5) sowie der ¹⁰Be-datierten Probe TD13/3 Be auf das MIS 15 datiert.

Bei der RN-Datierung wurden die aufliegenden Sedimente und nicht die eigentliche Bildung der Terrasse datiert. Daher kann sich bei Sedimenten, welche nicht unmittelbar mit der Bildung der Terrasse in Zusammenhang stehen, eine zeitliche Diskrepanz zwischen Bildung der Terrasse und der Ablagerung des datierten Sediments ergeben (Granger und Muzikar 2001). Dies kann durch verschiedene erosive, fluviatile oder gravitative Prozesse, wie einer Umlagerung, Sedimentbedeckung oder Hangverlagerungen, durch welche das datierte Material nach der eigentlichen Terrassenbildung auf der Terrasse umgelagert oder abgelagert wird, erklärt werden (Gosse und Phillips 2001). Es wird daher angenommen, dass die zu jungen ³⁶Cl-Alter der Probensätze TD13/8 und TD13/3 entweder nicht unmittelbar mit der Bildung von T7 zusammenhängen oder nach der primären Ablagerung auf T7 umgelagert oder zeitweise bedeckt wurden. Folglich wurden die Probesätze TD13/8 und TD13/3 Cl bei der Erstellung des Altersmodells nicht in Betracht gezogen.

4.4.3. Segmentierung entlang von Störungszonen

Die tektonische Segmentierung des Untersuchungsgebietes wird durch das Auftreten von Segmenten mit zeitlich begrenzter und verstärkter Hebung, Segmenten mit kontinuierlicher Hebung sowie von Segmenten mit zeitlich begrenzter Subsidenz verdeutlicht. Diese Segmente werden stets von Störungszonen begrenzt. Basierend auf den früheren Arbeiten von Wyns et al. (1991) und Kusky et al. (2005) schlagen Ermertz et al. (2019) die Segmentierung des Untersuchungsgebietes in insgesamt sechs große, tektonische Sub-Blöcke vor, welche jeweils durch große Störungszonen zueinander abgegrenzt sind. Die Störungszonen werden demnach von Nord nach Süd als Dibbab-, Bimmah-, Fins-, Tiwi-, und Qalhat-Störungszone benannt, die Sub-Blöcke entsprechend von Nord nach Süd als Block 1 bis Block 6 (siehe Abb. 4-20). Zusätzlich wurde im Rahmen der Kartierungen eine weitere Störungszone zwischen Tiwi und Qalhat identifiziert, welche nachfolgend als Haidha-Störungszone benannt ist. Das Untersuchungsgebiet wird nach Norden bei Daghamar von einem Graben, welcher vom Delta bei Qalhat überdeckt wird und einer vermuteten Störungszone, welche nachfolgend Daghamar-Störungszone genannt wird, begrenzt (Beuzen-Waller et al. 2019 (in review)).

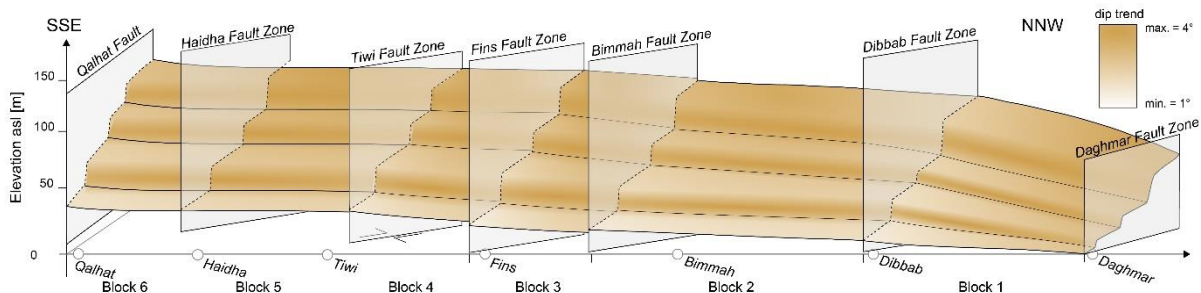


Abb. 4-20: Segmentierung des Untersuchungsgebietes entlang der Störungszonen (Ermertz et al. 2019).

Anhand der differentiell gekippten Terrassen konnte die Existenz der Sub-Blöcke mit den damit zusammenhängenden Störungszonen nun bestätigt sowie deren räumliche Ausdehnung und zeitliche Aktivitäten weiter verfeinert werden. Dabei agieren die Störungszonen als eine Art Scharnier, entlang denen signifikante Änderungen in der Neigung und Kippung der Blöcke beobachtet werden können. Besonders hervorzuheben ist der nördlichste Block 1 zwischen Daghamar und Dibbab, auf dem die Terrassen mit durchschnittlich 0.45° eine besonders stark ausgeprägte Nordwärtsskipung aufweisen. Diese Kippung reduziert sich an der Dibbab-Störungszone signifikant auf durchschnittlich 0.05° südlich von Dibbab (siehe Abb. 4-11). Es wird daher angenommen, dass die Dibbab-Störungszone als eine morphologisch ausgeprägte und in der Vergangenheit aktive Störungszone, anzusehen ist. Block 1 ist aufgrund seiner

steilen Kippung für einen Großteil der insgesamt entlang der Küste gemessenen Hebung der Terrassen verantwortlich. Störungszonen haben zusammengenommen einen großen Einfluss auf die differentielle Hebung von marinen Terrassen, da eventuelle vertikale Versätze entlang der Störungen die ursprüngliche Terrassenmorphologie stark modifizieren können (Roberts et al. 2013; Binnie et al. 2016; Meschis et al. 2018). Im Untersuchungsgebiet ist eine brüchige Verformung der gehobenen Blöcke zu beobachten.

4.4.4. Kleinräumige, differentielle Vertikalbewegungen

Dass Block 1 eine besondere Stellung einnimmt, wird insbesondere am Verlauf von T3 offensichtlich. T3 taucht im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes unter den rezenten Meeresspiegel ab (siehe Abb. 4-13 und Abb. 4-11). Aus dem in Kapitel 4.3.3 präsentierten Altersmodell der Terrassen geht hervor, dass T3 ursprünglich während des MIS 9 ausgebildet, nachfolgend während des MIS 7 und des MIS 5e erneut geflutet und weiter überprägt wurde. Da für das MIS 5e im Untersuchungsraum ein Meeresspiegelniveau von 4.6 m über dem rezenten Meeresspiegel angenommen wird (Grant et al. 2014), müssten sich die während des MIS 5e ausgeprägten Terrassen und Paläostrände bei tektonisch stabilen oder bei in Hebung befindenden Küsten vollständig über dem rezenten Meeresspiegel befinden. Aufgrund des Altersmodells der gehobenen Terrassen wird für den untersuchten Küstenabschnitt von einer kontinuierlichen Hebung seit dem MIS 19 bis zum MIS 5e ausgegangen. Ein Abtauchen der MIS 5e-Terrasse ist allerdings unter einer, seit ihrer Bildung anhaltenden Hebung nicht möglich. Zwei Erklärungen sind für die abtauchende MIS-5e Terrasse denkbar: Einerseits eine falsche Datierung von T3 oder andererseits ein differentielles Abtauchen von Block 1 nach der Ausbildung von T3 seit dem MIS 5e. Eine falsche Datierung wird allerdings als unwahrscheinlich erachtet, da die Terrasse selbst über eine ausreichende Anzahl an Datierpunkten über zwei unabhängige Methoden robust datiert wurde (siehe Kapitel 4.3.2).

Es wird daher davon ausgegangen, dass Block 1 nach der Bildung von T3 im MIS 5e tektonisch gekippt wurde und eine differentielle Subsidenz erfuhr. Die stark abnehmenden Hebungsraten im nördlichen Untersuchungsgebiet (siehe Abb. 4-19) weisen ebenfalls auf eine Subsidenz von Block 1 hin, welche der Hebung des Blockes bis zum MIS 5e nachfolgte. Global betrachtet sind die meisten MIS 5e Küstenlinien zwar über dem rezenten Meeresspiegel dokumentiert, jedoch finden sich auch einige abgetauchte MIS 5e Küstenlinien (Rovere et al. 2016a). Dies wird insbesondere in der Nähe von Deltasystemen beobachtet, wo die große Sedimentauflast zu einer lokalen Subsidenz führen kann (Pedoja et al. 2011). Etwa 5 km nördlich der abtauchenden MIS 5e Küstenlinie befindet sich das Delta von Qalhat (siehe Abb. 4-2), weswegen eine durch Sedimentauflast in benachbarten Gebieten begünstigte Subsidenz als möglich erachtet wird (Muthuvairavasamy et al. 2000). Zusätzlich deuten die überfluteten

Wadis nördlich von Qalhat bis südöstlich von Maskat auf eine langanhaltende Subsidenz mit einer sich nordwärts verstärkenden Tendenz hin (Hoffmann et al. 2013c). Block 1 scheint hierbei einen Übergang von den sich hebendem Abschnitt bis Qalhat und dem sich senkenden Block, welcher nördlich anschließt, darzustellen.

Block 1 beherbergt die Terrassenebenen T3 bis T8, welche zwischen den MIS 5e und MIS 19 gebildet wurden (siehe Tab. 4-5), wodurch eine Hebung bis mindestens MIS 5e, als T3 das letzte Mal überflutet wurde, nachgewiesen wird. Die höchste auf Block 1 vorkommende Paläostrandlinie von T3 wurde in 18 m über MHW gemessen, was auf eine Hebung von mindestens 13 m nach ihrer Bildung in ursprünglich 4.6 m über dem rezenten MHW vor 128.8 ka schließen lässt. Da die Strandlinie von T3 nach Norden hin unter den rezenten Meeresspiegel abtaucht, kann auf eine differentielle Subsidenzphase von Block 1 nach dem MIS 5e gefolgert werden. Es wird angenommen, dass die nördliche tektonische Grenze von Block 1 an der vermuteten Daghmar-Störungszone zu suchen ist. Der absolute Höhenversatz am nördlichen Ende von Block 1 konnte bislang nicht festgestellt werden, da dazu eine Unterwasserexploration der T3-Strandlinie notwendig wäre. Jedoch kann anhand der Subsidenz von T5 und T7, welche beide über die komplette Länge von Block 1 auftreten, ein nordwärtiges, differentielles Absinken des Blockes von insgesamt etwa 50 m vermutet werden.

Weitere Hinweise auf differentielle Vertikalbewegungen von Block 1 können aus dem Auftreten von T6 gezogen werden. T6 ist räumlich ausschließlich auf Block 1 begrenzt (siehe Kapitel 4.3.1), wobei sie lateral von zwei großen Störungszone (Daghmar-Störungszone und Dibbab-Störungszone) begrenzt wird (siehe Abb. 4-13). Eine mögliche Erklärung für das lokale Auftreten von T6 ist eine rasche Vertikalbewegung des Blockes während der Bildung von T7 im MIS 15 (616 ka), wodurch die Bildung einer ausgeprägten Terrassenstufe von T7 im betroffenen Segment, wie in den benachbarten Regionen beobachtet, ausblieb. Die darüber liegende T7 ist in den Bereichen in denen T6 nicht auftritt mit einem Paläokliff von über 60 m Höhe sehr dominant ausgebildet. T6 wurde als lokale Sub-Terrasse von T7 gebildet, was die lokal insgesamt schwächere Ausbildung beider Stufen erklärt. Die Höhendifferenz zwischen T6 und T7, also der vermutete Vertikalversatz, beträgt 15–20 m. Zusätzlich entspricht die aufsummierte Höhe beider Terrassen mit 55–60 m der Höhe von T7 unmittelbar nördlich und südlich von dem gehobenen Segment. Da die Morphologie von T6 mit einem Paläokliff und einer Paläoplattform gut ausgeprägt ist, muss eine rasche Vertikalbewegung für das Entstehen von T6 verantwortlich sein. Eine langsame Vertikalbewegung innerhalb eines Meeresspiegelhöchststandes formt typischerweise keine stark ausgeprägte Terrasse, wenn sich die Vertikalbewegung des Blockes und die Änderung des Meeresspiegels in ähnlichen Größenordnungen bewegen (Trenhaile 2002). Die Segmentierung von Blöcken entlang von

Störungszonen und Abschiebungen sowie die darauf folgende Bildung von Sub-Terrassen wurde auch an anderen Küsten, etwa in Chile, beobachtet (Binnie et al. 2016).

Weitere Abschiebungen und tektonische Bewegungen entlang von Störungszonen wurden auf Block 4 zwischen der Fins- und der Tiwi-Störungzone dokumentiert. Die differentielle Kippung zweier Terrassenebenen mit bekanntem Alter ermöglicht die Datierung des tektonischen Aktivitätszeitraumes und den Zeitraum der Abschiebungsaktivitäten (Kelsey 1990). In diesem Fall kann anhand der unterschiedlich ausgeprägten Terrassenneigungen die tektonisch bedingte, differentielle Kippung der Terrassenebenen zeitlich eingegrenzt werden. Während die jüngeren Terrassen T2 bis T5 mit zwischen 0.03° und 0.09° eine nur gering ausgeprägte, nordwärtige Kippung aufweisen, ist die ältere Terrasse T7 mit einer Steigung von -0.44° nach Süden einfallend (siehe Abb. 4-21). Diese gegensätzliche Entwicklung wird als Ergebnis eines differentiellen Absinkens von Block 4 entlang der Tiwi-Störungzone interpretiert. Diese muss folglich nach der, ursprünglich horizontalen, Bildung von T7 während des MIS 15 (orange) und vor der Bildung von T5 während des MIS 13 (grün) erfolgt sein. Der Zeitraum des tektonisch bedingten Absinkens von Block kann also auf den Zeitraum zwischen 616 und 485 ka eingegrenzt werden. Ab der Bildung von T5 im MIS 13 folgte Block 4 der allgemein im Untersuchungsraum vorherrschenden Nordwärtskipplung, was in den leicht nördlich einfallenden Ebenen von T5 bis T1 zu erkennen ist (siehe Abb. 4-21).

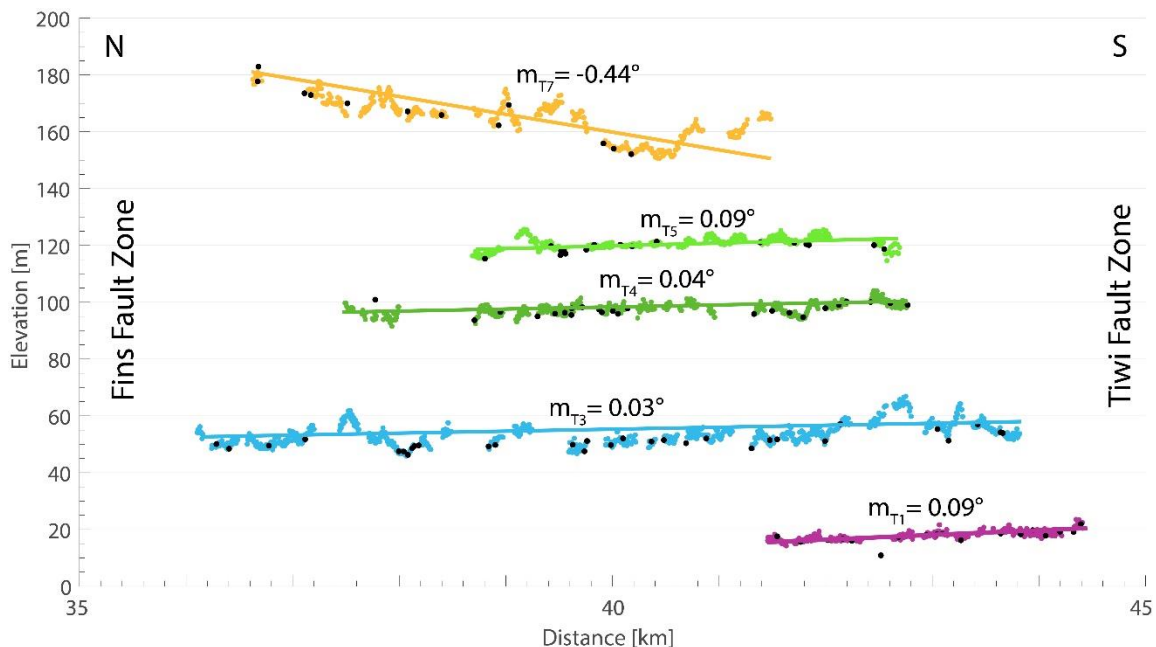


Abb. 4-21: Höhe der Strandlinien der Terrassen T2 bis T7 zwischen Fins und Tiwi. Die farbigen Punkte wurden dabei aus dem DEM extrahiert, während die schwarzen Punkte die gemessenen SLIPs darstellen. Die durchschnittlichen Steigungen der Terrassen in diesem Abschnitt sind verzeichnet. Auffällig ist hierbei das südliche Einfallen von T7 (orange), im Gegensatz zum leicht nordwärtigen Einfallen der übrigen Terrassen. Eine detaillierte Legende findet sich in Abb. 4-13.

4.4.5. Räumliche und zeitliche Hebungsvariabilität

Die berechneten, durchschnittlichen Hebungsraten für das späte Quartär (MIS 5a bis MIS 19) variieren zwischen 0.01–0.22 mm/a im nördlichen (Block 1), 0.25–0.68 mm/a im zentralen (Block 3) und 0.32–0.89 mm/a im südlichen Teil (Block 6) des Untersuchungsraumes. Eine genauer aufgelöste Auflistung der Hebungsraten ist in Anhang 2 zu finden. Die modellierten Hebungsraten sind mit einer Reihe anderer, in weiteren Untersuchungsräumen analysierten, Hebungsraten von gehobenen marinen Terrassen des Quartärs vergleichbar. So untersuchten Meschis et al. (2018) gehobene und deformierte Strandlinien im Zusammenhang mit der Kalabrischen Subduktionszone in Süditalien, wo die berechneten Hebungsraten der quartären Terrassen zwischen 0.4 und 0.89 mm/a betragen. Marquardt et al. (2004) berichten von Hebungsraten von 0.34 ± 0.06 mm/a im nördlichen Chile, während Jara-Muñoz und Melnick (2015) im südlichen Chile mit 1.2–1.8 mm/a höhere Hebungsraten angeben. Sowohl Kelsey (1990) als auch Muhs et al. (1990) untersuchten die gehobenen Terrassen entlang der Küste von Oregon, welche im Zusammenhang mit der Cascadia-Subduktionszone stehen. Beide Studien berichten von einer entlang der Küste variierenden Hebungsraten zwischen 0.5 und 1.4 mm/a seit dem MIS 5e. Normand et al. (2019) untersuchten die gehobenen marinen Terrassen entlang der iranischen Makran-Küste, welche den hier untersuchten, omanischen Terrassen auf der nördlichen Seite der MSZ gegenüberliegen. Auch hier wird von einer hohen Hebungsratenvariabilität entlang des Längsverlaufes der Terrassen berichtet. Die durchschnittlichen Hebungsraten seit dem MIS 7 variieren hierbei zwischen 0.05 und 1.2 mm/a (Normand et al. 2019). Im Hinblick auf die vorherrschenden geomorphologischen Merkmale sowie die berechneten Hebungsraten ähneln sich die gehobenen Gebiete beiderseits der MSZ stark.

Für den engeren Untersuchungsraum im Oman existieren bislang keine Studien über langanhaltende Hebungsraten und deren zeitliche und räumliche Variationen während des Pleistozäns. Mattern et al. (2018) berechneten Hebungsraten anhand gehobener, spätquartärer Riffe in Fins, von welchen die Autoren, nach den Datierungsergebnissen von Gardner (1988), ein Alter zwischen 21 und 31 ka annehmen. Die Riffbildung in Fins fällt somit aufgrund der Datierungsergebnisse der Autoren in die Phase des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), als der eustatische Meeresspiegel bis zu 115 m unter dem rezenten Meeresspiegel lag (vgl. Grant et al. (2014)). Aufgrund der daraus gefolgerten, sehr hohen Hebung von etwa 143 m seit der Bildung des Riffes, errechneten die Autoren eine Hebungsraten zwischen 4.6 und 6.8 mm/a für die letzten 31 ka.

Anhand der hier vorgestellten Ergebnisse gibt es keine Hinweise für Phasen solch hoher Hebungsraten, zumindest nicht in dem untersuchten Zeitraum zwischen dem MIS 19 und dem MIS 5a. Die von Mattern et al. (2018) vorgeschlagenen Raten übertreffen die hier berechneten,

durchschnittlichen Hebungsraten um ein Vielfaches. Dies könnte zwar mit einem rapiden Anstieg der Hebungsrate nach dem MIS 5a erklärt werden, die Analyse der Hebungsraten deutet jedoch auf eine im Bereich um Fins stabile bis leicht abnehmende Hebungsrate von etwa 0.3–0.4 mm/a hin (siehe Abb. 4-19). Nur im südlichen Untersuchungsgebiet ist eine seit dem MIS 5e ansteigende Hebungsrate zu verzeichnen, wobei hier 0.89 mm/a nicht überschritten werden. Die hier vorgestellten Hebungsraten geben jedoch keine direkten Hinweise auf die Entwicklung nach dem MIS 5a. Allerdings ist zu berücksichtigen, dass die hier präsentierten Hebungsraten als langfristige, durchschnittliche Hebungsraten zu verstehen sind und daher keine Rückschlüsse auf rasche, kurzfristige Vertikalbewegungen ermöglichen.

4.4.6. Mögliche Ursachen der differentiellen Hebung

Gehobene, marine Terrassen finden sich global an zahlreichen Küsten mit unterschiedlichen geodynamischen Hintergründen (Henry et al. 2014; Pedoja et al. 2014). Viele der gehobenen marinen Terrassen weltweit finden sich an aktiven Plattengrenzen und Subduktionszonen (Marquardt et al. 2004; Roberts et al. 2013; Binnie et al. 2016; Normand et al. 2019). Sie sind aber auch entlang von Küsten mit starker co-seismischer Hebung (Ota et al. 1993; Anderson und Menking 1994; Ramos und Tsutsumi 2010) weit verbreitet.

Die Prozesse und Mechanismen, welche die im Oman beobachtete, differentielle Hebung antreiben, sind bislang noch unklar und einer lebhaften Diskussion unterworfen (Abrams und Chadwick 1994; Rodgers und Gunatilaka 2002; Kusky et al. 2005; Yuan et al. 2016). Frühere Erklärungen konzentrieren sich vorrangig auf tektonische Kräfte, welche im Zusammenhang mit dem nordwärts gerichteten Drift der Arabischen Platte und ihrer Subduktion entlang der MSZ (siehe Kapitel 2.2.1) in Zusammenhang stehen. In diesen Erklärungen spielt das von Abrams und Chadwick (1994) vorgeschlagene Forebulge-Modell eine tragende Rolle. Die Autoren suggerieren eine großräumige Aufwölbung der Lithosphäre mit einer Wellenlänge von 900 km als Resultat der Kollision der Arabischen mit der Eurasischen Platte (siehe Abb. 2-3). Als Folge soll die Halbinsel Musandam subduziert und die Ostküste im Untersuchungsraum gehoben worden sein. Die zwischen den beiden Regionen liegende Al Batinah-Küstenebene wird als tektonisch stabil erachtet, was von Hoffmann et al. (2013c) bestätigt wird. Rodgers und Gunatilaka (2002) modellierten die tektonischen Parameter des möglichen Forebulge-Modells und schlagen einen flexuralen Forebulge vor, welcher die Hebung entlang des östlichen Al Hajar-Gebirges erklärt. Als Position der Hebungsachse des Forebulges wird der zentrale und östliche Teil des Al Hajar-Gebirges benannt. Insgesamt wurde das Gebirge in den letzten 5 mya tektonisch über den Forebulge migriert, was laut Rodgers und Gunatilaka (2002) zu einer Hebung von insgesamt 500 m geführt haben soll.

Yuan et al. (2016) erklären die im Untersuchungsgebiet dokumentierte Hebung mit einer Hebung entlang des äußeren Hanges des Forebulges im Zeitraum zwischen 7.5 und 3.75 mya. Sie schlussfolgern, dass die Terrassen nun entlang des inneren Hanges des Forebulges wieder absinken, was sie als Resultat eines migrierten Forebulges interpretieren. Folglich vermuten Yuan et al. (2016), dass die niedrigsten Terrassen die ältesten und die jüngsten Terrassen die höchsten sind. Die oben präsentierten Datierergebnisse und das daraus entwickelte Altersmodell der Terrassen (siehe Kapitel 4.3.3) belegen jedoch das Gegenteil.

Die hier vorgestellten Ergebnisse belegen eine räumlich klar begrenzte Hebung zwischen Dagmar und Qalhat, welche mit zeitlich variierenden und lokal differenzierten Senkungs- und Hebungsmustern einhergeht. Diese können teilweise mit der von Abrams und Chadwick (1994) vorgestellten, flexuralen Forebulge-Theorie erklärt werden und sind mit den grundlegenden Modellierungen von Rodgers und Gunatilaka (2002) vereinbar. Jedoch kann die Forebulge-Theorie nicht alle Ergebnisse erklären.

Auf Grundlage der geologischen und geomorphologischen Beobachtungen, den Kartierergebnissen und dem Altersmodell der Terrassen wird ein ergänzendes Modell vorgeschlagen, in welchem tektonische Kräfte nur teilweise für die beobachtet differentielle Deformation verantwortlich sind. Es wird vermutet, dass ein Teil der differentiellen Hebung im Untersuchungsraum durch die Serpentinisierung der Peridotite in Kombination mit Verkarstungsprozessen in den aufliegenden Karbonatformationen verursacht wird (siehe Abb. 4-22). Wasser ist für beide Prozesse wesentlich, weswegen vermutet wird, dass Klimaschwankungen und Feuchtphasen während des Quartärs (siehe Kapitel 2.2.3) eine wichtige Rolle für die Hebungsprozesse gespielt haben.

Die Serpentinisierung von Peridotiten führt zu einer Volumenexpansion (de Obeso und Kelemen 2018) wobei eine gleichzeitige Fraktionierung der Peridotite aufgrund der Serpentinisierung zu erwarten ist (Grebby et al. 2010; Kelemen und Hirth 2012). Coleman und Keith (1971) berechneten eine Volumenzunahme von Peridotiten von bis zu 50% aufgrund einer Serpentinisierung. Die Hydratphasen, welche während der Serpentinisierung entstehen, haben eine geringere Dichte als die Ausgangsminerale (Malvoisin 2015). Die Volumenzunahme bei gleichzeitiger Dichteabnahme führt zu einer Hebung, wie sie beispielsweise im Troodos-Massiv auf Zypern (Robertson 1977), im Nordatlantik und in der Labrador-See (Skelton und Jakobsson 2007) dokumentiert wurde. Die bei der Serpentinisierung von Peridotiten ablaufenden Reaktionen sind exotherm und können sich selbst verstärken, solange eine ausreichende Zufuhr von Wasser gewährleistet ist.

Das Untersuchungsgebiet unterscheidet sich im Hinblick auf die lokale Geologie von den unmittelbar nördlich und südlich anschließenden Regionen, da nur im Untersuchungsraum

Peridotite vorkommen (Gealey 1977; Wyns et al. 1991; Hansman et al. 2017). Die Tatsache, dass nur die gehobenen Blöcke die ophiolithische Überschiebungsdecke im Untergrund aufweisen (siehe Abb. 4-2), wird als Indiz dafür gesehen, dass die Serpentinisierung eine zusätzlicher Prozess ist, welche zur Hebung des Untersuchungsraums beiträgt.

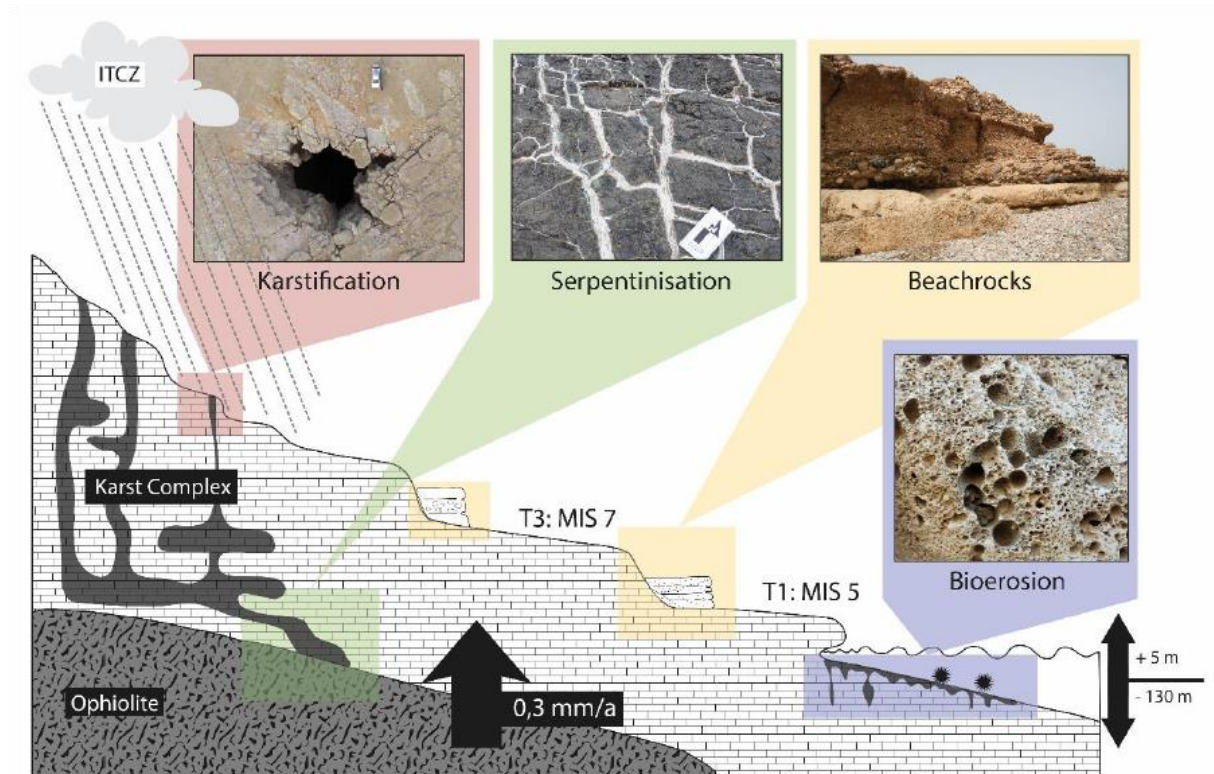


Abb. 4-22: Schematische Darstellung der terrassierten Landschaft im Untersuchungsgebiet. Wichtige, für die Hebung verantwortliche Prozesse werden verdeutlicht. Dies sind die Serpentinisierung der Peridotite sowie die Verkarstung der Karbonatkomplexe, welche isostatische Ausgleichsbewegungen auslösen. Beachrock sind Proxies für Paläomeeresspiegelstände, während die Bioerosion im Gezeitenbereich maßgeblich für die Ausbildung von Abrasionsterrassen ist. Zusätzlich werden pleistozäne Meeresspiegelschwankungen zwischen +5 m und -130 m für hydro-isostatische Hebungsbewegungen verantwortlich gemacht.

Die auf der ophiolithischen Überschiebungsdecke aufliegenden, spätkreidezeitlichen bis eozänen Einheiten sind durch verschiedene karbonatische Formationen dominiert (siehe Abb. 4-2). Diese Karbonate sind stark und intensiv verkarstet. Dies wird durch zahlreiche Höhlensysteme und Ponore auf dem Selmah Plateau oder offene Karstsysteme, wie beispielsweise Wadi Tiwi und Wadi Shab, eindrucksvoll verdeutlicht (siehe Kapitel 2.4). Die intensive Verkarstung resultiert in einer hohen Permeabilität der Kalke, so dass Niederschläge schnell und großflächig infiltrieren und anschließend durch die bis zu 2000 m mächtigen Kalksteinformationen perkolieren können. Während der Pluvialphasen des Quartärs, welche mit einer Verschiebung der Innertropischen Konvergenzzone (ITC) einhergingen, war die Verkarstung im Untersuchungsgebiet besonders stark ausgeprägt (Fleitmann et al. 2003). Die

Peridotite im Liegenden der Karbonatformationen wirken als Grundwasserhemmer, weswegen an der Schichtgrenze zwischen Peridotiten und Kalken besonders oft Quellen zu finden sind. Die Verkarstung selbst kann infolge des großen Massenverlustes in den Kalkformationen zu einer isostatischen Ausgleichsbewegung führen (Adams et al. 2010; Woo et al. 2017). Zusätzlich können hydro-isostatische Ausgleichsbewegungen zur Hebung beitragen (Lambeck 1995), da seit der Terrassenbildung eustatische Meeresspiegelschwankungen von bis zu 120 m (Grant et al. 2014) beobachtet wurden. Es ist bislang jedoch schwierig die verschiedenen, an der Hebung beteiligten Prozesse aufzutrennen und quantitativ zu bemessen. Eine ausführliche geophysikalische Modellierung der vorgeschlagenen Parameter kann künftig helfen die einzelnen Prozesse besser zu verstehen und quantitativ zu ermitteln.

4.4.7. Neotektonische Aktivitäten

Nicht nur die Anwesenheit, sondern auch die Abwesenheit von Terrassen in bestimmten Abschnitten der terrassierten Küstenlandschaft lassen Rückschlüsse auf (neo-) tektonische Aktivitäten im Untersuchungsraum zu (Marquardt et al. 2004; Gaki-Papanastassiou et al. 2009; Ermertz et al. 2019). In der Umgebung der großen Störungszonen konnte eine weitgehende Abwesenheit von gut ausgeprägten Terrassensequenzen dokumentiert werden (siehe Abb. 4-11), welche durch eine intensive, tektonisch bedingte Segmentierung der terrassierten Landformen und einer dadurch verstärkten, erosiven Degeneration verursacht wurde. Hierbei kann ein direkter Zusammenhang zwischen dem Alter der Terrasse und dem Degenerationsgrad der Terrassenmorphologie beobachtet werden. Dies wird als eine Folge von anhaltenden, neotektonischen Aktivitäten entlang der Störungszonen nach der Bildung der Terrassen interpretiert. Dabei wird das Gefüge der anstehenden Kalksteine durch die tektonisch bedingten Bewegungen entlang der Störungszonen geschwächt und fraktioniert (Jackson und Leeder 1994). Die geschwächte Struktur führt zu einer erhöhten Erosionsanfälligkeit, welche sich in einer verstärkten Degeneration und Segmentierung der Paläoplattformen und einer erhöhten Einebnung der Paläokliffe aber auch einer verstärkten erosiven Wadieinschneidung äußern kann (Gaki-Papanastassiou et al. 2009). Dadurch wird die terrassierte Landschaft im Bereich der Störungszonen allgemein zurückgebildet und ist nur relikthaft erhalten.

Weiterhin konnten im Bereich der Störungszonen entlang der Störungen abgelenkte Wadiverläufe, welche sich in die Paläoplattformen und Paläokliffe der Terrassensequenz eingeschritten haben, festgestellt werden. Diese wurden insbesondere im Bereich der Fins-Störungszone (siehe Abb. 4-15) sowie der Tiwi-Störungszone (siehe Abb. 4-16 und Abb. 4-23) dokumentiert. Abgelenkte Wadiverläufe werden als typisches Indiz für Regionen mit neotektonischer Aktivität betrachtet (Bhosle et al. 2009), da diese Anomalitäten im

Drainagemuster üblicherweise entlang von aktiven Störungszonen auftreten (Ermertz et al. 2019). Zusammengefasst werden die lokale Abwesenheit einer ausgeprägten, terrassierten Landschaft sowie die mit tektonischen Aktivitäten verbundenen Landformen wie abgelenkte Wadiverläufe, als Indikatoren für neotektonische Aktivitäten entlang der Hauptstörungszonen im späten Quartär interpretiert (Bhosle et al. 2009).

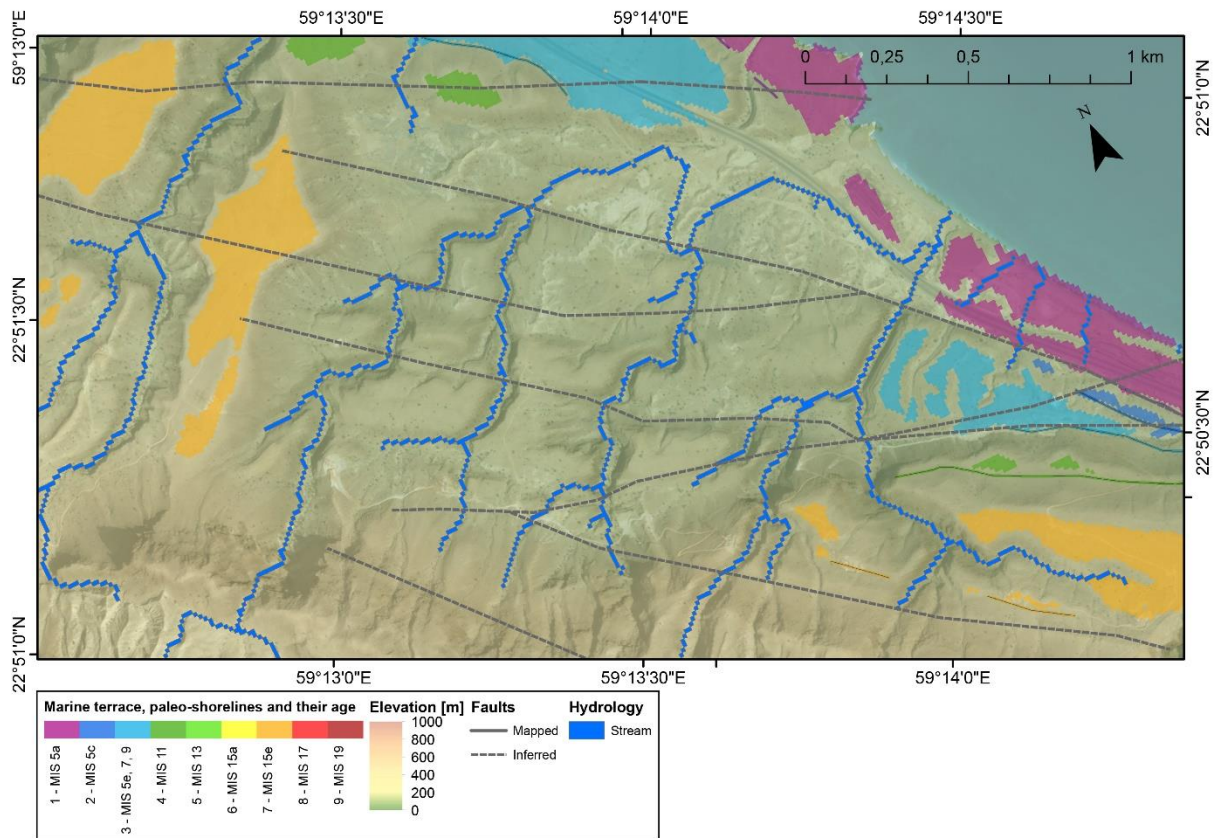


Abb. 4-23: Segmentierung der terrassierten Landformen und die Erosion der Terrassenebenen nördlich von Shab entlang der Tiwi-Störungszone. Auffällig sind die entlang der Störungen abgelenkten Wadiverläufe im zentralen Teil der Abbildung, welche auf eine verstärkte neotektonische Aktivität nach der Terrassenbildung hindeuten.

Aufgrund des hohen Vertikalversatzes zwischen dem gehobenen Untersuchungsraumes von Dagmar bis Qalhat und des als tektonisch stabil erachteten Blockes bei Sur, wird ein hohes seismisches Potenzial entlang der die beiden Blöcke trennenden Qalhatstörung angenommen. Der vertikale Versatz der Qalhatstörung, welcher spätestens mit der Hebung von T9 im MIS 19 begonnen hat, überschreitet 200 m (siehe Abb. 4-11). Daher wird die Qalhatstörung als die tektonische Struktur betrachtet, welche das höchste seismische Potenzial im Untersuchungsgebiet aufweist (Moraetis et al. 2018).

Zusätzlich zu den oben genannten geologischen Indizien für neotektonische und seismische Aktivitäten, kann auch anhand archäologischer Proxies ein seismisches Potenzial im

Untersuchungsraum vermutet werden. So deuten archäologische Ausgrabungen im historischen Qalhat auf ein starkes Erdbeben im späten 15. Jahrhundert hin, welches die Stadt zerstört haben soll (Rougeulle 2017). Es gibt keine historischen Aufzeichnungen über starke Erdbeben im östlichen Al Hajar-Gebirge, weswegen über das Auftreten potenzieller, zerstörerisch starker Erdbeben wenig bekannt ist. Seit dem Beginn der instrumentellen Aufzeichnungen im Jahre 1904 wurden nur zwei Erdbeben mit $M_w > 4$ im nordöstlichen Oman aufgezeichnet (El-Hussain et al. 2012), wobei die momentanen seismische Aktivitäten fast ausschließlich auf die MSZ und die Owen Fracture Zone (OFZ) begrenzt sind (El-Hussain et al. 2012; Hansman et al. 2017). Allerdings ist der Zeitraum der instrumentellen Aufzeichnungen vermutlich zu kurz, um potenzielle, starke seismische Ereignisse mit einer hohen Wiederkehrrate ausreichend zu erfassen.

Die vorgestellten Ergebnisse deuten jedoch auf ein nicht zu unterschätzendes, seismisches Potenzial hin. Dieses wird durch die differentiellen Vertikalbewegung sowie durch die mit neotektonischen Aktivitäten verknüpften Landformen untermauert. Ebenso nehmen Yuan et al. (2016) an, dass ein signifikantes Risiko moderater Erdbeben im Untersuchungsgebiet besteht. Als wesentlicher Prozess, welcher für die neotektonischen Aktivitäten im Untersuchungsgebiet verantwortlich sein soll, wird die aktive Aufwölbung der Erdkruste als unmittelbare Folge der Kollision und Subduktion der Arabischen Platte unter die Eurasische Platte in der MSZ aufgeführt (Kusky et al. 2005; Yuan et al. 2016). Die geometrische Analyse der Terrassen und Paläostrandlinien kann folglich dazu beitragen, die neotektonische Geschichte und das sich daraus ableitende, seismische Potenzial der Störungen entlang der omanischen Ostküste besser zu verstehen.

5. Potenzielle Auswirkungen von Tsunamis auf die Küsten des Omans

Das folgende Kapitel beruht inhaltlich im Wesentlichen auf dem von Schneider et al. (2016) in *Global and Planetary Change* veröffentlichten Artikel „Scenario-based tsunami risk assessment using a static flooding approach and high-resolution digital elevation data“. Dieser wurde übersetzt, aktualisiert und die Daten zu Bevölkerungsentwicklung und Urbanisierung in der MCA auf den neusten verfügbaren Stand gebracht. Der Artikel basiert teilweise auf den Ergebnissen der Masterarbeit und wurde darüber hinaus erweitert, ergänzt und aktualisiert. Die von Schneider et al. (2016) modellierten Ergebnisse und Aussagen zum Tsunamirisiko in der MCA wurden in Hinsicht auf die künftig zu erwartenden Meeresspiegeländerungen anschließend modifiziert und neu bewertet.

5.1. Zielsetzung

Nach dem verheerenden Tsunami im Indischen Ozean am 26. Dezember 2004 mit über 230.000 Toten (siehe Kapitel 3.1.1.2) und nochmals verstärkt nach dem Tsunami vor Japan am 11. März 2011 (Fujii et al. 2011; Mori et al. 2011) rückte das Tsunamirisiko entlang der Küsten der Welt verstärkt in den Fokus politischer Planungen (Samarajiva 2005; Løvholt et al. 2014). Regionen mit einem bereits existierenden Tsunamimanagement stellten dieses auf den Prüfstand und Länder ohne ein ausreichendes Tsunamimanagement, entlang deren Küsten ein potenzielles Tsunamirisiko besteht, entwickelten technische und gesellschaftliche Maßnahmen, um die potenziellen Auswirkungen von Tsunamis an den Küsten zu minimieren (Birkmann und Fernando 2008; Paton et al. 2008; Løvholt et al. 2014). So beschlossen die Anrainerstaaten des Indischen Ozeans im Jahr 2005 ein länderübergreifendes Tsunamifrühwarnsystem unter dem Mandat der UNESCO-Organisation Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) zu errichten (Intergovernmental Oceanographic Commission 2008; Lauterjung et al. 2010). Das Sultanat Oman ist als Anrainerstaat des Indischen Ozeans unter den Nationen, die sich dem Tsunamifrühwarnsystem angeschlossen haben (UN-ESCAP 2017). So wurden ab 2009 Pläne für ein nationales Tsunamifrühwarnsystem im Oman entwickelt (Aniel-Quiroga et al. 2018). Dieses stellt laut Aniel-Quiroga et al. (2018) zwar die Tsunamigefahr, welche vorrangig von near-field Tsunamis aus der MSZ ausgeht, in den Vordergrund, soll aber gleichzeitig auch das Risiko durch von Tropischen Wirbelstürmen ausgelösten Überflutungen und Sturmfluten, minimieren. Laut Plan soll die Risikominimierung und die Frühwarnung der Bevölkerung durch folgende Bausteine gewährleistet sein: Ein Netz aus Bojen zur Überwachung des Meeresspiegels, seismische

Überwachungsstationen, Kommunikationssysteme zur Verbreitung der Warnungen, öffentliche Bildungs- und Aufklärungskampagnen, bathymetrische und topographische Kartierung der Küste sowie einer Gefahren- und Risikomodellierung mit einer Erstellung von Tsunamirisikokarten (UN-ESCAP 2017; Aniel-Quiroga et al. 2018). Im März 2015 wurde das System als National Multi Hazard Early Warning System (NMHWS) gestartet (Aniel-Quiroga et al. 2018).

Zum Aufbau eines funktionierenden und gut angepassten Frühwarnsystems ist es unerlässlich eine Reihe von Parametern möglichst präzise und umfangreich zu kennen (Wächter et al. 2012). Dazu gehören in erster Linie ein fundiertes Wissen über das Tsunami- und Sturmrisiko entlang der Küste (Wächter et al. 2012). Dieses setzt sich aus der physikalischen Gefahr, ausgehend von Stärke und Wiederkehraten von Tsunamis und Stürmen (siehe Kapitel 3.1) sowie der Verwundbarkeit der potenziellen Bevölkerung, Infrastruktur und Gesellschaft zusammen (Intergovernmental Oceanographic Commission 2009; Browning und Thomas 2016; Aniel-Quiroga et al. 2018). Diese Parameter sind im Oman in jüngerer Zeit zwar verstärkt untersucht worden (Hoffmann et al. 2013a; Schneider et al. 2019; Hoffmann et al. 2020a), aber aufgrund der bislang dünnen Datenlage über historische Starkwellenereignisse ist das Tsunami- wie auch das Sturmrisiko im Oman bislang noch unklar (siehe Kapitel 3.1.1). Gleichzeitig sind die Risiken von Naturgefahren entlang der Küste des Omans im Hinblick auf den zu erwartenden Meeresspiegelanstieg und den Klimawandel auch künftig neu zu bewerten (Webster et al. 2005; Knutson et al. 2010; Walsh et al. 2016).

Um das Problem unklarer Tsunamipotenziale im nördlichen Indischen Ozean einzugrenzen, wurden für diese Studie verschiedene Tsunamiszenarien, welche an historische und wahrscheinlich erscheinende Tsunamis angelehnt sind, verwendet. Dabei sind die Szenarien als hypothetisch, jedoch nach den bekannten Rekonstruktionen und Modellierungen als plausibel und möglich zu betrachten (siehe Kapitel 3.1.1). Das erste Szenario gilt mit einer angenommenen Wellenhöhe von 2 m in der MCA als Abbild des Makran-Tsunamis vom 27. November 1945 (vergleiche Kapitel 3.1.1.1). Das zweite Beispiel bildet mit 5 m Wellenhöhe in der MCA ein dem 1945er Makran-Tsunami seismisch vergleichbares Szenario ab, dessen Epizentrum weiter westlich und folglich näher der omanischen Küste gelegen ist (Heidarzadeh et al. 2009b). Zusätzlich wurden die Auswirkungen eines Worst-Case-Szenarios mit einer Wellenhöhe von 15 m auf Grundlage von Heidarzadeh et al. (2009a) und Smith et al. (2013) modelliert. Auf Basis dieser definierten Szenarien wurden für zwei Untersuchungsgebiete in der MCA die resultierenden Überschwemmungen und Überflutungshöhen modelliert und auf die heutige, moderne Infrastruktur der MCA projiziert.

Die Zielsetzung hierbei ist die Analyse der potenziellen Auswirkungen historischer Tsunamis auf die seit 1945 stark gewachsene Infrastruktur und Bevölkerung in der MCA. Die potenziellen

Auswirkungen von verschiedenen Tsunamiszenarien in der MCA werden in einem kleinräumigen, lokalen Maßstab analysiert. Hierzu wird das Papathoma Tsunami Vulnerability Assessment (PTVA) Modell (Dall'Osso et al. 2010) zur Analyse der strukturellen Vulnerabilität von Gebäuden und Infrastruktur exemplarisch an zwei Untersuchungsgebieten in der MCA angewandt. Zusätzlich sollen Gebiete und Gebäude mit besonders hohem Tsunamirisiko, aber auch sichere Areale, welche sich als Evakuierungszonen eignen, identifiziert werden. Es werden potenziell überflutete und folglich nicht als Evakuierungsrouten geeignete Straßen identifiziert. Anhand der Anzahl der von den Tsunamiszenarien betroffenen Gebäude und den überfluteten Flächen kann zusätzlich abgeschätzt werden, wie viele Menschen in den Untersuchungsgebieten und in der gesamten MCA unmittelbar von den Tsunamis betroffen wären. Die hier präsentierten Ergebnisse können als Grundlage zur künftigen Stadtentwicklung, Landnutzungsplanung oder zum Katastrophenmanagement in der MCA dienen.

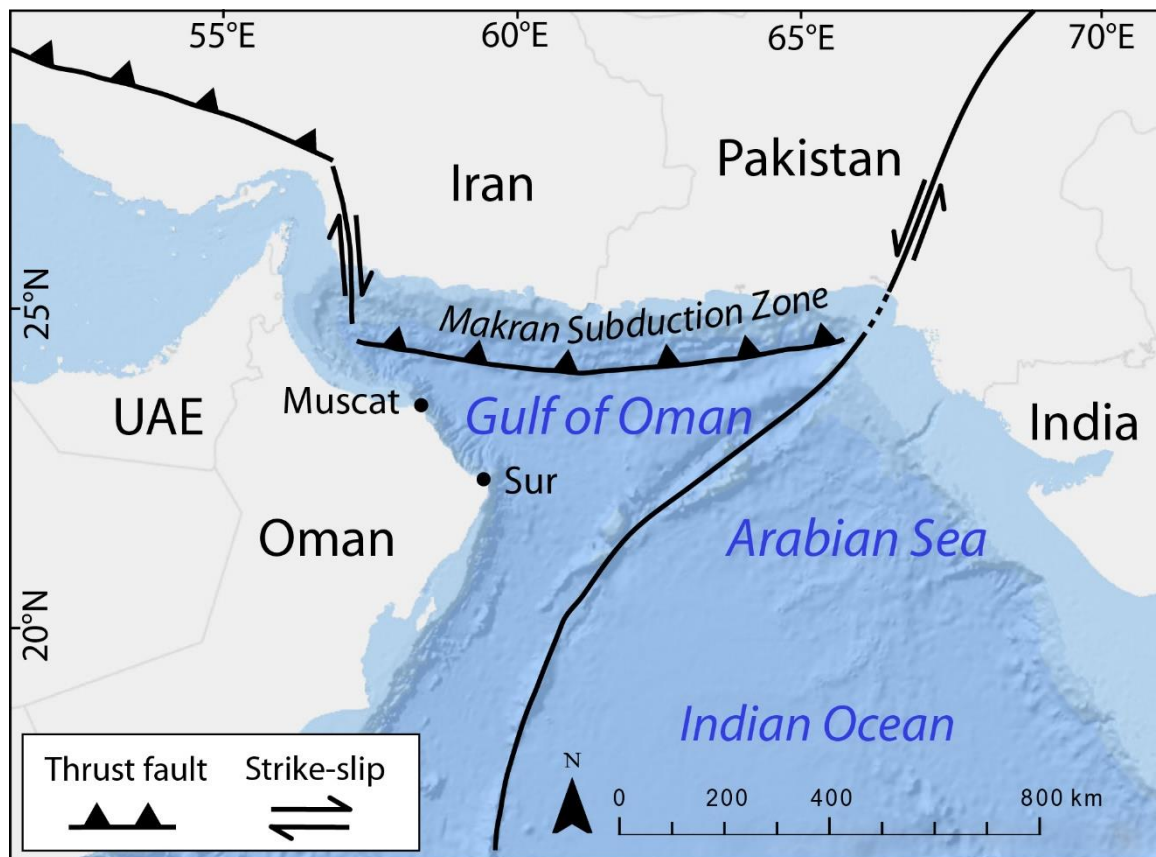


Abb. 5-1: Die großräumige tektonische Situation im nördlichen Indischen Ozean. Die MSZ stellt hierbei die wichtigste tektonische Struktur dar.

Das Risiko, welches für einen bestimmten Ort von einer bestimmten Naturgefahr ausgeht, wird laut UN-ISDR (2009) als Kombination aus dem Hazard (Gefahrenerelement) und Vulnerabilität der betroffenen Region beschrieben. UN-ISDR (2009) definieren Hazards (Gefahrenerelemente)

als Prozesse oder Phänomene, welche ein Risiko für Leben und Gesundheit darstellen und Beschädigung von Gütern und Besitz, den Verlust von Lebensgrundlagen und einen sozialen und wirtschaftlichen Zusammenbruch nach sich ziehen können. Konkret werden hier die auf die Küste treffenden Tsunamiwellen, mit ihrer je nach Szenario unterschiedlichen Wellenhöhe, als Gefahrenelement verstanden. Aufgrund des verwendeten statischen Bathhtub-Modells mit einer gegebenen, konstanten Wellenhöhe für ein Szenario, ist der Faktor Hazard für jedes Szenario konstant. Die Vulnerabilität wird nach UN-ISDR (2009) als die Charakteristiken und Umstände einer Gesellschaft, eines Systems oder eines Vermögenswertes definiert, welche es anfällig für die schädigenden Effekte eines Hazards machen. In diesem Fall wird die physikalische, strukturelle Vulnerabilität von Gebäuden und Infrastruktur in der MCA gegenüber eines definierten Überflutungsszenarios durch Tsunamiwellen untersucht. Als Tsunamirisiko wird folglich das Produkt aus dem definierten Hazard „Tsunamiwelle“ und der strukturellen Vulnerabilität der Gebäude gegenüber dieser Tsunamiwelle bezeichnet. Zur Beurteilung der Vulnerabilität der Infrastruktur wird auf Basis struktureller Gebäudeparameter der Relative Vulnerabilitäts-Index (RVI) berechnet. Der RVI wird anschließend für jedes einzelne Gebäude in definierte Risikokategorien transformiert, womit eine objektiv vergleichbare Risikoanalyse für die definierten Tsunamiszenarien möglich ist.

5.2. Untersuchungsgebiet um Maskat

Das Untersuchungsgebiet befindet sich an der nordöstlichen Küste des Omans, genauer in der Region um die Hauptstadt Maskat (MCA) (siehe Abb. 5-2). Die MCA schließt sich an das östliche Ende der Al Batinah-Ebene an. Die Al Batinah-Ebene ist eine Schwemmebene, welche von periodisch aktiven Wadis aus dem nördlichen Al Hajar-Gebirge gebildet wird (Abrams und Chadwick 1994). Sie erstreckt sich küstenparallel über eine Länge von etwa 250 km und stellt aufgrund ihrer Fruchtbarkeit die wichtigste landwirtschaftlich genutzte Region des Omans dar (Zekri 2008). Weiterhin ist die Al Batinah-Ebene die am dichtesten besiedelte Region des Omans (siehe Kapitel 2.5.2). Die MCA ist das wirtschaftliche und administrative Zentrum des Landes (Bontenbal 2016). In den letzten Jahrzehnten, aber spätestens mit der Machtübernahme durch Sultan Qabus bin Said 1970 und dem danach gezielten Ausbau der Öl- und Gasförderung (Al-Mawali et al. 2016), hat der Oman und insbesondere die MCA, ein rapides Bevölkerung- und Wirtschaftswachstum erfahren (Directorate General of National Statistics 2017). So sind heute über 50% der omanischen Bevölkerung in der MCA konzentriert, die durchschnittliche Bevölkerungsdichte betrug 2012 hierbei 370 Einwohner/km² (National Centre for Statistics and Information 2013).

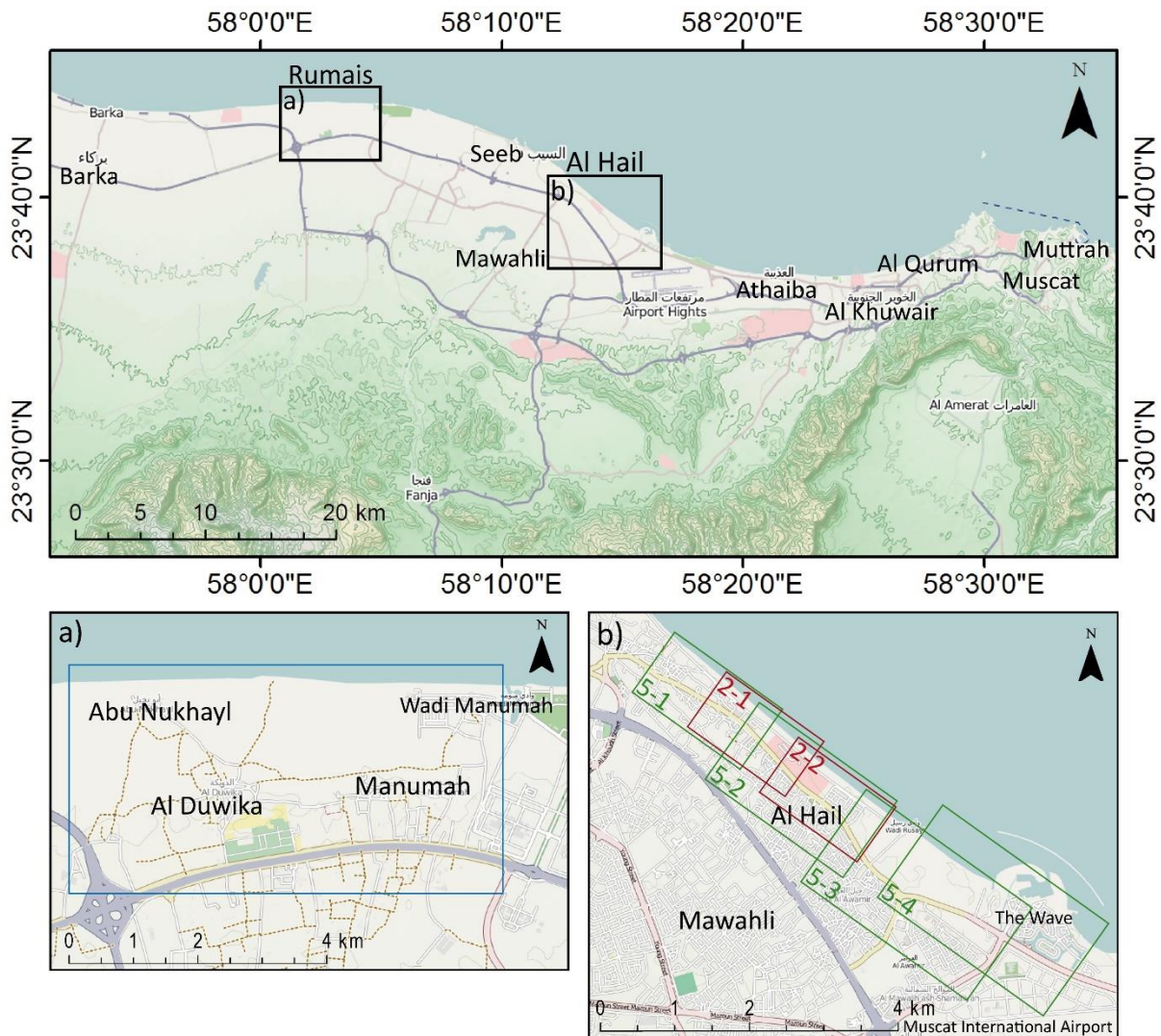


Abb. 5-2: Die Lage der Untersuchungsgebiete Rumais (A) und Al Hail (B) innerhalb der MCA. Übersicht über die Topographie und die Hauptverkehrsachsen der MCA. Die Nebenkarten (unten) verdeutlichen das Straßennetz innerhalb der Untersuchungsgebiete und die Lage der Kartenausschnitte der einzelnen Überflutungsszenarien.

Es wurden innerhalb der MCA zwei Untersuchungsgebiete ausgewählt, welche eine komplementäre Besiedlung- und Infrastrukturzusammensetzung aufweisen (siehe Abb. 5.2). Während das Untersuchungsgebiet Al Hail einen hoch urbanisierten Stadtteil der MCA darstellt, repräsentiert das Untersuchungsgebiet Rumais einen ländlich-dörflich geprägten Raum. Die Untersuchungsgebiete werden hier als repräsentative Beispiele für stark unterschiedliche, innerhalb der MCA aber oft räumlich dicht nebeneinander vorkommende Siedlungstypen, verstanden. Hierbei repräsentiert Al Hail die dicht besiedelten, vorwiegend urbanisierten Stadtteile der MCA, während Rumais die landwirtschaftlich dominierte Al Batinah-Küstenebene repräsentiert.

5.2.1. Untersuchungsgebiet Al Hail

Das Untersuchungsgebiet in Al Hail ist dicht besiedelt, stark urbanisiert und ein vor allem von Wohnhäusern geprägtes Areal mit etwa 27 km² Fläche. Es erstreckt sich etwa 9 km entlang der Küste des Golfes von Oman und reicht bis zu 3 km ins Landesinnere der Al Batinah-Küstenebene (siehe Abb. 5.2). Zusätzlich zu den dominierenden Wohngebäuden finden sich gewerblich genutzte Gebäude aus Industrie oder Gastgewerbe und öffentliche Gebäude wie Schulen oder Moscheen. Die meisten Gebäude sind nach modernen Standards gebaut, da der Stadtteil in jüngerer Zeit schnell gewachsen ist und modernisiert wurde (Richthofen und Langer 2015). Al Hail hat, wie es charakteristisch für den Kernbereich der MCA ist, ein gut ausgebautes, dichtes Straßennetz, wobei die wichtigsten und am meisten befahrenen Straßen küstenparallel verlaufen (Didero et al. 2019). Es finden sich zwischen den Gebäuden noch größere, zusammenhängende landwirtschaftlich genutzte Flächen, wobei hier besonders kleinere Dattelpflanzungen dominieren. Das Untersuchungsgebiet ist durch seine Lage unmittelbar an der Küste tiefliegend, bei einer mittleren Höhe von 5.6 m über MHW. Aufgrund seiner Lage auf quartären Alluvialfächern, welche ihren Ursprung im südlich anschließenden Hajar-Gebirge haben (Abrams und Chadwick 1994), ist die Topographie flach und leicht in Richtung Meer einfallend (siehe Kapitel 2.4.2). Die einzigen nennenswerten topographischen Besonderheiten sind reliktiertig erhaltene, küstenparallele Strandwälle und die Flussbetten der hier in den Golf von Oman mündenden Wadis. Diese sind die meiste Zeit abflusslos und trocken und nur nach intensiven Regenfällen im Einzugsgebiet wasserführend.

5.2.2. Untersuchungsgebiet Rumais

Das Untersuchungsgebiet Rumais liegt am westlichen Ende der MCA direkt am Golf von Oman (siehe Abb. 5.2). Es erstreckt sich etwa 7 km parallel zur Küste und reicht 3 km ins Landesinnere. Das Untersuchungsgebiet Rumais hat eine Fläche von 21 km², bei einer durchschnittlichen Höhe von 9.4 m über MHW. Die Gegend ist im Gegensatz zu Al-Hail stark ländlich geprägt und aufgrund einer kleindörflichen Struktur durch eine geringe Besiedlungs- und Bebauungsdichte gekennzeichnet. Wie entlang der gesamten Al Batinah-Küste ist die Geländeoberfläche mit 0–2° leicht seewärts einfallend und daher, bis auf einen küstenparallelen, sandigen Dünengürtel, flach und mit wenig topographischen Besonderheiten. Die Landschaft hinter den Dünen wird von periodisch gefluteten Sabkha-Ebenen, trockenem Brachland und vereinzelt landwirtschaftlich genutzten Parzellen geprägt. Dabei dominiert die Zucht von Ziegen und Kamelen, Palmpflanzungen sind eher selten. Landeinwärts kann ein gradueller Übergang vom küstennahen, halophilen Buschland der Sabkhas hin zu verstärkt landwirtschaftlich und ackerbaulich genutztem Land beobachtet werden. In den kleinen, küstennahen Dörfern spielt zusätzlich die Fischerei eine wichtige

Rolle. Zwei der vier Dörfer, Abu Nukhayl and Wadi Manumah, liegen leicht erhöht auf dem etwa 5 m hohen, sandigen Dünengürtel, während die Dörfer Manumah und Al Duwika zwischen der Küstenautobahn und der Sabkhaebene weiter im Landesinneren liegen. Die Dörfer liegen auf einer Höhe von 4 m bis 10 m über MHW. Im gesamten Untersuchungsgebiet sind keine Industriebetriebe angesiedelt, die Dörfer bestehen vorwiegend aus Wohngebieten mit teilweise angeschlossener, landwirtschaftlicher Nutzung. Das Straßennetz ist nur dünn, wobei der Großteil der Wege nur temporär und nicht asphaltiert ist. Es führen nur wenige asphaltierte Straßen von der küstenparallelen Autobahn zu den Siedlungen.

5.3. Methodik

Das nachfolgende Kapitel beschreibt detailliert die zur Ermittlung des RVIs notwendigen Parameter. Dazu gehört die topographische Kartierung und Aufnahme der Infrastrukturparameter, die verwendeten Tsunamiszenarien sowie die Modellierung des RVIs mithilfe des PTV-Modells.

5.3.1. Topographische Geländeaufnahme und Kartierung der Infrastruktur

Hochauflösende Geländemodelle sind eine unentbehrliche Grundlage, um das Risiko durch hydrologische Naturgefahren entlang von Küsten zu bewerten (van de Sande et al. 2012). Moderne Fernerkundungsverfahren wie luftgestützte LiDAR-Erkundung bieten zwar eine ausreichend hohe räumliche Auflösung, doch sind diese für den Oman nicht flächendeckend und öffentlich zugänglich. Hochauflösende satellitengestützte Geländemodelle wie beispielsweise von der TanDEM-X Mission bereitgestellte Daten, weisen mit einer horizontalen Auflösung von etwa 10 m und einer vertikalen Genauigkeit von maximal 2 m (Wessel 2013) noch nicht die nötige Auflösung auf, um genaue hydrologische Modellierungen im lokalen Maßstab durchzuführen. Es wurde daher ein eigenes, landgestütztes Geländemodell beider Untersuchungsgebiete mithilfe eines Leica dGPS-Systems erstellt. Die Aufnahme der topographischen Daten sowie die parallel erfolgte Kartierung der Gebäude- und Infrastruktureigenschaften wurde zwischen Oktober 2013 und März 2014 durchgeführt.

5.3.1.1. Erstellen des lokalen DEMs

In beiden Untersuchungsgebieten wurde zur topographischen Kartierung ein Leica Geosystems Viva GNSS-GS15 dGPS-System verwendet (Leica Geosystems 2011). Dieses besteht aus einer über einem bekannten Referenzpunkt installierten Basisantenne und einer

tragbaren Messvorrichtung, dem Rover. Sowohl die Basisstation als auch der Rover empfangen ein reguläres GPS-Signal, sind aber zusätzlich über ein Korrektursignal miteinander verbunden. Über das Korrektursignal kann die relative Position der beiden Empfänger wesentlich genauer bestimmt werden, wodurch sich die Genauigkeit auf etwa 2 cm erhöht (Leica Geosystems 2011). Abhängig von der Geländebeschaffenheit und Zugänglichkeit wurde die Kartierung entweder zu Fuß oder mithilfe eines Geländewagens durchgeführt. Die Datenpunkte wurden dabei in einem Abstand von 2 m gemessen, wodurch eine engmaschige und dichte 3D-Punktwolke der Untersuchungsgebiete erstellt werden konnte, welche die Geländeoberfläche möglichst genau abbildet.

Die so gemessenen Punkte wurden in das lokale, orthometrische Meeresspiegelniveau transformiert und angepasst. Dazu wurden mehrere dutzend Messungen des Meeresspiegels vorgenommen, welche anschließend mit der durch Bojen instrumentell aufgezeichneten, lokalen Meeresspiegelkurve verglichen wurden. Die Bojendaten für Maskat werden von der IOC Sea Level Station Monitoring Facility bereitgestellt (UNESCO/IOC 2019). Anschließend wurde der gemittelte Unterschied zwischen den gemessenen Meeresspiegelpunkten und den Bojendaten als Korrekturwert für die Geländeoberfläche der Untersuchungsgebiete, dargestellt durch die 3D-Punktwolke, angewandt. Auf Basis dieser dichten und höhenkorrigierte 3D-Punktwolke wurde mithilfe von ESRI ArcGIS 10.1 ein hochauflösendes digitales Geländemodell (DEM) erstellt. Die Geländeoberfläche wurde anhand der eingemessenen Punkten mit der „natural neighbour“ Methode in den Standardeinstellungen von ArcGIS 10.1 interpoliert (Childs 2004). Das nun lückenlose DEM diente als Grundlage für die weitere Überflutungsmodellierung und Risikoanalyse für die MCA.

5.3.1.2. Erstellen der Gebäude- und Straßendatenbank

Die zu einer strukturellen Risikoanalyse notwendigen Daten zu Gebäuden, Straßennetz und Landnutzung wurden parallel zur topographischen Aufnahme im Gelände erfasst und zusätzlich durch hochauflösende, digitale Satellitenbilder ergänzt. Zu den aufgenommenen Parametern gehören beispielsweise die Oberfläche und die Anzahl der Spuren jeder Straße sowie der Typ, das Baumaterial, die Anzahl der Geschosse sowie die Nutzung sämtlicher Gebäude. Aufgrund ihrer besonderen Relevanz für die Risikoanalyse lag ein Fokus auf Einrichtungen wie Moscheen, Schulen, Krankenhäusern, Hotels, Malls und Tankstellen. Diese Gebäudetypen beherbergen zu bestimmten Tageszeiten eine große Anzahl an Menschen oder sie stellen potenzielle sekundäre Gefahrenquellen dar. Andere Nutzungstypen wie Gebäude der öffentlichen Verwaltung, Polizei- oder Feuerwehrräumen kamen in den Untersuchungsgebieten nicht vor, spielen aber eine potenziell wichtige Rolle.

Jedes Gebäude und jede Straße in den Untersuchungsgebieten wurde mithilfe des OpenStreetMap-Editors räumlich präzise als Polygon (Gebäude und Landnutzung) oder Linie (Straßen) modelliert und mit den oben erwähnten Parametern (siehe auch Kapitel 5.3.3) verknüpft. Der daraus resultierende Datensatz enthält also die exakte räumliche Position jedes Gebäudes und jeder Straße, mit allen für die Erstellung des RVI nötigen Parametern. Der Datensatz wurde anschließend mit dem zuvor erstellten DEM verknüpft, um jedem Objekt seine Höhe über MHW zuzuweisen (siehe Abb. 5-3). Auf Basis dieses Datensatzes wurden die in den folgenden Kapiteln beschriebenen Vulnerabilitäts- und Risikoanalysen durchgeführt.

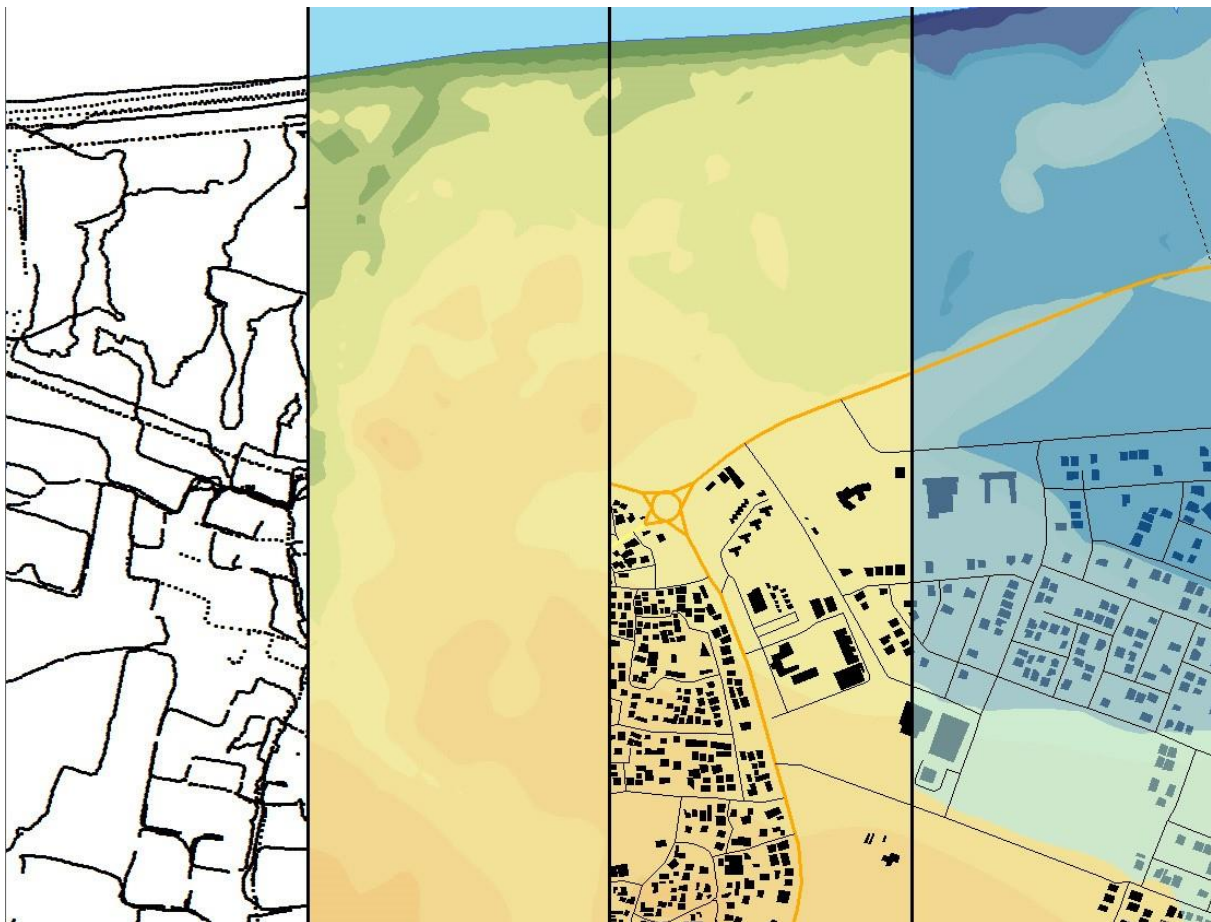


Abb. 5-3: Schritte zur Erstellung der Überflutungskarten. Von links nach rechts: dGPS-Punktvolke, interpoliertes DEM, Hinzufügen der Gebäude- und Straßendatenbank, Hinzufügen des 5 m Überflutungsszenarios.

5.3.2. Definition der Tsunamiszenarien

Um das Tsunamirisiko in den Untersuchungsgebieten und in der MCA zu beurteilen wurden, zwei für die MCA plausibel erscheinende, an historische Tsunamis angelehnte Tsunamiszenarien definiert. Unter Szenario wird eine abstrahierte Abbildung eines Phänomens, einer Situation oder einer Abfolge von Ereignissen verstanden, welche auf

bestimmten, definierten Parametern, Faktoren oder Modellen basiert (Ross et al. 2013). In diesem Fall stellt ein Tsunamiszenario einen hypothetischen, aber möglichen Tsunami dar, welcher durch ein Erdbeben an der MSZ ausgelöst wurde und anschließend auf die Küste des Omans trifft. Szenarien werden typischerweise genutzt, um bei Naturgefahren die Auswirkungen eines oder mehrerer Variablen abschätzen zu können und sind so wichtige Bestandteile von Risikoanalysen und langfristig angelegter Planungsinstrumente (Aniel-Quiroga et al. 2018).

Das erste Szenario bildet die Wellen des Tsunamis vom 27. November 1945 ab, welcher durch ein Erdbeben (M_w 8.1) im östlichen Teil der MSZ ausgelöst wurde (siehe Kapitel 3.1.1.1). Es gibt zu diesem Ereignis keine instrumentell aufgezeichneten Daten oder gesicherte Berichte über die Auflaufhöhe in der MCA. Basierend auf Modellierungen von Heidarzadeh et al. (2009b), welche eine Auflaufhöhe von mindestens 0.5 m für Maskat nahelegen und einer maximalen Fluthöhe von 1.5 m (UNESCO/IOC 2019), wird eine Auflaufhöhe von 2 m angenommen. Hoffmann et al. (2013b) und Kakar et al. (2014) kommen anhand historischer Aufzeichnungen und Augenzeugenbefragungen zu einem ähnlichen Schluss. Die genaue Auflaufhöhe in Maskat kann aber bis dato nicht exakt bestimmt werden. Deshalb liegt dem Szenario eine konservative Schätzung zugrunde, die – basierend auf Untersuchungen des Tsunamis von 1945 – von einer maximalen Auflaufhöhe der Welle von 2 Metern ausgeht.

Das zweite Szenario basiert auf einem Tsunami mit einer Wellenhöhe von 5 m in Maskat. Heidarzadeh et al. (2009b) modellierten, dass ein Erdbeben mit denselben seismischen Parametern wie das 1945 Beben (M_w 8.1, siehe Kapitel 3.1.1.1), welches jedoch ein westlicheres (24.4° N, 59.3° O) und somit näher an der omanischen Küste gelegenes Epizentrum aufweist, in einer 5 m Tsunamiwelle in Maskat resultieren kann. Das Erdbeben von 1945 kann als typisch für die MSZ angesehen werden (Heidarzadeh und Kijko 2011), weshalb bei gleichbleibenden seismischen Parametern nur das Epizentrum verändert wurde. Der so verringerte Abstand des Untersuchungsraums zum Epizentrum in der westlichen MSZ führt dementsprechend zu einer vergrößerten Wellenhöhe von 5 m entlang der Küsten der MCA und der östlichen Al Batinah-Ebene (Heidarzadeh et al. 2009b). Die modellierten Auflaufhöhen werden durch archäologische Ausgrabungen sowie sedimentologische Untersuchungen im westlichen Teil Al Hails, etwa 5 m über MHW (Hoffmann et al. 2020a), untermauert. Darüber hinaus wurden etwa 100 km südöstlich der MCT anhand von bis zu 120.5 t schweren, durch Tsunamis bewegten Blöcken, nachgewiesen, dass entlang der nordöstlichen Küste des Omans Tsunamis mit stärkeren Tsunamiereignissen als dem 1945er Tsunami zu rechnen ist (vgl. Kapitel 3.5).

Das dritte Szenario bildet das Worst-Case-Szenario für die MCT mit einem Tsunami mit Wellenhöhen von bis zu 15 m ab. Dieses Szenario basiert auf einer Modellierung von

Heidarzadeh et al. (2009a), welche ein Erdbeben von M_w 9+ mit einer Erdbebenbruchfläche entlang der vollen 900 km Länge der MSZ annehmen. Smith et al. (2013) berechneten ein ähnliches Szenario, wonach ein Bruch der kompletten MSZ ein Beben mit maximal M_w 9.22 und entsprechend verheerenden Tsunamiwellen zur Folge hätte. Diese werden in Maskat mit einer Wellenhöhe von 15 m und mehr angegeben, was aufgrund der flachen Topographie eine weit ins Landesinnere reichende Überflutung zur Folge hätte (Heidarzadeh et al. 2009a). Die Wiederkehrrate dieses Worst-Case-Szenarios bleibt bislang aber spekulativ (Smith et al. 2013), ist mit Sicherheit aber sehr lange, vergleichbar mit anderen Megathrust-Erdbeben (Heidarzadeh et al. 2009a). Die Möglichkeit, dass dieses Worst-Case-Szenario überhaupt eintreten kann, bleibt daher unklar und rein modellbasiert. Es ist bislang kein Ereignis dieser Größenordnung im Golf von Oman bekannt (siehe Tab. 3-1). Das Worst-Case-Szenario wurde daher vorrangig genutzt, um einen Überblick über die auch bei kleineren Tsunamis besonders betroffenen Gebiete zu gewinnen und um definitiv vor Tsunamiwellen sichere Gebiete zu identifizieren.

Die drei nachfolgend modellierten Szenarien unterscheiden sich daher auch hinsichtlich ihres untersuchten Detailgrades. Während das 2 m und das 5 m Szenario auf einer kleinräumig-detaillierten Ebene mit einem hochauflösendem DEM und der damit verknüpften Datenbank auf Gebäudeebene untersucht werden, wird das Worst-Case-Szenario auf einer regionalen Ebene ohne individuelle Gebäudedaten und auf Basis eines TanDEM-X-DEMs mit einer horizontalen räumlichen Auflösung von 12 m (Wessel 2013) berechnet. Alle modellierten Szenarien basieren auf der Bathtub-Methode, einem statischen Überflutungsmodell, bei dem eine gleichbleibende Tsunamiwellenhöhe entlang der ganzen Küste und folglich im ganzen Untersuchungsgebiet angenommen wird (Poulter und Halpin 2008; Murdukhayeva et al. 2013). Diese Methode beinhaltet keine hydrodynamischen Elemente, weswegen topographische, geomorphologische und bauliche Elemente, wie beispielsweise die Küstenform, die Bathymetrie oder topographische Elemente wie Wadis, Strandwälle und Straßendämme, die Wellenhöhe innerhalb des Szenarios nicht modifizieren. Die Überflutungshöhe eines Gebäudes wird folglich durch die Differenz der DEM-basierten Geländehöhe auf dem das Gebäude steht, zur maximalen Wellenhöhe jedes Szenarios berechnet.

5.3.3. Tsunamibezogene Vulnerabilitäts- und Risikoabschätzung in der MCA

Es existieren diverse Methoden, um die Vulnerabilität von Gebäuden und Infrastruktur im Hinblick auf Tsunamiwellen zu modellieren. Ein hierbei besonders bewährtes Modell ist das PTVA-Modell (Dall'Osso et al. 2009a; Tarbotton et al. 2012), welches erfolgreich angewandt

(Dall'Osso et al. 2009b; Santos et al. 2014; Alberico et al. 2015), evaluiert (Dominey-Howes und Papathoma 2007) und verbessert (Dall'Osso et al. 2010) wurde. Die hier vorgestellten Ergebnisse basieren auf der PTVA-3 Version des Modells, welches auf Grundlage des Modells von Dall'Osso et al. (2009a) weiterentwickelt und an die speziellen Begebenheiten der MCA angepasst wurde. Das PTVA-3 ist ein dynamisches Modell, welches eine Reihe von Parametern beinhaltet, wobei jeder einzelne die strukturelle Vulnerabilität von Gebäuden durch Tsunamis beeinflusst. Durch die Implementierung der zuvor erstellten Infrastruktur-Datenbank in ein GIS-Umfeld können alle Parameter jederzeit modifiziert, ergänzt und aktualisiert werden. Es ist so möglich eine sich über die Zeit verändernde, strukturelle Vulnerabilität zu visualisieren und das Modell einfach neuen Gegebenheiten wie beispielsweise eines technischen Küstenschutzes anzupassen.

Das Model generiert für jedes individuelle Gebäude einen Relativen Vulnerabilitäts-Index (RVI). Der RVI beschreibt die Vulnerabilität eines Gebäudes gegenüber strukturellen Schäden durch Tsunamiwellen. Er errechnet sich aus insgesamt neun unterschiedlich gewichteten Parametern. Aus diesen ergibt sich die strukturelle Vulnerabilität (nachfolgend *SV* genannt), welche die Tragfähigkeit und statische Stabilität jedes Gebäudes beschreibt sowie der relativen Überflutungsintensität (nachfolgend *WV* genannt), welche das Verhältnis der überfluteten Stockwerke zu der Gesamtanzahl von Stockwerken eines Gebäudes abbildet. Tabelle Tab. 5-1 fasst die Gleichungen und Variablen zusammen, welche zur Berechnung des RVI verwendet wurden. Durch die Berücksichtigung des Tsunami-Hazards, welcher in Form einer potenziellen Überflutungshöhe in das Modell eingeht, kann so das Tsunamirisiko in den überfluteten Gebieten abgeschätzt werden. Angelehnt an die Richtlinien der Intergovernmental Oceanographic Commission (2009) wurden fünf Stufen des Tsunamirisikos für Gebäude definiert. Diese sind von der Überflutungshöhe und der strukturellen Vulnerabilität des Gebäudes abhängig:

Kein Risiko: Nicht überflutet, keine direkten Schäden. Tauglich für kritische Infrastruktur und zur Unterbringung der Bevölkerung evakuierter Gebiete.

Geringes bis moderates Risiko: Leichte Beschädigungen an älteren Gebäuden und Gebäuden mit schlechter Bausubstanz sind zu erwarten.

Mittleres Risiko: Signifikante Beschädigungen an älteren Gebäuden und Gebäuden mit schlechter Bausubstanz sowie geringe bis mittlere Schäden an Gebäuden mit guter Bausubstanz sind zu erwarten.

Hohes bis sehr hohes Risiko: Eine umfassende Beschädigung bis Zerstörung von Gebäuden ist wahrscheinlich.

Tab. 5-1: Variablen und Gleichungen zur Berechnung des RVI-Wertes (Modifiziert nach Dall'Osso et al. (2009a)).

RVI (1-5)	1 – 1.8	1.8 – 2.6	2.6 – 3.4	3.4 – 4.2	4.2 – 5
Relatives Tsunamirisiko	Gering	Moderat	Mittel	Hoch	Sehr hoch
$RVI = (2/3) * SV + (1/3) * WV$					
SV (original)	1 – 25	25 – 50	50 – 75	75 – 100	100 – 125
SV (skaliert)	1	2	3	4	5
$SV = Gv * Ex * Prot$					
Gv (original)	-1 – -0.6	-0.6 – -0.2	-0.2 – 0.2	0.2 – 0.6	0.6 – 1
Gv (skaliert)	1	2	3	4	5
Ex (original)	0m – 1m	1m – 2m	2m – 3m	3m – 4m	4m – 5m
Ex (skaliert)	1	2	3	4	5
Pv (original)	0 – 0.2	0.2 – 0.4	0.4 – 0.6	0.6 – 0.8	0.8 – 1
Pv (skaliert)	1	2	3	4	5
$WV = (\text{Anzahl der überfluteten Stockwerke}) / (\text{Gesamtzahl der Stockwerke})$					
WV (original)	0 – 0.2	0.2 – 0.4	0.4 – 0.6	0.6 – 0.8	0.8 – 1
WV (skaliert)	1	2	3	4	5

5.3.3.1. Strukturelle Vulnerabilität

Die Strukturelle Vulnerabilität (SV) setzt sich aus drei Variablen zusammen: der Vulnerabilität eines Gebäudes (Gv), welches die Konstruktionsmerkmale eines Gebäudes abbildet, dem Schutzfaktor (Prot), welcher mechanische Barrieren um das Gebäude beinhaltet sowie der Exposition (Ex), welche durch die absolute Überflutungshöhe des Gebäudes bestimmt wird. Die kombinierte SV beschreibt also die Widerstandsfähigkeit eines Gebäudes gegen horizontal gerichtete, hydrodynamische Kräfte, die durch den Wasserdruck der Tsunamiwellen erzeugt werden. Die SV wird zuerst aus standardisierten Faktoren berechnet (siehe Gleichung 2) und anschließend nach Dall'Osso et al. (2009a) und Tab. 5-1 neu skaliert.

$$\text{Gleichung 2: } SV(1,125) = Gv * Ex * Pv$$

5.3.3.2. Gebäudevulnerabilität

Die Berechnung der Gebäudevulnerabilität (Gv) erfolgt anhand dreier Variablen (siehe Tab. 5-2): Der Anzahl der Stockwerke (s), der Konstruktionsart und des Baumaterials (m) und der hydrodynamischen Form und Orientierung jedes Gebäudes (fo). Die Anzahl der Stockwerke sowie das vermutete Baumaterial wurden im Gelände kartiert. Die hydrodynamische Form wurde aus dem Verhältnis des Gebäudeumfangs zu seiner Fläche abgeleitet. Die Orientierung wurde anhand der Lage der Längsseite (der längsten Gebäudekante) zur erwarteten Richtung des Wasserflusses berechnet. Es wurde hierzu ein Wasserfluss orthogonal zur Küstenlinie angenommen. Jeder dieser Faktoren beeinträchtigt die Gebäudevulnerabilität auf eine unterschiedlich starke Weise, weswegen die Faktoren gewichtet sind (Dall'Osso et al. 2009a). Die Berechnung der Gv ergibt sich aus Gleichung 3:

$$\text{Gleichung 3: } Gv(-1, +1) = \frac{1}{226} (100*s + 80*m + 46*fo)$$

Die aus Gleichung 3 resultierende Gv wurde anschließend nach Tab. 5-1 klassifiziert. Die Berechnung des Gv wurde an die örtlichen Gegebenheiten angepasst. Die ursprüngliche Studie (Dall'Osso et al. 2009a) enthält vier zusätzliche Parameter (Hydrodynamik des Erdgeschosses, Stärke des Fundamentes, bewegliche Objekte sowie der Erhaltungszustand des Gebäudes), welche hier jedoch nicht in die Berechnung der Gv eingeflossen sind. Die Erhebung dieser Parameter setzt einen Zugang zu den einzelnen Gebäuden voraus, welcher im Rahmen dieser Studie nicht gewährleistet war.

Tab. 5-2: Die Variablen und dazugehörigen Werte, welche die Gv eines Gebäudes beeinflussen. Positive Werte erhöhen die Gv, während negative Werte die Gv absenken. Modifiziert nach Dall'Osso et al. (2009a).

	-1	-0.5	0	0.5	1
s (Anzahl der Stockwerke)	>5	4	3	2	1
m (Baumaterial)	(Stahl)Beton	--	Ziegel mehrreihig	Ziegel einreihig	Holz
fo (Form und Orientierung)	Gute hydrodynamische Form	--	Mittlere hydrodynamische Form	--	Schlechte hydrodynamische Form

5.3.3.3. Schutzfaktor

Insgesamt vier Parameter bestimmen den Schutzfaktor (P_v) (siehe Tab. 5-3): Die von der Küste und der Richtung der Flutwelle aus betrachtete Gebäudereihe in der das Objekt steht ($Prot_{br}$), natürliche Barrieren wie Korallenriffe, Mangrovenwälder oder Strandwälle ($Prot_{nb}$), technische Küstenschutzanlagen wie Wellenbrecher ($Prot_{sw}$), sowie Mauern um das Gebäude ($Prot_w$). Nahezu alle Wohnhäuser im Oman sind von einer Mauer umgeben, es wird daher eine verallgemeinerte Mauerhöhe von 2 m angenommen. Auch hier werden die einzelnen Parameter nach ihrer Bedeutung für den P_v gewichtet (modifiziert nach Dall'Osso et al. (2009a)). So ergibt sich Gleichung 4 für die Berechnung des Schutzfaktors P_v :

$$\text{Gleichung 4: } P_v(0, +1) = \frac{1}{301} (100 \cdot Prot_{br} + 73 \cdot Prot_{nb} + 73 \cdot Prot_{sw} + 55 \cdot Prot_w)$$

Der aus Gleichung 4 resultierende P_v wurde anschließend nach Tab. 5-1 klassifiziert.

Tab. 5-3: Die Variablen und dazugehörigen Werte, welche den P_v eines Gebäudes beeinflussen. Geringe Werte erhöhen den P_v , während hohe Werte den P_v absenken. Modifiziert nach Dall'Osso et al. (2009a). UFH: Überflutungshöhe.

	0	0.25	0.5	0.75	1
<i>Prot_{br}</i>	>10	7–10	4–6	2 und 3	1
<i>Prot_{nb}</i>	Sehr hoher Schutz	Hoher Schutz	Mittlerer Schutz	Geringer Schutz	Kein Schutz
<i>Prot_{sw}</i>	Vertikal und >5m	Vertikal und 3m-5m	Vertikal und 1.5m-3m	Vertikal und 0 bis 1.5m oder geneigt und 1.5m bis 3m	Geneigt und 0 bis 1.5m oder kein Wellenbrecher
<i>Prot_w</i>	Höhe der Mauer 80%-100% der UFH	Höhe der Mauer 60%-80% der UFH	Höhe der Mauer 60%-40% der UFH	Höhe der Mauer 40%-20% der UFH	Höhe der Mauer 20%-0% der UFH

5.3.3.4. Exposition

Der Expositionsfaktor (Ex) bildet die Höhe des Wasserflusses in Metern ab, dem das Gebäude während des Tsunamiszenarios ausgesetzt ist. Eine ansteigende Höhe des Wasserflusses ist unmittelbar für einen erhöhten strukturellen Gebäudeschaden verantwortlich (Yeh et al. 2005; Reese et al. 2007). Die Höhe des Wasserflusses wurde aus der Differenz der Geländehöhe, auf der das betrachtete Gebäude steht und der durch das Szenario vorgegebenen

Überflutungshöhe berechnet. Beispielsweise erfährt ein Gebäude das auf 3 m Höhe steht, während des 5 m Tsunamiszenarios eine Höhe des Wasserflusses von 2 m. Dieser wurde anschließend nach Tab. 5-1 klassifiziert.

5.3.3.5. Relative Überflutungsintensität

Die relative Überflutungsintensität (WV) wird durch das Verhältnis der überfluteten Stockwerke zu der Anzahl der Gesamtstockwerke jedes Gebäudes berechnet. Die absolute Höhe eines Stockwerkes wird nach den Bauregularien für Maskat mit 3 m angenommen (Muscat Municipality 1992). Der WV wurde anschließend nach Tab. 5-1 klassifiziert.

5.3.3.6. Relativer Vulnerabilitäts Index

Nachdem alle Parameter, Variablen und Faktoren berechnet wurden, wurde in ArcGIS nach Tab. 5-1 der RVI für jedes individuelle Gebäude der untersuchten Gebiete in Rumais und Al Hail berechnet. Ein hoher RVI deutet auf eine hohe strukturelle Gebäudevulnerabilität hin, während ein geringer RVI eine geringe strukturelle Gebäudevulnerabilität gegenüber Tsunamiwellen nahelegt. Die RVI-Werte wurden anschließend in fünf Tsunami-Risikoklassen (Gering, Moderat, Mittel, Hoch, Sehr hoch) mit den jeweils zu erwartenden Schadensmustern transformiert (Siehe Tab. 5-1 und Kapitel 5.3.3).

5.4. Ergebnisse

In den folgenden Kapiteln werden die Ergebnisse der Kartierung (siehe Kapitel 5.3.1) und der RVI-Modellierung sowie Tsunami-Risikoanalyse (siehe Kapitel 5.3.3) ausführlich dargestellt. Es werden zuerst die Ergebnisse der 2 m und des 5 m Szenarios aus Al Hail und anschließend die Ergebnisse der 2 m und 5 m Szenarien aus Rumais präsentiert. Zusätzlich werden mögliche Auswirkungen des Worst-Case-Szenarios auf die Infrastruktur der MCA aufgezeigt.

5.4.1. Al Hail 2 m Tsunamiszenario

Das Ergebnisse für das 2 m Tsunami-Überflutungsszenarios für Al-Hail lassen auf vergleichsweise geringe Konsequenzen und geringe strukturelle Gebäudeschäden schließen. Aufgrund des über 2 m hohen, natürlichen Strandwalls und des Straßendamms der Promenade ist der Großteil der Siedlung nicht unmittelbar von der Tsunamiwelle betroffen (siehe Abb. 5-4). Höhere Überflutungstiefen sind vor allem am Strand und landeinwärts entlang den Wadis vorzufinden. Die Tsunamiwellen dringen in den Wadibetten bis zu 700 m ins Landesinnere ein, da hier keinerlei Barrieren vorhanden sind und eventuelle Straßendämme oder Strandwälle durch Brücken oder Tunnel unterbrochen sind. Da am stark überfluteten Strand und in den Wadis selbst keine Gebäude stehen, sind hauptsächlich Gebäude in unmittelbarer Nähe zu den Wadis betroffen. Es wurden insgesamt nur geringe bis moderate RVI-Werte festgestellt (siehe Tab. 5-4). Insgesamt werden im Untersuchungsgebiet 33 Wohngebäude überflutet, wobei eine Überflutungshöhe von 0.5 m bis 1 m nicht überschritten wird. Es sind für dieses Szenario in Al Hail folglich nur geringe Schäden zu erwarten. Kritische Gebäude wie Moscheen, Schulen, Hotels oder Tankstellen sind im Untersuchungsraum Al Hail nicht unmittelbar von der Tsunamiwelle betroffen (siehe Abb. 5-4).

Tab. 5-4: Statistische Zusammenfassung des 2 m Tsunami-Szenarios in Al Hail.

Al Hail 2 m Szenario				
Gesamtanzahl der Gebäude				5195
Anzahl überfluteter Gebäude				33
Überflutete Gebäude in %				0.64
RVI	Anzahl der Gebäude	% der überfluteten Gebäude	% der Gesamtanzahl	
Sehr hoch	0	0.00	0.00	
Hoch	0	0.00	0.00	
Mittel	0	0.00	0.00	
Moderat	13	39.39	0.25	
Gering	20	60.61	0.38	

5. Potenzielle Auswirkungen von Tsunamis auf die Küsten des Omans

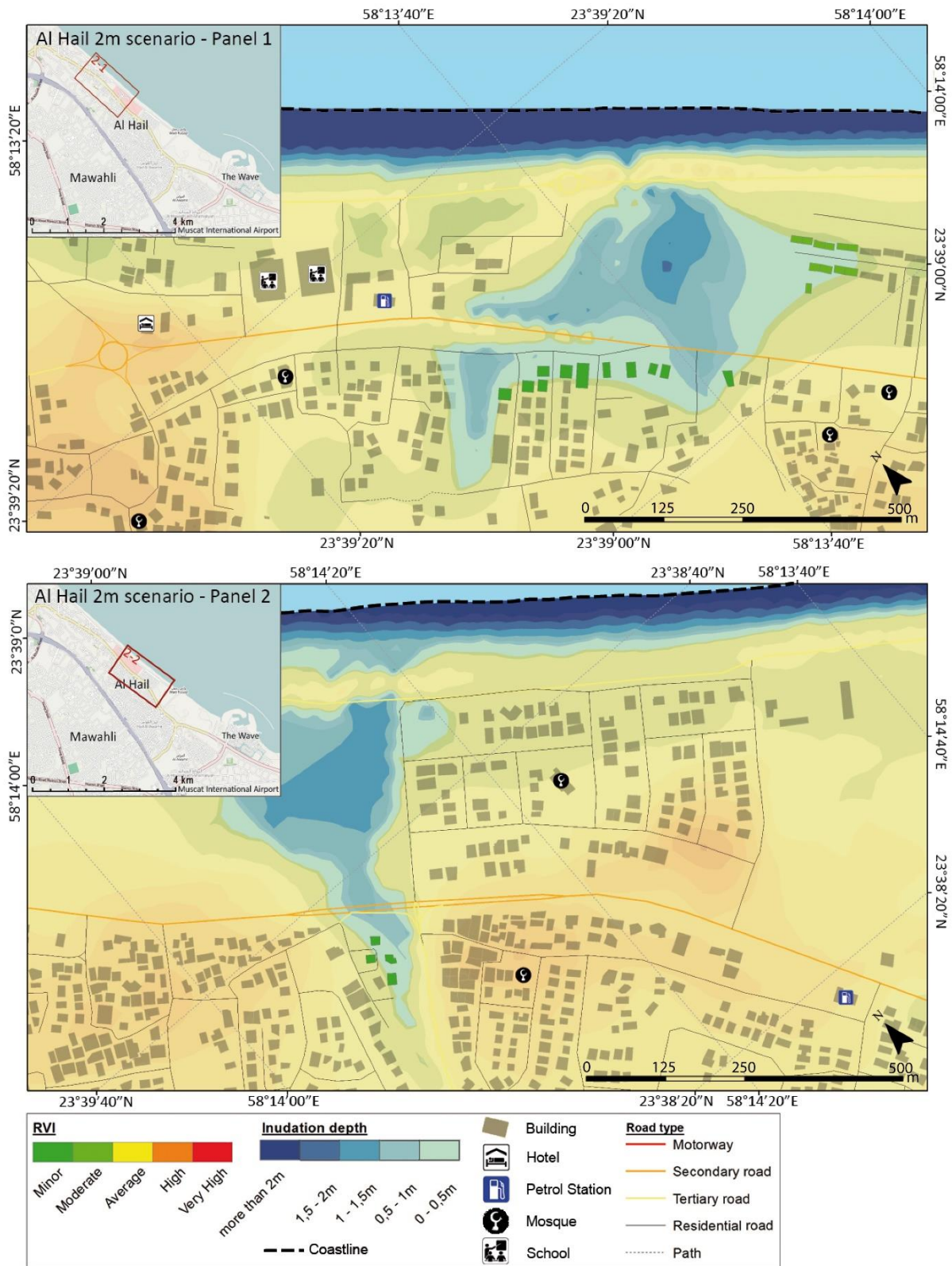


Abb. 5-4: Panel 1 und Panel 2 des 2 m Szenarios in Al Hail. Die Nebenkarten zeigen die Lage des jeweiligen Szenarios in Al Hail (vergleiche Abb. 5-2). Die Strandlinie ist durch eine dicke, gestrichelte Linie gekennzeichnet. Die überfluteten Gebiete sind in Blautönen markiert. Der RVI für jedes betroffene Haus ist dargestellt. Gebäude von speziellem Interesse, wie etwa Moscheen, Schulen, Tankstellen oder Hotels sind speziell markiert.

5.4.2. Al Hail 5 m Tsunamiszenario

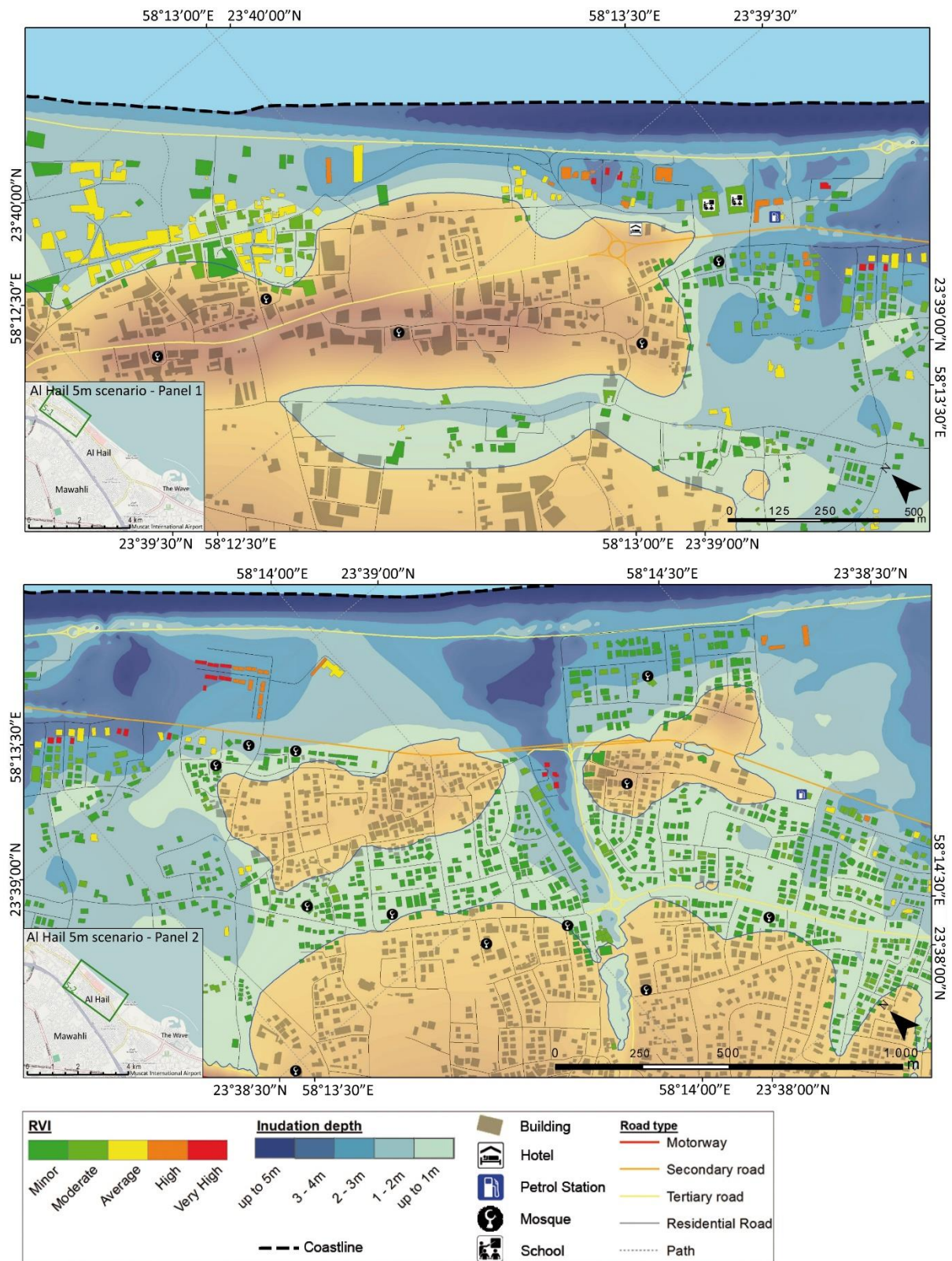


Abb. 5-5: Panel 1 und Panel 2 des 5 m Szenarios in Al Hail. Die Nebenkarten zeigen die Lage des jeweiligen Szenarios in Al Hail (vergleiche Abb. 5-2). Die Strandlinie ist durch eine dicke, gestrichelte Linie gekennzeichnet. Die überfluteten Gebiete sind in Blautönen markiert. Der RVI für jedes betroffene Haus ist dargestellt. Gebäude von speziellem Interesse, wie etwa Moscheen, Schulen, Tankstellen oder Hotels sind speziell markiert.

Eine andere Situation offenbart sich bei der Analyse des 5 m Tsunami-Überflutungsszenarios in Al-Hail. Die Auswirkungen der höheren Wellen sowohl auf die strukturelle Gebäudevulnerabilität als auch auf das daraus resultierende Tsunamirisiko verstärken sich im Vergleich zum 2 m Szenario signifikant. Die Überflutungsmodellierung offenbart, dass großflächige Überflutungen der küstennahen Bereiche, welche weit über den Strand und die wadinahen Bereiche hinausgehen, zu erwarten sind. Die Tsunamiwellen reichen bis zu 2 km ins Landesinnere, teilweise wird sogar der Sultan-Qabus-Autobahn erreicht (siehe Abb. 5-5). Die Wadis kanalisieren hierbei die Wellen, welche so tief ins Hinterland eindringen und dort zur Überflutung großer Areale führen. So sind wesentlich mehr Flächen und Gebäude als im 2 m Szenario betroffen. Die Modellierung ergibt, dass mehr als 2000 Gebäude teilweise oder komplett überflutet wären. Dabei werden zwar für die große Mehrheit der Gebäude nur geringe bis moderate strukturelle Schäden erwartet, jedoch weisen etwa 10% der überfluteten Gebäude einen mittleren bis sehr hohen RVI auf (siehe Tab. 5-5), was klar auf eine zu erwartende Großschadenslage innerhalb der MCA hindeutet. Insgesamt sind 2049 der insgesamt 5195 Gebäude im Untersuchungsraum, was knapp 40% aller Gebäude entspricht, teilweise oder vollständig überflutet. 2010 betrug die durchschnittliche Haushaltsgröße in der MCA 6.35 Personen (General Census of Population Housing & Establishments 2010). Nimmt man konservativ an, dass jedes Gebäude nur einen durchschnittlichen Haushalt beherbergt, wären demnach allein im Untersuchungsgebiet Al Hail etwa 13.000 Menschen unmittelbar von einer Überflutung und von strukturellen Schäden an ihrem Wohngebäude betroffen. Demnach leben in Al Hail etwa 1200 Menschen in Gebäuden, an denen mittlere bis starke Schäden bis hin zu einer kompletten Zerstörung des Hauses zu erwarten wäre (siehe Tab. 5-5).

Die Modellierung legt weiterhin nahe, dass eine Überflutung eines Großteiles des Straßennetzes, darunter auch die großen, küstenparallelen Hauptstraßen, zu erwarten ist. Aufgrund der Überflutungshöhe von oftmals über einem Meter muss davon ausgegangen werden, dass auch zahlreiche Straßen strukturell beschädigt oder zerstört werden und diese für PKW nicht mehr befahrbar sind. Zusätzlich erwähnenswert ist, dass die traditionellen Siedlungskerne im Untersuchungsraum von der Überflutung durch das 5 m Szenario verschont werden (siehe Abb. 5-5, oben). Die traditionellen Siedlungskerne befinden sich ausnahmslos auf erhöhten Strandwällen, welche alle erhaben über der sonst topographiearmen Landschaft liegen.

5. Potenzielle Auswirkungen von Tsunamis auf die Küsten des Omans

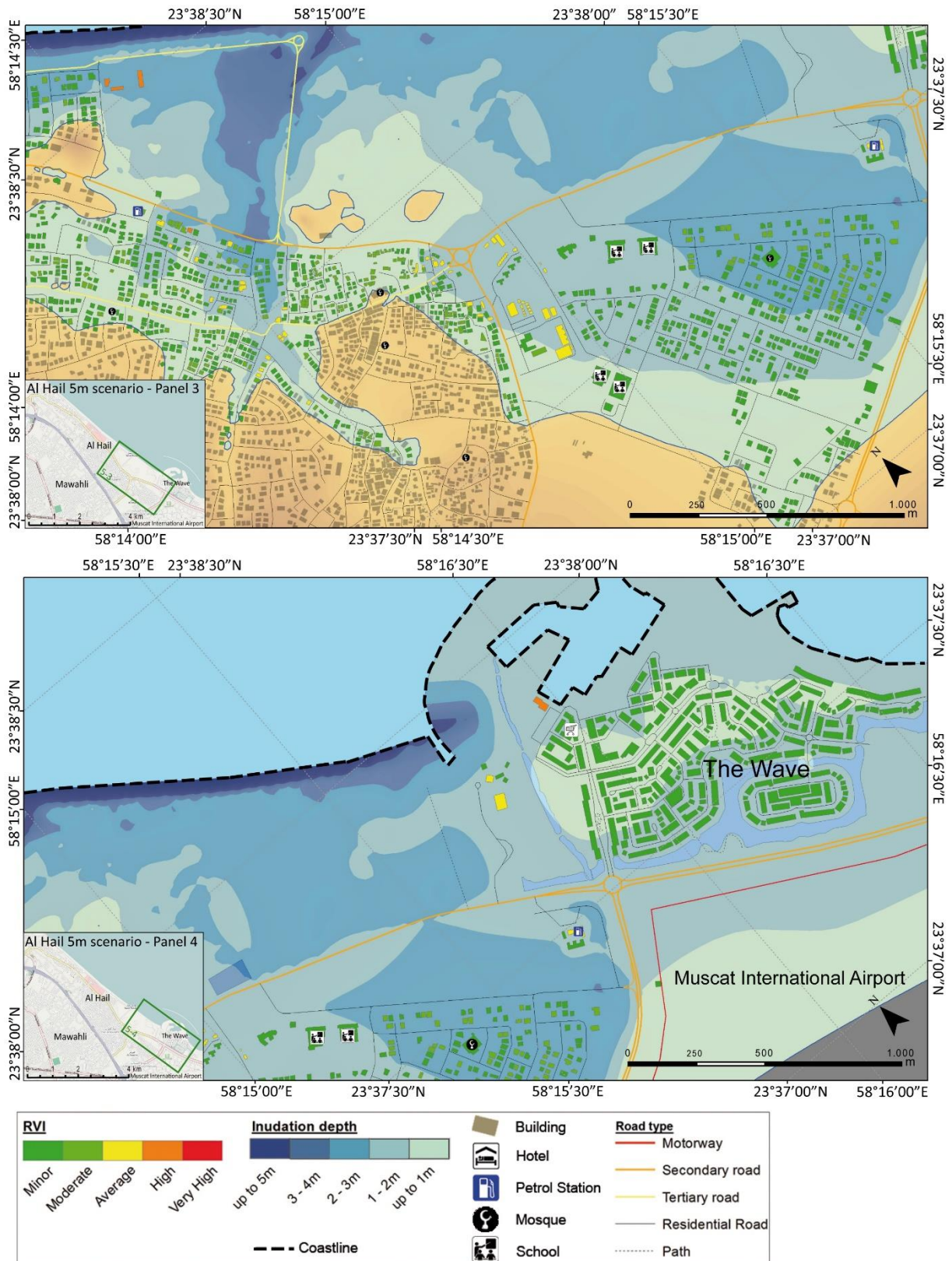


Abb. 5-6: Panel 3 und Panel 4 des 5 m Szenarios in Al Hail. Die Nebenkarten zeigen die Lage des jeweiligen Szenarios in Al Hail (vergleiche Abb. 5-2). Die Strandlinie ist durch eine dicke, gestrichelte Linie gekennzeichnet. Die überfluteten Gebiete sind in Blautönen markiert. Der RVI für jedes betroffene Haus ist dargestellt. Gebäude von speziellem Interesse, wie etwa Moscheen, Schulen, Tankstellen oder Hotels sind speziell markiert.

Die detaillierten Risikokarten (Abb. 5-5 und Abb. 5-6) zeigen die drastischen Konsequenzen des 5 m Tsunamiszenarios für das küstennahe Untersuchungsgebiet Al Hail auf. Im westlichen Teil von Al Hail (Abb. 5-5, Panel 1) stehen noch viele ältere, meist aus Ziegeln gemauerte, einstöckige Gebäude. Diese stehen leicht erhöht in den alten Siedlungskernen und sind deswegen nicht bis nur leicht betroffen. Allerdings weisen die küstennahen Gebäude und die Häuser an den Rändern der Wadis hohe bis sehr hohe RVI-Werte auf, was in diesen Bereichen auf ein hohes Schadens- und Zerstörungspotenzial schließen lässt. Zusätzlich offenbart die Modellierung im westlichen Teil von Al Hail die Überflutung einer Moschee, zweier Schulen und einer Tankstelle.

Im südöstlich anschließenden Gebiet verdeutlicht Abb. 5-5, Panel 2 die Überflutungen im zentralen Teil von Al Hail. Zwar sind hier flächendeckende Überflutungen zu erwarten, diese fallen abseits der Wadis und des Strandes mit maximal 2 m aber eher gering aus. Die resultierenden RVI-Werte sind daher auch aufgrund der moderneren Bausubstanz des Wohngebietes vorwiegend gering bis moderat. Anders zeigt sich die Situation in den Wadis, in Wadinähe und nahe der Küste, wo aufgrund der großen, erwarteten Überflutungshöhe von bis zu 4 m zahlreiche Gebäude mit hohen bis sehr hohen RVI-Werten modelliert werden. In diesen Bereichen sind weitreichende strukturelle Schäden und Zerstörungen zu erwarten. Zusätzlich werden in diesem Szenario insgesamt acht Moscheen und eine Tankstelle überflutet.

Abb. 5-6, Panel 1 veranschaulicht die modellierten Auswirkungen des 5 m Tsunamiszenarios im östlichen Teil von Al Hail. Die küstennahen Gebiete bestehen zu großen Teilen aus Sabkhas und Dünenfeldern, welche nach der Modellierung großflächig überflutet werden. Diese sind im küstennahen und tiefliegenden Teil jedoch kaum bebaut. Dieser Teil Al Hails ist der städtebaulich jüngste und in den vergangenen Jahren nach modernen Standards errichtet worden (siehe Abb. 2-6). Aufgrund der guten Bausubstanz sind in diesem Teil Al Hails vergleichsweise geringe RVI-Werte zu erwarten (siehe Abb. 5-6). Allerdings befinden sich hier mit vier Schulen, drei Moscheen und zwei Tankstellen einige Gebäude mit besonderem Risiko im überfluteten Bereich.

Der neue und sich immer noch im Ausbau befindende Wohn- und Shoppingkomplex „Al Mouj“ (früher „The Wave“) schließt sich an den östlichen Teil Al Hails in unmittelbarer Nähe zum Maskat International Airport an. Dieser Komplex ist nach modernsten Standards gebaut, die Gebäude und der Hafen sind zusätzlich noch durch ein 5 m hohen Wellenbrecher und eine Kaimauer geschützt. Zwar wird hier auch eine weiträumige Überflutung erwartet, dank der modernen Bauweise und der Hafenbefestigung sind aber nur geringe strukturelle Schäden zu erwarten. Durch die hohe Anzahl an Geschäften und Gastronomie halten sich hier jedoch stets eine große Anzahl von Menschen auf. Der anschließende Maskat International Airport wird im

5 m Szenario vermutlich auch teilweise geflutet, hier ist das DEM aber nicht aussagekräftig, da kein Zugang zum Flughafengelände gewährleistet war. Deshalb können auch keine gesicherten Aussagen über das Tsunamirisiko für den Flughafen getroffen werden.

Tab. 5-5: Statistische Zusammenfassung des 5 m Tsunami-Szenarios in Al Hail.

Al Hail 5 m Szenario			
Gesamtanzahl der Gebäude			5195
Anzahl überfluteter Gebäude			2049
Überflutete Gebäude in %			39.44
RVI	Anzahl der Gebäude	% der überfluteten Gebäude	% der Gesamtanzahl
Sehr hoch	25	1.22	0.48
Hoch	34	1.66	0.65
Mittel	141	6.88	2.71
Moderat	443	21.62	8.53
Gering	1406	68.62	27.06

5.4.3. Rumais 2 m Tsunamiszenario

Bereits das 2 m Tsunami-Überflutungsszenarios in Rumais zeigt eine potenzielle flächenhafte und weitreichende Überflutung des Untersuchungsraumes, welche durch die flache Topographie begünstigt wird. Anhand der Überflutungsanalyse wird erwartet, dass die Wellen bis zu 1.5 km ins Landesinnere vordringen und dabei große Teile der Küstenebene überfluten (siehe Abb. 5-7). Die dabei überflutete Fläche ist nur dünn besiedelt und hauptsächlich durch Sabkhas, periodische geflutetes, von halophilen Pflanzen dominiertes Buschland, geprägt, welches vorwiegend als Weidefläche genutzt wird. Laut dem Überflutungsszenario sind innerhalb des Untersuchungsraumes Rumais 19 von 823 Gebäuden mit einer geschätzten Bewohnerzahl von 120 Personen betroffen (siehe Tab. 5-6).

Aufgrund der vorwiegend landwirtschaftlichen Landnutzung und der geringen Urbanisierung von Rumais dominieren außerhalb der Siedlungskerne traditionelle Bauweisen aus Holz und einfache einstöckige Ziegelbauten. Oftmals handelt es sich um einfache Wirtschaftsgebäude, welche bauartbedingt eine hohe strukturelle Vulnerabilität aufweisen. Folglich wurden trotz geringer Überflutungshöhen von bis zu einem Meter vorwiegend mittlere bis sehr hohe RVIs modelliert (siehe Tab. 5-6). An den wenigen betroffenen Gebäuden sind folglich starke strukturelle Schäden zu erwarten. Die seewärtige Seite des Dorfes Wadi Manumah ist von einer 1.5 m hohen Mauer umgeben, welche die Promenade und die dahinterliegenden Gebäude schützt und die direkten Auswirkungen der Tsunamiwelle abschwächt. Diese schützende Mauer fehlt jedoch auf der wadiwärtigen Seite des Dorfes. Die im Wadi und am Wadirand stehenden Gebäude werden dementsprechend von der Tsunamiwelle getroffen und

5. Potenzielle Auswirkungen von Tsunamis auf die Küsten des Omans

weisen besonders hohe RVIs auf. Die Wadimündung wirkt hier als Trichter, durch den die Tsunamiwellen weit ins Landesinnere dringen können. Fischerei spielt an den Ständen des Untersuchungsgebietes Rumais eine wichtige Rolle. Die Fischer nutzen typischerweise einfach konstruierten Holzhütten unmittelbar am Stand, in welchen sie ihre Ausrüstung und Boote aufbewahren und warten. Eine 2 m hohe Tsunamiwelle ist in der Lage diese Hütten zu zerstören. Die Holzreste der Hütten, die darin gelagerte Ausrüstung und die Boote stellen als Treibgut in den Wellen eine zusätzliche Gefahrenquelle dar.

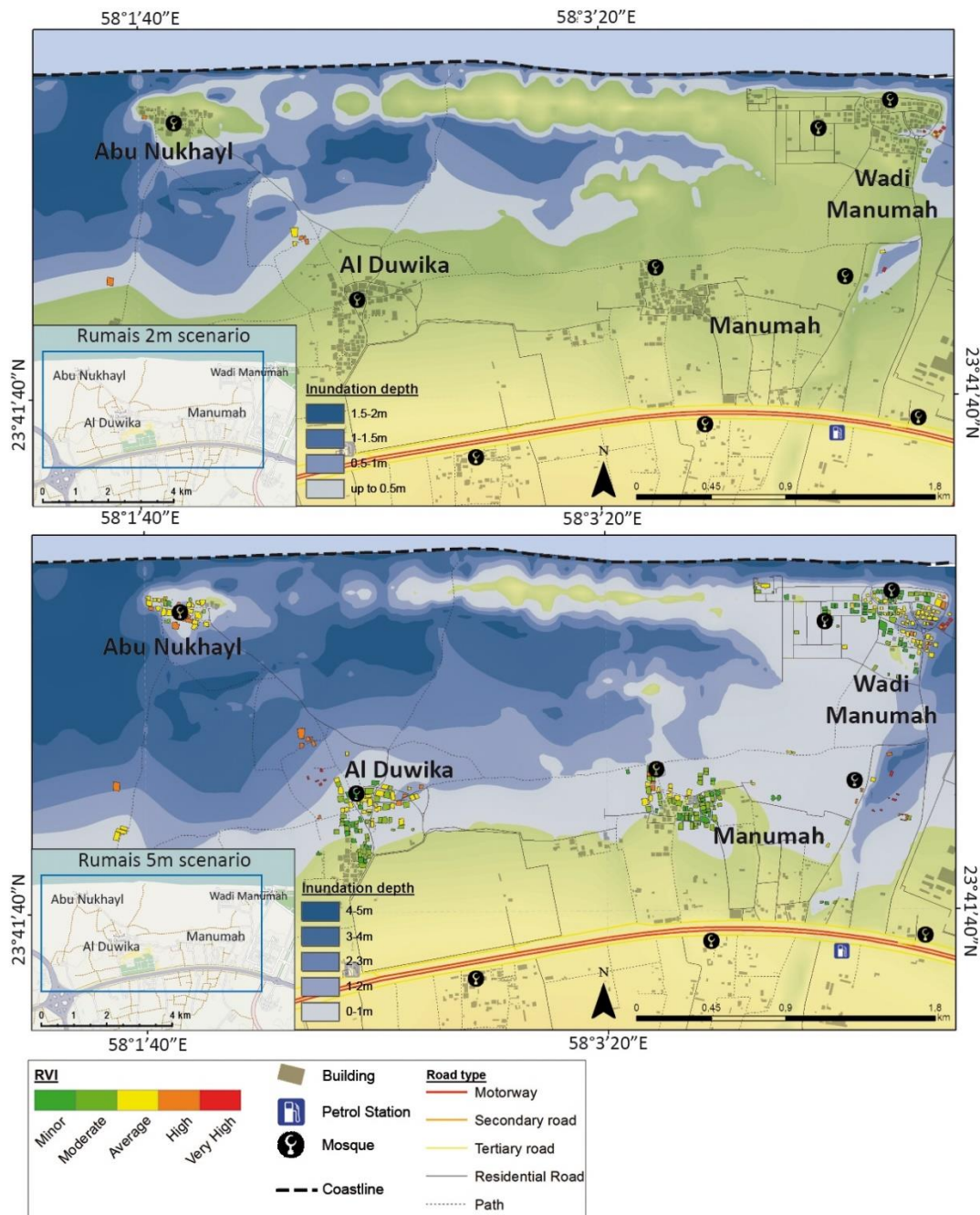


Abb. 5-7: Das 2 m (oben) und das 5 m Szenario (unten) in Rumais. Die Nebenkarten zeigen die Lage des Szenarios in Rumais (vergleiche Abb. 5-2). Die Strandlinie ist durch eine dicke, gestrichelte Linie gekennzeichnet. Die überfluteten Gebiete sind in Blautönen markiert. Der RVI für jedes betroffene Haus ist dargestellt. Gebäude von speziellem Interesse, wie Moscheen und Tankstellen sind speziell markiert.

5.4.4. Rumais 5 m Tsunamiszenario

Die modellierten Ergebnisse des 5 m Tsunami-Überflutungsszenarios gehen weit über die des 2 m Szenarios hinaus (siehe Abb. 5-7). Insgesamt wird erwartet, dass mit insgesamt 398 Gebäuden knapp die Hälfte aller Gebäude in Rumais von einer 5 m hohen Tsunamiwelle betroffen wären (siehe Tab. 5-6). In diesem Teil der MCA sind viele Gebäude alt, einfach gebaut und in strukturell schlechtem Zustand. Die Modellierung ergibt, dass im Untersuchungsraum Rumais bis zu 2500 Menschen direkt durch Beschädigungen oder der Zerstörung ihres Zuhauses betroffen wären. Etwa die Hälfte der Gebäude weisen einen geringen bis moderaten RVI auf, etwa ein Drittel einen moderaten und etwa 15% einen hohen bis sehr hohen RVI. Es ist ein insgesamt viel höheres relatives Schadensbild als in Al Hail zu erwarten, wo nur etwa 3% der betroffenen Gebäude einen hohen bis sehr hohen RVI aufwiesen. Es scheint wahrscheinlich, dass ein Tsunami mit 5 m Wellenhöhe in der Lage ist, das ohne strukturell-baulichen Schutz errichtete Dorf Abu Nukhayl mit mindestens 0.5 m Wellenhöhe zu überfluten. Dieses liegt auf dem aus unverfestigtem Sand bestehenden, natürlichen Strandwall unmittelbar an der Küste (siehe Abb. 5-7). Es kann davon ausgegangen werden, dass der Strandwall durch eine 5 m hohe Tsunamiwelle stark erodiert oder durchbrochen werden kann (MacInnes et al. 2009), was für die darauf errichteten Häuser gravierende strukturelle Schäden zur Folge hätte. Gleichzeitig zeigt die Modellierung, dass die Welle weit und flächendeckend ins Landesinnere vordringen kann, wobei diese im östlichen Teil bei Manumah sogar bis an die Autobahn reicht (Abb. 5-7, Panel 2). Zusätzlich ist das Dorf Al Duwika von der Tsunamiwelle betroffen. Dort werden jedoch nur relativ geringe Überflutungshöhen von etwa 0.5 m modelliert.

Insgesamt ist das relative strukturelle Schadenspotenzial in Rumais wesentlich höher als im zweiten Untersuchungsgebiet Al Hail zu betrachten. In Rumais ist jedoch die absolute Anzahl an betroffenen Gebäuden und Menschen aufgrund der wesentlich dünneren Besiedlungsdichte viel geringer. Das weite Eindringen der Wellen und die großflächige Überflutung wird durch die tiefliegenden Küstenebenen mit einer flachen und nur leicht ansteigenden Topographie und die Wadibetten ermöglicht und begünstigt. Die Modellierungsergebnisse zeigen, dass die wenigen Straßen und Wege, die die Dörfer untereinander, mit der Hauptstraße sowie der Autobahn verbinden, überflutet und so teilweise unpassierbar wären.

Tab. 5-6: Statistische Zusammenfassung der beiden Szenarien in Rumais.

Rumais 2 m Szenario			
Gesamtanzahl der Gebäude			823
Anzahl überfluteter Gebäude			19
Überflutete Gebäude in %			2.31
RVI	Anzahl der Gebäude	% der überfluteten Gebäude	% der Gesamtanzahl
Sehr hoch	7	36.84	0.85
Hoch	5	26.32	0.61
Mittel	5	26.32	0.61
Moderat	2	10.53	0.24
Gering	0	0.00	0.00
Rumais 5 m Szenario			
Gesamtanzahl der Gebäude			823
Anzahl überfluteter Gebäude			398
Überflutete Gebäude in %			48.36
RVI	Anzahl der Gebäude	% der überfluteten Gebäude	% der Gesamtanzahl
Sehr hoch	17	4.27	2.07
Hoch	42	10.55	5.10
Mittel	130	32.66	15.80
Moderat	135	33.92	16.40
Gering	74	18.59	8.99

5.4.5. Worst-Case-Szenario

Das Worst-Case-Szenario mit einer 15 m Tsunamiwelle wie von Heidarzadeh et al. (2009a) und Smith et al. (2013) vorgeschlagen (siehe Kapitel 5.3.2), hätte katastrophale Auswirkungen auf die MCA, die komplette Al Batinah-Ebene und das ganze Sultanat Oman. Abb. 5-8 zeigt die modellierte Überflutung der MCA durch einen 15 m Tsunami. Im westlichen Teil der MCA ermöglicht die flachelegene, nur leicht in Richtung Hajar-Gebirge ansteigende Al Batinah-Ebene eine Überflutung des Küstenstreifens von bis zu 5 km. Die Folge wäre eine flächenhafte Überflutung der dicht besiedelten, küstennahen Stadtteile Maskats. Besonders betroffen sind die Stadtteile Seeb, Al Hail, Athaiba und Qurum. Ebenso wären Muttrah, die Altstadt Maskats sowie dutzende anderer Städte und Dörfer entlang der nordöstlichen Küste des Omans betroffen.

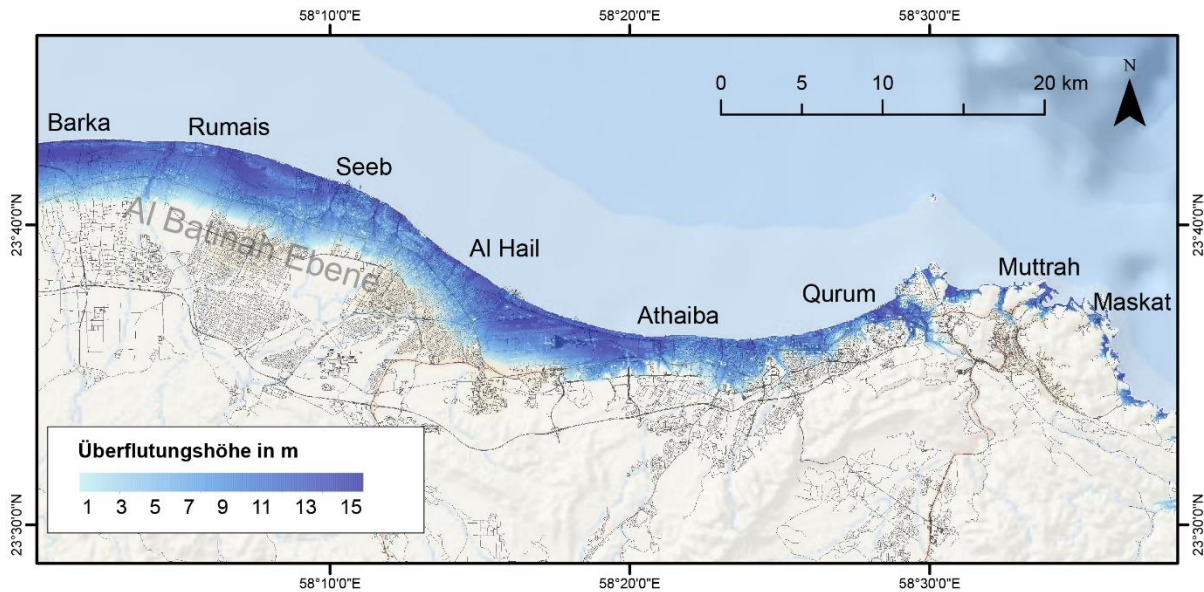


Abb. 5-8: Die möglichen Überflutungshöhen in der östlichen Al Batinah und der MCA bei einem 15m Worst-Case-Szenario, nach einem Erdbeben mit M_w 9+, wie von Heidarzadeh et al. (2009a) und Smith et al. (2013) modelliert. Die Überflutungsmodellierung basiert auf TanDEM-X Daten (Wessel 2013), die relativen Wassertiefen sind in Blautönen dargestellt. Zusätzlich sind wichtige Stadtteile und Hauptverkehrswege der MCA dargestellt.

5.5. Diskussion

Das vorrangige Ziel der vorhergehenden Untersuchungen ist die Abschätzung des Tsunamirisikos und der daraus folgenden Konsequenzen auf einer lokalen Ebene innerhalb der MCA. Auf Basis solcher Untersuchungen werden typischerweise die Planungsgrundlagen für eine an mögliche Naturkatastrophen angepasste Stadt- und Regionalplanung erstellt (Aniel-Quiroga et al. 2018). Die Analyse der verschiedenen Tsunami-Überflutungsszenarios für die MCA und deren Auswirkungen auf Gebäude, Infrastruktur und Einwohner resultierte in einer Vielzahl von Ergebnissen und Schlussfolgerungen.

Die Anwendung des modifizierten PTVA-3-Modells ergab, dass beim 2 m Tsunami-Überflutungsszenario, welches den 1945er Tsunami nachbildet, nur geringe Konsequenzen für Al Hail und Rumais in Bezug auf strukturelle Gebäudeschäden zu erwarten wären. Diese Ergebnisse stimmen mit den Beobachtungen und Berichten nach dem 1945er Tsunami überein (Hoffmann et al. 2013b; Kakar et al. 2014), wonach dieses Überflutungsereignis im Oman weder zur großflächigen Beschädigung von Gebäuden noch zu Todesopfern geführt hat. Allerdings ist zu beachten, dass die MCA seit 1945 ein beachtliches Bevölkerungswachstum, einhergehend mit einer starken Urbanisierung und einem stetigen Zuwachs an Vermögenswerten, erfahren hat (siehe Kapitel 2.5.2). Die Modellierung des 2 m Szenarios verdeutlicht, dass die Überflutungen in Al Hail auf den Strandbereich und die unmittelbare Umgebung von Wadis beschränkt sind. Die Überflutungshöhe überschreitet

dabei selten 0.5 m, weshalb die dabei überfluteten Häuser von moderner Bauart nur geringe strukturellen Schäden zu erwarten lassen. Problematischer gestaltet sich die Überflutung wichtiger küstenparalleler Straßen (siehe Abb. 5-4), welche dadurch nicht mehr passierbar und nicht für eine eventuelle Evakuierung oder medizinische Versorgung von Opfern nutzbar sind.

Im Gegensatz zu Al Hail weist Rumais eine wesentlich höhere überflutete Fläche und einen größeren Anteil hoher RVI-Werte auf. Dies kann auf die tiefliegende Sabkha und die flache Topographie sowie auf die älteren und einfach gebauten Gebäude in Rumais zurückgeführt werden. Allerdings ist der relative Anteil der von der Überflutung betroffenen Gebäude mit unter 3% sehr gering. Dies ist auf die Lage der strandnahen Dörfer auf dem Rücken des Strandwalles zurückzuführen. Die zu erwartenden Überflutung von Zugangsstraßen ist vor allem für Abu Nukhayl problematisch, da hier eine Unpassierbarkeit aller Zugangswege wahrscheinlich ist.

Die Modellierungen und Ergebnisse des 2 m Tsunami-Überflutungsszenarios legen daher nahe, dass die Auswirkungen des 1945er Tsunamis, auf die heutige Situation und Infrastruktur übertragen, keine katastrophalen Folgen hätte. Ein 2 m Tsunami scheint, zumindest im Hinblick auf die strukturelle Vulnerabilität von Gebäuden, nur relativ geringe Auswirkungen in den Untersuchungsgebieten zu haben. Jedoch ist zu berücksichtigen, dass abhängig von Tageszeit und Wochentag, eine große Anzahl von Menschen direkt der Tsunamiwelle ausgesetzt sein könnte. Daher erscheint es sinnvoll, auch bei einer nur geringen zu erwartenden Wellenhöhe eine Evakuierung der küstennahen Bereiche durchzuführen.

Insgesamt ist das 2 m Tsunami-Überflutungsszenarios für die potenziell im Oman auftretenden Tsunamieignisse als konservativ einzuschätzen. Es ist wahrscheinlich, dass die MCA von Tsunamis mit wesentlich höheren Wellen heimgesucht werden kann und dass dies in der Vergangenheit bereits mehrfach geschehen ist (siehe Kapitel 3.1.1). Entlang der Küste des Omans wurden archäologische (Hoffmann et al. 2015a) oder geologische Archive (Hoffmann et al. 2013a; Koster et al. 2014; Schneider et al. 2019) ausgewertet sowie numerische Modellierungen durchgeführt (Heidarzadeh et al. 2009b; Smith et al. 2013), welche alle auf Tsunamieignisse hindeuten, die das Ausmaß des 1945er weit überschritten haben. Aufgrund ihrer in Richtung der MSZ exponierten Lage und der Nähe zum wahrscheinlichen Epizentrum ist die nördliche und die nordöstliche Küste des Omans einem besonders hohen Tsunamirisiko ausgesetzt.

Das 5 m Tsunami-Überflutungsszenarios wird daher nach den bisherigen Ergebnissen als möglich und sogar wahrscheinlich betrachtet, wobei die Wiederkehrzeiten dafür sehr lange sein können (Byrne et al. 1992). Dieses Szenario offenbart sowohl für Rumais als auch für Al Hail gegenüber dem 2 m Szenario eine signifikant erhöhte Überflutungsfläche, welche mit einer um

das Vielfache erhöhten Anzahl von überfluteten Gebäuden einhergeht. Durch die größere Überflutungshöhe sind auch die zu erwarteten Schäden proportional stärker als beim 2 m Szenario. Die drastisch ansteigenden Auswirkungen können vor allem auf zwei Ursachen zurückgeführt werden: Die mit maximal 2° sehr flach ansteigenden Alluvialfächer der Al Batinah-Ebene und die nur durch wenige Erhebungen geprägte Topographie haben zur Folge, dass bereits bei nur geringfügig höheren Tsunamiwellen die überflutete Fläche stark ansteigt. Dies hat, wie die Modellierungen gezeigt haben, eine rasch ansteigende Zahl von überfluteten Gebäuden zur Folge. Gleichzeitig steigt die strukturelle Beschädigung von Gebäuden durch die größere Überflutungshöhe stark an. Die Problematik wird durch die Unpassierbarkeit vieler Straßen noch verstärkt.

Auffällig ist, dass die traditionellen Siedlungskerne entlang der Küste auf den Strandwällen als höchste topographische Erhebungen errichtet sind. Dies ist besonders gut an den Dörfern Abu Nukhayl und Wadi Manumah in Rumais (siehe Abb. 5-6) und im nördlichen Al Hail (siehe Abb. 5-5, Panel 1) zu beobachten. Durch ihre erhöhte Lage ergeben sich diverse Vorteile, unter anderem ein besserer Schutz vor Überflutungsereignissen. Dieser äußert sich in den Ergebnissen durch einen vergleichsweise geringen RVI in beiden Dörfern. Aufgrund des Mangels an erhöhten Bauplätzen, die besonders sicher und deshalb geeignet wären, wurden im Zuge der starken Urbanisierung und des daraus resultierenden Grundstückmangels in der MCA in jüngerer Zeit verstärkt weniger geeignete Bauplätze in Niederungen, auf aufgeschütteten Sabkhas oder nahe und innerhalb von Wadis bebaut.

Zusätzlich zu den in beiden Untersuchungsräumen dominierenden Wohn- und Geschäftshäusern finden sich dort Gebäudetypen von besonderer Wichtigkeit und folglich mit einem erhöhten Risiko. Dazu zählen beispielsweise Schulen, Moscheen oder Hotels, da sich in ihnen zu bestimmten Zeiten sehr viele Menschen aufhalten können. Obwohl die sechs Schulen im Untersuchungsgebiet nur einen geringen RVI aufweisen, beherbergen sie während den Schulzeiten eine große Anzahl von Kindern, was eine mögliche Evakuierung aus der Gefahrenzone zusätzlich erschwert. Gleiches gilt für die Moscheen und Hotels, weswegen solche Gebäude üblicherweise außerhalb von Gefahrenzonen errichtet werden sollten (Fritz et al. 2008). Da in der MCA neben Tsunamis auch andere Naturgefahren wie tropische Wirbelstürme oder Sturzfluten drohen, ist hier ein ganzheitlicher Ansatz zur Risikoanalyse, welcher auch weitere Naturgefahren berücksichtigt, hilfreich (Aniel-Quiroga et al. 2018). Dies wird durch die hohe Anzahl an unmittelbar betroffenen Menschen allein in den beiden Untersuchungsgebieten nachdrücklich verdeutlicht. Diese kann zu bestimmten Zeiten wie den Schul-, Gebets- oder Abendstunden durch zahlreiche Besucher weiter erhöht werden.

Die hier vorgestellte Methode auf Basis des PTVA-Modells ist gut geeignet, um dicht besiedelte Gebiete mit einem hohen Gefährdungspotenzial durch Tsunamis schnell zu

identifizieren (Dall'Osso et al. 2009b). In weiten Teilen der küstennahen MCA entspricht die Bevölkerungsdichte annähernd der des Untersuchungsgebietes von Al Hail (National Centre for Statistics and Information 2013). Eine Interpolation der Ergebnisse des 2 m Tsunamiszenarios aus Al Hail auf die gesamte MCA würde – gleichbleibende Siedlungsstrukturen und Topographie vorausgesetzt – zu einer potenziellen Überflutung von 900 Gebäuden mit 6100 direkt Betroffenen Personen führen. Diese Zahl wird durch die Interpolation des 5 m Szenarios auf die gesamte MCA weit übertroffen. Hier wären in der ganzen MCA über 60.000 Gebäude teilweise oder komplett überflutet und eine geschätzte Zahl von 380.000 Menschen direkt von der Tsunamiwelle betroffen, was etwa einem Viertel der Gesamtbevölkerung der MCA entspricht (National Centre for Statistics and Information 2013).

6. Ausblick

In diesem Kapitel wird anhand neuester Daten eine mögliche Entwicklung der relativen Meeresspiegelschwankungen im Oman nachvollzogen und ein Ausblick auf das damit verbundene Risiko durch marine Naturgefahren an den betroffenen Küsten gegeben. Diese Entwicklungen sind unter anderem von dem Zusammenspiel der relativen, lokalen Meeresspiegeländerung, der Magnitude der Ereignisse und der Vulnerabilität der Gesellschaft abhängig.

Dabei wird der relative, lokale Meeresspiegel durch die Differenz des eustatischen Meeresspiegels und der gleichzeitigen, vertikalen Landbewegung gebildet (Ballu et al. 2011; Rovere et al. 2016b). Ein relativer Meeresspiegelanstieg ist die Folge eines steigenden eustatischen Meeresspiegels bei gleichzeitiger Subsidenz der Küste, bei einer tektonischen Stabilität der Küste, oder wenn die vertikale Hebung der Küste langsamer als der zeitgleich auftretende Meeresspiegelanstieg erfolgt (Swift 1968). Ein stabiler, relativer Meeresspiegel kann bei einem Gleichgewicht aus der Meeresspiegeländerung und der Hebung beziehungsweise Subsidenz der Küste erfolgen (Rovere et al. 2016b). Ein relatives Absinken des Meeresspiegels ist das Resultat eines sich im Vergleich zum eustatischen Meeresspiegel schneller hebenden Landes oder eines im Vergleich zu einer Subsidenz schneller sinkenden eustatischen Meeresspiegels ist (Vött 2007; Rovere et al. 2016b). Durch ein instrumentelles Messen oder eine Modellierung dieses komplexen Zusammenspiels der relevanten Faktoren, können folglich Rückschlüsse auf die künftige Entwicklung des lokalen, relativen Meeresspiegels gezogen werden (Cazenave et al. 2014). Dies ist für eine Beurteilung der Auswirkungen von Meeresspiegeländerungen unerlässlich, da grundsätzlich völlig gegenteilige Effekte und Konsequenzen für die betroffenen Gesellschaften auftreten (Church et al. 2006b).

Abschließend werden noch verbleibende Wissenslücken, künftige Fragestellungen und ein weiterer Forschungsbedarf aufgezeigt.

6.1. Künftige Entwicklung im Hinblick auf langfristige Meeresspiegelschwankungen

6.1.1. Mögliche Entwicklung des relativen Meeresspiegels im Oman

Die langfristige Entwicklung des relativen Meeresspiegels entlang der Küste des Omans hängt von dem Zusammenspiel des eustatischen Meeresspiegels und der vertikalen Bewegung der Lithosphäre ab.

Messungen des eustatischen Meeresspiegels anhand von Pegeln ab etwa 1870 und in jüngerer Zeit mithilfe von Satelliten zeigen, dass der globale Meeresspiegel stetig ansteigt und der Anstieg sich beschleunigt (Church und White 2006). Während der globale, mittlere Meeresspiegel von Anfang bis Mitte des 20. Jahrhunderts noch etwa um 2.5 mm/a anstieg (Church und White 2006), beschleunigte sich der globale Meeresspiegelanstieg im beginnenden 21. Jahrhundert auf über 3 mm/a (Church und White 2011; Cazenave et al. 2014) und seit 2014 auf 3.3 ± 0.4 mm/a (Cazenave et al. 2014). Der künftig zu erwartende eustatische Meeresspiegel und die damit verbundene jährliche Rate des Meeresspiegelanstiegs ist unter anderem von der künftigen Erwärmung der Erdatmosphäre und dem damit verbundenen Abschmelzen von Landeis und der thermischen Ausdehnung des Wassers abhängig (Nicholls und Cazenave 2010; Bamber et al. 2019). Jüngste Szenarien des IPCC (2014) (siehe Kapitel 1.1) gehen je nach Entwicklung von einem globalen Meeresspiegelanstieg zwischen 0.26 m (RCP 2.5) und 0.98 m (RCP 8.5) bis zum Jahr 2100 aus. Das entspräche einem durchschnittlichen, jährlichen Meeresspiegelanstieg zwischen 2.6 und 9.8 mm/a. Das mittlere Szenario RCP4.5 geht dabei von einem durchschnittlichen Meeresspiegelanstieg von 0.47 m, bei einem jährlichen Meeresspiegelanstieg von 3.2 bis 6.3 mm bis zum Jahr 2100, aus. Modellierungen von Unnikrishnan und Shankar (2007) legen nahe, dass die Entwicklungen des Meeresspiegelanstiegs im nördlichen Indischen Ozean konsistent zu den Entwicklungen des globalen, eustatischen Meeresspiegels sind. Diverse Autoren nehmen jedoch an, dass der fünfte IPCC Sachstandsbericht von 2014 den möglichen Meeresspiegelanstieg noch unterschätzt (Rahmstorf et al. 2012; Bamber et al. 2019).

Während zur Entwicklung des eustatischen Meeresspiegels in jüngerer Zeit ausreichend Daten vorliegen und die Modellierung des künftig zu erwartenden Meeresspiegelanstiegs im Zentrum der Forschung liegt (Nerem et al. 2018; Vousdoukas et al. 2018), steht die Quantifizierung der Vertikalbewegungen der Landmassen im Oman noch am Anfang. Wie in Kapitel 4 ausführlich dargestellt, konnten entlang der Küste des Omans gegensätzliche Entwicklungen in Bezug auf Vertikalbewegungen der Landschaft seit dem Pleistozän dokumentiert und quantifiziert werden. Diese sind nicht konstant, sondern zeitlich und räumlich

variabel, sodass sich ein teilweise kleinräumiges, heterogenes Bild für vertikale Lithosphärenbewegungen ergibt. Hoffmann et al. (2013c) untersuchten mithilfe eines Coast Indentation Index (CII) die langfristige und großräumigen Vertikalbewegungen. Der CII berechnet den Gleichgewichtszustand eines Küstenabschnittes, indem er die gemessene Küstenlänge zwischen zwei Punkten in das Verhältnis zu der kurzstmöglichen Verbindung zwischen diesen beiden Punkten setzt. So können anhand des morphologischen Verlaufs einer Küstenlinie Rückschlüsse auf die vertikale Bewegung des Küstenabschnittes gezogen werden (Hoffmann et al. 2013c). Die Autoren konnten so die Ergebnisse von Vita-Finzi (1973) bestätigen, nachdem die nördliche Küste in Musandam sowie der südöstliche Teil Maskats einer Subsidenz unterliegt. Gleichzeitig wird die Al Batinah-Küste als stabil und der terrassierte Küstenabschnitt zwischen Daghamar und Qalhat als sich in Hebung befindend erachtet (Hoffmann et al. 2013c). Über den CII findet jedoch keine Quantifizierung der Vertikalbewegungen statt.

Eine umfangreiche Quantifizierung der Vertikalbewegungen entlang der omanischen Küste wurde bis dato von keiner Studie durchgeführt. Die in dieser Dissertation vorgestellten Hebungsdaten für die terrassierte Ostküste rangieren zwischen 0.01 ± 0.06 und 0.89 ± 0.09 mm/a, wobei hier nur die Hebungsdaten bis zum MIS 5a erfasst sind (siehe Kapitel 4.3.4). Dabei ist im Süden des Untersuchungsgebietes bei Qalhat seit dem MIS 15 ein Zunehmen der Hebungsraten von 0.3 mm/a auf maximal 0.89 ± 0.09 mm/a zu beobachten (siehe Abb. 4-19). Während der zentrale Teil um Shab zwischen dem MIS 15 und dem MIS 5e mit 0.3 mm/a gleichbleibende Hebungsraten aufweist, wurde für den nördlichsten Block bei Daghamar seit dem MIS 15 mit 0.2 mm/a eine abnehmende Hebungsraten beobachtet. Diese geht ab dem MIS 5e sogar in eine Subsidenz des Blockes über (siehe Abb. 4-19). Über das gesamte Arbeitsgebiet wurde eine durchschnittliche Hebungsraten von 0.36 mm/a seit dem MIS 19 modelliert (siehe Anhang 2). Diese Ergebnisse lassen zwar eine Tendenz für mögliche künftige Entwicklungen bezüglich zu erwartender Hebung- und Subsidenzbewegungen entlang der omanischen Ostküste erkennen, stellen jedoch keine quantifizierbaren Daten für den Zeitraum nach dem MIS 5a (ca. 85 ka) bereit.

Moraetis et al. (2018) schlagen für die sich in Hebung befindende Ostküste bei Fins, eine zeitlich variierende Hebung zwischen 0.9 und 6.7 mm/a in den letzten 50 ka vor. Insbesondere die maximale Hebungsraten von 6.7 mm/a scheint hier jedoch zu hoch (siehe Kapitel 4.4.5). Insbesondere vor dem Hintergrund, dass dieser Wert anhand einer räumlichen Korrelation über 150 km errechnet wurde und den oben präsentierten neuen Datierungsergebnissen, wird eine Überschätzung der Hebungsraten bei Moraetis et al. (2018) als wahrscheinlich erachtet. Die Ergebnisse von Moraetis et al. (2018) deuten jedoch darauf hin, dass die Hebungstendenz der omanischen Ostküste nach dem MIS 5a weiter anhält, wobei die Hebungsraten

nachfolgend möglicherweise weiter angestiegen sind. Eine Studie von Vita-Finzi (1973), in welcher die Subsidenzbewegungen in Musandam quantifiziert wurden, stellt eine durchschnittliche Subsidenzrate von bis zu 6 mm/a während des Holozäns fest. Abgesehen von diesen regionalen Studien sind bis dato keine flächendeckenden, quantifizierenden Untersuchungen zu vertikalen Krustenbewegungen in der Gegenwart und jüngeren Vergangenheit verfügbar.

Moderne Methoden – allen voran GPS-Messnetze (Murray-Moraleda 2009) und Radarinterferometrie (InSAR) (Hooper et al. 2012) – können jedoch künftig dazu beitragen diese Datenlücken zu schließen und rezente Krustenbewegungen zu quantifizieren. Dabei werden entweder die Bewegungsvektoren der GPS-Station direkt gemessen (Murray-Moraleda 2009) oder anhand einer Zeitreihe von mehreren Überfliegungen durch Satelliten die flächige Deformation der Geländeoberfläche berechnet. Dazu ist jedoch eine räumlich hohe Auflösung sowie eine zeitlich ausreichende lange Datenaufnahme nötig, um mögliche Messfehler wie etwa atmosphärische Störungen und das Rauschen der Daten auszufiltern (González und Fernández 2011). Vertikalbewegungen von Küstengebieten wurden mithilfe von InSAR bereits in zahlreichen Regionen erfolgreich quantifiziert (z. B. Wang et al. (2012b), Higgins et al. (2014)). InSAR ist eine etablierte Methode und wird erfolgreich in weiteren Bereichen, in denen die Bestimmung der Geländeoberflächendeformation wichtig ist, angewandt. Dazu zählen beispielsweise tektonische (Stramondo et al. 2005) oder vulkanische (Sigmundsson et al. 2010) Anwendungen, aber auch die Messung von Subsidenzbewegungen infolge von Grundwasserentnahme (Tomás et al. 2005) oder Tagesbrüchen (Herrera et al. 2007). Die Genauigkeit der detektierbaren Vertikalbewegung mittels InSAR liegt im Millimeterbereich (Hooper et al. 2012). Mit dem Verfügbarwerden neuer Datensätze kann in naher Zukunft gerechnet werden, was eine Quantifizierung der rezenten Geländedeformation im Oman großflächig erlauben wird.

Betrachtet man die bislang verfügbaren Daten und Modelle zur Vertikalbewegungen der Geländeoberfläche sowie zu Prognosen nach dem mittleren RCP4.5 Szenario (IPCC 2014) wird deutlich, dass entlang der ganzen nordöstlichen Küste des Omans ein Anstieg des relativen Meeresspiegels zu erwarten ist (siehe Tab. 6-1). Dieser fällt regional jedoch stark unterschiedlich aus. Während aufgrund der Subsidenz der Küste in Musandam und um Maskat ein relativer Meeresspiegelanstieg von bis zu 10.7 mm/a erwartet wird sind die Werte in den anderen Gebieten geringer. So entspricht in der tektonisch stabilen Al Batinah-Küstenebene (Hoffmann et al. 2013c) der eustatische Meeresspiegelanstieg mit 4.7 mm/a dem relativen Meeresspiegelanstieg, falls keine weiteren isostatischen Komponenten einen Einfluss auf die vertikalen Lithosphärenbewegungen haben. Entlang der Ostküste wurde zwar eine Hebung der Geländeoberfläche beobachtet, diese beträgt jedoch nur knapp 10% des eustatischen

Meeresspiegelanstieges, weswegen der eustatische Meeresspiegelanstieg hier der die Entwicklung des relativen Meeresspiegels maßgeblich beeinflussende Faktor ist (siehe Tab. 6-1).

Tab. 6-1: Entwicklung des durchschnittlichen, relativen Meeresspiegels in ausgewählten Regionen des Omans bis zum Jahr 2100. Prognose des eustatischen Meeresspiegelanstiegs folgt dem RCP4.5 Szenario des IPCC (2014).

	Vertikalbewegung der Oberfläche	Veränderung des eustatischen Meeresspiegels (RCP4.5)	Anstieg des relativen Meeresspiegels
Musandam	- 6 mm/a	4.7 mm/a	10.7 mm/a
Al Batinah-Ebene	0 mm/a	4.7 mm/a	4.7 mm/a
Maskat	< 0 mm/a	4.7 mm/a	> 4.7 mm/a
Ostküste	0.36 mm/a	4.7 mm/a	4.34 mm/a

Selbst wenn der Meeresspiegelanstieg schwächer als im RCP4.5 Szenario prognostiziert ausfallen würde, wäre im Oman ein relativer Meeresspiegelanstieg zu beobachten, da die Hebungsbewegungen der Erdoberfläche nur einen Bruchteil des zu erwarteten eustatischen Meeresspiegelanstieges betragen. Diese Entwicklungen lassen den eindeutigen Schluss zu, dass die gesamte Küste des Omans künftig von einem relativen Meeresspiegelanstieg betroffen sein wird. Dies zieht eine Reihe von Konsequenzen für den Naturraum und die Gesellschaft des Omans nach sich (Nicholls und Cazenave 2010), welche nachfolgend erläutert werden.

6.1.2. Mögliche Landverluste durch den künftigen Meeresspiegelanstieg im nordöstlichen Oman

Modellierungen des relativen Meeresspiegelanstieges im nordöstlichen Oman auf Basis der IPCC-Szenarien des jüngsten Sachstandsberichtes (IPCC 2014) und den oben genannten vertikalen Landbewegungen, lassen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts auf eine großflächige Transgression schließen. Ein relativer Meeresspiegelanstieg von 0.47 m nach dem mittleren IPCC-Szenario RCP4.5 resultiert im östlichen Oman bereits in einem Landverlust von 107.1 km² (siehe Abb. 6-1 und Tab. 6-2). Für das hohe IPCC-Szenario RCP8.5 kann für dieselbe Region von einem Landverlust von 134.6 km² ausgegangen werden. Übersteigt der reelle Meeresspiegelanstieg bis 2100, wie von Bamber et al. (2019) oder Rahmstorf et al. (2012) vorgeschlagen, die im RCP8.5 modellierten Werte, kann der potenzielle Landverlust noch weit höher ausfallen (siehe Tab. 6-2).

Tab. 6-2: Potenziell bis zum Jahr 2100 überflutete Landfläche im nordöstlichen Oman auf Basis des relativen Meeresspiegelanstieges.

Relativer Meeresspiegelanstieg [m]	IPCC-Szenario	Überflutete Fläche im nordöstlichen Oman [km ²]
0.47	RCP4.5	107.1
0.65	RCP6.5	116.0
0.98	RCP8.5	134.6
2.0	-	184.2
5.0	-	335.1

Insbesondere in der Al Batinah-Ebene und im Delta von Quriyat wird eine Transgression von bis zu 4 km erwartet. Die Landverluste konzentrieren sich dabei auf die Al Batinah-Küstenebene, den Großraum Maskat (MCA), das Delta von Quriyat sowie auf die Lagunen um Sur und Ras Al Hadd (siehe Abb. 6-1). All diese Regionen gehören zu den am dichtesten besiedelten des Omans (Directorate General of National Statistics 2017).

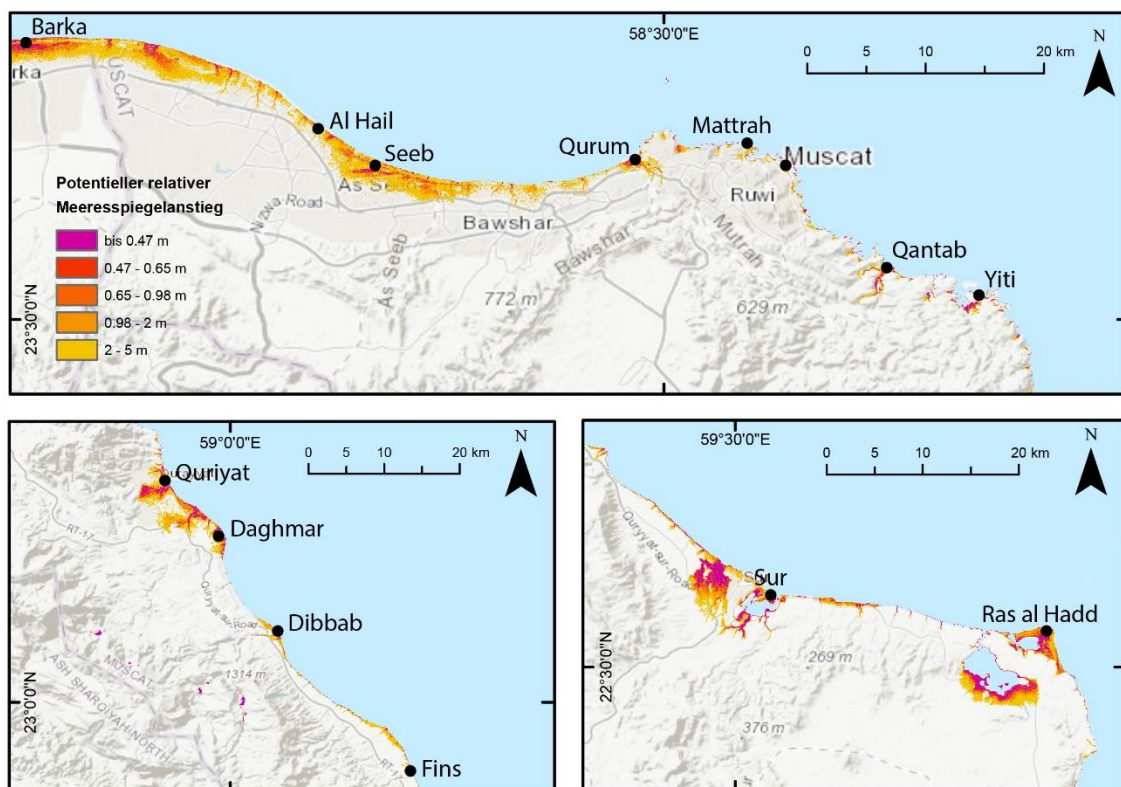


Abb. 6-1: Potenzieller Meeresspiegelanstieg und die resultierende Überflutung ausgewählter Gebiete im Oman bis 2100 nach den RCP4.5, RCP6.5 und RCP8.5 Szenarien (IPCC 2014). Zusätzlich ist die Überflutungsfläche bei einem Meeresspiegelanstieg von 2 m und 5 m abgebildet. Das DEM zur Berechnung der Überflutungsfläche basiert auf dem TanDEM-X Datensatz (Wessel 2013).

Neben der unmittelbaren Bedrohung des Siedlungsraumes – 80% der omanischen Bevölkerung lebt in tiefliegenden Regionen bis 10 m (Al-Buloshi et al. 2014) – stellt der Meeresspiegelanstieg die omanische Gesellschaft vor weitere Probleme. Auf mögliche Auswirkungen eines relativen Meeresspiegelanstieges und der damit verbundenen Transgression wird im Folgenden eingegangen.

6.1.3. Erosion der Küsten

Eine der Auswirkungen eines steigenden Meeresspiegels ist die verstärkte Erosion an den betroffenen Küsten (Gornitz 1991). Insbesondere an Lockersedimentküsten, wie der durch lange Sandstrände geprägten Al Batinah-Küste, kann eine verstärkte Erosion ausgelöst durch einen steigenden mittleren Meeresspiegel und folglich einer erhöhten Erosionsbasis starke Auswirkungen auf die Form und Ausprägung einer Küste haben (Hanley et al. 2014). Al-Hatrushi et al. (2014) untersuchten die Erosionsmuster entlang der Al Batinah-Küste und stellten anhand von Satellitenbildern eine regional verstärkte Erosion der Küste fest. Die Autoren führen dies unter anderem auf einen steigenden Meeresspiegel zurück. Weiterhin sind viele Menschen an der Küste unmittelbar vom Meer abhängig, da die Dörfer stark von der Fischerei geprägt sind. Daher sind die Wohnhäuser oft nur wenige Meter vom Strand errichtet (Al-Hatrushi et al. 2014) und Boote sowie Fischereiausrüstung werden auf dem Strand gelagert. Darüber hinaus dient der Strandbereich als wichtiger sozialer Treffpunkt der Anwohner. Durch die Errichtung von Strandbefestigungen, wie Strandmauern, Wellenbrechern oder Buhnen wird versucht das Erosionsproblem lokal zu reduzieren (Al-Hatrushi et al. 2014). Durch lokale Erosionsschutz wird das Erosionsproblem an sandigen Küsten jedoch oft nicht gelöst, sondern meist nur räumlich umgelagert (Hanley et al. 2014). Insbesondere für große Industrieanlagen, wie die küstennahen Meerwasserentsalzungsanlagen, Fischereihäfen sowie Öl- und Gasterminals kann die Küstenerosion in Kombination mit steigendem Meeresspiegel künftig problematisch werden (Babu et al. 2012).

6.1.4. Versalzung von Grundwasserleitern und Böden

Ein weiteres Problem eines steigenden relativen Meeresspiegels ist die Versalzung von Grundwasserleitern und Böden (Ketabchi et al. 2016). Insbesondere in der intensiv genutzten Al Batinah-Küstenebene wird seit den 1980er Jahren mehr Grundwasser entnommen, als natürlicherweise wieder neu gebildet werden kann (Jamrah et al. 2008). Mit einem Anteil von 70% ist der Großteil der Grundwasserextraktion auf die Landwirtschaft zurückzuführen, aber auch die Industrie und die Wasserversorgung von Privathaushalten spielt eine Rolle

(Shammas und Jacks 2007). Aufgrund der hohen Wasserentnahme sank der Grundwasserspiegel bei Barka zwischen 1995 und 2004 um durchschnittlich 3 m ab (Jamrah et al. 2008). Als Folge ist Salzwasser in die Aquifere eingedrungen was den Salzgehalt der Aquifere erhöht hat (Rajmohan et al. 2007; Jamrah et al. 2008; Walther et al. 2012). Dies führt zu einer Versalzung der Böden, welche zu einem Verlust landwirtschaftlich nutzbarer Fläche und einem Absterben der Nutzpflanzen führen kann (Walther et al. 2012). Hussain et al. (2006) erachten bereits 70% der für die Landwirtschaft geeigneten Böden im Oman als durch Versalzung gefährdet, wovon der Großteil in der flachen und tiefliegenden Al Batinah Küstenebene liegt. Zusätzlich trägt die intensive Bewässerung in Kombination mit der hohen Verdunstung im Oman zur Bodenversalzung bei (Hussain et al. 2006). Insgesamt wird die Gefährdung von Grundwasserleitern und Böden im Oman als sehr hoch erachtet (Jamrah et al. 2008). Durch den prognostizierten Meeresspiegelanstieg in Kombination mit dem weiteren Absinken des Grundwasserspiegels, wird künftig mit einer fortschreitenden Versalzung der küstennahen Grundwasserleiter und Böden gerechnet (Sherif und Singh 1999; Werner und Simmons 2009; Chang et al. 2011).

6.2. Künftige Entwicklung im Hinblick auf kurzfristige Meeresspiegelschwankungen

6.2.1. Tsunamis

Da die meisten Tsunamis global sowie alle im Arabischen Meer bekannten Tsunamis seismische Ursachen haben (Murty und Rafiq 1991), hat der Klimawandel und der damit verbundene Meeresspiegelanstieg keine unmittelbaren Auswirkungen auf die Frequenz und die Magnitude von künftigen zu erwartenden Tsunamis. Es kann daher das Aktualitätsprinzip angewandt werden, wonach die direkten Rückschlüsse und Folgerungen, welche aus vergangenen Tsunamiereignissen im Arabischen Meer gezogen wurden, auch auf künftige Tsunamis übertragbar sind. Die Ausprägung und der Zeitpunkt seismischer Ereignisse und der eventuell damit verbundenen Tsunamis sind nicht genau vorhersagbar (Geller 1997) und Erdbebenprognosen sind bislang nur probabilistisch anhand verstandener regionaler seismischer Muster möglich (Kagan und Jackson 2000; Heidarzadeh und Kijko 2011; El-Hussain et al. 2012). Eine intensiviertere und räumlich ausgeweitete Analyse von Tsunami- und Sturmsedimenten an den Küsten des Arabischen Meeres in Kombination mit einer wesentlich größeren Datengrundlage an datierten Starkwellensedimenten wäre daher hilfreich. So könnten genauere Rückschlüsse auf Magnitude, Frequenz und räumliche Verbreitung von Tsunamis gezogen werden. Schätzungen über die statistische Wiederkehrrate für Tsunamis an der MSZ, vergleichbar mit dem Ereignis von 1945 (siehe Kapitel 3.1.1.1) werden mit 175 Jahren (Byrne et al. 1992), zwischen 125 und 250 Jahren (Page et al. 1979) und zwischen 100 und 250 Jahren (Heidarzadeh et al. 2008) angegeben (Hoffmann et al. 2020a). Gleichzeitig können künftig numerische Modellierungen helfen, die bei Tsunamis wirkenden Kräfte besser zu verstehen und so Rückschlüsse auf die potenziellen Magnituden der Paläotsunamis ziehen zu können (Goto et al.; Imamura et al. 2008; Heidarzadeh et al. 2009b; Gandhi et al. 2016; Oetjen et al. 2017; Boesl et al. 2019).

6.2.2. Tropische Wirbelstürme

Im Gegensatz zu Tsunamis wird die künftig zu erwartende Häufigkeit und Intensität tropischer Wirbelstürme unmittelbar durch den Klimawandel beeinflusst (Webster et al. 2005; Klotzbach und Landsea 2015; Walsh et al. 2016). Dies ist unter anderem eine Folge einer Erwärmung der obersten Schichten der Ozeane, welche für die Sommermonate im nördlichen Indischen Ozean zwischen 1970 und 2004 um 0.5°C anstieg (Webster et al. 2005). Es wird erwartet, dass je nach künftiger Treibhausgasemission die Oberflächentemperatur des nördlichen Indischen Ozean weiter ansteigen wird (IPCC 2014), was die verstärkte Bildung von Zyklonen begünstigt (Evan et al. 2012). Die Faktoren, welche zur Entstehung und Intensivierung von

tropischen Wirbelstürme beitragen, sind jedoch mannigfaltig und komplex (Klotzbach und Landsea 2015) und für das Arabische Meer bislang nur unzureichend untersucht (Singh et al. 2001). Es sind also weitere Untersuchungen und Modellierungen nötig, um fundierte Aussagen über die künftige Häufigkeit von Zyklonen im Arabischen Meer sowie ihrer potenziellen Intensität tätigen zu können. Jedoch legen einige Studien einen Anstieg der Zyklonhäufigkeit nahe (Singh et al. 2001), wobei der ursächliche Zusammenhang mit dem Klimawandel bislang noch unter Diskussion ist (Meehl et al. 2000). Gleichzeitig modellierten einige Studien die Auswirkungen eines steigenden Meeresspiegels auf die zu erwartenden Fluthöhe von tropischen Wirbelstürmen. Dabei wird deutlich, dass der Meeresspiegelanstieg einerseits verstärkende Auswirkungen auf Sturmfluten hat (McInnes et al. 2003; Church et al. 2006a) und dementsprechend auch zu größeren überfluteten Gebieten führt (Karim und Mimura 2008). Es kann daher angenommen werden, dass die Küsten des Omans künftig häufiger von intensiveren Zyklonen getroffen werden, wobei die resultierende Sturmflut durch den relativen Meeresspiegelanstieg ebenfalls höher ausfallen kann.

6.3. Bedeutung der Arbeit und künftiger Forschungsbedarf

Im Rahmen dieser Dissertation konnten neue, bislang unbekannte oder unklare Ergebnisse zur Entwicklung des Meeresspiegels und der geomorphologischen Evolution der Küste im Oman präsentiert werden. Zusätzlich konnte anhand eigens entwickelter, GIS- und TLS-basierter methodischer Ansätze und mithilfe zusätzlichen Datierungen die Auswirkungen von Tsunamis auf der Küste des Omans neu bewertet werden. Auf Grundlage dieser Erkenntnisse wurde anschließend das Tsunamirisikos für Maskat evaluiert und zum bis dato ersten Mal hochauflösend modelliert.

Die geomorphologische Untersuchung der gehobenen Terrassen, deren umfangreiche Datierung sowie die Quantifizierung der Hebungsraten, stellt die erste umfassende Studie zur flächendeckende Rekonstruktion der Hebungsgeschichte des küstennahen, östlichen Al Hajar-Gebirges dar. Somit war es erstmals möglich, die quartäre Entwicklung der Terrassen und deren Bildung im Zusammenhang mit den Meeresspiegelschwankungen des Quartärs zweifelsfrei zu belegen. Zusätzlich wurde ein Altersmodell, welches die Entstehung der Terrassen räumlich und zeitlich erklärt, entwickelt. Gleichzeitig konnten differentielle, neotektonische Aktivitäten und Phasen tektonischer Aktivitäten dokumentiert und mit der Topographie in Zusammenhang gebracht werden. Es wird mit der Serpentinisierung von Peridotiten als potenzielle Hebungskomponente ein in dieser Hinsicht bislang wenig untersuchter Prozess vorgeschlagen. Zur präzisen Ermittlung der Paläostrandlinien wurde ein neuartiges GIS-Modell entwickelt, welches sich problemlos auf andere Arbeitsgebiete übertragen lässt. Die gewonnenen Erkenntnisse lassen weiterhin Rückschlüsse auf den künftig zu erwartenden relativen Meeresspiegel im Arbeitsgebiet zu.

Mithilfe einer geologischen Kartierung und einer Datierung der höher gelegenen, bislang rein anhand von GIS-Daten beschriebenen Terrassenrelikten, kann künftig untersucht werden, ob sich die Hebungsgeschichte des Untersuchungsraumes für länger als das MIS 19 belegen lässt. Ebenso besteht noch Unklarheit über den genauen Verlauf der nördlich von Dibbab abgetauchten T3 und ob in diesem Abschnitt noch jüngere Terrassen gebildet wurden und ob diese submarin erhalten sind. Zur Quantifizierung der an der differentiellen Hebung beteiligten Prozesse ist eine umfassende geodynamische Modellierung sinnvoll.

Die neu präsentierten Rekonstruktionen und Datierungen von Tsunamisedimenten tragen zum besseren Verständnis von Tsunamis im Arabischen Meer bei. Es wurde eine neue, auf hochauflösenden TLS-Daten basierende Methode entwickelt. Anhand dieser können konglomeratische Gesteine aufgrund ihrer Oberflächenrauigkeit automatisiert klassifiziert werden. Zusätzlich wird demonstriert, wie mithilfe von TLS hochgenaue 3D-Modelle von

tsunamigenen Blöcken erstellt und diese zur Rekonstruktion von Tsunamiereignissen genutzt werden können. Dabei konnten neue Erkenntnisse bezüglich der potenziellen Magnituden von historischen Tsunamis an den Küsten des Omans gewonnen werden. Es konnte sedimentologisch nachgewiesen werden, dass in historischer Zeit Tsunamis auftraten, welche den Makran Tsunami von 1945 in Stärke weit übertrafen. Herausragendes Beispiel ist dabei ein Block mit einer Masse von 120 t, welcher auf einem Kliff knapp 10 m über dem Meeresspiegel erodiert und transportiert wurde. Anhand dieser Daten können künftig genauere Rückschlüsse über das seismische Potenzial der MSZ gezogen werden.

Da im Rahmen dieser Dissertation nur zwei Strandabschnitte sedimentologisch auf Starkwellenablagerungen untersucht und nur lokal Blöcke datiert wurden, ist eine Ausweitung des Untersuchungsraumes auf weitere Küstenabschnitte von großer Bedeutung. Zur Vergrößerung des Datensatzes zu historischen Tsunamis an den Küsten des Omans sind begleitend weitere Datierungen tsunamigener Sedimente nötig. Somit könnten bislang nicht datierte potenzielle Paläotsunamis zeitlich eingegrenzt und beschrieben werden. Aufgrund der wenigen datierten Blöcke ist es denkbar, dass potenzielle Tsunamis nicht datiert wurden oder deren Sedimente im Untersuchungsraum erodiert sind und somit nicht nachgewiesen werden konnten. Mithilfe neuer Archive könnte das Tsunamirisiko entlang der Küsten des Omans besser rekonstruiert und verstanden werden.

Das Tsunamirisiko in der MCA wurde hier das erste Mal auf Basis hochauflösender Geländedaten und umfassenden strukturellen Infrastrukturparametern modelliert. Es konnten so Rückschlüsse auf besonders tsunamigefährdete Gebiete gezogen sowie die Anzahl der potenziell betroffenen Menschen abgeschätzt werden. Es wurde nachgewiesen, dass bereits vergleichsweise kleine Tsunamis starke Auswirkungen auf die Küsten des Omans haben können. Zusätzlich wurde gezeigt, dass das Tsunamirisiko im Oman künftig steigen wird. Dies ist insbesondere vor dem Hintergrund wichtig, dass im Oman bislang kein effektives Tsunamifrühwarnsystem existiert und keine Sensibilisierung der Bevölkerung stattfindet. Künftig kann das Tsunamirisiko der MCA noch genauer ermittelt werden, wenn flächendeckend hochauflösende DEMs verfügbar sind, welche beispielsweise auf LiDAR beruhen. Weiterhin würden hydrodynamische Überflutungsmodellierungen und ein Ausweiten des Untersuchungsgebietes helfen, das heutige und künftige Tsunamirisiko an den Küsten des Omans besser zu quantifizieren.

Abschließend wurden erstmals die Ausmaße des zu erwartenden relativen Meeresspiegelanstieges im Oman berechnet. Die resultierenden Folgen für Naturraum und Gesellschaft verdeutlichen nachdrücklich, dass der globale Klimawandel und der Meeresspiegelanstieg Phänomene sind, welche den Oman künftig vor große Herausforderungen stellen werden.

Anhang

Alle Anhänge sind auf der CD, welche der Dissertation beigelegt ist, gespeichert. Zusätzlich sind die Anhänge und alle eigenen, in dieser Dissertation enthaltenen Abbildungen in hoher Auflösung unter der DOI 10.22000/263 veröffentlicht. Der Anhang inklusive der Paleoshoreline-Extractor Toolbox und die Abbildungen können frei heruntergeladen und verwendet werden.

Anhang 1: Detaillierte ^{14}C -Datierungsergebnisse der verlagerten Blöcke in Shab und Tiwi

Anhang 2: Berechnung der Hebungsraten der Terrassen entlang der Profile 1 bis 23

Anhang 3: Datenblatt zur ^{10}Be Probenaufbereitung und Probenmessungen

Anhang 4: Datenblatt zur ^{36}Cl Probenaufbereitung und Probenmessungen

Anhang 5: Datenblatt und Parameter zur ^{10}Be -Altersberechnung

Anhang 6: Datenblatt und Parameter zur ^{36}Cl -Altersberechnung

Anhang 7: Ausführliche Ergebnisse der ^{10}Be -Altersberechnung

Anhang 8: Ausführliche Ergebnisse der ^{36}Cl -Altersberechnung

Anhang 9: Parameter zur Berechnung der OSL-Alter und ausführliche Ergebnisse der OSL-Altersberechnung

Anhang 10: Typische OSL-Zerfallskurve der Probe DEL4-Q

Anhang 11: Typische Dosis-Wirkungs-Kurve der Probe DEL4-Q

Anhang 12: De-Verteilung der Proben DEL4-Q und DEL5-Q

Anhang 13: Paleoshoreline-Extractor Toolbox

Literaturverzeichnis

- Abrams, M. J. u. Chadwick, O. H. (1994): Tectonic and Climatic Implications of Alluvial-Fan Sequences Along the Batinah Coast, Oman. *Journal of the Geological Society* 151: 51–58.
- Adams, P. N.; Opdyke, N. D. u. Jaeger, J. M. (2010): Isostatic uplift driven by karstification and sea-level oscillation. Modeling landscape evolution in north Florida. *Geology* 38 (6): 531–534.
- Ahmed, M. u. Choudri, B. S. (2012): Climate change in Oman. Current knowledge and way forward. *Education, Business and Society: Contemporary Middle Eastern Issues* 5 (4): 228–236.
- Al Barwani, A. u. Helmi, T. (2006): Sea water intrusion in a coastal aquifer. A case study for the area between Seeb and Suwaiq, Sultanate of Oman. *Journal of Agricultural and Marine Sciences* 11: 55–69.
- Al Hatrushy, S. M. (2017): Morphology of the Raised Shore Platforms along the Coastline between Daghmar and Dhabab, Sultanate of Oman. *Journal of Arts and Social Sciences* 8 (2): 13–24.
- Al Sajwani, T. b. M. A. (1998): The desalination plants of Oman. Past, present and future. *Desalination* 120 (1-2): 53–59.
- Al-Awadhi, T. (2007): Monitoring and modeling urban expansion using GIS & RS. Case study from Muscat, Oman. *Urban Remote Sensing Joint Event 2007*, IEEE.
- Al-Badi, A.; Malik, A.; Al-Areimi, K. u. Al-Mamari, A. (2009): Power sector of Oman—Today and tomorrow. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 13 (8): 2192–2196.
- Al-Balushi, N. S. (2012): Boulder Deposits of Tiwi. Unveröffentlichte Abschlussarbeit. Muscat, Sultanate of Oman.
- Alberico, I.; Di Fiore, V.; Iavarone, R.; Petrosino, P.; Piemontese, L.; Tarallo, D.; Punzo, M. u. Marsella, E. (2015): The tsunami vulnerability assessment of urban environments through freely available datasets. The case study of Napoli City (southern Italy). *Journal of Marine Science and Engineering* 3 (3): 981–1005.
- Al-Buloshi, A.; Al-Hatrushy, S. u. Charabi, Y. (2014): GIS-based framework for the simulation of the impacts of sea level rise and coastal flooding on Oman. *Journal of Earth Science & Climatic Change* 5 (10): 1.
- Al-Hatrushy, S. M.; Kwarteng, A.; Sana, A.; Al-Buloushi, A. S.; MacLachlan, A. u. Hamed, K. H. (2014): Coastal erosion in Al Batinah, Sultanate of Oman. Sultan Qaboos University.
- Alley, R. B.; Clark, P. U.; Huybrechts, P. u. Joughin, I. (2005): Ice-sheet and sea-level changes. *Science* 310 (5747): 456–460.
- Al-Mawali, N.; Hasim, H. M. u. Al-Busaidi, K. (2016): Modelling the impact of the oil sector on the economy of sultanate of Oman. *International Journal of Energy Economics and Policy* 6 (1): 120–127.
- Al-Yahyai, R. (2011): Fruit production in the Sultanate of Oman. *Integrated Approaches to Fruit Production and Postharvest Management in Arid Climates*: 2–15.
- Anderson, R. S. u. Menking, K. M. (1994): The Quaternary marine terraces of Santa Cruz, California. Evidence for coseismic uplift on two faults. *Geological Society of America Bulletin* 106 (5): 649–664.
- Anderson, R.S.; Densmore A.L. u. Ellis, M. A. (1999): The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research* 11 (1): 7–19.
- Aniel-Quiroga, Í.; Álvarez-Gómez, J. A.; González, M.; Martínez Sánchez, J.; Parro, L. M.; Aguirre-Ayerbe, I.; Fernández, F.; Medina, R. u. Al-Yahyai, S. (2018): Tsunami Hazard assessment and Scenarios Database for the Tsunami Warning System for the coast of Oman. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.* 2018: 1–30.
- Armesto, J.; Ordóñez, C.; Alejano, L. u. Arias, P. (2009): Terrestrial laser scanning used to determine the geometry of a granite boulder for stability analysis purposes. *Geomorphology* 106 (3): 271–277.
- Armitage, S. J.; Jasim, S. A.; Marks, A. E.; Parker, A. G.; Usik, V. I. u. Uerpmann, H.-P. (2011): The southern route “out of Africa”. Evidence for an early expansion of modern humans into Arabia. *Science* 331 (6016): 453–456.

- ArRajehi, A.; McClusky, S.; Reilinger, R.; Daoud, M.; Alchalbi, A.; Ergintav, S.; Gomez, F.; Sholan, J.; Bou-Rabee, F. u. Ogubazghi, G. (2010): Geodetic constraints on present-day motion of the Arabian Plate: Implications for Red Sea and Gulf of Aden rifting. *Tectonics* 29 (3).
- Azaz, L. K. (2010): Using remote sensing and GIS for damage assessment after flooding, the case of Muscat, Oman after Gonu tropical cyclone 2007: Urban planning perspective. In: Proceedings of the REAL CORP, Tagungsband, Wien, 18- 20 Mai 2010.
- Babu, D. S.; Sivalingam, S. u. Machado, T. (2012): Need for adaptation strategy against global sea level rise: an example from Saudi coast of Arabian gulf. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 17 (7): 821–836.
- Bada, J. L. u. Deems, L. (1975): Accuracy of dates beyond the 14C dating limit using the aspartic acid racemisation reaction. *Nature* 255 (5505): 218.
- Balco, G.; Stone, J. O.; Lifton, N. A. u. Dunai, T. J. (2008): A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10 Be and 26 Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3 (3): 174–195.
- Ballu, V.; Bouin, M.-N.; Siméoni, P.; Crawford, W. C.; Calmant, S.; Boré, J.-M.; Kanas, T. u. Pelletier, B. (2011): Comparing the role of absolute sea-level rise and vertical tectonic motions in coastal flooding, Torres Islands (Vanuatu). *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108 (32): 13019–13022.
- Bamber, J. L.; Oppenheimer, M.; Kopp, R. E.; Aspinnall, W. P. u. Cooke, R. M. (2019): Ice sheet contributions to future sea-level rise from structured expert judgment. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 116 (23): 11195–11200.
- Barbano, M. S.; Pirrotta, C. u. Gerardi, F. (2010): Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily. Storm or tsunami deposits? *Marine Geology* 275 (1-4): 140–154.
- Barnett, T. P.; Pierce, D. W. u. Schnur, R. (2001): Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans. *Science* 292 (5515): 270–274.
- Barnett, T. P. u. Schlesinger, M. E. (1987): Detecting changes in global climate induced by greenhouse gases. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 92 (D12): 14772–14780.
- Beer, A. u. Stagg, J. M. (1946): Seismic sea-wave of November 27, 1945. *Nature* 158 (4002): 63.
- Benson, B. E.; Grimm, K. A. u. Clague, J. J. (1997): Tsunami deposits beneath tidal marshes on northwestern Vancouver Island, British Columbia. *Quaternary Research* 48 (2): 192–204.
- Beuzen-Waller, T.; Stéphan, P.; Pavlopoulos K.; Desruelles, S.; Marrast A.; Puaud S.; Giraud J. u. Fouache, É. (2019 (in review)): The geomorphological evolution of the Quriyat coastal plain (Oman): archaeological sites preservation challenging progressive landscape evolution and extreme events. *Quaternary International*.
- Bhosle, B.; Parkash, B.; Awasthi, A. K. u. Pati, P. (2009): Use of digital elevation models and drainage patterns for locating active faults in the Upper Gangetic Plain, India. *International Journal of Remote Sensing* 30 (3): 673–691.
- Biagi, P. (2004): Surveys along the Oman coast: a review of the prehistoric sites discovered between Dibab and Qalhat. *Adumatu* 10 (1): 29–50.
- Bianca, M.; Monaco, C.; Tortorici, L. u. Cernobori, L. (1999): Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy). A seismic source for the 1693 large earthquake. *Geophysical Journal International* 139 (2): 370–394.
- Binnie, A.; Dunai, T. J.; Binnie, S. A.; Victor, P.; González, G. u. Bolten, A. (2016): Accelerated late quaternary uplift revealed by 10 Be exposure dating of marine terraces, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Quaternary Geochronology* 36: 12–27.
- Binnie, S. A.; Dewald, A.; Heinze, S.; Voronina, E.; Hein, A.; Wittmann, H.; Blanckenburg, F. von; Hetzel, R.; Christl, M. u. Schaller, M. (2019): Preliminary results of CoQtz-N. A quartz reference material for terrestrial in-situ cosmogenic 10Be and 26Al measurements. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 456: 203–212.
- Binnie, S. A.; Dunai, T. J.; Voronina, E.; Goral, T.; Heinze, S. u. Dewald, A. (2015): Separation of Be and Al for AMS using single-step column chromatography. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 361: 397–401.

- Birkmann, J. u. Fernando, N. (2008): Measuring revealed and emergent vulnerabilities of coastal communities to tsunami in Sri Lanka. *Disasters* 32 (1): 82–105.
- Blechs Schmidt, I.; Matter, A.; Preusser, F. u. Rieke-Zapp, D. (2009): Monsoon triggered formation of Quaternary alluvial megafans in the interior of Oman. *Geomorphology* 110 (3-4): 128–139.
- Blount, C.; Fritz, H. M. u. Al-Harthy, A. H. M. (2010): Coastal vulnerability assessment based on historic tropical cyclones in the Arabian Sea. In: *Indian Ocean tropical cyclones and climate change*. Springer: 207–214.
- Boesl, F.; Engel, M.; Eco, R. C.; Galang, J. A.; Gonzalo, L. A.; Llanes, F.; Quix, E. u. Brückner, H. (2019): Digital mapping of coastal boulders – high-resolution data acquisition to infer past and recent transport dynamics. *Sedimentology* - im Druck.
- Bontenbal, M. (2016): Population, migration and urbanisation in Oman. In: Nebel, S., von Richthofen, A. (Hrsg.): *Urban Oman. Trends and Perspectives of Urbanisation in Muscat Capital Area*. LIT Verlag. Münster: 29–40.
- Bordoni, P. u. Valensise, G. (1999): Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy. Tectonic implications. *Geological Society, London, Special Publications* 146 (1): 71–110.
- Brázdil, R.; Kundzewicz, Z. W. u. Benito, G. (2006): Historical hydrology for studying flood risk in Europe. *Hydrological Sciences Journal* 51 (5): 739–764.
- Brodu, N. u. Lague, D. (2012): 3D terrestrial lidar data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion. *Applications in geomorphology. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 68: 121–134.
- Browning, J. u. Thomas, N. (2016): An assessment of the tsunami risk in Muscat and Salalah, Oman, based on estimations of probable maximum loss. *International Journal of Disaster Risk Reduction* 16: 75–87.
- Bryant, E. A. u. Nott, J. (2001): Geological indicators of large tsunami in Australia. *Natural Hazards* 24 (3): 231–249.
- Burns, S. J.; Fleitmann, D.; Matter, A.; Neff, U. u. Mangini, A. (2001): Speleothem evidence from Oman for continental pluvial events during interglacial periods. *Geology* 29 (7): 623–626.
- Burns, S. J.; Matter, A.; Frank, N. u. Mangini, A. (1998): Speleothem-based paleoclimate record from northern Oman. *Geology* 26 (6): 499–502.
- Burton, D.; Dunlap, D. B.; Wood, L. J. u. Flaig, P. P. (2011): Lidar Intensity as a Remote Sensor of Rock Properties. *Journal of Sedimentary Research* 81 (5): 339–347.
- Byrne, D. E.; Sykes, L. R. u. Davis, D. M. (1992): Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97 (B1): 449–478.
- Cai, W.; Wang, G.; Santoso, A.; McPhaden, M. J.; Wu, L.; Jin, F.-F.; Timmermann, A.; Collins, M.; Vecchi, G. u. Lengaigne, M. (2015): Increased frequency of extreme La Niña events under greenhouse warming. *Nature Climate Change* 5 (2): 132–137.
- Carrea, D.; Abellan, A.; Humair, F.; Matasci, B.; Derron, M.-H. u. Jaboyedoff, M. (2016): Correction of terrestrial LiDAR intensity channel using Oreñ-Nayar reflectance model. An application to lithological differentiation. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 113: 17–29.
- Cazenave, A.; Dieng, H.-B.; Meyssignac, B.; Schuckmann, K. von; Decharme, B. u. Berthier, E. (2014): The rate of sea-level rise. *Nature Climate Change* 4 (5): 358.
- Chagué-Goff, C.; Schneider, J.-L.; Goff, J. R.; Dominey-Howes, D. u. Strotz, L. (2011): Expanding the proxy toolkit to help identify past events - lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth-Science Reviews* 107 (1-2): 107–122.
- Chang, S. W.; Clement, T. P.; Simpson, M. J. u. Lee, K.-K. (2011): Does sea-level rise have an impact on saltwater intrusion? *Advances in water resources* 34 (10): 1283–1291.
- Chappell, J. (1974): Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea. A study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin* 85 (4): 553–570.
- Charabi, Y. (2010): *Indian Ocean tropical cyclones and climate change*. Springer. Heidelberg.
- Charabi, Y. (2013): Projection of Future Changes in Rainfall and Temperature Patterns in Oman. *Journal of Earth Science & Climatic Change* 4 (5): 1–8.

- Charlson, R. J.; Schwartz, S. E.; Hales, J. M.; Cess, R. D.; Coakley, J. A., JR; Hansen, J. E. u. Hofmann, D. J. (1992): Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science* 255 (5043): 423–430.
- Chaudhuri, K. N. u. Chaudhuri, K. N. (1985): Trade and civilisation in the Indian Ocean: an economic history from the rise of Islam to 1750. Cambridge University Press. Cambridge.
- Chen, J. L.; Wilson, C. R. u. Tapley, B. D. (2013): Contribution of ice sheet and mountain glacier melt to recent sea level rise. *Nature geoscience* 6 (7): 549–552.
- Childs, C. (2004): Interpolating surfaces in ArcGIS spatial analyst. *ArcUser*, July-September 3235: 569.
- Church, J. A.; Hunter, J. R.; McInnes, K. L. u. White, N. J. (2006a): Sea-level rise around the Australian coastline and the changing frequency of extreme sea-level events. *Australian Meteorological Magazine* 55 (4): 253–260.
- Church, J. A. u. White, N. J. (2006): A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters* 33 (1).
- Church, J. A. u. White, N. J. (2011): Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surveys in geophysics* 32 (4-5): 585–602.
- Church, J. A.; White, N. J. u. Hunter, J. R. (2006b): Sea-level rise at tropical Pacific and Indian Ocean islands. *Global and Planetary Change* 53 (3): 155–168.
- Cignoni, P.; Corsini, M. u. Ranzuglia, G. (2008): Meshlab an open-source 3d mesh processing system. *ERCIM News* 73: 47–48.
- Cloetingh, S.; McQueen, H. u. Lambeck, K. (1985): On a tectonic mechanism for regional sealevel variations. *Earth and Planetary Science Letters* 75 (2-3): 157–166.
- Coleman, R. G. u. Keith, T. E. (1971): A chemical study of serpentization—Burro Mountain, California. *Journal of Petrology* 12 (2): 311–328.
- Cook, J.; Nuccitelli, D.; Green, S. A.; Richardson, M.; Winkler, B.; Painting, R.; Way, R.; Jacobs, P. u. Skuce, A. (2013): Quantifying the consensus on anthropogenic global warming in the scientific literature. *Environmental Research Letters* 8 (2): 24024.
- Corbeau, A.-S. (2017): Global gas and LNG markets: The role for MENA countries. In: *The Political and Economic Challenges of Energy in the Middle East and North Africa*. Routledge: 41–56.
- Costa, P. J.M.; Andrade, C.; Freitas, M. d. C.; Oliveira, M. A.; Lopes, V.; Dawson, A. G.; Moreno, J.; Fatela, F. u. Jouanneau, J. M. (2012): A tsunami record in the sedimentary archive of the central Algarve coast, Portugal: characterizing sediment, reconstructing sources and inundation paths. *The Holocene* 22 (8): 899–914.
- Cox, R.; Lopes, W. A. u. Jahn, K. L. (2017): Quantitative roundness analysis of coastal boulder deposits. *Marine Geology* 396: 114–141.
- Cremaschi, M.; Degli Esposti, M.; Fleitmann, D.; Perego, A.; Sibilila, E. u. Zerboni, A. (2018): Late Holocene onset of intensive cultivation and introduction of the falaj irrigation system in the Salut oasis (Sultanate of Oman). *Quaternary Science Reviews* 200: 123–140.
- Dall'Osso, F.; Maramai, A.; Graziani, L.; Brizuela, B.; Cavalletti, A.; Gonella, M. u. Tinti, S. (2010): Applying and validating the PTVA-3 Model at the Aeolian Islands, Italy. Assessment of the vulnerability of buildings to tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10: 1547–1568.
- Dall'Osso, F.; Gonella, M.; Gabbianelli, G.; Withycombe, G. u. Dominey-Howes, D. (2009a): A revised (PTVA) model for assessing the vulnerability of buildings to tsunami damage. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9 (5): 1557–1565.
- Dall'Osso, F.; Gonella, M.; Gabbianelli, G.; Withycombe, G. u. Dominey-Howes, D. (2009b): Assessing the vulnerability of buildings to tsunami in Sydney. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9 (6): 2015–2026.
- Daneshmand, M.; Helmi, A.; Avots, E.; Noroozi, F.; Alisinanoglu, F.; Arslan, H. S.; Gorbova, J.; Haamer, R. E.; Ozcinar, C. u. Anbarjafari, G. (2018): 3D scanning. A comprehensive survey. Cornell University Library, Ithaca.
- Dasgupta, S.; Laplante, B.; Murray, S. u. Wheeler, D. (2011): Exposure of developing countries to sea-level rise and storm surges. *Climatic Change* 106 (4): 567–579.
- Dawson, A. G. u. Shi, S. (2000): Tsunami deposits. *Pure and Applied Geophysics* 157 (6-8): 875–897.
- Dawson, A. G. u. Stewart, I. (2007): Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology* 200 (3-4): 166–183.

- de Obeso, J. C. u. Kelemen, P. B. (2018): Fluid rock interactions on residual mantle peridotites overlain by shallow oceanic limestones. Insights from Wadi Fins, Sultanate of Oman. *Chemical Geology* 498: 139–149.
- DeConto, R. M. u. Pollard, D. (2016): Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature* 531 (7596): 591–597.
- Delagnes, A.; Tribolo, C.; Bertran, P.; Brenet, M.; Crassard, R.; Jaubert, J.; Khalidi, L.; Mercier, N.; Nomade, S. u. Peigné, S. (2012): Inland human settlement in southern Arabia 55,000 years ago. New evidence from the Wadi Surdud Middle Paleolithic site complex, western Yemen. *Journal of Human Evolution* 63 (3): 452–474.
- Dewald, A.; Heinze, S.; Jolie, J.; Zilges, A.; Dunai, T.; Rethemeyer, J.; Melles, M.; Staubwasser, M.; Kuczewski, B. u. Richter, J. (2013): CologneAMS, a dedicated center for accelerator mass spectrometry in Germany. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 294: 18–23.
- Dibajnia, M.; Soltanpour, M.; Nairn, R. u. Allahyar, M. (2010): Cyclone Gonu - The most intense tropical cyclone on record in the Arabian Sea. In: Charabi, Y. (Hrsg.): *Indian Ocean tropical cyclones and climate change*. Springer. Heidelberg: 149–157.
- Didero, M.; Nebel, S. u. Pfaffenbach, C. (2019): Urban structures and daily mobility patterns in a city of long distances—the case of Muscat/Oman. *Singapore Journal of Tropical Geography* 40 (3): 361–386.
- Diffenbaugh, N. S.; Singh, D.; Mankin, J. S.; Horton, D. E.; Swain, D. L.; Touma, D.; Charland, A.; Liu, Y.; Haugen, M. u. Tsiang, M. (2017): Quantifying the influence of global warming on unprecedented extreme climate events. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114 (19): 4881–4886.
- Directorate General of Civil Aviation and Meteorology Oman (2017): *Historical Data - Muscat* (Seeb). <http://met.gov.om/opencms/export/sites/default/dgman/en/weather-chart/historical-data/>. Aufgerufen am 30.4.2019.
- Directorate General of National Statistics (2017): *Oman Population Statistics Bulletin 2017*. National Center for Statistics and Information. Maskat, Oman.
- Dominey-Howes, D. u. Papatoma, M. (2007): Validating a tsunami vulnerability assessment model (the PTVA model) using field data from the 2004 Indian Ocean tsunami. *Natural Hazards* 40 (1): 113–136.
- Donato, S. V.; Reinhardt, E. G.; Boyce, J. I.; Pilarczyk, J. E. u. Jupp, B. P. (2009): Particle-size distribution of inferred tsunami deposits in Sur Lagoon, Sultanate of Oman. *Marine Geology* 257 (1): 54–64.
- Dube, S. K.; Jain, I.; Rao, A. D. u. Murty, T. S. (2009): Storm surge modelling for the Bay of Bengal and Arabian Sea. *Natural Hazards* 51 (1): 3–27.
- El-Hussain, I.; Deif, A.; Al-Jabri, K.; Toksoz, N.; El-Hady, S.; Al-Hashmi, S.; Al-Toubi, K.; Al-Shijbi, Y.; Al-Saifi, M. u. Kuleli, S. (2012): Probabilistic seismic hazard maps for the sultanate of Oman. *Natural Hazards* 64 (1): 173–210.
- Emanuel, K. (2005): Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature* 436 (7051): 686–688.
- Engel, M. u. May, S. M. (2012): Bonaire's boulder fields revisited. Evidence for Holocene tsunami impact on the Leeward Antilles. *Quaternary Science Reviews* 54: 126–141.
- England, P. u. Molnar, P. (1990): Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18 (12): 1173–1177.
- Ermert, A. M.; Kázmér, M.; Adolphs, S. K.; Falkenroth, M. u. Hoffmann, G. (2019): Geoarchaeological Evidence for the Decline of the Medieval City of Qalhat, Oman. *Open Quaternary* 5 (8): 1–14.
- Evan, A. T.; Kossin, J. P.; Chung, C. u. Ramanathan, V. (2012): Intensified Arabian Sea tropical storms. *Nature* 489: E1-E2.
- Fairbridge, R. W. (1961): Eustatic changes in sea level. *Physics and Chemistry of the Earth* 4: 99–185.
- Falkenroth, M.; Schneider, B. u. Hoffmann, G. (2019): Beachrock as sea-level indicator – a case study at the coastline of Oman (Indian Ocean). *Quaternary Science Reviews* 206: 81–90.

- Fang, W.; Huang, X. F.; Zhang, F. u. Li, D. R. (2015): Intensity Correction of Terrestrial Laser Scanning Data by Estimating Laser Transmission Function. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 53 (2): 942–951.
- Faro (2015): FARO® Laser Scanner Focus3D X 330 - Tech sheet. <https://faro.app.box.com/s/8ilpeyxcuitnczqgsrgp5rx4a9lb3skq/file/441668110322><https://faro.app.box.com/s/8ilpeyxcuitnczqgsrgp5rx4a9lb3skq/file/441668110322>. Aufgerufen am 15.10.2019.
- Farrant, A. R.; Duller, G. A. T.; Parker, A. G.; Roberts, H. M.; Parton, A.; Knox, R. W. O. u. Bide, T. (2015): Developing a framework of Quaternary dune accumulation in the northern Rub'al-Khali, Arabia. *Quaternary International* 382: 132–144.
- Fasullo, J. T. u. Nerem, R. S. (2018): Altimeter-era emergence of the patterns of forced sea-level rise in climate models and implications for the future. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 115 (51): 12944–12949.
- Fleitmann, D.; Burns, S. J.; Mangini, A.; Mudelsee, M.; Kramers, J.; Villa, I.; Neff, U.; Al-Subbary, A. A.; Buettner, A. u. Hippler, D. (2007): Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews* 26 (1-2): 170–188.
- Fleitmann, D.; Burns, S. J.; Neff, U.; Mangini, A. u. Matter, A. (2003): Changing moisture sources over the last 330,000 years in Northern Oman from fluid-inclusion evidence in speleothems. *Quaternary Research* 60 (2): 223–232.
- Flemming, N. C. (1965): Form and relation to present sea level of Pleistocene marine erosion features. *The Journal of Geology* 73 (5): 799–811.
- Fournier, M.; Lepvrier, C.; Razin, P. u. Jolivet, L. (2006): Late Cretaceous to Paleogene Post-obduction extension and subsequent Neogene compression in Oman Mountains. *Georabia* 11 (4): 17–40.
- Frifelt, K. (1975): On prehistoric settlement and chronology of the Oman Peninsula. *East and West* 25 (3/4): 359–424.
- Fritz, H. M.; Blount, C. D.; Albusaidi, F. B. u. Al-Harthy, A. H. M. (2010): Cyclone Gonu storm surge in Oman. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 86 (1): 102–106.
- Fritz, H. M.; Kalligeris, N.; Borrero, J. C.; Broncano, P. u. Ortega, E. (2008): The 15 August 2007 Peru tsunami runup observations and modeling. *Geophysical Research Letters* 35 (10).
- Fujii, Y.; Satake, K.; Sakai, S.'i.; Shinohara, M. u. Kanazawa, T. (2011): Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space* 63 (7): 55.
- Gaki-Papanastassiou, K.; Karymbalis, E.; Papanastassiou, D. u. Maroukian, H. (2009): Quaternary marine terraces as indicators of neotectonic activity of the Ierapetra normal fault SE Crete (Greece). *Geomorphology* 104 (1-2): 38–46.
- Galbraith, R. F.; Roberts, R. G.; Laslett, G. M.; Yoshida, H. u. Olley, J. M. (1999): Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia. Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41 (2): 339–364.
- Gallen, S. F.; Wegmann, K. W.; Bohnenstiehl; Pazzaglia, F. J.; Brandon, M. T. u. Fassoulas, C. (2014): Active simultaneous uplift and margin-normal extension in a forearc high, Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters* 398: 11–24.
- Gandhi, D.; Chavare, K. A.; Prizomwala, S. P.; Bhatt, N.; Bhatt, N. Y.; Mohan, K. u. Rastogi, B. K. (2016): Testing the numerical models for boulder transport through high energy marine wave event. An example from southern Saurashtra, western India. *Quaternary International* 444: 209–216.
- Gardner, R. A.M. (1988): Aeolianites and marine deposits of the Wahiba Sands. Character and palaeoenvironments. *The Journal of Oman Studies Special Report* 3: 75–95.
- Gealey, W. K. (1977): Ophiolite obduction and geologic evolution of the Oman Mountains and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin* 88 (8): 1183–1191.
- Geist, E. L. u. Parsons, T. (2006): Probabilistic analysis of tsunami hazards. *Natural Hazards* 37 (3): 277–314.
- Geller, R. J. (1997): Earthquake prediction. A critical review. *Geophysical Journal International* 131 (3): 425–450.

- General Census of Population Housing & Establishments (2010): Oman census 2010 - final results. https://www.ncsi.gov.om/Elibrary/LibraryContentDoc/bar_Census%20Final%20Result%202010_388bd9c6-a938-467d-8c92-f6950cc1785f.pdf. Aufgerufen am 20.6.2019.
- Ghazanfar, S. A. (1999): Coastal vegetation of Oman. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 49: 21–27.
- Girardeau-Montaut, D. (2015): Cloud compare - 3D point cloud and mesh processing software. Open Source Project.
- Glennie, K. W. (2005): *The geology of the Oman Mountains - An outline of their origin*. Zweite Auflage. Scientific Press Ltd. Beaconsfield.
- Goff, J.; McFadgen, B. G. u. Chagué-Goff, C. (2004): Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology* 204 (1-2): 235–250.
- González, P. J. u. Fernández, J. (2011): Error estimation in multitemporal InSAR deformation time series, with application to Lanzarote, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116 (B10).
- Gornitz, V. (1991): Global coastal hazards from future sea level rise. *Global and Planetary Change* 3 (4): 379–398.
- Gosse, J. C. u. Phillips, F. M. (2001): Terrestrial in situ cosmogenic nuclides. Theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20 (14): 1475–1560.
- Goto, K.; Okada, K. u. Imamura, F.: Estimating the 2004 Indian Ocean tsunami wave height and period from boulders' distribution at Pakarang Cape, Thailand. In: Kontar, Y. et al (Hrsg.): *Tsunami Events and Lessons Learned*. Springer. Dodrecht: 215–223.
- Goto, K.; Okada, K. u. Imamura, F. (2009): Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm waves at Kudaka Island, Japan. *Marine Geology* 262 (1): 14–24.
- Goto, T.; Satake, K.; Sugai, T.; Ishibe, T.; Harada, T. u. Murotani, S. (2015): Historical tsunami and storm deposits during the last five centuries on the Sanriku coast, Japan. *Marine Geology* 367: 105–117.
- Goudie, A. S.; Warren, A.; Jones, D. K.C. u. Cooke, R. U. (1987): The character and possible origins of the aeolian sediments of the Wahiba Sand Sea, Oman. *Geographical Journal* 153 (2): 231–256.
- Granger, D. E. u. Muzikar, P. F. (2001): Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides. Theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters* 188 (1-2): 269–281.
- Grant, K. M.; Rohling, E. J.; Ramsey, C. B.; Cheng, H.; Edwards, R. L.; Florindo, F.; Heslop, D.; Marra, F.; Roberts, A. P. u. Tamisiea, M. E. (2014): Sea-level variability over five glacial cycles. *Nature communications* 5.
- Grebby, S.; Cunningham, D.; Naden, J. u. Tansey, K. (2010): Lithological mapping of the Troodos ophiolite, Cyprus, using airborne LiDAR topographic data. *Remote Sensing of Environment* 114 (4): 713–724.
- Gregory, J.; Stouffer, R. J.; Molina, M.; Chidthaisong, A.; Solomon, S.; Raga, G.; Friedlingstein, P.; Bindoff, N. L.; Le Treut, H. u. Rusticucci, M. (2007): *Climate change 2007: the physical science basis*.
- Gromig, R.; Mechernich, S.; Ribolini, A.; Wagner, B.; Zanchetta, G.; Isola, I.; Bini, M. u. Dunai, T. J. (2018): Evidence for a Younger Dryas deglaciation in the Galicica Mountains (FYROM) from cosmogenic ^{36}Cl . *Quaternary International* 464: 352–363.
- Groucutt, H. S. u. Petraglia, M. D. (2012): The prehistory of the Arabian peninsula. Deserts, dispersals, and demography. *Evolutionary Anthropology: Issues, News, and Reviews* 21 (3): 113–125.
- Guidi, G. de; Catalano, S.; Monaco, C. u. Tortorici, L. (2003): Morphological evidence of Holocene coseismic deformation in the Taormina region (NE Sicily). *Journal of Geodynamics* 36 (1-2): 193–211.
- Gurrola, L. D.; Keller, E. A.; Chen, J. H.; Owen, L. A. u. Spencer, J. Q. (2014): Tectonic geomorphology of marine terraces. Santa Barbara fold belt, California. *Geological Society of America Bulletin* 126 (1-2): 219–233.
- Haggag, M. u. Badry, H. (2012): Hydrometeorological modeling study of Tropical Cyclone Phet in the Arabian Sea in 2010. *Atmospheric and Climate Sciences* 2 (2): 174–190.

- Hamlington, B. D.; Strassburg, M. W.; Leben, R. R.; Han, W.; Nerem, R. S. u. Kim, K. Y. (2014): Uncovering an anthropogenic sea-level rise signal in the Pacific Ocean. *Nature Climate Change* 4 (9): 782–785.
- Hanley, M. E.; Hoggart, S. P.G.; Simmonds, D. J.; Bichot, A.; Colangelo, M. A.; Bozzeda, F.; Heurtefeux, H.; Ondiviela, B.; Ostrowski, R. u. Recio, M. (2014): Shifting sands? Coastal protection by sand banks, beaches and dunes. *Coastal Engineering* 87: 136–146.
- Hansman, R. J.; Ring, U.; Thomson, S. N.; den Brok, B. u. Stübner, K. (2017): Late Eocene Uplift of the Al Hajar Mountains, Oman, Supported by Stratigraphy and Low-Temperature Thermochronology. *Tectonics* 36 (12): 3081–3109.
- Hartigan, J. A. u. Wong, M. A. (1979): Algorithm AS 136. A k-means clustering algorithm. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)* 28 (1): 100–108.
- Häser, J. (2000): Formation and transformation processes of oasis settlements in the Sultanate of Oman: preliminary report on a new field project. *Proceedings of the Seminar for Arabian Studies*.
- Hearty, P. J.; Hollin, J. T.; Neumann, A. C.; O'Leary, M. J. u. McCulloch, M. (2007): Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). *Quaternary Science Reviews* 26 (17-18): 2090–2112.
- Heidarzadeh, M. u. Kijko, A. (2011): A probabilistic tsunami hazard assessment for the Makran subduction zone at the northwestern Indian Ocean. *Natural Hazards* 56 (3): 577–593.
- Heidarzadeh, M.; Pirooz, M. D. u. Zaker, N. H. (2009a): Modeling the near-field effects of the worst-case tsunami in the Makran subduction zone. *Ocean Engineering* 36 (5): 368–376.
- Heidarzadeh, M.; Pirooz, M. D.; Zaker, N. H. u. Yalciner, A. C. (2009b): Preliminary estimation of the tsunami hazards associated with the Makran subduction zone at the northwestern Indian Ocean. *Natural Hazards* 48 (2): 229–243.
- Heidarzadeh, M.; Pirooz, M. D.; Zaker, N. H.; Yalciner, A. C.; Mokhtari, M. u. Esmaeily, A. (2008): Historical tsunami in the Makran Subduction Zone off the southern coasts of Iran and Pakistan and results of numerical modeling. *Ocean Engineering* 35 (8): 774–786.
- Heidarzadeh, M. u. Satake, K. (2014): Possible sources of the tsunami observed in the northwestern Indian Ocean following the 2013 September 24 Mw 7.7 Pakistan inland earthquake. *Geophysical Journal International* 199 (2): 752–766.
- Heidarzadeh, M. u. Satake, K. (2015): New Insights into the Source of the Makran Tsunami of 27 November 1945 from Tsunami Waveforms and Coastal Deformation Data. *Pure and Applied Geophysics* 172 (3-4): 621–640.
- Heim, B.; Joosten, M.; Richthofen, A. von u. Rupp, F. (2018): On the Process and Economics of Land Settlement in Oman: Mathematical Modeling and Reasoning in Urban Planning and Design. *Homo Oeconomicus* 35 (1): 1–30.
- Hempton, M. R. (1987): Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. *Tectonics* 6 (6): 687–705.
- Henderson-Sellers, A.; Zhang, H.; Berz, G.; Emanuel, K.; Gray, W.; Landsea, C.; Holland, G.; Lighthill, J.; Shieh, S.-L. u. Webster, P. (1998): Tropical cyclones and global climate change. A post-IPCC assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79 (1): 19–38.
- Henry, H.; Regard, V.; Pedoja, K.; Husson, L.; Martinod, J.; Witt, C. u. Heuret, A. (2014): Upper Pleistocene uplifted shorelines as tracers of (local rather than global) subduction dynamics. *Journal of Geodynamics* 78: 8–20.
- Herrera, G.; Tomás, R.; López-Sánchez, J. M.; Delgado, J.; Mallorqui, J. J.; Duque, S. u. Mulas, J. (2007): Advanced DInSAR analysis on mining areas. La Union case study (Murcia, SE Spain). *Engineering Geology* 90 (3-4): 148–159.
- Higgins, S. A.; Overeem, I.; Steckler, M. S.; Syvitski, J. P. M.; Seeber, L. u. Akhter, S. H. (2014): InSAR measurements of compaction and subsidence in the Ganges-Brahmaputra Delta, Bangladesh. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119 (8): 1768–1781.
- Hoffmann, G.; Al-Yahyai, S.; Naeem, G.; Kociok, M. u. Grützner, C. (2014): An Indian Ocean tsunami triggered remotely by an onshore earthquake in Balochistan, Pakistan. *Geology* 42 (10): 883–886.

- Hoffmann, G.; Grützner, C.; Reicherter, K. u. Preusser, F. (2015a): Geo-archaeological evidence for a Holocene extreme flooding event within the Arabian Sea (Ras al Hadd, Oman). *Quaternary Science Reviews* 113: 123–133.
- Hoffmann, G.; Grützner, C.; Schneider, B.; Reicherter, K. u. Preusser, F. (2020a): Large Holocene tsunamis in the northern Arabian Sea. *Marine Geology* (419): 106068.
- Hoffmann, G.; Meschede, M.; Zacke, A. u. Al Kindi, M. (2016): *Field Guide to the Geology of Northeastern Oman*. Borntraeger Science Publishers (Geological Field Guides). Stuttgart.
- Hoffmann, G. u. Reicherter, K. (2014): Reconstructing Anthropocene extreme flood events by using litter deposits. *Global and Planetary Change* 122: 23–28.
- Hoffmann, G.; Reicherter, K.; Wiatr, T.; Grützner, C. u. Rausch, T. (2013a): Block and boulder accumulations along the coastline between Fins and Sur (Sultanate of Oman): tsunamigenic remains? *Natural Hazards* 65 (1): 851–873.
- Hoffmann, G.; Rupprechter, M.; Balushi, N. A.; Grützner, C. u. Reicherter, K. (2013b): The impact of the 1945 Makran tsunami along the coastlines of the Arabian Sea (Northern Indian Ocean) - a review. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 57 (4): 257–277.
- Hoffmann, G.; Rupprechter, M. u. Mayrhofer, C. (2013c): Review of the long-term coastal evolution of North Oman—subsidence versus uplift [Review der langfristigen Küstenentwicklung Nordomans—Senkung und Hebung]. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 164 (2): 237–252.
- Hoffmann, G.; Rupprechter, M.; Rahn, M. u. Preusser, F. (2015b): Fluvio-lacustrine deposits reveal precipitation pattern in SE Arabia during early MIS 3. *Quaternary International* 382: 145–153.
- Hoffmann, G.; Schneider, B.; Mechernich, S.; Falkenroth, M.; Dunai, T. u. Preusser, F. (2020b): Quaternary uplift along a passive continental margin (Oman, Indian Ocean). *Geomorphology* (350): 106870.
- Hoffmeister, D.; Ntageretzis, K.; Aasen, H.; Curdt, C.; Hadler, H.; Willershäuser, T.; Bareth, G.; Brückner, H. u. Vött, A. (2014): 3D model-based estimations of volume and mass of high-energy dislocated boulders in coastal areas of Greece by terrestrial laser scanning. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 58 (3): 115–135.
- Hooper, A.; Bekaert, D.; Spaans, K. u. Arkan, M. (2012): Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics* 514: 1–13.
- Hopley, D. (1986): Beachrock as a sea-level indicator. In: van de Plassche (Hrsg.): *Sea-level Research*. Springer. Dordrecht: 157–173.
- Hose, L. D. (2004): Selma Plateau caves, Oman. In: Gunn, J. (Hrsg.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York: 639–641.
- Hurlimann, A.; Barnett, J.; Fincher, R.; Osbaldiston, N.; Mortreux, C. u. Graham, S. (2014): Urban planning and sustainable adaptation to sea-level rise. *Landscape and Urban Planning* 126: 84–93.
- Hussain, N.; Al-Rawahy, S.; Rabee, J. u. Al-Amri, M. (2006): Causes, origin, genesis and extent of soil salinity in the Sultanate of Oman. *Pakistan Journal of Agricultural Sciences* 43: 1–2.
- Hvidt, M. (2013): Economic diversification in GCC countries: Past record and future trends. *Research Paper 27*. Kuwait Programme on Development, Governance and Globalisation in the Gulf States. London School of Economics and Political Science. London.
- Imamura, F.; Goto, K. u. Ohkubo, S. (2008): A numerical model for the transport of a boulder by tsunami. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113 (C1).
- Intergovernmental Oceanographic Commission (2008): Indian Ocean Tsunami Warning and Mitigation System (IOTWS). 12 September 2007 Indian Ocean tsunami event, post-event assessment of IOTWS performance. IOC Information Series No. 77. UNESCO.
- Intergovernmental Oceanographic Commission (2009): Tsunami risk assessment and mitigation for the Indian Ocean; knowing your tsunami risk—and what to do about it. Paris: IOC Manual and Guides (52).
- IPCC (2013/2014): *Klimaänderung 2013/2014: Zusammenfassungen für politische Entscheidungsträger*. Beiträge der drei Arbeitsgruppen zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC). Deutsche Übersetzungen

- durch Deutsche IPCC-Koordinierungsstelle, Österreichisches Umweltbundesamt, ProClim, Bonn/Wien/Bern, 2016.
- IPCC (2014): Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Genf, Schweiz. 152 S.
- IPCC (2019): Sechster IPCC-Sachstandsbericht - AR6. <https://www.de-ipcc.de/250.php>. Aufgerufen am 12.9.2019.
- Jackson, J. u. Leeder, M. (1994): Drainage systems and the development of normal faults. An example from Pleasant Valley, Nevada. *Journal of Structural Geology* 16 (8): 1041–1059.
- Jackson, L. E. (2013): Frequency and Magnitude of Events. In: Bobrowsky, P. T. (Hrsg.): *Encyclopedia of Natural Hazards*. Springer Netherlands. Dordrecht: 359–363.
- Jaffe, B. E. u. Gelfenbaum, G. (2002): Using tsunami deposits to improve assessment of tsunami risk. *Solutions to Coastal Disasters* 2: 836–847.
- Jamrah, A.; Al-Futaisi, A.; Rajmohan, N. u. Al-Yaroubi, S. (2008): Assessment of groundwater vulnerability in the coastal region of Oman using DRASTIC index method in GIS environment. *Environmental monitoring and assessment* 147 (1-3): 125–138.
- Jara-Munoz, J.; Melnick, D.; Brill, D. u. Strecker, M. R. (2015): Segmentation of the 2010 Maule Chile earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation patterns. *Quaternary Science Reviews* 113: 171–192.
- Jara-Muñoz, J. u. Melnick, D. (2015): Unraveling sea-level variations and tectonic uplift in wave-built marine terraces, Santa María Island, Chile. *Quaternary Research* 83 (1): 216–228.
- Jara-Muñoz, J.; Melnick, D. u. Strecker, M. R. (2016): TerraceM. A MATLAB® tool to analyze marine and lacustrine terraces using high-resolution topography. *Geosphere* 12 (1): 176–195.
- Jevrejeva, S.; Moore, J. C. u. Grinsted, A. (2010): How will sea level respond to changes in natural and anthropogenic forcings by 2100? *Geophysical Research Letters* 37 (7).
- Jordan, B. R. (2008): Tsunamis of the Arabian Peninsula a guide of historic events. *Science of Tsunami Hazards* 27: 31.
- Kagan, Y. Y. u. Jackson, D. D. (2000): Probabilistic forecasting of earthquakes. *Geophysical Journal International* 143 (2): 438–453.
- Kakar, D. M.; Naeem, G.; Usman, A.; Hasan, H.; Lohdi, H. A.; Srinivasalu, S.; Andrade, V.; Rajendran, C. P.; Beni, A. N. u. Hamzeh, M. A. (2014): Elders Recall an Earlier Tsunami on Indian Ocean Shores. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 95 (51): 485–486.
- Kalbus, E.; Zekri, S. u. Karimi, A. (2016): Intervention scenarios to manage seawater intrusion in a coastal agricultural area in Oman. *Arabian Journal of Geosciences* 9 (6): 472.
- Karim, M. F. u. Mimura, N. (2008): Impacts of climate change and sea-level rise on cyclonic storm surge floods in Bangladesh. *Global Environmental Change* 18 (3): 490–500.
- Katz, M. N. (2004): Assessing the political stability of Oman. *Middle East Review of International Affairs* 8 (3): 1–10.
- Kazem, H. A. (2011): Renewable energy in Oman: Status and future prospects. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 15 (8): 3465–3469.
- Kazhdan, M. u. Hoppe, H. (2013): Screened Poisson Surface Reconstruction. *ACM Transactions on Graphics* 32 (3): 29.
- Kázmér, M. u. Taborosi, D. (2012): Bioerosion on the small scale—examples from the tropical and subtropical littoral. *Hantkeniana* 7: 37–94.
- Kelemen, P. B. u. Hirth, G. (2012): Reaction-driven cracking during retrograde metamorphism. Olivine hydration and carbonation. *Earth and Planetary Science Letters* 345-348: 81–89.
- Kellerhals, P. (1998): Ice age related erosional and depositional processes. Examples from the Late Proterozoic and Quaternary, Sultanate of Oman. – Ph.D. thesis, Univ. Berne: 97 p., Berne.
- Kelsey, H. M. (1990): Late Quaternary deformation of marine terraces on the Cascadia Subduction Zone near Cape Blanco, Oregon. *Tectonics* 9 (5): 983–1014.
- Ketabchi, H.; Mahmoodzadeh, D.; Ataie-Ashtiani, B. u. Simmons, C. T. (2016): Sea-level rise impacts on seawater intrusion in coastal aquifers. Review and integration. *Journal of Hydrology* 535: 235–255.

- Kirk, R. M. (1980): Mixed sand and gravel beaches: morphology, processes and sediments. *Progress in Physical Geography* 4 (2): 189–210.
- Klotzbach, P. J. u. Landsea, C. W. (2015): Extremely intense hurricanes. Revisiting Webster et al. (2005) after 10 years. *Journal of Climate* 28 (19): 7621–7629.
- Knutson, T. R.; McBride, J. L.; Chan, J.; Emanuel, K.; Holland, G.; Landsea, C.; Held, I.; Kossin, J. P.; Srivastava, A. K. u. Sugi, M. (2010): Tropical cyclones and climate change. *Nature geoscience* 3 (3): 157–163.
- Kortekaas, S. u. Dawson, A. G. (2007): Distinguishing tsunami and storm deposits. An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology* 200 (3-4): 208–221.
- Koster, B.; Hoffmann, G.; Grützner, C. u. Reicherter, K. (2014): Ground penetrating radar facies of inferred tsunami deposits on the shores of the Arabian Sea (Northern Indian Ocean). *Marine Geology* 351: 13–24.
- Kotwicki, V. u. Al Sulaimani, Z. (2009): Climates of the Arabian Peninsula—past, present, future. *International Journal of Climate Change Strategies and Management* 1 (3): 297–310.
- Kraaijenbrink, P. D.A.; Bierkens, M. F.P.; Lutz, A. F. u. Immerzeel, W. W. (2017): Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees Celsius on Asia's glaciers. *Nature* 549 (7671): 257–260.
- Kuhn, D. u. Prüfer, S. (2014): Coastal cliff monitoring and analysis of mass wasting processes with the application of terrestrial laser scanning. A case study of Rügen, Germany. *Geomorphology* 213: 153–165.
- Kukowski, N.; Schillhorn, T.; Flueh, E. R. u. Huhn, K. (2000): Newly identified strike-slip plate boundary in the northeastern Arabian Sea. *Geology* 28 (4): 355–358.
- Kumar, P.; Kumar, K. H. u. Pal, P. K. (2013): Impact of Oceansat-2 scatterometer winds and TMI observations on Phet cyclone simulation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 51 (6): 3774–3779.
- Kusky, T.; Robinson, C. u. El-Baz, F. (2005): Tertiary–Quaternary faulting and uplift in the northern Oman Hajar Mountains. *Journal of the Geological Society* 162 (5): 871–888.
- Kwarteng, A. Y. (2010): Remote Sensing Imagery Assessment of Areas Severely Affected by Cyclone Gonu in Muscat, Sultanate of Oman. In: *Indian Ocean Tropical Cyclones and Climate Change*. Springer: 223–232.
- Kwarteng, A. Y.; Dorvlo, A. S. u. Vijaya Kumar, G. T. (2009): Analysis of a 27-year rainfall data (1977–2003) in the Sultanate of Oman. *International Journal of Climatology* 29 (4): 605–617.
- Laherrere, J. (2001): Estimates of Oil Reserves. Paper presented at the EMF/IEA/IEW meeting, International Institute for Applied Systems (IIASA), Laxenburg, Österreich - 19. Juni 2001.
- Lajoie, K. R. (1986): Coastal tectonics. In: *Active Tectonics*. National Academic Press. Washington DC. 95-124.
- Lambeck, K. (1995): Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound. *Journal of the Geological Society* 152 (3): 437–448.
- Lau, A. A.; Terry, J. P.; Switzer, A. D. u. Pile, J. (2015): Advantages of beachrock slabs for interpreting high-energy wave transport. Evidence from Ludao Island in south-eastern Taiwan. *Geomorphology* 228: 263–274.
- Lauterjung, J.; Münch, U. u. Rudloff, A. (2010): The challenge of installing a tsunami early warning system in the vicinity of the Sunda Arc, Indonesia. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10 (4): 641.
- Lay, T.; Kanamori, H.; Ammon, C. J.; Nettles, M.; Ward, S. N.; Aster, R. C.; Beck, S. L.; Bilek, S. L.; Brudzinski, M. R. u. Butler, R. (2005): The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 december 2004. *Science* 308 (5725): 1127–1133.
- Le Métour, J.; Platel, J. P.; Béchennec, F.; Berthiaux, A.; Chevrel, S.; Dubreuilh, J.; Roger, J. u. Wyns, R. (1993): Geological map of Oman, scale 1: 1,000,000. Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Leica Geosystems (2011): Leica Viva GNSS GS15 receiver Datasheet. https://w3.leica-geosystems.com/downloads123/zz/gpsgis/viva%20gnss/brochures-datasheet/leica_viva_gnss_gs15_receiver_ds_en.pdf. Aufgerufen am 25.10.2018.

- Lézine, A.-M. (2009): Timing of vegetation changes at the end of the Holocene Humid Period in desert areas at the northern edge of the Atlantic and Indian monsoon systems. *Comptes Rendus Geoscience* 341 (8-9): 750–759.
- Lichti, D. D. (2005): Spectral filtering and classification of terrestrial laser scanner point clouds. *The Photogrammetric Record* 20 (111): 218–240.
- Lifton, N.; Sato, T. u. Dunai, T. J. (2014): Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters* 386: 149–160.
- Lindauer, S.; Marali, S.; Schöne, B. R.; Uerpmann, H.-P.; Kromer, B. u. Hinderer, M. (2017): Investigating the Local Reservoir Age and Stable Isotopes of Shells from Southeast Arabia. *Radiocarbon* 59 (2): 355–372.
- Lisiecki, L. E. u. Raymo, M. E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20 (1).
- Løvholt, F.; Setiadi, N. J.; Birkmann, J.; Harbitz, C. B.; Bach, C.; Fernando, N.; Kaiser, G. u. Nadim, F. (2014): Tsunami risk reduction—are we better prepared today than in 2004? *International Journal of Disaster Risk Reduction* 10: 127–142.
- MacInnes, B. T.; Bourgeois, J.; Pinegina, T. K. u. Kravchunovskaya, E. A. (2009): Tsunami geomorphology: Erosion and deposition from the 15 November 2006 Kuril Island tsunami. *Geology* 37 (11): 995–998.
- Mahendran, M. (1998): Cyclone intensity categories. *Weather and forecasting* 13 (3): 878–883.
- Maiorano, M. P. (2016): Lithic assemblage from FNS-7 (Wādī al-Darīmah). New evidence about the fifth-millennium BC hunter-gatherers of coastal Oman. *Proceedings of the Seminar for Arabian Studies* 46: 1–10.
- Malvoisin, B. (2015): Mass transfer in the oceanic lithosphere. Serpentinization is not isochemical. *Earth and Planetary Science Letters* 430: 75–85.
- Mansour, S. (2019): Geospatial modelling of tropical cyclone risks to the southern Oman coasts. *International Journal of Disaster Risk Reduction* 40: 101151.
- Marker, M. E. (1972): Karst landform analysis as evidence for climatic change in the Transvaal. *South African Geographical Journal* 54 (1): 152–162.
- Marquardt, C.; Lavenu, A.; Ortlieb, L.; Godoy, E. u. Comte, D. (2004): Coastal neotectonics in Southern Central Andes. Uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics* 394 (3-4): 193–219.
- Marrero, S. M.; Phillips, F. M.; Caffee, M. W. u. Gosse, J. C. (2016): CRONUS-Earth cosmogenic ^{36}Cl calibration. *Quaternary Geochronology* 31: 199–219.
- Matsuda, T.; Ota, Y.; Ando, M. u. Yonekura, N. (1978): Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. *Geological Society of America Bulletin* 89 (11): 1610–1618.
- Matter, A.; Neubert, E.; Preusser, F.; Rosenberg, T. u. Al-Wagdani, K. (2015): Palaeo-environmental implications derived from lake and sabkha deposits of the southern Rub'al-Khali, Saudi Arabia and Oman. *Quaternary International* 382: 120–131.
- Mattern, F.; Moraetis, D.; Abbasi, I.; Al Shukaili, B.; Scharf, A.; Claereboudt, M.; Looker, E.; Al Haddabi, N. u. Pracejus, B. (2018): Coastal dynamics of uplifted and emerged late Pleistocene near-shore coral patch reefs at fins (eastern coastal Oman, Gulf of Oman). *Journal of African Earth Sciences* 138: 192–200.
- Mauz, B.; Vacchi, M.; Green, A.; Hoffmann, G. u. Cooper, A. (2015): Beachrock. A tool for reconstructing relative sea level in the far-field. *Marine Geology* 362: 1–16.
- May, S. M.; Engel, M.; Brill, D.; Cuadra, C.; Lagmay, A. M. F.; Santiago, J.; Suarez, J. K.; Reyes, M. u. Brückner, H. (2015): Block and boulder transport in Eastern Samar (Philippines) during Super typhoon Haiyan. *Earth Surface Dynamics* 3 (4): 543–558.
- McClure, H. A. (1976): Radiocarbon chronology of late Quaternary lakes in the Arabian Desert. *Nature* 263 (5580): 755–756.
- McClusky, S.; Reilinger, R.; Mahmoud, S.; Ben Sari, D. u. Tealeb, A. (2003): GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International* 155 (1): 126–138.

- McGranahan, G.; Balk, D. u. Anderson, B. (2016): The rising tide. Assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environment and Urbanization* 19 (1): 17–37.
- McInnes, K. L.; Walsh, K. J.E.; Hubbert, G. D. u. Beer, T. (2003): Impact of sea-level rise and storm surges on a coastal community. *Natural Hazards* 30 (2): 187–207.
- Mechernich, S.; Dunai, T. J.; Binnie, S. A.; Goral, T.; Heinze, S.; Dewald, A.; Schimmelpfennig, I.; Keddadouche, K.; Aumaître, G. u. Boursès, D. (2019): Carbonate and silicate intercomparison materials for cosmogenic ^{36}Cl measurements. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 455: 250–259.
- Meehl, G. A.; Washington, W. M.; Collins, W. D.; Arblaster, J. M.; Hu, A.; Buja, L. E.; Strand, W. G. u. Teng, H. (2005): How much more global warming and sea level rise? *Science* 307 (5716): 1769–1772.
- Meehl, G. A.; Zwiers, F.; Evans, J.; Knutson, T.; Mearns, L. u. Whetton, P. (2000): Trends in extreme weather and climate events. Issues related to modeling extremes in projections of future climate change. *Bulletin of the American Meteorological Society* 81 (3): 427–436.
- Meier, M. F.; Dyurgerov, M. B.; Rick, U. K.; O'Neel, S.; Pfeffer, W. T.; Anderson, R. S.; Anderson, S. P. u. Glazovsky, A. F. (2007): Glaciers dominate eustatic sea-level rise in the 21st century. *Science* 317 (5841): 1064–1067.
- Meschis, M.; Roberts, G. P.; Robertson, J. u. Briant, R. M. (2018): The Relationships Between Regional Quaternary Uplift, Deformation Across Active Normal Faults, and Historical Seismicity in the Upper Plate of Subduction Zones. The Capo D'Orlando Fault, NE Sicily. *Tectonics* 37 (5): 1231–1255.
- Milne, G. A.; Davis, J. L.; Mitrovica, J. X.; Scherneck, H.-G.; Johansson, J. M.; Vermeer, M. u. Koivula, H. (2001): Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. *Science* 291 (5512): 2381–2385.
- Ministry of Housing (2008): Form of electronic requests for land - the Ministry of Housing in Oman. <http://85.154.246.76/elrs>. Aufgerufen am 14.8.2014.
- Ministry of Regional Municipalities, & Water Resources (2008): Water Resources in Oman. Maskat, Oman.
- Mohammed, N. S. A. (2017): Population and development of the Arab Gulf States. The case of Bahrain, Oman and Kuwait. Routledge. Abingdon.
- Mokhtari, M.: Tsunami in Makran Region and its effect on the Persian Gulf. In: Mokhtari, M. (Hrsg.): *Tsunami - A Growing Disaster*. InTech: 161–174.
- Moraetis, D.; Mattern, F.; Scharf, A.; Frijia, G.; Kusky, T. M.; Yuan, Y. u. El-Hussain, I. (2018): Neogene to Quaternary uplift history along the passive margin of the northeastern Arabian Peninsula, eastern Al Hajar Mountains, Oman. *Quaternary Research* 90 (2): 418–434.
- Mori, N.; Takahashi, T.; Yasuda, T. u. Yanagisawa, H. (2011): Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up. *Geophysical Research Letters* 38 (7).
- Mörner, N. (1972): Isostasy, eustasy and crustal sensitivity. *Tellus* 24 (6): 586–592.
- Morton, R. A.; Gelfenbaum, G. u. Jaffe, B. E. (2007): Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200 (3-4): 184–207.
- Muhs, D. R.; Kelsey, H. M.; Miller, G. H.; Kennedy, G. L.; Whelan, J. F. u. McInnelly, G. W. (1990): Age estimates and uplift rates for late Pleistocene marine terraces. Southern Oregon portion of the Cascadia forearc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95 (B5): 6685–6698.
- Murdukhayeva, A.; August, P.; Bradley, M.; LaBash, C. u. Shaw, N. (2013): Assessment of inundation risk from sea level rise and storm surge in northeastern coastal national parks. *Journal of coastal research* 29 (6a): 1–16.
- Murray, A. S. u. Wintle, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements* 32 (1): 57–73.
- Murray-Moraleda, J. (2009): GPS. Applications in crustal deformation monitoring. *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*: 4249–4283.
- Murty, T. S. u. Rafiq, M. (1991): A tentative list of tsunamis in the marginal seas of the north Indian Ocean. *Natural Hazards* 4 (1): 81–83.

- Muscat Municipality (1992): Local Order No. 23/92 — Building Regulations For Muscat. Muscat, Sultanate of Oman.
- Muthuvairavasamy, R.; Pattabhi, M. u. Gandhi, M. (2000): Beachrock exposures at wave cut terraces of Modern Godavari delta: Their genesis, diagenesis and indications on coastal submergence and sealevel rise. *Indian journal of marine sciences* 29 (3): 219–223.
- Nagieb, M.; Häser, J.; Siebert, S.; Luedeling, E. u. Buerkert, A. (2004): Settlement history of a mountain oasis in northern Oman—evidence from land use and archaeological studies. *Die Erde* 135 (1): 81–106.
- Nakamura, M.; Arashiro, Y. u. Shiga, S. (2014): Numerical simulations to account for boulder movements on Lanyu Island, Taiwan. tsunami or storm? *Earth, Planets and Space* 66 (1): 1–20.
- National Centre for Statistics and Information (2013): Facts and figures 2013. Muscat, Sultanate of Oman.
- Nebel, S. u. Richthofen, A. V. (2016): Urban Oman—Trends and perspectives of urbanisation in Muscat capital area (vol. 21). *Habitat—International: Schriften Zur Internationalen Stadtentwicklung*. Berlin: LIT.
- Neff, U.; Burns, S. J.; Mangini, A.; Mudelsee, M.; Fleitmann, D. u. Matter, A. (2001): Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature* 411 (6835): 290–293.
- Nerem, R. S.; Beckley, B. D.; Fasullo, J. T.; Hamlington, B. D.; Masters, D. u. Mitchum, G. T. (2018): Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 115 (9): 2022–2025.
- Neumann, B.; Vafeidis, A. T.; Zimmermann, J. u. Nicholls, R. J. (2015): Future coastal population growth and exposure to sea-level rise and coastal flooding—a global assessment. *PloS one* 10 (3): e0118571.
- Nichol, S. L. u. Kench, P. S. (2008): Sedimentology and preservation potential of carbonate sand sheets deposited by the December 2004 Indian Ocean tsunami. South Baa Atoll, Maldives. *Sedimentology* 55 (5): 1173–1187.
- Nicholls, R. J. (1995): Coastal megacities and climate change. *GeoJournal* 37 (3): 369–379.
- Nicholls, R. J. u. Cazenave, A. (2010): Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science* 328 (5985): 1517–1520.
- Nishiizumi, K.; Imamura, M.; Caffee, M. W.; Southon, J. R.; Finkel, R. C. u. McAninch, J. (2007): Absolute calibration of 10 Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 258 (2): 403–413.
- Normand, R.; Simpson, G.; Herman, F.; Biswas, R. H.; Bahroudi, A. u. Schneider, B. (2019): Dating and morpho-stratigraphy of uplifted marine terraces in the Makran subduction zone (Iran). *Earth Surf. Dynam.* (7): 1–24.
- Nott, J. (2003): Tsunami or storm waves? Determining the origin of a spectacular field of wave emplaced boulders using numerical storm surge and wave models and hydrodynamic transport equations. *Journal of coastal research* 19 (2): 348–356.
- Notz, D. u. Stroeve, J. (2016): Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO₂ emission. *Science* 354 (6313): 747–750.
- Oetjen, J.; Engel, M.; Brückner, H.; Pudasaini, S. P. u. Schüttrumpf, H. (2017): Enhanced field observations based physical and numerical modeling of tsunami induced boulder transport. Phase 1: Physical experiments. *Coastal Engineering Proceedings* 1 (35): 4.
- Okal, E. A.; Fritz, H. M.; Raad, P. E.; Synolakis, C.; Al-Shijbi, Y. u. Al-Saifi, M. (2006): Oman field survey after the December 2004 Indian Ocean tsunami. *Earthquake Spectra* 22 (S3): 203–218.
- Olsen, M. J.; Allan, J. C. u. Priest, G.R. (2012): Movement and erosion quantification of the Johnson Creek, Oregon, landslide through 3D laser scanning. *GeoCongress 2012a*. American Society of Civil Engineers: 3050–3059.
- Oreskes, N. (2004): The scientific consensus on climate change. *Science* 306 (5702): 1686.
- Ota, Y.; Chappell, J.; Kelley, R.; Yonekura, N.; Matsumoto, E.; Nishimura, T. u. Head, J. (1993): Holocene coral reef terraces and coseismic uplift of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quaternary Research* 40 (2): 177–188.

- Owtram, F. (2004): A modern history of Oman: Formation of the state since 1920. IB Tauris. London.
- Page, W. D.; Alt, J. N.; Cluff, L. S. u. Plafker, G. (1979): Evidence for the recurrence of large-magnitude earthquakes along the Makran coast of Iran and Pakistan. *Tectonophysics* 52 (1-4): 533–547.
- Pal, J. S. u. Eltahir, E. A. B. (2015): Future temperature in southwest Asia projected to exceed a threshold for human adaptability. *Nature Climate Change* 6 (2): 197–200.
- Pararas-Carayannis, G. (2006): The potential of tsunami generation along the Makran Subduction Zone in the northern Arabian Sea. Case study: The earthquake and tsunami of November 28, 1945. *Science of Tsunami Hazards* 24 (5): 358–384.
- Paton, D.; Gregg, C. E.; Houghton, B. F.; Lachman, R.; Lachman, J.; Johnston, D. M. u. Wongbusarakum, S. (2008): The impact of the 2004 tsunami on coastal Thai communities: assessing adaptive capacity. *Disasters* 32 (1): 106–119.
- Pease, P. u. Tchakerian, V. (2002): Composition and Sources of Sand in the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. *Annals of The Association of American Geographers - ANN ASSN AMER GEOGR* 92: 416–434.
- Pedoja, K.; Husson, L.; Johnson, M. E.; Melnick, D.; Witt, C.; Pochat, S.; Nexer, M.; Delcaillau, B.; Pinegina, T. u. Poprawski, Y. (2014): Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. *Earth-Science Reviews* 132: 13–38.
- Pedoja, K.; Husson, L.; Regard, V.; Cobbold, P. R.; Ostanciaux, E.; Johnson, M. E.; Kershaw, S.; Saillard, M.; Martinod, J. u. Furgerot, L. (2011): Relative sea-level fall since the last interglacial stage. Are coasts uplifting worldwide? *Earth-Science Reviews* 108 (1-2): 1–15.
- Petraglia, M. D. u. Rose, J. I. (2009): The evolution of human populations in Arabia. Springer. Heidelberg.
- Pilarczyk, J. E. u. Reinhardt, E. G. (2012): Testing foraminiferal taphonomy as a tsunami indicator in a shallow arid system lagoon. Sur, Sultanate of Oman. *Marine Geology* 295: 128–136.
- Pirazzoli, P. A. (1997): Sea-level changes: the last 20 000 years. *Oceanographic Literature Review* 8 (44): 785.
- Pirazzoli, P. A. u. Evelpidou, N. (2013): Tidal notches. A sea-level indicator of uncertain archival trustworthiness. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 369: 377–384.
- Plafker, G. u. Rubin, M. (1978): Uplift history and earthquake recurrence as deduced from marine terraces on Middleton Island, Alaska. U.S. Geological Survey Open-File Report 78 (943): 687–721.
- Potter, L. G. (2014): The Rise and Fall of Port Cities in the Persian Gulf. In: *The Persian Gulf in Modern Times*. Springer: 131–152.
- Poulter, B. u. Halpin, P. N. (2008): Raster modelling of coastal flooding from sea-level rise. *International Journal of Geographical Information Science* 22 (2): 167–182.
- Preusser, F.; Radies, D.; Driehorst, F. u. Matter, A. (2005): Late Quaternary history of the coastal Wahiba sands, Sultanate of Oman. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 20 (4): 395–405.
- Prizomwala, S. P.; Gandhi, D.; Bhatt, N.; Winkler, W.; Kumar, M. R.; Makwana, N. u. Bhatt, N. (2018): Geological evidence for AD 1008 tsunami along the Kachchh coast, Western India. Implications for hazard along the Makran Subduction Zone. *Scientific reports* 8 (1): 16816.
- Prizomwala, S. P.; Gandhi, D.; Ukey, V. M.; Bhatt, N. u. Rastogi, B. K. (2015): Coastal boulders as evidences of high-energy marine events from Diu Island, west coast of India. storm or palaeotsunami? *Natural Hazards* 75 (2): 1187–1203.
- R Development Core Team (2018): R. A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Wien, Österreich.
- Rad, U. von; Schaaf, M.; Michels, K. H.; Schulz, H.; Berger, W. H. u. Sirocko, F. (1999): A 5000-yr record of climate change in varved sediments from the oxygen minimum zone off Pakistan, northeastern Arabian Sea. *Quaternary Research* 51 (1): 39–53.
- Radies, D.; Hasiotis, S. T.; Preusser, F.; Neubert, E. u. Matter, A. (2005): Paleoclimatic significance of Early Holocene faunal assemblages in wet interdune deposits of the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. *Journal of Arid Environments* 62 (1): 109–125.

- Radies, D.; Preusser, F.; Matter, A. u. Mange, M. (2004): Eustatic and climatic controls on the development of the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. *Sedimentology* 51 (6): 1359–1385.
- Rahmstorf, S. (2007): A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science (New York, N.Y.)* 315 (5810): 368–370.
- Rahmstorf, S.; Foster, G. u. Cazenave, A. (2012): Comparing climate projections to observations up to 2011. *Environmental Research Letters* 7 (4): 44035.
- Rajendran, C. P.; Ramanamurthy, M. V.; Reddy, N. T. u. Rajendran, K. (2008): Hazard implications of the late arrival of the 1945 Makran tsunami. *Current science* 95 (12): 1739–1743.
- Rajmohan, N.; Al-Futaisi, A. u. Jamrah, A. (2007): Evaluation of long-term groundwater level data in regular monitoring wells, Barka, Sultanate of Oman. *Hydrological Processes: An International Journal* 21 (24): 3367–3379.
- Ramírez-Herrera, M.-T.; Lagos, M.; Hutchinson, I.; Kostoglodov, V.; Machain, M. L.; Caballero, M.; Goguitchaichvili, A.; Aguilar, B.; Chagué-Goff, C. u. Goff, J. (2012): Extreme wave deposits on the Pacific coast of Mexico. Tsunamis or storms?—A multi-proxy approach. *Geomorphology* 139: 360–371.
- Ramos, N. T. u. Tsutsumi, H. (2010): Evidence of large prehistoric offshore earthquakes deduced from uplifted Holocene marine terraces in Pangasinan Province, Luzon Island, Philippines. *Tectonophysics* 495 (3-4): 145–158.
- Rastogi, B. K. u. Jaiswal, R. K. (2006): A catalog of tsunamis in the Indian Ocean. *Science of Tsunami Hazards* (25): 128–143.
- Reading, H. G. u. Collinson, J. D. (1996): *Clastic Coasts*. In: Reading H.G. (Hrsg.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Malden. Massachusetts.
- Reese, S.; Cousins, W. J.; Power, W. L.; Palmer, N. G.; Tejakusuma, I. G. u. Nugrahadi, S. (2007): Tsunami vulnerability of buildings and people in South Java? Field observations after the July 2006 Java tsunami. *Natural Hazards and Earth System Science* 7 (5): 573–589.
- Reimer, P. J.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J. W.; Blackwell, P. G.; Ramsey, C. B.; Buck, C. E.; Cheng, H.; Edwards, R. L. u. Friedrich, M. (2013): IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55 (4): 1869–1887.
- Reyss, J. L.; Pirazzoli, P. A.; Haghypour, A.; Hatté, C. u. Fontugne, M. (1998): Quaternary marine terraces and tectonic uplift rates on the south coast of Iran. *Geological Society, London, Special Publications* 146 (1): 225–237.
- Richter, D.; Richter, A. u. Dornich, K. (2015): Leksyg smart—a luminescence detection system for dosimetry, material research and dating application. *Geochronometria* 42 (1).
- Richthofen, A. von u. Langer, S. (2015): Evaluating the Urban Development and Determining the “Peak Space” of the Muscat Capital Area. *Dialog* 114: 4–8.
- Rignot, E.; Velicogna, I.; van den Broeke, M. R.; Monaghan, A. u. Lenaerts, J. T. M. (2011): Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters* 38 (5): L05503.
- Risso, P. (2016): *Oman and Muscat. An early modern history*. Routledge. Abingdon.
- Rixhon, G.; May, S. M.; Engel, M.; Mechernich, S.; Schroeder-Ritzrau, A.; Frank, N.; Fohlmeister, J.; Boulvain, F.; Dunai, T. u. Brückner, H. (2018): Multiple dating approach (^{14}C , $^{230}\text{Th}/\text{U}$ and ^{36}Cl) of tsunami-transported reef-top boulders on Bonaire (Leeward Antilles)—Current achievements and challenges. *Marine Geology* 396: 100–113.
- Roberts, G. P.; Meschis, M.; Houghton, S.; Underwood, C. u. Briant, R. M. (2013): The implications of revised Quaternary palaeoshoreline chronologies for the rates of active extension and uplift in the upper plate of subduction zones. *Quaternary Science Reviews* 78: 169–187.
- Robertson, A. (1987): The transition from a passive margin to an Upper Cretaceous foreland basin related to ophiolite emplacement in the Oman Mountains. *Geological Society of America Bulletin* 99 (5): 633–653.
- Robertson, A. H.F. (1977): Tertiary uplift history of the Troodos massif, Cyprus. *Geological Society of America Bulletin* 88 (12): 1763–1772.
- Rodgers, D. W. u. Gunatilaka, A. (2002): Bajada formation by monsoonal erosion of a subaerial forebulge, Sultanate of Oman. *Sedimentary Geology* 154 (3-4): 127–146.

- Rodriguez, M.; Chamot-Rooke, N.; Hébert, H.; Fournier, M. u. Huchon, P. (2013): Owen Ridge deep-water submarine landslides: implications for tsunami hazard along the Oman coast. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13: 417–424.
- Rogelj, J.; Den Elzen, M.; Höhne, N.; Fransen, T.; Fekete, H.; Winkler, H.; Schaeffer, R.; Sha, F.; Riahi, K. u. Meinshausen, M. (2016): Paris Agreement climate proposals need a boost to keep warming well below 2°C. *Nature* 534 (7609): 631–639.
- Rohling, E. J.; Foster, G. L.; Grant, K. M.; Marino, G.; Roberts, A. P.; Tamisiea, M. E. u. Williams, F. (2014): Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years. *Nature* 508 (7497): 477–482.
- Rohling, E. J.; Grant, K.; Hemleben, C. H.; Siddall, M.; Hoogakker, B. A.A.; Bolshaw, M. u. Kucera, M. (2008): High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nature geoscience* 1 (1): 38–42.
- Rosenberg, T. M.; Preusser, F.; Fleitmann, D.; Schwab, A.; Penkman, K.; Schmid, T. W.; Al-Shanti, M. A.; Kadi, K. u. Matter, A. (2011): Humid periods in southern Arabia. Windows of opportunity for modern human dispersal. *Geology* 39 (12): 1115–1118.
- Ross, S. L.; Jones, L. M.; Miller, K.; Porter, K. A.; Wein, A.; Wilson, R. I.; Bahng, B.; Barberopoulou, A.; Borrero, J. C. u. Brosnan, D. M. (2013): The SAFRR (Science Application for Risk Reduction) tsunami scenario—Executive summary and introduction. US geological survey open-file report 1170: 29.
- Rosser, N. J.; Petley, D. N.; Lim, M.; Dunning, S. A. u. Allison, R. J. (2005): Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 38: 363–375.
- Rougeulle, A. (2017): Medieval Qalhât, historical vs archaeological data. *Arabian Humanities. Revue internationale d'archéologie et de sciences sociales sur la péninsule Arabique/International Journal of Archaeology and Social Sciences in the Arabian Peninsula* (9).
- Rovere, A.; Casella, E.; Harris, D. L.; Lorscheid, T.; Nandasena, N. A. K.; Dyer, B.; Sandstrom, M. R.; Stocchi, P.; D'Andrea, W. J. u. Raymo, M. E. (2017): Giant boulders and Last Interglacial storm intensity in the North Atlantic. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114 (46): 12144–12149.
- Rovere, A.; Raymo, M. E.; Vacchi, M.; Lorscheid, T.; Stocchi, P.; Gomez-Pujol, L.; Harris, D. L.; Casella, E.; O'Leary, M. J. u. Hearty, P. J. (2016a): The analysis of Last Interglacial (MIS 5e) relative sea-level indicators: Reconstructing sea-level in a warmer world. *Earth-Science Reviews* 159: 404–427.
- Rovere, A.; Stocchi, P. u. Vacchi, M. (2016b): Eustatic and Relative Sea Level Changes. *Current Climate Change Reports* 2 (4): 221–231.
- Ryb, U.; Matmon, A.; Erel, Y.; Haviv, I.; Benedetti, L. u. Hidy, A. J. (2014): Styles and rates of long-term denudation in carbonate terrains under a Mediterranean to hyper-arid climatic gradient. *Earth and Planetary Science Letters* 406: 142–152.
- Sahagian, D. L.; Schwartz, F. W. u. Jacobs, D. K. (1994): Direct anthropogenic contributions to sea level rise in the twentieth century. *Nature* 367 (6458): 54–57.
- Samarajiva, R. (2005): Policy Commentary. Mobilizing information and communications technologies for effective disaster warning: lessons from the 2004 tsunami. *New Media & Society* 7 (6): 731–747.
- Santos, A.; Tavares, A. O. u. Emidio, A. (2014): Comparative tsunami vulnerability assessment of an urban area. An analysis of Setúbal city, Portugal. *Applied Geography* 55: 19–29.
- Schanz, S. A. u. Montgomery, D. R. (2016): Lithologic controls on valley width and strath terrace formation. *Geomorphology* 258: 58–68.
- Schmidt, S.; Hetzel, R.; Kuhlmann, J.; Mingorance, F. u. Ramos, V. A. (2011): A note of caution on the use of boulders for exposure dating of depositional surfaces. *Earth and Planetary Science Letters* 302 (1): 60–70.
- Schneider, B.; Hoffmann, G.; Falkenroth, M. u. Grade, J. (2019): Tsunami and storm sediments in Oman. Characterizing extreme wave deposits using terrestrial laser scanning. *Journal of Coastal Conservation* 23 (4): 801–815.

- Schneider, B.; Hoffmann, G. u. Reicherter, K. (2016): Scenario-based tsunami risk assessment using a static flooding approach and high-resolution digital elevation data. An example from Muscat in Oman. *Global and Planetary Change* 139: 183–194.
- Searle, M. (2019): *Geology of the Oman Mountains, Eastern Arabia*. Springer. Cham.
- Searle, M. P. (2007): Structural geometry, style and timing of deformation in the Hawasina Window, Al Jabal al Akhdar and Saih Hatat culminations, Oman Mountains. *Georabia* 12 (2): 99–130.
- Shackleton, N. J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6 (3-4): 183–190.
- Shammas, M. I. u. Jacks, G. (2007): Seawater intrusion in the Salalah plain aquifer, Oman. *Environmental Geology* 53 (3): 575–587.
- Sharma, P.; Kubik, P. W.; Fehn, U.; Gove, H. E.; Nishiizumi, K. u. Elmore, D. (1990): Development of ³⁶Cl standards for AMS. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 52 (3-4): 410–415.
- Sherif, M. M. u. Singh, V. P. (1999): Effect of climate change on sea water intrusion in coastal aquifers. *Hydrological Processes: An International Journal* 13 (8): 1277–1287.
- Shimmiel, G. B.; Price, N. B. u. Pedersen, T. F. (1990): The influence of hydrography, bathymetry and productivity on sediment type and composition of the Oman Margin and in the Northwest Arabian Sea. *Geological Society, London, Special Publications* 49 (1): 759–769.
- Siddall, M.; Rohling, E. J.; Almogi-Labin, A.; Hemleben, C.; Meischner, D.; Schmelzer, I. u. Smeed, D. A. (2003): Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423 (6942): 853–858.
- Sigmundsson, F.; Hreinsdóttir, S.; Hooper, A.; Árnadóttir, T.; Pedersen, R.; Roberts, M. J.; Óskarsson, N.; Auriac, A.; Decriem, J. u. Einarsson, P. (2010): Intrusion triggering of the 2010 Eyjafjallajökull explosive eruption. *Nature* 468 (7322): 426–430.
- Singh, O. P.; Khan, T. M. A. u. Rahman, M. S. (2001): Has the frequency of intense tropical cyclones increased in the north Indian Ocean? *Current science*: 575–580.
- Skelton, A. u. Jakobsson, M. (2007): Could peridotite hydration reactions have provided a contributory driving force for Cenozoic uplift and accelerated subsidence along the margins of the North Atlantic and Labrador Sea? *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening* 87 (1).
- Small, C.; Gornitz, V. u. Cohen, J. E. (2000): Coastal hazards and the global distribution of human population. *Environmental Geosciences* 7 (1): 3–12.
- Small, C. u. Nicholls, R. J. (2003): A global analysis of human settlement in coastal zones. *Journal of coastal research*: 584–599.
- Smith, G. L.; McNeill, L. C.; Wang, K.; He, J. u. Henstock, T. J. (2013): Thermal structure and megathrust seismogenic potential of the Makran subduction zone. *Geophysical Research Letters* 40 (8): 1528–1533.
- Southon, J.; Kashgarian, M.; Fontugne, M.; Metivier, B. u. Yim, W. W. S. (2002): Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia. *Radiocarbon* 44 (1): 167–180.
- Stanley, D. J. u. Warne, A. G. (1994): Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science* 265 (5169): 228–231.
- Stone, J. O. (2000): Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 (B10): 23753–23759.
- Stramondo, S.; Moro, M.; Tolomei, C.; Cinti, F. R. u. Doumaz, F. (2005): InSAR surface displacement field and fault modelling for the 2003 Bam earthquake (southeastern Iran). *Journal of Geodynamics* 40 (2-3): 347–353.
- Swift, D. J. P. (1968): Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *The Journal of Geology* 76 (4): 444–456.
- Switzer, A. D. u. Burston, J. M. (2010): Competing mechanisms for boulder deposition on the southeast Australian coast. *Geomorphology* 114 (1-2): 42–54.
- Synolakis, C.; Okal, E. u. Bernard, E. (2005): The megatsunami of December 26, 2004. *The Bridge* 35 (2): 26–35.
- Tarbotton, C.; Dominey-Howes, D.; Goff, JR; Papatoma-Kohle, M.; Dall'Osso, F. u. Turner, I. L. (2012): GIS-based techniques for assessing the vulnerability of buildings to tsunamis. *Current approaches and future steps*. *Geological Society, London, Special Publications* 361 (1): 115–125.

- Telling, J.; Lyda, A.; Hartzell, P. u. Glennie, C. (2017): Review of Earth science research using terrestrial laser scanning. *Earth-Science Reviews* 169: 35–68.
- Tomás, R.; Márquez, Y.; Lopez-Sanchez, J. M.; Delgado, J.; Blanco, P.; Mallorquí, J. J.; Martínez, M.; Herrera, G. u. Mulas, J. (2005): Mapping ground subsidence induced by aquifer overexploitation using advanced Differential SAR Interferometry. Vega Media of the Segura River (SE Spain) case study. *Remote Sensing of Environment* 98 (2-3): 269–283.
- Trenhaile, A. S. (2002): Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Marine Geology* 185 (3-4): 341–361.
- UN-ESCAP (2017): Tsunami Early Warning Systems in the countries of the North West Indian Ocean Region with focus on India, Islamic Republic of Iran, Pakistan, and Oman – Synthesis Report. <https://www.unescap.org/sites/default/files/ESCAP-Synthesis-Report.pdf>. Aufgerufen am 22.8.2019.
- UNESCO/IOC (2019): Intergovernmental Oceanographic Commission Sea-Level Station Monitoring Facility. <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org>. Aufgerufen am 6.3.2019.
- UN-ISDR (2009): UN-ISDR terminology on disaster risk reduction. Genf, Schweiz.
- United Nations (2019): World Population Prospects 2017. <https://population.un.org/wpp/DataQuery/>. Aufgerufen am 4.6.2019.
- Unnikrishnan, A. S. u. Shankar, D. (2007): Are sea-level-rise trends along the coasts of the north Indian Ocean consistent with global estimates? *Global and Planetary Change* 57 (3-4): 301–307.
- Urban, B. u. Buerkert, A. (2009): Palaeoecological analysis of a Late Quaternary sediment profile in northern Oman. *Journal of Arid Environments* 73 (3): 296–305.
- Urban, M. C. (2015): Accelerating extinction risk from climate change. *Science* 348 (6234): 571–573.
- van de Plassche, O. (2013): Sea-level research. A Manual for the Collection and Evaluation of Data: A Manual for the Collection and Evaluation of Data. Springer. Heidelberg.
- van de Sande, B.; Lansen, J. u. Hoyng, C. (2012): Sensitivity of coastal flood risk assessments to digital elevation models. *Water* 4 (3): 568–579.
- Vermeer, M. u. Rahmstorf, S. (2009): Global sea level linked to global temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106 (51): 21527–21532.
- Vernant, P.; Nilforoushan, F.; Hatzfeld, D.; Abbassi, Vigny, C.; Masson, F.; Nankali, H.; Martinod, J.; Ashtiani, A. u. Bayer, R. (2004): Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International* 157 (1): 381–398.
- Vita-Finzi, C. (1973): Late quaternary subsidence. *Geographical Journal*: 414–421.
- Vött, A. (2007): Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews* 26 (7-8): 894–919.
- Vousdoukas, M. I.; Mentaschi, L.; Voukouvalas, E.; Verlaan, M.; Jevrejeva, S.; Jackson, L. P. u. Feyen, L. (2018): Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. *Nature communications* 9 (1): 2360.
- Vousdoukas, M. I.; Velegrakis, A. F. u. Plomaritis, T. A. (2007): Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science Reviews* 85 (1-2): 23–46.
- Wächter, J.; Babeyko, A.; Fleischer, J.; Häner, R.; Hammitzsch, M.; Kloth, A. u. Lendholt, M. (2012): Development of tsunami early warning systems and future challenges. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12 (6): 1923–1935.
- Walsh, K. J. E.; McBride, J. L.; Klotzbach, P. J.; Balachandran, S.; Camargo, S. J.; Holland, G.; Knutson, T. R.; Kossin, J. P.; Lee, T.-c. u. Sobel, A. (2016): Tropical cyclones and climate change. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 7 (1): 65–89.
- Walther, M.; Delfs, J.-O.; Grundmann, J.; Kolditz, O. u. Liedl, R. (2012): Saltwater intrusion modeling. Verification and application to an agricultural coastal arid region in Oman. *Journal of Computational and Applied Mathematics* 236 (18): 4798–4809.
- Wang, B.; Pan, S.-Y.; Ke, R.-Y.; Wang, K. u. Wei, Y.-M. (2014): An overview of climate change vulnerability: a bibliometric analysis based on Web of Science database. *Natural Hazards* 74 (3): 1649–1666.
- Wang, B.; Xu, S. u. Wu, L. (2012a): Intensified Arabian Sea tropical storms. *Nature* 489 (7416): E1.

- Wang, H.; Wright, T. J.; Yu, Y.; Lin, H.; Jiang, L.; Li, C. u. Qiu, G. (2012b): InSAR reveals coastal subsidence in the Pearl River Delta, China. *Geophysical Journal International* 191 (3): 1119–1128.
- Weber, G. E.; Allwardt, A. O.; Stoffer, P. W. u. Gordon, L. C. (2001): The geology from Santa Cruz to Point Año Nuevo: The San Gregorio fault zone and Pleistocene marine terraces. *US Geological Survey Bulletin* 2188: 1–32.
- Webster, P. J.; Holland, G. J.; Curry, J. A. u. Chang, H.-R. (2005): Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science* 309 (5742): 1844–1846.
- Weiss, R.; Fritz, H. M. u. Wünnemann, K. (2009): Hybrid modeling of the mega-tsunami runup in Lituya Bay after half a century. *Geophysical Research Letters* 36 (9): L09602.
- Werner, A. D. u. Simmons, C. T. (2009): Impact of sea-level rise on sea water intrusion in coastal aquifers. *Groundwater* 47 (2): 197–204.
- Wessel, B. (2013): TanDEM-X ground segment DEM products specification document. Public Document TD-GS-PS-0021 (3.0).
- Weyhenmeyer, C. E.; Burns, S. J.; Waber, H. N.; Macumber, P. G. u. Matter, A. (2002): Isotope study of moisture sources, recharge areas, and groundwater flow paths within the eastern Batinah coastal plain, Sultanate of Oman. *Water Resources Research* 38 (10): 2-1 - 2-22.
- Wiens, J. J. (2016): Climate-related local extinctions are already widespread among plant and animal species. *PLoS biology* 14 (12): e2001104.
- Williams, D. M. u. Hall, A. M. (2004): Cliff-top megaclast deposits of Ireland, a record of extreme waves in the North Atlantic—storms or tsunamis? *Marine Geology* 206 (1-4): 101–117.
- Wintle, A. G. u. Murray, A. S. (2006): A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation measurements* 41 (4): 369–391.
- Witter, R. C.; Kelsey, H. M. u. Hemphill-Haley, E. (2003): Great Cascadia earthquakes and tsunamis of the past 6700 years, Coquille River estuary, southern coastal Oregon. *Geological Society of America Bulletin* 115 (10): 1289–1306.
- Woo, H. B.; Panning, M. P.; Adams, P. N. u. Dutton, A. (2017): Karst-driven flexural isostasy in North-Central Florida. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 18 (9): 3327–3339.
- Woodruff, J. D.; Donnelly, J. P.; Mohrig, D. u. Geyer, W. R. (2008): Reconstructing relative flooding intensities responsible for hurricane-induced deposits from Laguna Playa Grande, Vieques, Puerto Rico. *Geology* 36 (5): 391–394.
- Woods, W. W. u. Imes, J. L. (1995): How wet is wet? Precipitation constraints on late Quaternary climate in the southern Arabian Peninsula. *Journal of Hydrology* 164 (1-4): 263–268.
- Wright, T. J.; Parsons, B. E. u. Lu, Z. (2004): Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR. *Geophysical Research Letters* 31 (1).
- Wyns, R.; Bechennec, F.; Le Métour, J. u. Roger, J. (1992): Geological map of Tiwi - explanatory notes. Ministry of Petroleum and Minerals.
- Wyns, R.; Béchennec, F.; Le Métour, J. u. Roger, J. (1991): Geological Map, scale 1:100 000, Sheet NF40-88 Tiwi. Ministry of Petroleum and Minerals - Directorate General of Minerals. Sultanate of Oman.
- Yalçiner, A. C.; Alpar, B.; Altınok, Y.; Özbay, İ. u. Imamura, F. (2002): Tsunamis in the Sea of Marmara. Historical documents for the past, models for the future. *Marine Geology* 190 (1-2): 445–463.
- Yeh, H. H.-j.; Robertson, I. u. Preuss, J. (2005): Development of design guidelines for structures that serve as tsunami vertical evacuation sites. Washington State Department of Natural Resources, Division of Geology and Earth Resources, Open File Report 2005-4.
- Yildirim, C.; Melnick, D.; Ballato, P.; Schildgen, T. F.; Echtler, H.; Erginal, A. E.; Kıyak, N. G. u. Strecker, M. R. (2013): Differential uplift along the northern margin of the Central Anatolian Plateau. Inferences from marine terraces. *Quaternary Science Reviews* 81: 12–28.
- Yu, K.-F.; Zhao, J.-X.; Shi, Q. u. Meng, Q.-S. (2009): Reconstruction of storm/tsunami records over the last 4000 years using transported coral blocks and lagoon sediments in the southern South China Sea. *Quaternary International* 195 (1-2): 128–137.

- Yuan, Y.; Kusky, T. M. u. Rajendran, S. (2016): Tertiary and quaternary marine terraces and planation surfaces of northern Oman. Interaction of flexural bulge migration associated with the Arabian-Eurasian collision and eustatic sea level changes. *Journal of Earth Science* 27 (6): 955–970.
- Zahlan, R. S. (2016): *The Making of the Modern Gulf States: Kuwait, Bahrain, Qatar, the United Arab Emirates and Oman*. Routledge. Abingdon.
- Zeebe, R. E.; Ridgwell, A. u. Zachos, J. C. (2016): Anthropogenic carbon release rate unprecedented during the past 66 million years. *Nature geoscience* 9 (4): 325–329.
- Zekri, S. (2008): Using economic incentives and regulations to reduce seawater intrusion in the Batinah coastal area of Oman. *Agricultural Water Management* 95 (3): 243–252.