

# Hochauflösende bathymetrische Untersuchungen im Mittelmeer

## Eine Schlüsselanalyse zum Verständnis submarinen Schlammvulkanismus

Ein Beitrag von GERHARD BOHRMANN, PAUL WINTERSTELLER, CHRISTIAN DOS SANTOS FERREIRA, MIRIAM RÖMER und GERRIT MEINECKE

Während an Land etwa 1100 Schlammvulkane bekannt sind, ist ihre Zahl in den Ozeanen unbekannt. Meeresgeologen schätzen die Zahl der marinen Schlammvulkane mit 1000 bis 100 000 sehr unterschiedlich ein. Mit den herkömmlichen akustischen Systemen sind sie von Forschungsschiffen zwar am Meeresboden meist erkennbar, aber Entstehung, Dynamik und ihre Wechselwirkung mit anderen meeresgeologischen Prozessen offenbaren sich erst nach einer hochauflösenden bathymetrischen Vermessung. Beispiele aus dem östlichen Mittelmeer werden hier vorgestellt.

Schlammvulkane | hochauflösende Bathymetrie | AUV-Vermessung  
mud volcanoes | high-resolution bathymetry | AUV survey

About 1100 mud volcanoes are known on land, while their number in the oceans is unknown. Marine geologists estimate the number of marine mud volcanoes to vary greatly, ranging from 1000 to 100 000. Although conventional acoustic systems usually allow research vessels to detect them on the seabed, their formation, dynamics and their interaction with other marine geological processes can only be revealed after a high-resolution bathymetric survey. Examples from the eastern Mediterranean are presented here.

### Autoren

Prof. Dr. Gerhard Bohrmann, Paul Wintersteller, Christian dos Santos Ferreira und Dr. Miriam Römer sind am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen beschäftigt und arbeiten am MARUM – Zentrum für Marine Umweltwissenschaften. Dr. Gerrit Meinecke ist Mitarbeiter am MARUM.

[gbohrmann@marum.de](mailto:gbohrmann@marum.de)

### Vulkane, die Schlamm statt Lava speien

Während uns die Existenz von magmatischen Vulkanen, wie Ätna auf Sizilien, Pinatubo auf den Philippinen oder Fuji-san in Japan, allgegenwärtig ist, sind Schlammvulkane weniger bekannt. Sie fördern keine flüssige Gesteinsglut, sondern stark wasserhaltigen Schlamm, Gesteinsbrocken und fast immer das klimawirksame Methangas. Wie der Kegel eines Schlammvulkans aussieht, hängt vom Durchmesser des Förderschlotes und von der austretenden Menge an Schlamm und seiner Zusammensetzung ab. Dabei sind meterhohe Kegel bis zu Vulkanstrukturen mit einem halben Kilometer Höhe und fünf bis acht Kilometern Durchmesser möglich. Tritt der Schlamm langsam aus tieferen Sedimentschichten der Erde, entstehen domartige Strukturen. Tritt hingegen flüssiger Schlamm relativ schnell aus, bilden sich nur flache Kegel oder Fladenstrukturen. Heftiger, gasgeladener Schlammausfluss führt zu kraterähnlichen Senken, in deren Zentrum sich häufig ein Kratersee aus dünnflüssigem Schlamm bildet.

Prinzipiell fördern Schlammvulkane eine Mischung aus Ton, Wasser und Gas. Aufgrund seiner geringen Dichte ist das Gemisch in tieferen Erdschichten nicht stabil. Die über ihm lagernden Sedimentschichten üben einen großen Druck aus,

sodass der Schlamm an Schwächezonen, wie z. B. an tektonischen Störungen, aufsteigt. Dabei kann der Schlamm aus dem Muttergestein heraus direkt in einem schmalen Schlot nach oben durchbrechen oder ähnlich den Salzstöcken auf größerer Breite einen pilzartigen Schlammkörper bilden. Im Dachbereich solcher Schlammadiapire steigt durch eine zunehmende Entmischung von freiem Gas der Überdruck und der Schlamm entweicht in einzelnen Schüben über Förderkanäle zur Landoberfläche oder im Ozean zum Meeresboden.

Neben dem Schlamm werden auch Gesteinsbrocken ganz unterschiedlicher Größe aus der Tiefe mitgerissen, die zusammen mit dem Schlamm typische Schlammbrekzien bilden. Anhand dieser sogenannten Lithoklasten können Geologen herausfinden, aus welchen Tiefen der Schlamm stammt. Tiefen von 2 bis 10 km, im Kaspischen Meer sogar bis zu 15 km, sind keine Seltenheit.

### Schlammvulkane des Mittelmeerraumes

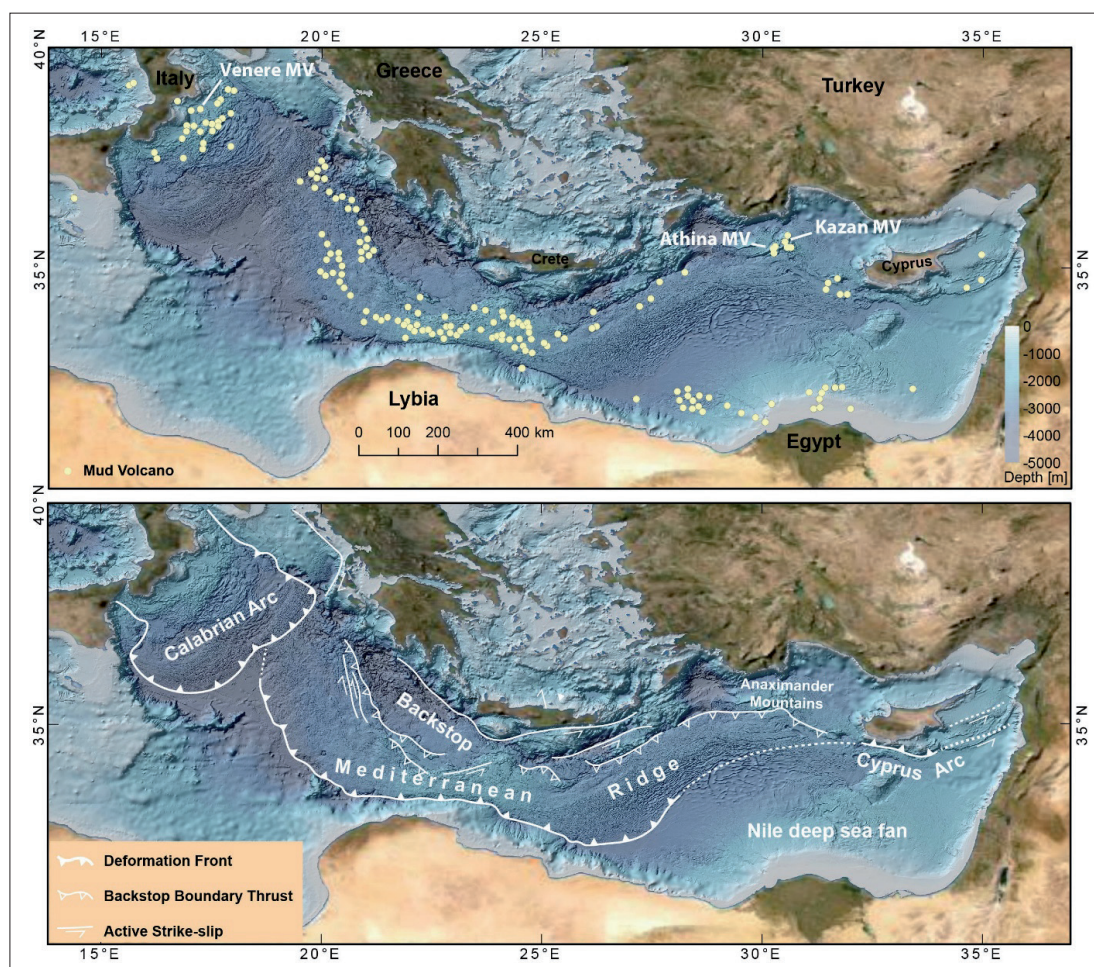
Schlammvulkane treten weltweit auf, sind aber in Gebieten, in denen Erdplatten zusammenstoßen, z. B. Subduktionszonen, besonders häufig. Voraussetzungen, dass Schlammvulkane gebildet werden, sind erstens mächtige, vorwiegend feinkörnige Sedimentablagerungen, zweitens große

Mengen Methan, die sich unter sauerstofffreien Bedingungen aus dem organischen Material der Ablagerungen mikrobiell durch Fermentation bzw. Karbonatreduktion bilden, und drittens tektonischer Druck, den kollidierende Erdplatten ausüben können. Solche Bedingungen sind in Deutschland nicht zu finden. Wenn wir allerdings nach Norditalien schauen bzw. den Mittelmeerraum betrachten, können wir zahlreiche Schlammvulkane sowohl an Land als auch am Meeresgrund antreffen.

Schiffsexpeditionen der letzte 25 Jahre haben allein im östlichen Mittelmeer um die 500 Schlammvulkane entdeckt (Abb. 1, oben). Die meisten dieser Schlammvulkane sind sehr klar an die Kollisionszone zwischen Europa und Afrika gebunden, wobei in der Ägäis und in der Türkei Mikroplatten eine Rolle spielen. So zeigt der Vergleich der entdeckten Schlammvulkane (Abb. 1, oben) mit den plattentektonischen Elementen (Abb. 1, unten), dass sich Schlammvulkane in den drei Bögen – dem Kalabrischen Bogen, dem Mittelmeerrücken und dem Zypriotischen Bogen – häufen.

Die kollidierenden Erdplatten quetschen die Meeresablagerungen zusammen, zerschern sie in Pakete und stapeln sie übereinander. Das Was-

ser in den Poren der Sedimente wird dabei herausgedrückt. Dadurch beginnt das als Fluid bezeichnete Gemisch aus Wasser, Salzen und Gasen im Sediment zu zirkulieren. Verfrachtet der Prozess der Plattenkonvergenz die Sedimente in größere Tiefen der Erde, so steigen Druck und Temperatur, was weiteres Wasser aus Mineralumwandlungen freisetzt. Das freigesetzte Wasser trägt dazu bei, wässrigen Tonschlamm in Bewegung zu setzen. Durch weiteren Druckanstieg und Gasbildung kommt es dann in Verbindung mit dem tektonischen Stress zum Schlammvulkanismus in diesem Meeresgebiet. Allein der vom Nil aufgebaute Tiefseefächer bildet im östlichen Mittelmeer eine Ausnahme, da es dort in der Vergangenheit zu sehr viel mächtigeren Sedimentanhäufungen kam, die außerhalb der Kollisionszone durch höheren Auflastungsdruck der überlagernden Gesteinsschichten zu Schlammvulkanismus führten (Abb. 1). Vom Golf von Cadix über den Mittelmeerraum, das Schwarze Meer, die Kaukasusregion, das Kaspische Meer und den Makranbereich bis nach Indonesien zieht sich ein Gürtel, in dem verschiedene Plattenkollisionszonen, gepaart mit Schlammvulkanismus, eine häufige Erscheinung sind.



**Abb. 1:** Karten des östlichen Mittelmeers mit bathymetrischen Daten des EMODnet-Projekts ([www.emodnet.eu/en/bathymetry](http://www.emodnet.eu/en/bathymetry)). Die obere Karte enthält die Positionen von bekannten Schlammvulkanen (nach Mascle et al. 2014). Die drei Schlammvulkane Venere, Kazan und Athina werden hier vorgestellt. Die untere Karte zeigt wichtige plattentektonische Elemente der Kollisionszone zwischen der Eurasischen und der Afrikanischen Platte (nach Rabaute und Chamot-Rooke 2007)



## Hochauflösende Bathymetrie mittels AUV-Vermessung

Ozeanische Schlammvulkane werden erst seit 25 bis 30 Jahren intensiver untersucht, seit wir von Schiffen aus mit verbesserten geophysikalischen Vermessungsmethoden Strukturen am Meeresboden auflösen können. Besonders das Fächerecholot, mit dem man die Topographie unter dem Schiffsrumpf, je nach Wassertiefe, in mehreren Kilometer breiten Streifen in einer Auflösung von ca. 25 bis 100 m vermessen kann, hat viel dazu beigetragen, Schlammvulkane in der Tiefsee zu erkennen. Aber erst seit mit Fächerecholoten auf autonomen Unterwasserfahrzeugen sehr viel näher am Meeresboden kartiert werden kann, erreichen wir eine deutlich bessere Auflösung im Meterbereich und teilweise darunter, die uns erlaubt, mehr über die Bildung und die Dynamik der Schlammvulkane zu verstehen. Am MARUM, dem Zentrum für Marine Umweltwissenschaften der Universität Bremen, benutzen wir dazu das AUV *SEAL*, welches für den Tiefsee-Einsatz bis 5000 Meter Wassertiefe konzipiert wurde (Abb. 2). Das 5,50 m lange, torpedoförmige Fahrzeug verfügt über einen elektrischen Antrieb, der über Lithium-Ionen-Batterien mit Energie versorgt wird. Diese ermöglichen eine Einsatzdauer von ca. 19 Stunden bzw. 100 Kilometer Wegstrecke ([www.marum.de/Infrastruktur/MARUM-SEAL.html](http://www.marum.de/Infrastruktur/MARUM-SEAL.html)).

Während verschiedener Ausfahrten mit den Forschungsschiffen *Poseidon* und *Meteor* haben wir damit mehrere Schlammvulkane vermessen, um nach Kenntnis der hochauflösenden Bodentopographie gezielte Untersuchungen zum Schlammvulkanismus durchzuführen. Während wir in früheren Jahren das Reson-Fächerecholot 7125 mit einer Schallfrequenz von 400 kHz zur Vermessung nutzten, setzen wir in den letzten Jahren das Kongsberg-Lot EM 2040 mit Frequenzen von

200 bis 400 kHz ein. Weitere technische Details zur Vermessung und Bearbeitung der Bathymetrie, bis hin zum digitalen Höhenmodell (DTM) sind am Beispiel des Venere-Schlammvulkans in Wintersteller et al. (2017) zusammengefasst.

## Venere-Schlammvulkan

Den Venere-Schlammvulkan im Kalabrischen Akkretionskeil (Abb. 1) haben wir während der *Meteor*-Expedition M112 im Jahre 2014 mit dem AUV vermessen, nachdem wir mit dem Schiffslot über 54 Schlammvulkane der Region überfahren hatten und sich herausgestellt hat, dass er der einzige Schlammvulkan ist, der aktiv Gasblasen emittierte. Diese AUV-Vermessung haben wir zwei Jahre später mit FS *Poseidon* komplettiert (Abb. 3), sodass eine detaillierte geomorphologische Rekonstruktion möglich wurde (Loher et al. 2018a). Der Schlammvulkan liegt mitten im Squillace Canyon in ca. 1600 m Wassertiefe und hat einen Doppelkegel aufgebaut, der den Canyonboden um etwa 100 m überragt.

Zahlreiche Anzeichen, wie Streifenmuster, parallele Furchen, Sedimentwellen und unterschiedlich große Kolkmarkssysteme dokumentieren, dass der Canyon häufig von Suspensionsströmen genutzt und geformt wird. Diese Turbidite werden durch Sedimenteintrag vom Kalabrischen Festland über mehrere saisonale Flüsse gespeist, die am oberen Kontinentalhang in der Squillace Bucht in den Canyon münden. Aus dem oberen Canyonbereich fließen die Suspensionsströme nach Osten in tiefere morphologische Niveaus ab und erodieren den Venere-Schlammvulkan (Loher et al. 2018a), wobei auch der Schlammvulkan selbst den Verlauf des Canyons beeinflusst. Im Bereich des Schlammvulkans verbreitert sich der Canyon von 4 auf 5 km und vor allem der südliche Hang des westlichen Gipfels, der größere Hangneigungen als die Nordseite hat, wird stark erodiert. Diese Erosion führte dazu, dass die rezenten und subrezent Schlammflüsse nach Süden abgelenkt werden, wo die jüngsten Schlammflüsse ältere Strömungsfurchen überdecken (Abb. 3). Die jungen Schlammflüsse am westlichen Gipfel weisen diesen als den jüngeren Kegel aus, dessen Schlammaustritt an der Kegelspitze von rezenten Gasemissionen begleitet werden, die hydroakustisch nachweisbar sind. Durch die AUV-Bathymetrie war eine gezielte Sedimentkernbeprobung möglich, deren sedimentologische Analyse zeigt, dass die Schlammbrekzien des westlichen Vulkankegels zwischen 882 Jahren und heute mit einer durchschnittlichen Extrusionsrate von 27 000 m<sup>3</sup>/Jahr abgelagert wurden (Loher et al. 2018a). Schlammbrekzien am östlichen Gipfel sind mindestens 2200 Jahre alt und lassen sich mindestens 4000 Jahre zurückverfolgen.

Die Schlammdefizite im Untergrund führen zu einem 2 bis 3 km großen Einsinktrichter, dessen

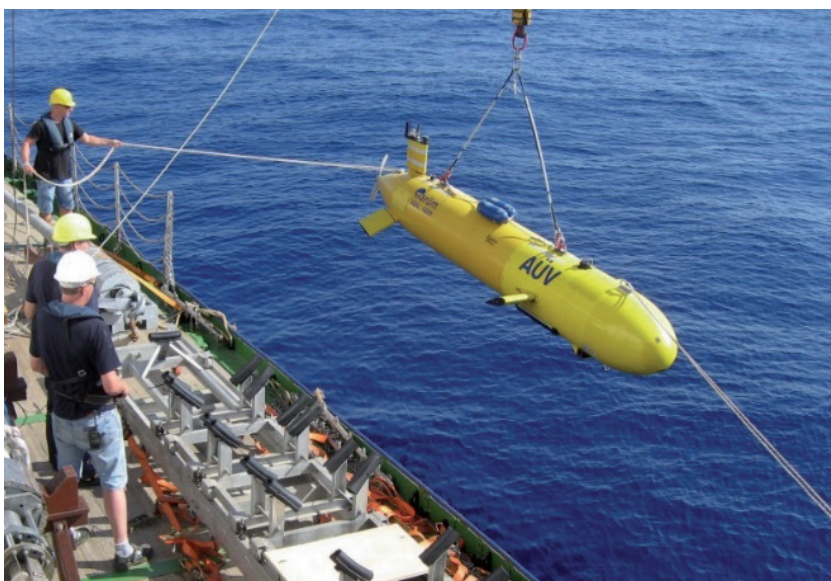


Abb. 2: Einsatz des AUV *SEAL* auf FS *Poseidon* zur bathymetrischen Vermessung eines Schlammvulkans im Mittelmeer

ringförmige abschiebende Störungen den östlichen Gipfel durchziehen (Abb. 3). Drei aktive Gasaustritte sind an diese Ringstörungen gebunden, wobei die vorgefundenen chemosynthetisch lebenden Organismen (Muscheln, Bartwürmer und Bakterienmatten) und authigenen Karbonatpräzipitate eine langlebige Existenz dieser Methanquellen belegen. Porenwässer der frisch extrudierten Schlammbrekzie sind bis zu 13 °C wärmer als die Hintergrundsedimente und enthalten Methankonzentrationen, die die 2,7-fache Sättigung übersteigen. Die Chloridkonzentrationen der Porenwässer dagegen sind bis zu fünfmal niedriger als das umgebende Meerwasser, welches auf die Freisetzung von Wasser aus diagenetischen Mineralreaktionen zurückzuführen ist (Loher et al. 2018b). Die Gasanalysen weisen auf thermogen-gebildete Kohlenwasserstoffe hin, die zusammen mit den Porenwasseranalysen Quellen der Schlammthiefen von mehr als 3 km belegen. Beimischungen von biogen gebildetem Methan und größere marine Anteile an den Porenwässern der Seeps deuten auf verzweigte Wegsamkeiten, die im zentralen Schlot das ursprüngliche Fluidsignal transportieren und Abzweigungen davon, die ein Mischsignal mit den oberflächennahen Porenfluiden über die Ringstörungen zum Meeresboden transportieren (Loher et al. 2018b).

### Schlammvulkane des Anaximander-Gebirges

Aktive, durch Gasemissionen gekennzeichnete Schlammvulkane sind auch aus dem Anaximander-Gebiet bekannt (z. B. Lykousis et al. 2009; Bohrmann et al. 2014). Das Anaximander-Gebiet ist eine submarine Gebirgsregion zwischen 800 und 2450 m Wassertiefe, die zwischen dem Hellenischen und dem Zypriotischen Bogen liegt (Abb. 1). Im Gegensatz zu den Kompressionsbögen ist die Anaximander-Region tektonisch durch Abschiebungen und Blattverschiebungen zerblockt (Lykousis et al. 2009). Die zahlreichen tektonischen Störungen, die sich teilweise durchkreuzen, haben Wegsamkeiten für Schlammaufstieg aus größeren Tiefen geschaffen. Seit 1995 haben unterschiedliche Forschergruppen aus Holland, Frankreich, Russland und Deutschland die Schlammvulkane dieser Region untersucht, wobei zur Lokalisierung der Schlammvulkane vor allem hohe Rückstreu- oder sogenannte Backscatter-Werte der Side-Scan-Sonar- und Fächerecholotvermessungen genutzt wurden (Lykousis et al. 2009). In allen beprobten Schlammvulkanen des Anaximander-Gebietes wurden oberflächennahe Gashydrate nachgewiesen, welche im Mittelmeer aufgrund seiner hohen Wassertemperaturen von 13 bis 14 °C nahe dem Meeresboden selten vorkommen. Zusätzlich verschieben die im Mittelmeer häufig anzutreffenden messinischen Salze im Untergrund und die damit zusammenhängenden salzreichen

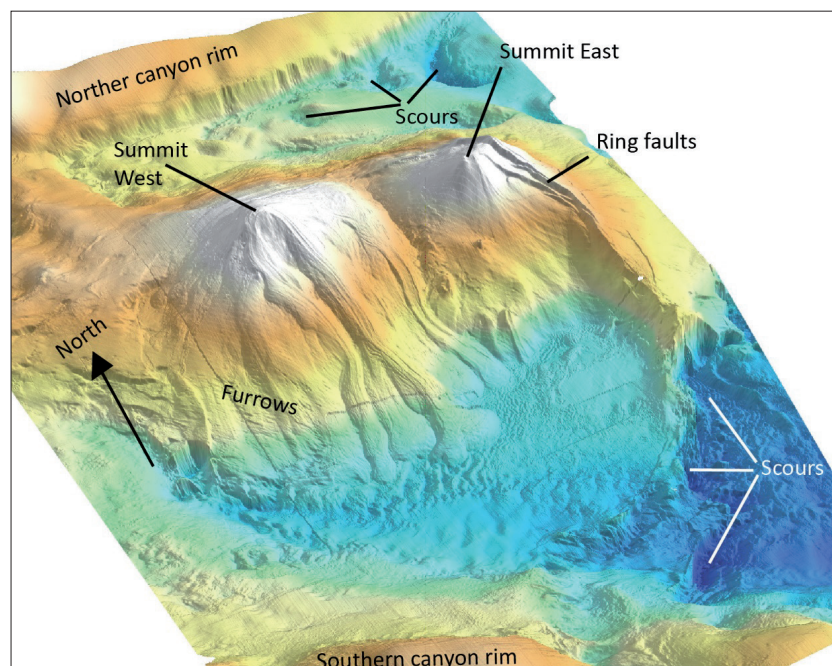


Abb. 3: Doppelgipfel des Venere-Schlammvulkans im Squillace Canyon des Forearc Beckens, Kalabrischer Akkretionskeil im Ionischen Meer

Porenwässer die Gashydratstabilitätsgrenze in große Tiefen. Die Porenfluide im Anaximander-Gebiet sind jedoch salzarm, welches die Gashydratstabilitätsgrenze zu geringeren Wassertiefen verschiebt (Pape et al. 2010).

### Kazan-Schlammvulkan

Der Kazan-Schlammvulkan bildet einen isolierten Hügel von 45 m Höhe, der am Rande eines relativ flachen Plateaus in durchschnittlich 1070 bis 1050 m Wassertiefe liegt. Dieses Plateau liegt an der südlichen Flanke des östlichen Gebirgszuges der Anaximander-Region und östlich einer von Nordwest nach Südost verlaufenden prominenten Störungszone (Lykousis et al. 2009). Die AUV-Bathymetrie-Karte (Abb. 4) deckt lediglich den zentralen Bereich der Ausbruchsregion ab, während die Schiffsmultibeam-Karte durch stark erhöhte Backscatter-Werte zeigt, dass der Schlammvulkan nach Süden noch etwa doppelte Ausmaße hat. Ein einzelner Schlammfluss ist nach Süden den Hang abwärts noch bis in eine Wassertiefe von 1900 m zu verfolgen (Lykousis et al. 2009).

Die aufgestapelten Schlammflusseinheiten bilden zwischen 1745 und 1700 m Wassertiefe eine 900 m von Norden nach Süden breiter werdende keulenförmige Struktur, die im Norden um die Schlammaustrittsstelle 70 bis 80 m breit ist und sich im Süden auf ca. 260 m verbreitert. Lobenartige Wülste an der Oberfläche zeigen bei einer schwachen Hangneigung von etwas weniger als 1° die Fließrichtung von jüngeren Schlammflüssen nach Süden an. Ein runder Absenkungstrichter (Caldera) von 1100 m Durchmesser, der durch einen sehr deutlichen Hangknick zur Umgebung gekennzeichnet ist, umgibt den Austrittsschlot



(Abb. 4). Ältere Schlammflüsse, die morphologisch nur schwach zu erkennen sind, haben sich radial um den Austrittsschlot verteilt und teilweise die Caldera mit Schlammbrekzien oberflächlich aufgefüllt. Am südlichen Rand der Keulenstruktur sind Terrassen in 4 bis 5 m hohen Stufen ausgebildet, die auf wiederkehrende Schlammereptionen und damit verbunden episodische Ausflussereignisse des Kazan-Schlammvulkans zurückzuführen sind. Dabei sind die Schlammbrekzien, die 500 m südlich des Ausbruchsschlotes zum Stillstand kamen, in sich stark verfestigt, sodass sie über 45 m Höhe einen Hang von 13° Neigung stabilisieren konnten.

### Athina-Schlammvulkan

Der Athina-Schlammvulkan bildet eine morphologisch markante Struktur in 1850 m Wassertiefe am westlichen Rücken des Anaximander-Gebirges, der von 750 m in südöstliche Richtung bis in eine Wassertiefe von 2150 m abfällt. Die hochauflösende Bathymetrie der AUV-Vermessung offenbart eine recht komplizierte Morphologie mit verschiedenen Plateaus und steilen Hängen (Abb. 5). Ein halbmondartiger Absenkungstrichter ist durch einen Hangknick bei etwa 1860 m sichtbar, wobei der rezente Schlammausfluss aus einem Schlotbereich in 1830 m nicht ganz zentral dazu liegt.

Im östlichen, westlichen und südwestlichen Randbereich begrenzen Randschollen den Krater, die bis zu 20 m hohe Abbruchkanten zum Inneren des Kraters aufweisen. Die Gipfel dieser Randschollen (östlicher und westlicher Gipfel; Abb. 5)

ragen bis in 1800 m Wassertiefe. Ältere Schlammflüsse sind vom Schlotbereich in alle Richtungen vertreten, wobei der rezente bis subrezente Schlammfluss mit einer nur leichten Hangneigung von 0,2° in südwestliche Richtung und im Bereich des Durchbruches durch die Randschollen in südöstliche Richtung fließt. Ältere Schlammflussablagerungen überdecken den Hang in südwestliche Richtung bis zu einem Plateaubereich in 2150 m Wassertiefe. Dabei scheint der obere Hang bis 2000 m Wassertiefe mit 12° Neigung vermehrt Schlamm aufgehäuft zu haben, anders als der untere Hang mit nur 5° Neigung. Temperaturgradientenmessungen im Schlot zeigen erhöhte Werte von 70 °C/km, während sie außerhalb des Schlotes auf einem normalen Niveau von 15 bis 30 °C/km liegen. Trotz der wärmeren Temperaturen sind Gashydratkristalle in den Sedimentkernen der Schlammbrekzien vorhanden (Bohrmann et al. 2014). Auch außerhalb des Kraterbereiches sind Gasaustrittsstellen während der AUV-Vermessung akustisch registriert worden, die das Vorkommen von typischen kalten Quellen mit chemosynthetischen Organismen und Karbonatpräzipitaten mehrfach erwarten lassen. So wurden am südlichen Gipfel authigene Karbonate mit einem dichten Bewuchs von siboglinoiden Bartwürmern der Art *Lamellibrachia anaximandri* (Tamborrino et al. 2019) und lucinide Muscheln untersucht, die beste Anzeiger für kalte Quellen sind (Bohrmann et al. 2014).

Die Bathymetrie des Athina-Schlammvulkans

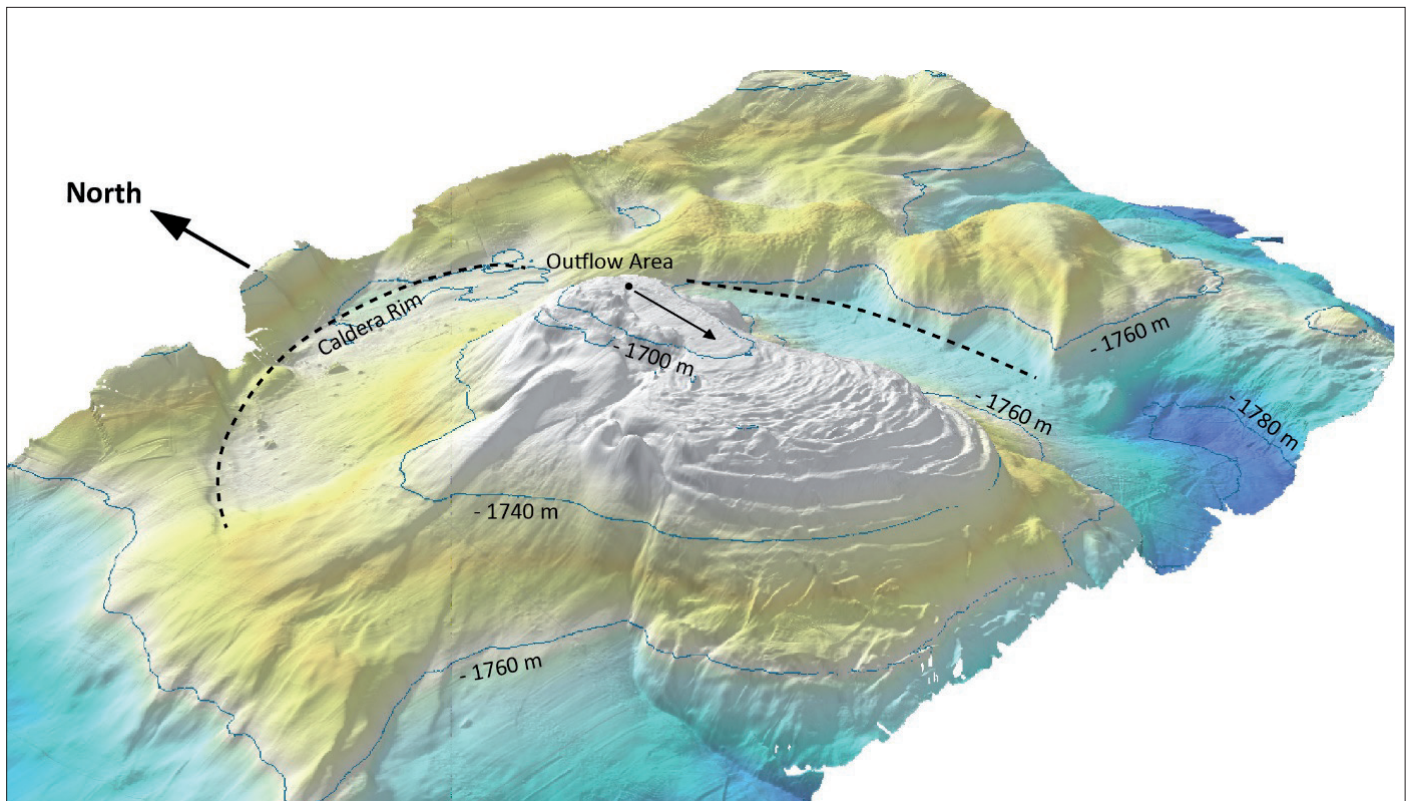
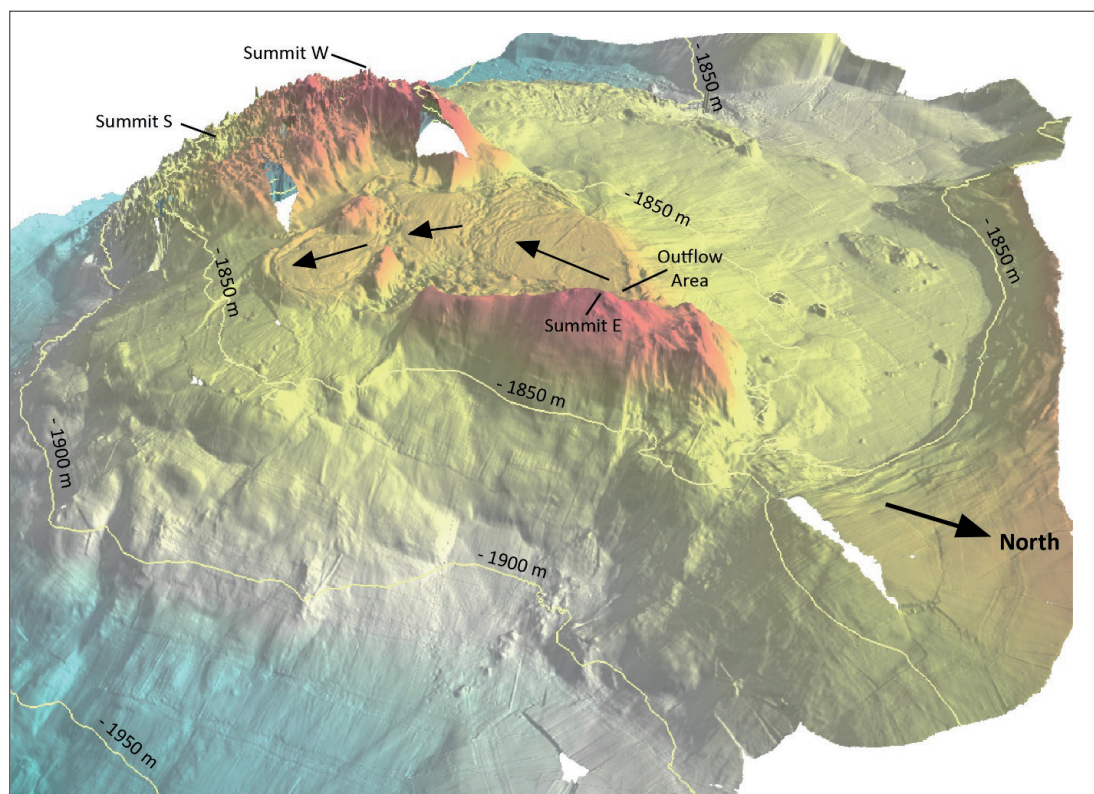


Abb. 4: Gestapelte Schlammfluss-Ablagerungen des Kazan-Schlammvulkans im östlichen submarinen Anaximander-Gebirge



**Abb. 5:** Caldera mit subrezenten bis rezenten Schlammflüssen des Athina-Schlammvulkans in Hanglage, submarines Anaximander-Gebirge der Türkei

ist ein gutes Beispiel dafür, dass weiterführende Untersuchungen erst durch die AUV-Vermessung möglich werden. So konnte ein Observatorium, das über 26 Monate Druckänderungen im Schlot-

bereich registrierte (Menapace et al. 2017), nur betrieben werden, weil der Schlammaustrittsschlot von ca. 40 m Durchmesser durch die Vermessung sehr gut lokalisiert werden konnte. //

## Literatur

- Bohrmann, Gerhard et al. (2014): Report and Preliminary Results of R/V POSEIDON Cruise P462, Izmir - Izmir, 28 October - 21 November, 2013. Gas Hydrate Dynamics of Mud Volcanoes in the Submarine Anaximander Mountains (Eastern Mediterranean). Berichte MARUM und FB 5, Universität Bremen, urn:nbn:de:gbv:46-00103551-12
- Mascle, Jean; Flore Mary; Daniel Praeg et al. (2014): Distribution and geological control of mud volcanoes and other fluid/free gas seepage features in the Mediterranean Sea and nearby Gulf of Cadiz. *Geo-Marine Letters*, DOI: 10.1007/s00367-014-0356-4
- Loher, Markus; Silvia Ceramicola; Paul Wintersteller et al. (2018a): Mud volcanism in a canyon: morphodynamic evolution of the active Venere mud volcano and its interplay with Squillace Canyon, Central Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, DOI: 10.1002/2017GC007166
- Loher, Markus; Thomas Pape; Yann Marcon et al. (2018b): Mud extrusion and ring-fault gas seepage – upward branching fluid discharge at a deep-sea mud volcano. *Scientific Reports*, DOI: 10.1038/s41598-018-24689-1
- Lykousis, Vasilios; Stamatina Alexandri; John Woodside et al. (2009): Mud volcanoes and gas hydrates in the Anaximander mountains (Eastern Mediterranean Sea). *Marine and Petroleum Geology*, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2008.05.002
- Menapace, Walter; David Völker; Heiko Sahling et al. (2017): Long-term in situ observations at the Athina mud volcano, Eastern Mediterranean: Taking the pulse of mud volcanism. *Tectonophysics*, DOI: 10.1016/j.tecto.2017.09.010
- Pape, Thomas; Sabine Kasten; Matthias Zabel et al. (2010): Gas hydrates in shallow deposits of the Amsterdam mud volcano, Anaximander Mountains, Northeastern Mediterranean Sea. *Geo-Marine Letters*, DOI: 10.1007/s00367-010-0197-8
- Rabaute, Alain; Nicolas Chamot-Rooke (2007): Quantitative mapping of active mud volcanism at the western Mediterranean Ridge-backstop contact. *Marine Geophysical Research*, DOI: 10.1007/s11001-007-9031-8
- Tamborrino, Leonardo; Tobias Himmler; Marcus Elvert et al. (2019): Formation of tubular carbonate conduits at Athina mud volcano, eastern Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology*, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2019.05.003
- Wintersteller, Paul; Gerrit Meinecke; Markus Loher et al. (2017): Gridded bathymetry mosaic of Venere mud volcano (MV), based on AUV MARUM-SEAL data acquisition during POS499. *PANGAEA*, DOI: 10.1594/PANGAEA.884110