

DIE KATASTROPHE VON THERA: GEOLOGIE EINES VULKANS*

Schon in der Antike war bekannt, daß die Ägäis mit ihren Inseln und dem angrenzenden griechischen Festland im Westen und Kleinasien im Osten ein seismisch sehr unruhiges Gebiet ist, was sich in Erd- und Seebeben sowie vulkanischer Aktivität äußert. Geschichtsschreiber der Antike beschrieben Vulkanausbrüche, Erdbeben und damit verbundene Erscheinungen wie Flutwellen an den Küsten, heiße Quellen und ähnliches. Besonders sind hier die Berichte von Strabo, Plinius u. a. über die Entstehung der kleinen Vulkaninseln im Zentrum der Santorin-Caldera (venezianischer Name der Inselgruppe mit der Hauptinsel Thera) zu nennen. In unserer Zeit wurde Abbé Pègues¹⁾ als erster auf die Kreisform der Inselgruppe Santorin aufmerksam und vermutete eine alte Caldera, d. h. einen durch Einsturz entstandenen alten Vulkankrater. In seinem großen Werk „Santorin et ses Eruptions“ beschrieb Fouqué²⁾ den Vulkan Thera mit seinen historischen und rezenten Ausbrüchen, deren Auswirkungen von ihm an Ort und Stelle studiert wurden. Die neueren Ausbrüche auf der Zentralinsel Nea Kāïmeni während der Jahre 1925 bis 1928 wurden von Ktenas³⁾, Washington⁴⁾, Oekonomidis⁵⁾, Georgalas und Papastamatiou⁶⁾ beschrieben, besonders aber von Reck⁷⁾ und seinen Mitarbeitern in einem ausführlichen dreibändigen Werk. Den Vulkan Santorin (Thera) klassifizierte Williams⁸⁾ als einen Vulkan vom Krakatau-Typ, gekennzeichnet durch einen langsamen Aufbau mit einem plötzlichen, explosionsartigen Ausbruch sowie Calderen-Bildung.

Das große Interesse der Vulkanologen an der Erforschung des Thera-Vulkans erfaßte auch die Archäologen. Versuchsgrabungen und zufällige Funde erbrachten Keramik, die in Form und Stil der minoischen sehr ähnlich war. Schon Fouqué widmete in seinem Werk den auf Thera gemachten Funden ein größeres Kapitel. Es wurde eine minoische Niederlassung auf Thera vermutet. Marinatos⁹⁾ fand bei seinen Ausgrabungen in Amnisos, dem alten minoischen Hafen von Kreta, vulkanische Aschen, deren Ursprung er auf Santorin vermutete: ein Vulkanausbruch ca. 1500 v. Chr. auf Thera sei von so gewaltigem Ausmaß gewesen, daß ein Teil der Insel im Meer versunken sei und die als Folge auftretende Flutwelle sowie ein gleichzeitiges Erdbeben die Paläste auf Kreta zerstört hätten.

*) Dieser Aufsatz war ursprünglich als Beitrag zum Katalog einer Ausstellung theräischer Funde gedacht. Für anregende Diskussionen möchte ich Herrn Dr. J. Keller, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Freiburg/Br. an dieser Stelle vielmals danken.

1) Abbé Pègues 1842.

2) Fouqué 1879.

3) Ktenas 1925.

4) Washington 1926.

5) Oekonomidis 1932.

6) Georgalas · Papastamatiou 1951.

7) Reck 1936.

8) Williams 1941, 1942.

9) Marinatos 1934, 1939.

Die schwedische Tiefsee-Expedition „Albatross“ entdeckte in den Jahren 1947/48 bei Bohrungen an verschiedenen Stellen im östlichen Mittelmeer in den Meeressedimenten Lagen von Tephra (diese neugriechische Bezeichnung – „Asche“ – wurde von der Vulkanologie übernommen). Aufgrund der Übereinstimmung der Brechungsindices dieser Tephra mit denen der Tephraablagerungen auf Thera konnte Mellis¹⁰⁾ nachweisen, daß die Tephra der Meeressedimente von einem Ausbruch des Santorin-Vulkans herührt. Sie muß bei der Eruption in höhere Schichten der Atmosphäre geschleudert und durch Höhenwinde in südöstlicher Richtung abgetrieben worden sein. Mellis vermutete, daß diese Tephralagen auf den großen Ausbruch des Santorin-Vulkans zwischen 1800 und 1400 v. Chr. zurückgehen. In der Folgezeit wurden in weiteren Bohrkernen besonders aus dem Seegebiet östlich und südöstlich von Kreta wiederum Tephrahorizonte gefunden¹¹⁾. Manche Bohrkern wiesen mehrere solche Horizonte auf, die in ihrer Zusammensetzung aber nicht immer mit den Thera-Aschen übereinstimmen, sondern z. T. auch anderen vulkanischen Ereignissen im Mittelmeerraum zugeordnet werden müssen. Keller¹²⁾ fand – z. T. in Zusammenarbeit mit Ninkovich¹³⁾ – weitere petrographische Übereinstimmungen zwischen Tephra von Santorin und einem Teil der neuen Tiefseefunde; einen bestimmten Tephrahorizont der Meeressedimente konnte er aber auch als Material eines Vulkanausbruchs auf Ischia (Liparische Inseln) identifizieren.

Die C¹⁴-Datierungen der Mittelmeersedimente aus den Bohrkernen¹⁴⁾ und die Holzproben aus dem Bimssteinbruch von Phira¹⁵⁾ auf Thera andererseits ergaben ein übereinstimmendes Alter von ca. 3500 Jahren für den „minoischen“ Vulkanausbruch. In neuester Zeit wurden die Gesteine von Thera petrographisch, mineralogisch und chemisch genau untersucht und die Entwicklungsgeschichte des Vulkans rekonstruiert¹⁶⁾. Im Jahre 1967 konnte Marinatos mit Ausgrabungen auf Thera beginnen. Unter der dicken Bimssteinschicht fand er eine reiche Siedlung, die zur gleichen Zeit wie die minoischen Paläste auf Kreta bestanden haben muß und die offensichtlich durch ein Erdbeben zerstört und dann von vulkanischem Material verschüttet worden war. Somit sah Marinatos seine 1934 und 1939 geäußerte Theorie vom Zusammenhang zwischen den Zerstörungen auf Kreta und dem Vulkanausbruch auf Thera im wesentlichen bestätigt. Allerdings vertritt die Keramik in der Siedlung bei Akrotiri größtenteils eine altertümlichere Stilstufe – den Florastil – als die Keramik (Meeresstil) in den Zerstörungs-

¹⁰⁾ Mellis 1954.

¹¹⁾ Olausson 1961. — Ninkovich · Heezen 1965, 1967.

¹²⁾ Keller 1971.

¹³⁾ Keller · Ninkovich 1972.

¹⁴⁾ Ninkovich · Heezen 1965.

¹⁵⁾ Galanopoulos 1958. — Luce 1969.

¹⁶⁾ Pichler · Stengelin 1968. — Pichler et al. 1972. — Pichler · Kussmaul 1972. — Pichler 1973. — Puchelt · Schock 1972. — Puchelt 1973. — Keller 1971. — Keller · Ninkovich 1972. — Günther · Pichler 1973. — Nicholls 1971a, 1971b. — Petersen 1974.

schichten auf Kreta (s.S. 69ff.). Um diese Zeitdifferenz zu erklären, wurde mit einem langjährigen Eruptionsverlauf des Thera-Vulkans gerechnet: die Siedlung bei Akrotiri soll durch einleitende Erdbeben zerstört worden sein, während die Schäden auf Kreta erst viele (?) Jahre später durch neue Erdbeben und die Flutwelle im Gefolge eines letzten gewaltigen Vulkanausbruchs eingetreten wären. Die Annahme einer solchen Zeitdifferenz findet jedoch weder durch Vergleiche mit historisch überlieferten Daten (z. B. aus der ägyptischen Geschichte) noch durch C^{14} -Datierungen eine Bestätigung.

Das Symposium auf Thera im Jahre 1969¹⁷⁾, auf dem Archäologen, Historiker, Geologen und Vulkanologen diese Probleme diskutierten, brachte keine endgültige Klärung. Doch sind sich die Vulkanologen darin einig, daß ein Ausbruch des Ausmaßes wie die Eruption des Thera-Vulkans in minoischer Zeit nur wenige Monate gedauert haben kann, allenfalls ein Jahr. Wie lang die Frist zwischen dem Erdbeben und dem Beginn der Eruption war, ist schwer zu ermessen. Die Grabungsbefunde zeigten (s.S. 54f.), daß die Aufräumarbeiten nach dem Erdbeben keineswegs abgeschlossen waren und Bautätigkeit noch kaum eingesetzt hatte, als der beginnende Vulkanausbruch die Aufräumarbeiter endgültig von Thera vertrieb¹⁸⁾. Diese Beobachtungen lassen vermuten, daß zwischen dem Beben und dem Beginn der Eruption höchstens ein Jahr verstrichen sein kann.

Ursachen des Vulkanismus in der Ägäis

Intensive geophysikalische Beobachtungen und die genaue Auswertung der Messungen, die an vielen, über die ganze Erde verteilten Observatorien während der letzten Jahrzehnte vorgenommen wurden, vermittelten uns ein Bild einer ständig sich bewegenden Erdkruste. Schon seit langem bekannt sind die Zusammenhänge zwischen Erdbeben und Vulkanismus, Erscheinungen, die meist noch an bestimmte Zonen auf der Erde gebunden sind.

In seiner Kontinentalverschiebungstheorie nahm Alfred Wegener die Bewegungen ganzer Kontinente an, eine Vorstellung, die in den letzten Jahren im Prinzip eine Bestätigung erfuhr. Eine weltweite und ausführliche Untersuchung der Ozeanböden und besonders des mittelatlantischen Rückens zeigt, daß diese in bestimmten Richtungen ausgeprägte Kluftsysteme aufweisen, an denen Zerrungen und Verschiebungen, verbunden mit einem Auseinanderdriften („sea-floor-spreading“) und Nachquellen von Krustenmaterial (Basalte), stattfinden. Solche Vorgänge bewirken einen seitlichen Druck auf die Kontinente; diese werden als große tektonische Platten (Theorie der „Plattentektonik“, „concept of plate-tectonics“), die sich unter dem Druck gegeneinander bewegen, verstanden. Unter dem vom mittelatlantischen Rücken ausgehenden Druck bewegen

¹⁷⁾ *Acta of the 1st Internat. Scientific Congress on the Volcano of Thera, Greece, 1969* (Athen 1971).

¹⁸⁾ Doumas 1974. — Noll 1974.

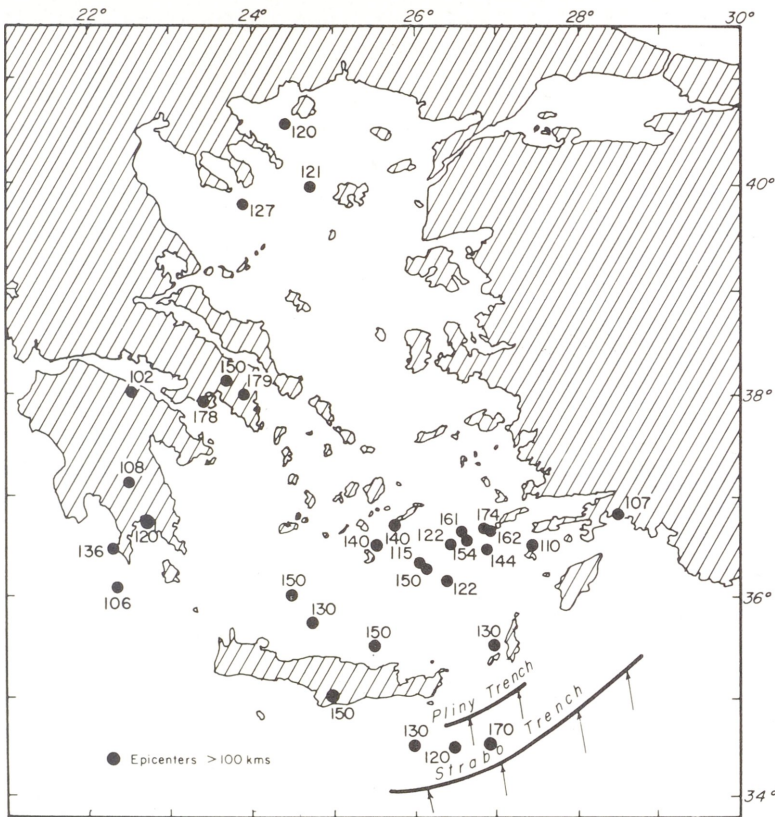


Abb. 1 Verteilung von Erdbebenzentren mit Herdtiefen von mehr als 100 km in der Ägäis (aus: Ninkovich · Hays 1971).

sich die Platten (Kontinentalsockel) Afrika und Eurasia entlang ihrer gemeinsamen Grenze im Mittelmeergebiet gegeneinander. Diese Grenze verläuft entlang der nordafrikanischen Küste, an Sizilien vorbei, durch Griechenland und die nördliche Türkei bis nach Persien. Zwei kleinere Platten sind dazwischen geschaltet: die Ägäische Platte mit Griechenland, der Ägäis und der türkischen Westküste und die Anatolische Platte, die die gesamte Türkei umfaßt¹⁹⁾. Die hohe seismische Aktivität und Erdbebenhäufigkeit im Gebiet des östlichen Mittelmeeres kann durch die Bewegungen dieser Platten erklärt werden. Speziell die Südgrenze der ägäischen Platte bewegt sich im Verhältnis zur afrikanischen südwestwärts und überfährt diese teilweise. So entsteht in der Erdkruste unter-

¹⁹⁾ McKenzie 1970.

halb der Ägäis ein tiefer Graben, dessen ständige Bewegungen Beben in mittleren und tiefen Lagen hervorrufen. Sein Verlauf (Abb. 1) fällt etwa mit dem Kykladen-Inselbogen (oder Hellenischem Bogen) zusammen, einem Vulkaninselbogen, der sich von Ägina über Methana, Poros, Milos, Santorin nach Kos und Giali bis Bodrum an der türkischen Westküste erstreckt (s. auch Abb. 3). Von diesen alten Vulkanen ist nur Thera noch aktiv. Ähnliche geologische Zusammenhänge bestehen im Tyrrhenischen Meer bei den Vulkaninseln des Calabrischen Bogens, der sich von Sizilien (Ätna) über Vulcano, Stromboli und Ischia bis zum Vesuv und den Phlegräischen Feldern erstreckt (Abb. 2), sowie bei den Vulkaninselbögen im Pazific (Aleuten, Japan) und im Indonesischen Archipel.

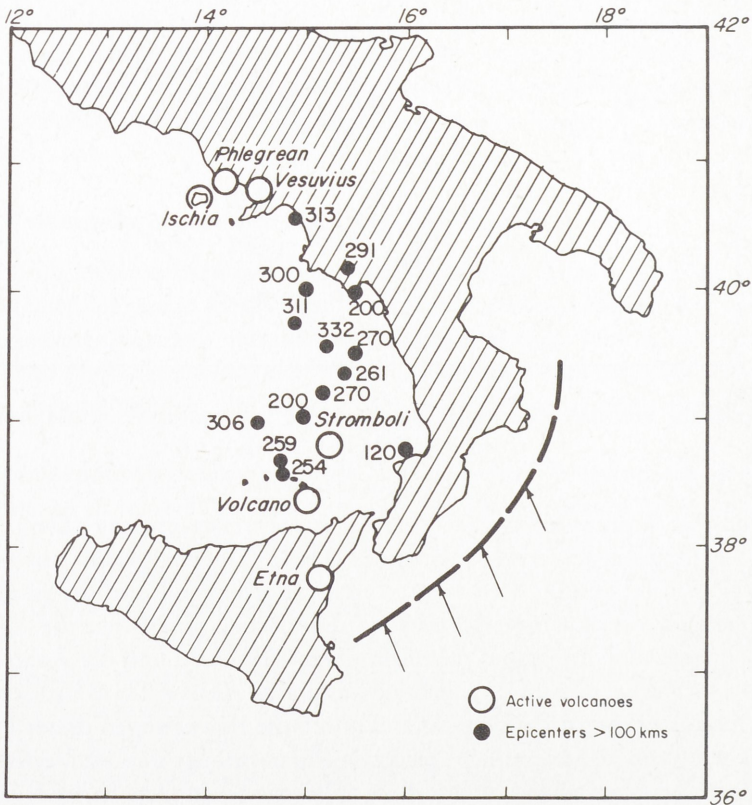


Abb. 2 Der Calabrische Inselbogen. Die Verteilung aktiver Vulkane und Erdbebenzentren mit Herdtiefen von mehr als 100 km sowie ihre Beziehungen zu einem möglichen Tiefseegraben (gestrichelte Linie). (aus: Ninkovich · Hays 1971).

Nach Ninkovich und Hays²⁰⁾ liegen die Vulkane der beiden mittelmeerischen Inselbögen über Erdbebenzonen mit Herdtiefen von mehr als 100 km, die nach NNW zunehmen und ein Maximum von 200 km in der Ägäis und von 300 km im Tyrrenischen Meer erreichen. Die weltweiten Beziehungen zwischen chemischer Zusammensetzung (K_2O/SiO_2 -Verhältnis) der Laven und Tiefe und Häufigkeit der Erdbeben sowie der damit verknüpften Eruptionshäufigkeit kann mit der Plattentektonik-Theorie so erklärt werden, daß die Bewegungen der Überschiebungszone, z.B. diejenige unterhalb der Ägäis, eine Dehydrierung der Gesteine der tiefen Ozeankruste bewirken. Ein solcher Vorgang könnte auch das Wasser für die im östlichen Mittelmeergebiet so häufigen andesitischen Laven liefern. Das bei der Dehydrierung freigewordene Wasser wird beim Aufsteigen die leicht löslichen Alkalien (vor allem Kalium) mitführen und zwar in Abhängigkeit von der Temperatur der wasserhaltigen Schmelze und der zurückgelegten Weglänge durch die Asthenosphäre (Erdkrustenzone ab 100 km Tiefe, in der das Gesteinsmaterial bereits plastisch ist). Demnach wird ein Magma, das in einer Tiefe von 300 km Wasser aufnimmt, mit seinen höheren Temperaturen auf dem Weg nach oben mehr Kalium aufnehmen als wasserhaltiges Magma aus nur 150 km Tiefe und entsprechend niedrigeren Temperaturen. Das ergibt verschiedene K_2O/SiO_2 -Verhältnisse. Ein höherer K_2O -Gehalt und somit ein anderes K_2O/SiO_2 -Verhältnis zeigt tiefliegende Erdbebenherde an; die Vulkane des pazifischen Inselbogens zum Beispiel mit ihren kaliumreichen Gesteinen befinden sich über Erdbebenzonen mit Tiefen von mehr als 300 km. Die Gesteine des Kykladen-Vulkaninselbogens variieren in ihrer chemischen Zusammensetzung, so daß für die Vulkane von Isthmus, Methana, Ägina, Milos, Thera und Nisyros nach ihrem charakteristischen K_2O/SiO_2 -Verhältnis eine Erdbeben-tiefe von 120–150 km ermittelt wurde. Die weiter nördlich gelegene Insel Antiparos und Kos im Osten liegen dagegen 120–200 km über der Erdbebenzone. Die Laven der westlichen Vulkane, nämlich Methana und Ägina, weisen zudem einen durchschnittlich niedrigeren SiO_2 -Gehalt auf als die Laven des östlichen Teiles der Inselkette, was zeigt, daß auch ein Zusammenhang zwischen der Magmenzusammensetzung und der Häufigkeit der Erdbeben mit Tiefen von mehr als 100 km zu bestehen scheint.

Nach Pichler²¹⁾ bewirkten die tektonischen Bewegungen im Bereich des Kykladen-Bogens Brüche und Verschiebungen in der oberen Erdkruste, wodurch oberes Krustenmaterial in größere Tiefen verfrachtet und dort wieder aufgeschmolzen wurde. Ein großer Teil der auf Thera vorkommenden vulkanischen Gesteine scheint auf diese Weise entstanden zu sein; nach ihrem Chemismus und mineralogischen Kriterien sind sie auf solche rein anatektischen Schmelzen zurückzuführen. Daneben finden sich auch Vulkanite, die mit großer Wahrscheinlichkeit aus subkrustalen, primär andesitischen Schmelzen hervorgingen. Das Nebeneinander von Gesteinen verschiedener chemischer Zusammen-

²⁰⁾ Ninkovich · Hays 1971.

²¹⁾ Pichler et al. 1972.

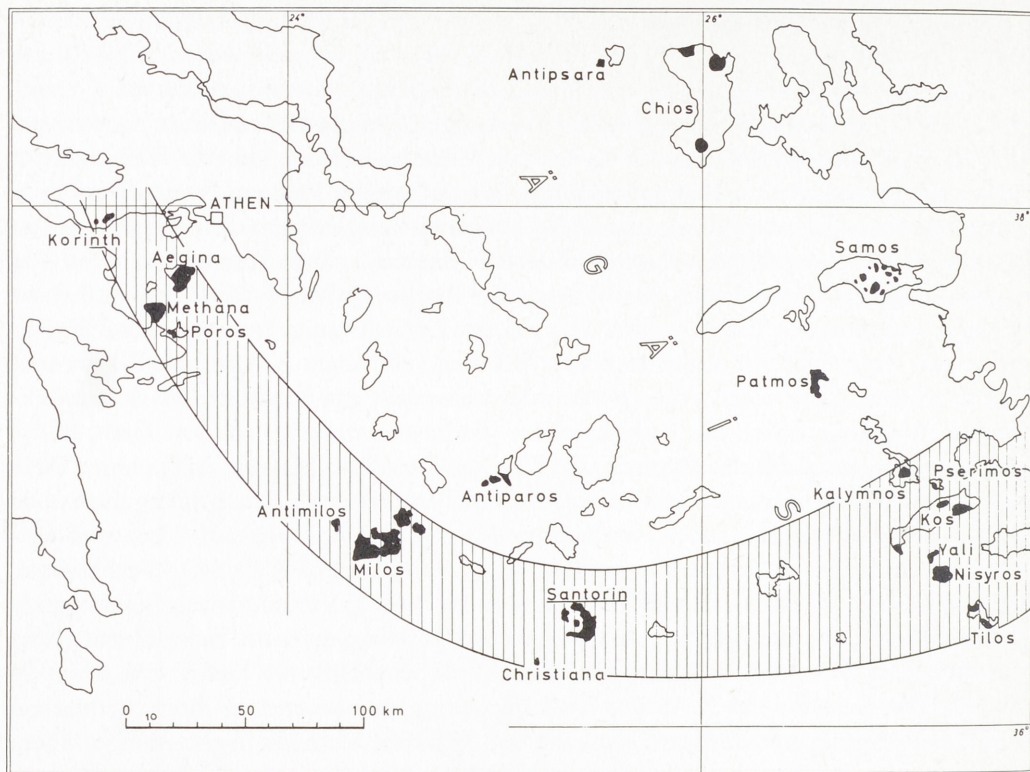


Abb. 3 Der Kykladen-Vulkaninselbogen (aus: Pichler et al. 1972).

setzung findet durch die Annahme, daß nicht nur Material aus der oberen Erdkruste, sondern auch Material aus den oberen Teilen des Erdmantels am Aufbau der Thera-Vulkanite beteiligt war, seine Erklärung.

Vulkaninsel Santorin, geologischer Aufbau und Geschichte²²⁾

Die Inselgruppe Santorin liegt etwa 110 km nördlich von Kreta im südlichen Ägäischen Meer und ist ein Teil des erwähnten vulkanischen Inselbogens (Abb. 3). Während der Vulkanismus der Inseln seinen Anfang frühestens im Miozän (Nisyros, Kos), meist jedoch erst im Pleistozän (Thera) hat, bezeugen Funde metamorpher Gesteine, daß die Inseln viel älter sind. Sie bauten sich während und nach dem Einbruch des Kykladen-

²²⁾ Im wesentlichen nach Pichler: Pichler · Stengelin 1968. — Pichler et al. 1972. — Pichler · Kussmaul 1972.

massivs, eines ehemaligen Festlandsgebietes anstelle des heutigen Ägäischen Meeres, an dessen Südrand auf. Das Kykladenmassiv selbst ist aus prämesozoischen, metamorphen Gesteinen aufgebaut, die Inselsockel dagegen aus schwach metamorphen triassischen Kalken, die während der alpinen Orogenese auf eoazäne, also jüngere Phyllite aufgeschoben wurden.

Pichler et al.²³⁾ beschreiben in ihrer Geschichte des Vulkans Thera drei große Eruptionszyklen mit intermediären Förderphasen (Abb. 4). Die Insel Thera wurde von mehreren Vulkankomplexen mit ihren Förderprodukten aufgebaut, die das alte triassische und eoazäne Grundgebirge bedeckten. Reste dieses alten Sockels findet man heute am Fuße des Großen Elias-Berges (Prophitis Ilias-Berg) und südöstlich davon (Abb. 4/I). In der vulkanischen Entwicklungsgeschichte der Insel gab es drei gewaltige Bimsstein-ausbrüche, von denen die „minoische Eruption“, etwa um 1400 v. Chr., die jüngste und zugleich die bedeutendste ist.

Im mittleren Pleistozän begann die vulkanische Tätigkeit auf Santorin mit der Aufschüttung von grünlich-weißen Bimssteintuffen im Gebiet der heutigen Landzunge von Akrotiri (vulkanische Abfolge: Akrotiri I, Abb. 4/II). Vier kleinere Vulkane (Balos, Kokkinopetra, Mavro und Mavrorachidi) im gleichen Gebiet förderten andesitische Schlacken und Laven (vulkanische Abfolge: Akrotiri II, Abb. 4/III). Gleichzeitig begann im Norden der Insel Thera ein neuer Vulkan, der Megalo Vouno, seine Tätigkeit mit der Förderung von andesitischen und latianandesitischen Laven und Schlacken. Noch während seiner Tätigkeit baute sich im Gebiet der heutigen Käimeni-Inseln ein weiteres Förderzentrum auf: der Thera-Vulkan, dessen Eruptionen in der Folgezeit alle kleineren Vulkaninseln zu einer großen vereinigten (Abb. 4/IV). Dieser Thera-Vulkan förderte im Verlauf eines paroxysmalen Ausbruches die bis zu 70 m mächtige rhyodacitische „Untere Bimssteinfolge“ (BU), die zwei Eruptionszyklen repräsentiert (BU I und BU II) (Abb. 4/V). Beide begannen mit einem Bimssteinausbruch („pumice-fall“) und endeten mit einer Ignimbrit-Eruption („pumice-flow“ bzw. „ash-flow“), deren Förderzentren im Süden der heutigen Insel Thera (BU I) und im Raum der heutigen Käimeni-Inseln (BU II) gelegen haben. Beide BU-Einheiten beginnen mit einer charakteristischen, geringmächtigen „pumice-fall“-Schicht von rosa-weißen Bimsstein-Lapilli; auf dieser Schicht liegen ohne Übergänge die zum Teil sehr mächtigen „pumice-flow“- und „ash-flow“-Ablagerungen, bestehend aus ungeschichteten, kaum verfestigten Bimsstein-Lapilli und -aschen. Das zum Teil ausgebildete fossile Oberflächenrelief der unteren Schicht wird durch BU II völlig eingeebnet.

Nach einer Ruhepause setzte innerhalb dieser Ur-(BU)-Caldera erneut vulkanische Tätigkeit ein; die Auffüllung der Caldera begann mit latianandesitischen Laven des Kleinen Elias-Vulkans (Abb. 4/VI) und im südlichen Teil durch ignimbritische Decken. Es folgten

²³⁾ Pichler et al. 1972.

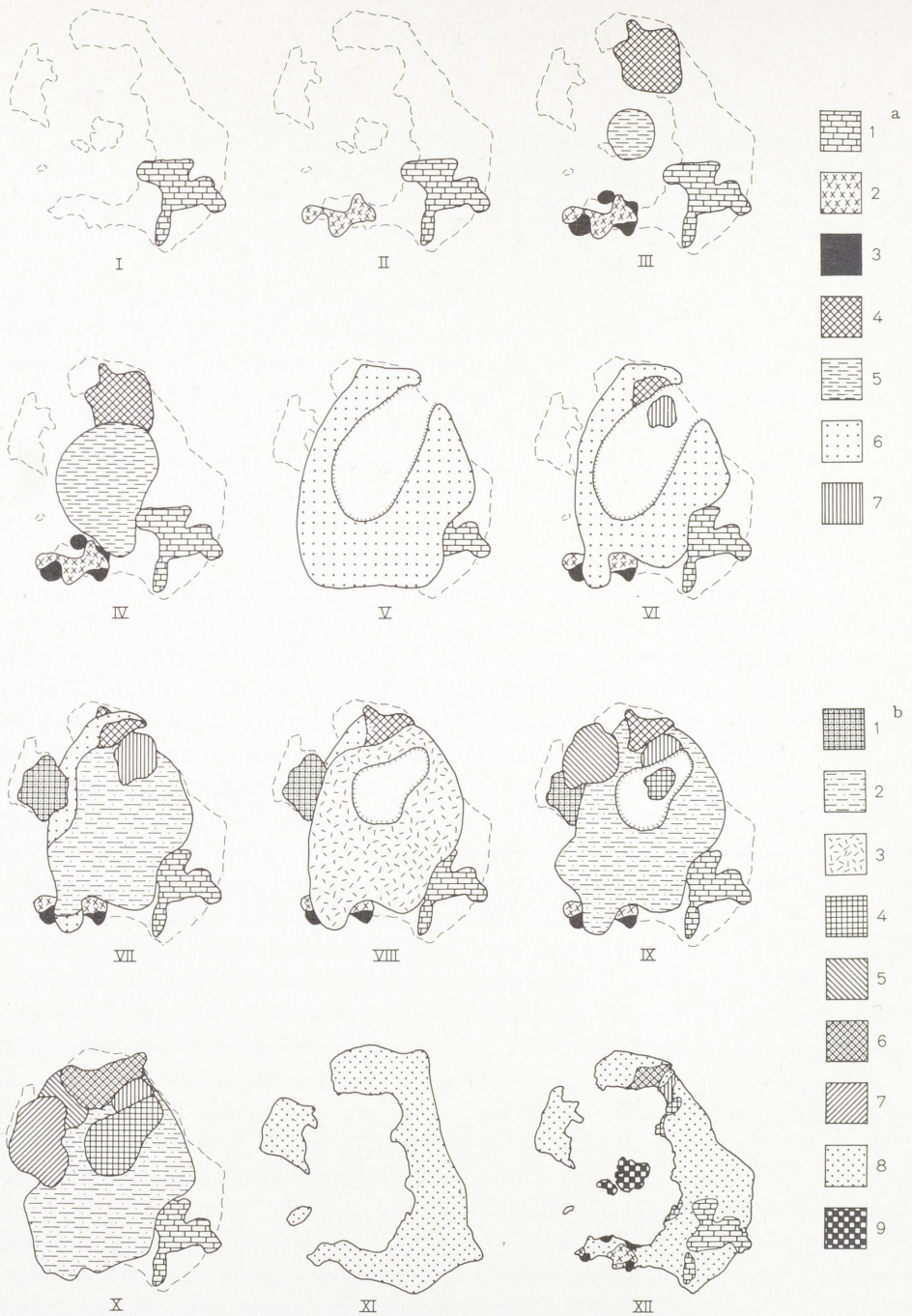


Abb. 4 Die Entwicklung der Santorin-Inselgruppe (aus: Pichler et al. 1972).

a: 1 Kalk- und Phyllit-Massiv (Gr. Eliasberg, Kap Athinios). — 2 Akrotiri I-Vulkane. — 3 Akrotiri II-Vulkane. — 4 Megalo Vouno-Vulkane I und II. — 5 Thera-Vulkan (vorw. Schlacken). — 6 BU-Folge. — 7 Kleiner Elias-Vulkan.

b: 1 Therasia-Vulkane (untere und mittlere Laven). — 2 Thera-Vulkan (vorw. Aschen und Lapilli). — 3 BM-Folge. — 4 Skaros-Vulkan. — 5 Oia-Vulkan. — 6 Megalo Vouno-Vulkan III. — 7 Therasia-Vulkane (obere Laven). — 8 BO-Folge. — 9 Kämeni-Vulkane.

mehrere Aschen- und Lapilli-Ausbrüche des Thera-Vulkans (Abb. 4/VII). Ein stärkerer Bimsstein-Ausbruch des Thera-Vulkans bildete die dacitische „Mittlere Bimsstein-Folge“ (BM), eine bräunliche, 4–5 m mächtige Bimssteinschicht mit ignimbritischem Charakter. Das Eruptionszentrum muß in dem Gebiet um Phira gelegen haben, wie eine dort aufgeschlossene, stark verschweißte Ignimbritbank bezeugt. Auch nach diesem BM-Ausbruch kam es zu einer Calderabildung, der Skaros- oder BM-Caldera (Abb. 4/VIII). Petrographisch stimmt diese BM-Bimsfolge mit der des BU sowie mit den Ablagerungen auf der Insel Anaphi²⁴⁾ überein. Die vulkanische Tätigkeit setzte sich auch nach diesem Ausbruch und der damit verbundenen Calderabildung fort, besonders durch den neu gebildeten Skaros-Vulkan (Abb. 4/IX und X) und den neu belebten Megalo Vouno mit ihren andesitischen Schlacken, Laven und Aschen. Auch kleinere Vulkane (z. B. Balos bei Akrotiri) begannen erneut mit Auswürfen latianandesitischer Schlacken, später erfolgten im Raum von Phira und der Insel Therasia Extrusionen zähflüssiger quarzlatianandesitischer bis rhyodacitischer Laven, wodurch zahlreiche Staukuppen (auf Therasia bis zu 200 m mächtig) entstanden (Abb. 4/X).

Diese vulkanischen Gesteine verwitterten allmählich zu einem Paläo-Boden, in dem verschiedentlich (Therasia, Akrotiri) verkohlte Pflanzenreste gefunden wurden, deren C¹⁴-Alter mit 18000 Jahren ermittelt wurde²⁵⁾. Dieser Paläo-Boden wurde überlagert von einer bis 12 m mächtigen latianandesitischen bis dacitischen Ignimbrit-Serie, die ehemals die ganze Insel bedeckte. Nach dieser Eruption ruhte die vulkanische Aktivität wieder für längere Zeit, so daß sich erneut ein fossiler Boden (bis 2 m mächtig) bilden konnte, in dem südlich der heutigen Stadt Phira und in der Nähe des Dorfes Akrotiri Reste minoischer Siedlungen gefunden wurden.

Die Ausgrabungen von Sp. Marinatos²⁶⁾ südlich des Dorfes Akrotiri haben gezeigt, daß das Ende der minoischen Siedlung durch zwei Naturkatastrophen herbeigeführt wurde: zuerst durch ein Erdbeben und dann, nach einem gewissen Zeitraum, endgültig durch die Verschüttung mit vulkanischem Auswurfmaterial. Die Heftigkeit des Erdbebens wird unterschiedlich beurteilt. Während Marinatos auf erhebliche Schäden an den Gebäuden hinwies, nimmt Doumas²⁷⁾ an, das Beben könne nicht sehr schwer gewesen sein, da die bei schweren Beben zu erwartenden Mauerrisse fehlten und viele der mehrere Meter hohen Mauern stehengeblieben waren. Beide Forscher stimmen darin überein, daß bei dem Erdbeben keine Menschenverluste eingetreten sind – offenbar konnten die Bewohner, durch leichte einleitende Erdstöße gewarnt, rechtzeitig die Häuser verlassen – und daß anschließend Menschen in die Siedlung zurückkehrten. Marinatos sah in ihnen nur „Squatters“, die die Ruinen nach verschütteten Wertsachen durchwühlten hätten, während Doumas planmäßige Aufräumarbeiten nachweisen konnte.

²⁴⁾ Keller · Ninkovich 1972.

²⁵⁾ Günther · Pichler 1973.

²⁶⁾ Marinatos 1967–1974.

²⁷⁾ Doumas 1974.

Die Aufräumungsarbeiter sind dann wahrscheinlich durch die beginnenden vulkanischen Eruptionen zur Flucht gezwungen worden. Über die Zeitspanne zwischen dem Erdbeben und dem Beginn des Vulkanausbruchs bestehen noch erhebliche Meinungsverschiedenheiten.

Die „Minoische“ oder „Obere Bimsstein-Folge“ (BO) dieses letzten großen Santorin-Ausbruches ähnelt in Eruptionsart und Förderprodukten dem „Unteren Bimsstein-Horizont“ (BU) und kann in drei Einheiten unterteilt werden: zuunterst eine 0,5–5 m mächtige rosa Bimssteinschicht eines Falls („pumice-fall“), darüber schräggeschichtete Bimssteinaschen und weiße kleine Lapilli, die sich wahrscheinlich durch die Wirkung von sogenannten „base-surges“ („Grundwellen“) bildeten. Hierzu sei Pichler²⁸⁾ zitiert: „Die „base-surges“ entstehen an der Basis heftiger, vertikal gerichteter Eruptionen von meist phreatischer Natur, d. h. ausgelöst von Wasser oder ablaufend unter starker Beteiligung desselben. Es bilden sich dichte, turbulente Suspensionen aus Gasen (meist überwiegend Wasserdampf) und vulkanischem Festmaterial kleinerer Korngrößen, die sich mit großer Geschwindigkeit (15–50 m/sec) ringförmig vom Eruptionszentrum weg „fließend“ fortbewegen. Schlechte Sortierung des Materials, schwach geneigte Schrägschichtung und abrupte Übergänge von Schichten gröberer und feinerer Korngrößen sind typisch, ebenso großwellige Dünen mit gelegentlicher „antidune“-Schichtung. Diese Gefüge sind auch für die mittlere Einheit der BO von Santorin kennzeichnend. Der Nachweis von „base-surge“-Ablagerungen auf Santorin läßt vermuten, daß nach der ersten Eruptionsphase („pumice-fall“) gewaltige Ausbrüche stattfanden, deren besondere Heftigkeit mit großer Wahrscheinlichkeit auf das Zusammentreffen von Meerwasser und Glutfluß zurückzuführen ist. Möglicherweise war überhaupt das Meerwasser, durch aufgerissene Spalten mit der im Schlot hochgestiegenen Lava in Kontakt gekommen, der eruptionsauslösende Faktor.“ Die durch Aufreißen von Förderspalten plötzlich ausgelöste Druckentlastung des Magmas führte zu einer Phasentrennung von Gas und Schmelze. Das so „überkochende“ Magma bildete eine glutwolkenähnliche, ignimbrische Masse, die sich nach allen Seiten flutartig verbreitete und alle Unebenheiten des Geländes ausfüllte. Die oberste und mächtigste (bis 50 m) Einheit der BO ist demnach eine in ihrem Gefüge chaotische Schicht von verschweißtem, ignimbrischem „pumice-flow“-Material, das zahlreiche, bis tonnenschwere Blöcke älterer Laven enthält, deren Größe mit der Entfernung vom Eruptionszentrum abnimmt. Schon während der Ignimbr-Förderung kam es zu Einstürzen in die Magmenkammer. Das einstürzende Gestein fiel in das aufschäumende Magma und wurde zusammen mit diesem nach oben gebracht. Die rasche Entleerung der Magmenkammer ließ deren Dach einstürzen; es bildete sich durch diesen Zusammensturz von etwa 60 km³ Gestein die heutige Santorin-Caldera von ca. 83 qkm Fläche, deren Boden bis zu 400 m unter dem Meeresspiegel liegt. Von der ursprünglichen Großinsel blieben nur noch mehrere kleine Inseln übrig (Abb. 4/XI; Abb. 5), die

²⁸⁾ Pichler 1973.

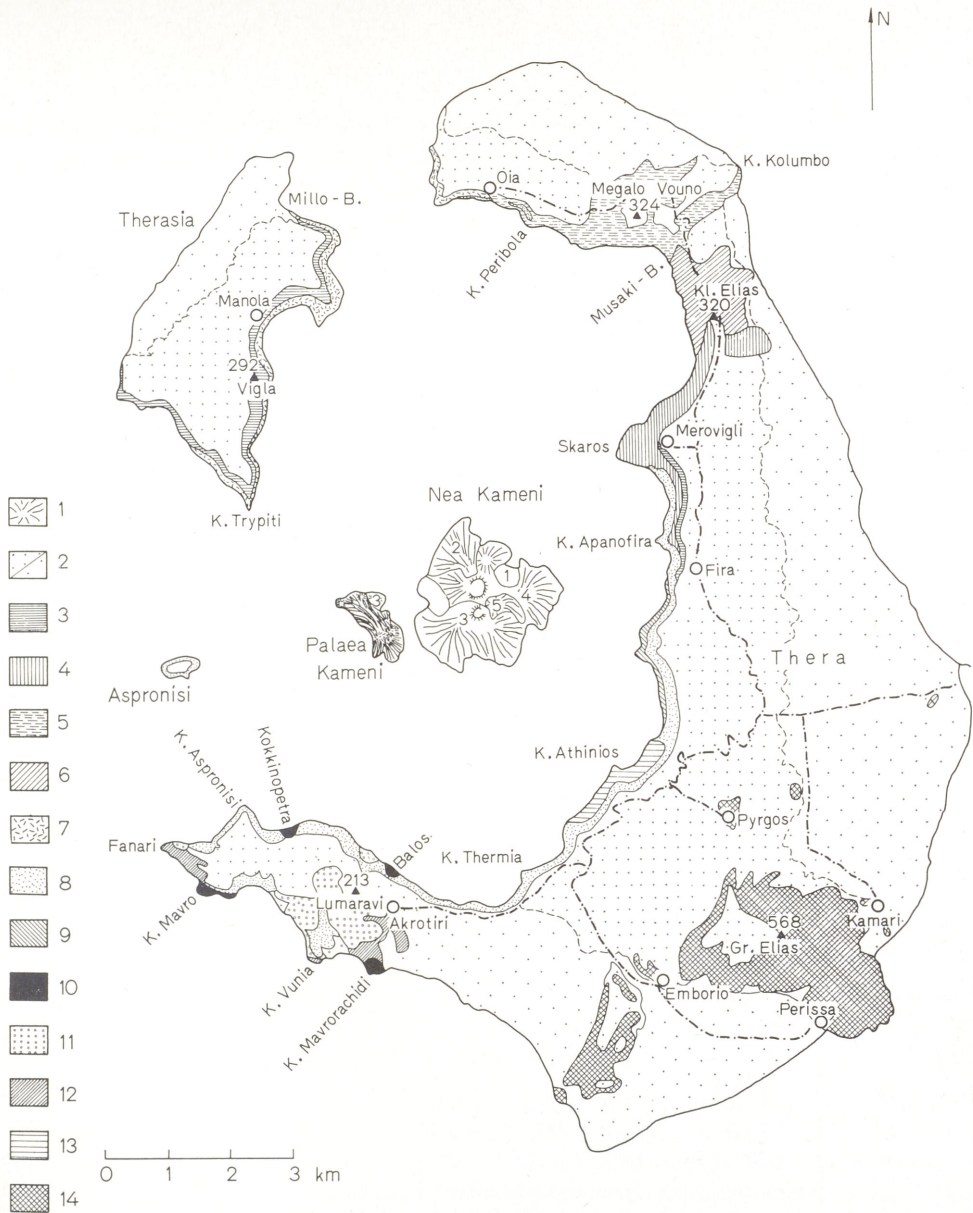


Abb. 5 Geologische Übersichtskarte der Santorin-Inselgruppe (aus: Pichler et al. 1972). — 1 Dacitische Laven der Kaïmeni-Inseln: Ausbrüche von 1570 (1), von 1707–1711 (2), von 1866–1870 (3), von 1925–1928 (4) und von 1939–1940 (5). — 2 Rhyodacitische Obere Bimssteinfolge (BO), z. T. umgelagert. — 3 Rhyodacitische bis latiandesitische Staukuppen-Laven. — 4 Andesitische Laven des Skaros-Vulkans. — 5 Laven und Schlacken des Megalo Vouno-Vulkankomplexes. — 6 Latiandesitische Laven des Kleinen Elias-Vulkans. — 7 Latiandesitische Schlacken und Laven des Oia-Vulkans. — 8 Verschiedenartige Pyroklastite im Liegenden des BO. — 9 Laven des Thera-Vulkankomplexes. — 10 Andesitische Laven und Schlacken (Folge Akrotiri II). — 11 Dacitischer Bimssteintuff (Folge Akrotiri I). — 12 Dacitische Extrusiva (Folge Akrotiri I). — 13 Tertiäre Phyllite. — 14 Triassische Kalke und Marmore.

in ihrer Anordnung den Grundriß der einstmaligen runden Vulkaninsel (Strongyle) erkennen lassen: die Hauptinsel Thera und die kleineren Inseln Therasia und Aspronisi (Taf. 3–6).

Ein mit diesem Vulkanausbruch vergleichbares Ereignis war der große Ausbruch des Krakatau (Sunda-Inseln) im Jahre 1883, der im folgenden noch geschildert werden soll. Die Beobachtung des Krakatau-Paroxysmus und seiner Auswirkungen erlaubt die Annahme, daß die Vorgänge beim Zusammenbruch des Thera-Vulkans sehr ähnlich waren und nicht länger als ein Jahr gedauert haben.

Das durch C^{14} -Bestimmungen²⁹⁾ ermittelte Alter von 3370 ± 100 Jahren (1410 v. Chr.) für die Katastrophe wird durch die bei Akrotiri gefundene Keramik bestätigt. Demnach fällt das Ende der minoischen Kultur auf Thera etwa in dieselbe Zeit (s. S. 64).

Wie der weitere Verlauf der Entwicklung des Vulkans gezeigt hat, lebte die vulkanische Tätigkeit auf Thera nach einer Ruhepause von ca. 1000 Jahren erneut wieder auf. Dies geschah bereits in historischer Zeit und ist von zeitgenössischen Beobachtern beschrieben und überliefert worden (Tabelle 1).

1400 ± 100 v. Chr.	„Minoischer“ Ausbruch und Einbruch der Caldera	Galanopoulos (1957)
ab 197 v. Chr. um 3 n. Chr.	Entstehung der Zentralinsel Palaea Kaïmeni	Strabo I 57
46	Ausbrüche des Thia-Vulkans auf Palaea Kaïmeni	Plinius II 89
726	Erneute Ausbrüche des Thia-Vulkans	Plinius II 89
	Bimsausbruch, von dem Material bis an die Küste Kleinasien und Macedoniens gelangt	Theophanes 404 und Nikophoros, Hist. 37
1570–73	Entstehung der Zentralinsel Mikra Kaïmeni	Ross (1912) 165 f.
1650	Bimsruption des Koloumvos-Vulkans im NO der Hauptinsel Thera	Ross (1912) 166 ff.
1707–11	Entstehung einer dritten Zentralinsel, der Insel Nea Kaïmeni	Ross (1912) 171.
1866–70	Entstehung neuer Fördervulkane auf Nea Kaïmeni, „Georg I.“ und „Aphroessa“	Fouqué (1879)
1925–26	Erneute vulkanische Tätigkeit durch den neuen Vulkan „Daphni“ auf Nea Kaïmeni, Mikra Kaïmeni ver- schwindet unter den Laven	Reck (1936)
1928	Neuer Vulkan „Nautilus“, südöstlich von „Daphni“	Reck (1936)
1939–41	Auf Nea Kaïmeni entstehen neue Stoßkuppen und Krater: Triton I und II, Ktenas, Fouqué, Smith I und II, Reck und Nicki.	Georgalas und Papastamatiou (1951)
1950–51	Letzter Ausbruch auf Nea Kaïmeni	Georgalas (1953)

Tabelle 1 Chronologie der vulkanischen Tätigkeit in der Santorin-Caldera (nach Fouqué und Petersen³⁰⁾)

²⁹⁾ Galanopoulos 1958. — Luce 1969.

³⁰⁾ Fouqué 1879. — Petersen 1974.

Etwa im Zentrum der Caldera entstand aus zähen, latiandesitischen bis dacitischen Staukuppen-Laven die Insel Palaea Kaïmeni. Die Insel Mikra Kaïmeni bildete sich im Jahre 1570 und später (1707–11) die Insel Nea Kaïmeni, die beide im Verlauf noch späterer Eruptionen (1925) zusammenwuchsen. Spätere Ausbrüche auf Nea Kaïmeni (Taf. 7), die zum Teil wieder emporgebrachtes Material des „minoischen“ Ausbruches („Ile blanche“, nach Reck) enthielten, fanden in den Jahren 1925/6³¹⁾, von 1939–1941³²⁾ und 1950–1951³³⁾ statt, seither ist nur noch Fumarolentätigkeit auf Nea Kaïmeni zu beobachten. Diese postvulkanische Tätigkeit äußert sich neben CO₂- und SO₂-Exhalationen besonders durch die erhöhte Wassertemperatur in der Caldera sowie durch gelegentliches Verfärben des Wassers durch rote Eisen- und Manganoxide, von denen nach quantitativer Abschätzung durchschnittlich 550 t Eisen und 35 t Mangan pro Jahr abgelagert werden³⁴⁾. Im Nordosten der Insel Thera hat sich ein untermeerischer kleiner Vulkan, der Koloumvos, gebildet. Bei der zyklischen Entwicklung des Thera-Vulkans ist mit einem erneuten paroxysmalen Ausbruch mit ähnlichen Ausmaßen wie bei dem „minoischen“ Ausbruch zu rechnen.

Der Vulkanausbruch

Die Beschreibung des Krakatau-Ausbruchs im Jahre 1883 durch Neumann van Padang³⁵⁾ soll eine Vorstellung von dem Ausmaß der Thera-Katastrophe geben:

„Vor seinem großen Ausbruch im Jahre 1883 war der Vulkan Krakatau eine langgestreckte Insel mit drei Vulkanen, dem Perbuwatan, Danan und Rakata. Sie wurde von einigen kleineren Inseln umgeben, die Relikte eines früheren Krakatau darstellten, der in prähistorischer Zeit durch einen Paroxysmalausbruch zerstört wurde. Dieser prähistorische Vulkan bestand aus einem Tridymit-Andesit, roten und schwarzen Vulkanaschen sowie Basaltlava. Die Oberfläche dieser alten Gesteine war bedeckt von einem rötlich-gelblichen Bimstuff, abgelagert während eines gewaltigen plinischen Ausbruchs mit charakteristischer Gasexplosion innerhalb des ersten Eruptionszyklus. Nach 202 Jahren Ruhe begann der Krakatau am 20. 5. 83 mit Dampf- und Ascheneruptionen; die Aschenwolken stiegen bis 11 km Höhe auf, die Explosionen konnten mehr als 200 km weit gehört werden. In diesen ersten Tagen wurden große Mengen Bims ausgestoßen. Die Haupteruption des Krakatau geschah am 26. und 27. 8. 83. Vor und während der Katastrophe wurden an den Küsten von Java und Sumatra, 40–50 km entfernt, keine warnenden Erdbeben registriert. Um 1 Uhr morgens des 26. 8. wurde im 165 km entfernten Buitenzorg auf Java ein donnerartiger Lärm gehört, dem um 2 Uhr mehrere scharfe Explosionen folgten; das Anschwellen des Lärms dauerte bis 5 Uhr und wurde von schweren atmosphärischen Schocks begleitet. In Buitenzorg flogen Fenster auf und

³¹⁾ Reck 1936.

³²⁾ Georgalas · Papastamatiou 1951.

³³⁾ Georgalas 1959.

³⁴⁾ Puchelt 1973.

³⁵⁾ Neumann van Padang 1971.

Mörtel fiel von den Wänden. Am folgenden Morgen um 10 Uhr erfolgte die allerheftigste Explosion, die vulkanischen Aschen stiegen als dichte, schwarze Rauchsäule empor und wurden bis 80 km hoch getrieben. Die Detonationen waren so gewaltig, daß sie noch im 3000 km entfernten Australien gehört wurden. Der größere Teil der Krakatau-Hauptinsel mit den Vulkanen Perbuwatan, Danan und der Hälfte des Rakata sank noch während der Eruptionen zusammen, es blieb eine unregelmäßige Caldera, umgeben von der verbliebenen Rakata-Hälfte und zwei Inseln. Das ausgeworfene Material bedeckte die angrenzenden Inseln mit Bimstuff von 40–100 m Mächtigkeit und verursachte eine Reihe gefährlicher Untiefen in der kleinen Sundastraße. Die Krakatau-Aschen fielen auf W-Jawa, 250 km entfernt und auf Sumatra, 900 km entfernt und verdunkelten den Himmel für längere Zeit völlig. Die größte Aschenmenge wurde südwestwärts über den Indischen Ozean bis 1200 km weit gedriftet. Die Flutwellen (Tsunami), die beim Einbruch der Caldera entstanden, wurden überall auf der Welt registriert; sie erreichten Kapstadt nach 13 Stunden, Australien nach 5. Sie erreichten die nahen Küsten von W-Java und S-Sumatra mit Höhen von 20 m bis 35 m, 30 Minuten nach dem Kollaps des Vulkans. Die Flutwellen stifteten bei weitem den größten Schaden. An den am meisten betroffenen Küsten Javas und Sumatras wurden nahezu 200 Dörfer teilweise oder völlig zerstört und mehr als 36400 Menschen ertranken.“

Diese Beschreibung gibt ein ungefähres Bild von den Ausmaßen und verheerenden Wirkungen eines solchen Vulkanausbruchs. Allein vergleichende Messungen der Calderen von Krakatau und Thera ergeben, daß der „minoische“ Santorin-Ausbruch den des Krakatau an Explosionsstärke noch um drei bis vier Größenordnungen übertroffen haben muß. Demnach müssen bei der Eruption Energien von etwa 15000 Megatonnen freigesetzt worden sein, was 1000 Wasserstoffbomben (Typ Bikini im Jahre 1954) entspricht.

Es werden mehrere Vulkantypen unterschieden: Lava-Vulkane, die aus mehreren übereinander liegenden Lavadecken, einem ehemals sehr dünnflüssigem Material, aufgebaut sind. Hierzu gehören die Schildvulkane, wie sie auf Hawaii und auf Island vorkommen, sowie die Stau- und Quellsuppen. Letztere entstehen, wenn eine hochviskose, zähe Lava in einem Schlot aufsteigt und sich deshalb nur wenig seitlich ausbreiten kann. Das bekannteste Beispiel hierfür ist die Felsnadel des Mt. Pelée (Martinique), die 1902 nach dem gewaltigen Glutwolkenausbruch emporrang. Auch während der verschiedenen Entwicklungsphasen des Thera-Vulkans entstanden in den Calderen zahlreiche solcher Staukuppen, wie sie heute hauptsächlich die Inseln Palaea- und Nea Kämeni bilden. Ein weiterer Vulkantyp sind die Schicht- oder Strato-Vulkane, die 90% aller auf der Erde vorhandenen Vulkane darstellen. Ätna und Vesuv sind die bekanntesten Vertreter. Sie bauen sich aus Lavaergüssen und dazwischen abgesetzten Lockerprodukten (Aschen, Bimssteine, Bomben, etc.) um einen Schlot auf und werden oft so hoch, daß bei heftigen Eruptionen der Vulkankegel in den durch die Entleerung entstandenen Hohlraum stürzt. Es entsteht ein trichterförmiger Kessel, die Caldera. Bei späteren Ausbrüchen

kann innerhalb der Caldera ein neuer Kegel aufgebaut werden. Zu diesem Vulkantyp, dem Monte-Somma-Typ, gehören auch Krakatau und Thera. Weitere Vulkantypen sind Locker-Vulkane, die hauptsächlich aus einem Wall von Bimsstein und Aschen bestehen, und die Gas-Vulkane, deren Tätigkeit sich nur in Gasexplosionen äußert (z. B. die Maare der Eifel, Explosionsröhren in der Schwäbischen Alb); auf beide soll hier nicht näher eingegangen werden. Zwischen den einzelnen Vulkantypen gibt es selbstverständlich zahlreiche Übergänge.

Die jeweilige Zusammensetzung der Lava bestimmt in erster Linie den Vulkantyp. So entstehen zum Beispiel aus dünnflüssigen – also kieselsäurearmen – und gasreichen Laven, wie den Basalten, keine Quellschloten, sondern – aufgrund der Beweglichkeit der Lava – Vulkane von großer Ausdehnung. Solche dünnflüssigen Basalt-Laven bilden nicht nur die flächenmäßig größten Vulkane, die Schildvulkane, sondern sie dringen auch aus Spalten empor und bedecken riesige Landflächen, deren Oberflächenformen sie sich weitgehend anpassen; als Beispiele dafür seien hier nur die Plateau-Basalte in Ostafrika und Syrien genannt. Die kieselsäurereichen, oft gasarmen und deshalb viskosen, zähflüssigen Laven erstarren schnell, ohne eine große Ausdehnung erreicht zu haben (Stau- und Quellschloten), d. h. sie bleiben im Schlot stecken. Dazu gehören die trachytischen und rhyolitischen Laven. Andesit-Laven haben eine intermediäre Viskosität, sind aber sehr gasreich. Die Beschaffenheit der Lava ist für die Art der Eruption wichtig: eine dünnflüssige Lava bildet Kraterseen mit ständiger starker Entgasung (Kilauea auf Hawaii). Typisch für Andesit-Vulkane (Vulcano, Liparische Inseln) ist der Auswurf schon verfestigten Materials als Bomben, Lapilli (Erbsen- bis Walnußgröße) und Asche, begleitet von einer Gaswolke. Eine weitere Eruptionsart sind die Glutwolken, gewaltige Mengen ca. 800°C heißer Gase vermischt mit feinverteilten, teilweise noch glühenden Materialien, die so schwer sind, daß sie sich an den Vulkanhängen abwärts bewegen. Auf diese Weise wurde 1902 innerhalb weniger Minuten die Stadt St. Pierre auf Martinique durch den Ausbruch des Mt. Pelée vernichtet. Der sog. „Plinische Ausbruch“ (nach Plinius d. J., Beobachter des Vesuv-Ausbruches von 79 n. Chr.) ist typisch für Vulkane mit einem langsamen Aufbau während längerer Ruhezeiten, auf die schließlich ein heftiger Ausbruch folgt. Bei einer solchen Eruption (wie auf Thera und beim Krakatau) führt eine pinienförmige Rauchsäule, bestehend aus Gasen, Wasserdampf sowie Asche und festeren Bestandteilen, mit Temperaturen von ca. 1050°C, zu Wolkenbildung, wobei feinste Aschenteilchen die Kondensation des Wasserdampfes begünstigen. Wolkenbruchartige Regenfälle gehen auf das ausgeworfene Material, meist nur Lockerprodukte und keine Lava, nieder. Auf diese Weise entstehen die gefährlichen Schlammströme, die beim Vesuvausbruch 79 n. Chr. die Stadt Herculaneum überfluteten.

So ähnlich und besonders in Anlehnung an die Krakatau-Katastrophe wird man sich den „minoischen“ Ausbruch des Thera-Vulkans vorstellen können: die Katastrophe kündigte sich durch Erdbeben an, die ja ohnehin in der Ägäis häufig sind (ausgesprochen vulkanische Beben sind nur schwach und lokal sehr begrenzt), vielleicht durch ein

dumpfes Grollen im Vulkan selbst. Das kann eine längere Zeit gedauert haben, Wochen, Monate, höchstens vielleicht ein Jahr. Nach den Erfahrungen vom Krakatau-Ausbruch weiß man jedoch, daß diese plinischen Eruptionen sich in einem verhältnismäßig kurzen Zeitraum von einigen Monaten abspielen. Die ersten Eruptionen setzten plötzlich mit dem Ausstoßen gewaltiger Gasmengen, vermischt mit Aschen und größerem Material, ein (vgl. S. 22), was auf Thera zur Ablagerung der untersten Bimsschicht der BO-Folge ("pumice-fall") führte. Bei weiteren Eruptionen drang Meerwasser in die aufgerissenen Spalten; die heftigen Reaktionen mit dem heißen Material bewirkten die "base-surge"-Schichten der mittleren Bimsschicht. Die oberste und mächtigste Schicht der BO-Folge zeigt, daß schließlich das Material aus einer Anzahl von Schloten gleichzeitig in schneller Folge herausgeschleudert wurde und wild durcheinander als ignimbritischer "ash-flow", d.h. ähnlich einer Glutwolke, die die ganze Umgebung überflutete, zur Ablagerung kam. Die Eruptionen waren so heftig und wurden durch das eindringende Meerwasser derart verstärkt, daß nach verhältnismäßig kurzer Zeit (vielleicht nur in ein bis zwei Tagen) die Magmenkammer entleert wurde und ihr Dach zusammenstürzte; durch den Einbruch der Vulkanwände entstand die riesige Caldera. Das ausgeworfene Material bedeckte meterhoch die ganze Insel und das umgebende Meer. Erst im Laufe der Jahre wurden die Aschen erodiert und es bildete sich eine neue Morphologie heraus; trotzdem weist die „minoische“ Tephra noch heute Mächtigkeiten bis zu 50 m auf.

Wie bereits (S. 22) ausführlich beschrieben, kam das gesamte Bimsmaterial in drei deutlich voneinander verschiedenen Schichten zur Ablagerung. Besonders die scharf abgesetzte mittlere Schicht fällt durch ihre Schrägschichtung und die schlechte Sortierung des Materials auf. Die scharfe Abgrenzung der unteren Bimssteinbank von der mittleren Schicht gab Anlaß zu der Vermutung, daß es sich hierbei um eine Unterbrechung der Eruptionsfolge handelte, die lang genug war, um eine Verwitterungsoberfläche entstehen zu lassen. Dieser Befund wurde – obgleich sich die Dauer einer eventuellen Eruptionspause nicht ermitteln läßt – dahingehend interpretiert, daß zwischen Erdbeben und Vulkanausbruch mehrere Jahre oder sogar Jahrzehnte vergangen sind. Ein derartiger Zeitraum zwischen der Zerstörung der Stadt auf Thera durch das Erdbeben und der Katastrophe auf Kreta würde zugleich den Stilunterschied zwischen der theräischen und der kretischen Keramik der Zerstörungsschichten (s.S. 69ff.) gut erklären.

Solche Hinweise auf eine Zeitspanne von mehreren Jahren zwischen Erdbeben und Vulkanausbruch glaubte Money³⁶⁾ im Ausgrabungsgelände auf Thera gefunden zu haben. Zwischen dem Häuserschutt und der untersten Bimsschicht entdeckte er Erd- und Humuslagen, die sich in den Jahren zwischen den beiden Ereignissen gebildet haben könnten. Dieses Material, das sich auch in Form größerer Ansammlungen im Bau-

³⁶⁾ Money 1973.

schutt findet, enthält gelegentlich Humus sowie Holzkohlefragmente. Die Bimsbeimengungen zeigen z. T. rostige Flecken, vielleicht hervorgerufen durch die Verwitterung von Magnetit (Eisenoxid) zu Limonit (Eisenhydroxid). Diese Befunde werden von Money so interpretiert, daß nach dem Erdbeben eine Ruhepause folgte, in der die Verwitterung wirksam wurde und eine Bodenbildung einsetzte. Das Vorhandensein von Holzkohlefragmenten erklärt er mit dem „Verbrennen der Vegetation in situ“ vor dem Aschenfall. Diesen Ansichten wird von Doumas³⁷⁾ widersprochen. Marinatos³⁸⁾ beschreibt ebenfalls eine feine braune Erdmasse zwischen den Trümmern, deutet sie aber klar als zersetzte Lehmziegel. Ein solches Zersetzungsprodukt kann durchaus Humus und Holzkohlestückchen als Zusatz enthalten, da ja nach Doumas³⁹⁾ außer Ziegeln gewöhnlich Erde und Steine zur Errichtung von Häusermauern verwendet wurden. Außerdem dürften Holzkohlefragmente in menschlichen Siedlungen überall anzutreffen sein; es ist auch sehr unwahrscheinlich, daß zwischen den beiden Katastrophen mitten in einer Siedlung „Vegetation in situ“ verbrannt ist. Die Verwitterungserscheinungen im Bims können durch die ihn umgebende Erde, sofern es sich nicht überhaupt um von Erde verschmutzten Bims handelt, hervorgerufen sein; unter solchen Bedingungen beginnt sich Magnetit (Eisenoxid) in kurzer Zeit, z. B. in einigen Monaten, langsam von außen her in Limonit (Eisenhydroxid, rostige Flecken) umzusetzen.

Die von Money beobachteten Befunde sind wahrscheinlich nicht auf eine echte Bodenbildung zurückzuführen. Dagegen spricht das nur sporadische Auftreten des erdigen Materials auf der Trümmeroberfläche, auf der ja eine Bodenbildung durch Verwitterung und Bewuchs eigentlich stattgefunden haben müßte; größere Vorkommen dieses Materials waren aber nur tiefer im Trümmerschutt selbst zu beobachten. Dieser Befund spricht mehr für die Annahme von Marinatos⁴⁰⁾, daß das erdig-lehmige Material auf zertrümmerte und zersetzte Lehmziegel zurückgeht. Es leuchtet ein, daß der Lehm der Ziegel durch Regenfälle in der Zeit zwischen dem Erdbeben und der Eruption verteilt und in Hohlräumen im Trümmerschutt zusammengeschwemmt worden sein kann. Zudem liegen keine genauen Beschreibungen und Analysen des fraglichen Materials vor, die es eindeutig als Verwitterungshorizont kennzeichneten.

Den Ansichten Moneys soll schließlich die Beschreibung Recks⁴¹⁾ entgegengehalten werden: „Betrachtet man die Oberfläche der basalen Bimssteinbank, so zeigt ihr ausnahmslos scharfer Abschluß, daß ihrer Bildung eine allgemeine Eruptionspause folgte. Diese kennzeichnet sich in wenigen Fällen sogar durch lokale Geröllansammlungen auf dem Bimsstein, andererseits fehlt diesem jede Spur flächenhafter Verwitterung oder erosiver Zerlegung. Eine auf die erste Bimsstein-Eruption folgende Pause war danach deutlich vorhanden, aber nur von kurzer Dauer.“ Hieraus ist ersichtlich, daß eine Ver-

³⁷⁾ Doumas 1974.

³⁸⁾ Marinatos 1967–1974.

³⁹⁾ Doumas 1974.

⁴⁰⁾ Marinatos 1967–1974.

⁴¹⁾ Reck 1936, Bd. I, 123.

witterungsschicht zwischen beiden Bimsablagerungen nicht besteht und somit auch ein größeres Zeitintervall nicht angenommen werden kann. Die Geröllansammlungen finden ihre Erklärung als Ablagerungen der schon erwähnten „base-surge“, also Primärstrukturen, die aber durchaus mit einer Erosionsoberfläche verwechselt werden können.

Die Verbreitung der „minoischen“ Tephra

Die Detonationen und Lichterscheinungen während des Ausbruchs sind mit Sicherheit im Vorderen Orient gehört und gesehen worden; ebenso muß registriert worden sein, daß durch den Aschenauswurf die Sonne – wahrscheinlich tagelang – verfinstert war. Die feinen Aschenteilchen werden bei solchen Eruptionen bis in die oberen Schichten der Atmosphäre verfrachtet, wo sie noch Jahre nach dem Ausbruch bei Sonnenuntergang als schwarze Wolkenfahnen sichtbar sind. Solche vulkanischen Aschenteilchen können zum Beispiel im Polar- und im alpinen Gletschereis nachgewiesen werden.

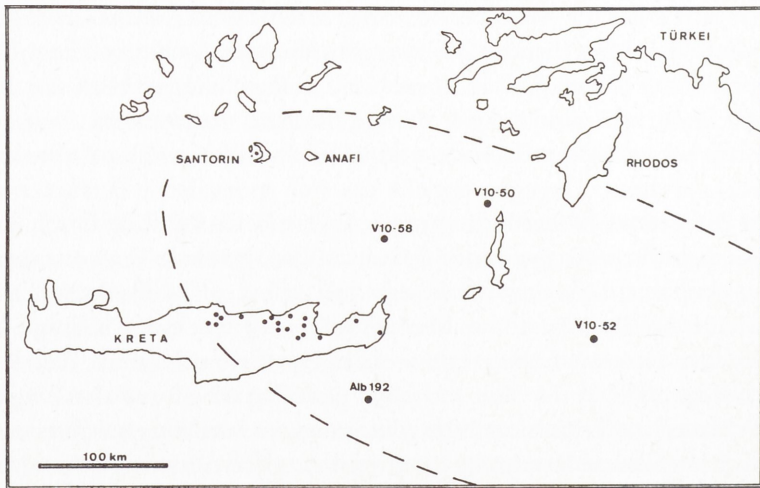


Abb. 6 Minoische Santorin-Tephra, nachgewiesener Streufächer über Kreta und der Südostägäis (aus: Keller · Ninkovich 1972). — Große Punkte: Kernpunkte mit „minoischer“ Tephra in Tiefseesedimenten (nach Ninkovich · Heezen 1967). — Kleine Punkte: Nachweis einer hohen Konzentration vulkanischen Materials ($> 70\mu \varnothing$) in rezenten Böden Kretas (nach Boekschoten 1971).

Die Hauptmasse des ausgestoßenen Materials des „minoischen“ Santorin-Ausbruches ist im östlichen Mittelmeerraum niedergefallen und hat ganz Mittel- und Ostkreta sowie große Teile des Meeres bedeckt. Aufgrund ihrer blasigen Beschaffenheit schwammen die Bimsbröckchen lange Zeit auf der Wasseroberfläche, bevor sie absanken oder an Küsten gespült wurden. Die „minoische“ Santorin-Tephra ist in vielen Tiefsee-Bohrkernen östlich und südöstlich von Kreta⁴²⁾ bis in etwa 700 km Entfernung von Thera

⁴²⁾ Mellis 1954. — Ninkovich · Heezen 1965, 1967. — Keller 1971. — Keller · Ninkovich 1972.

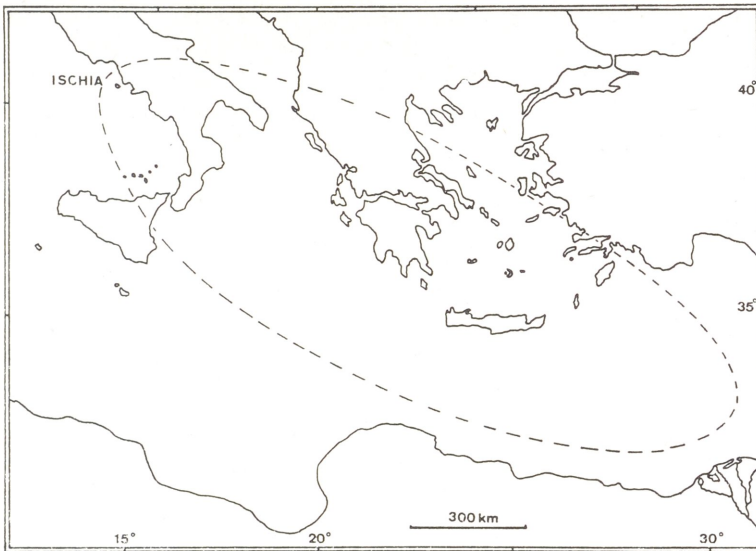


Abb. 7 Bisher bekanntes Verbreitungsgebiet der 24000 Jahre alten Ischia-Tephra (aus: Keller · Ninkovich 1972).

nachgewiesen worden. Abb. 6 zeigt die enorme Ausdehnung des Aschenfalls, die sicher noch sehr viel weiter reichte, als sich heute nachweisen läßt. Nach Vergleichen mit der Krakatau-Explosion müßten die Aschen noch in 1200 km Entfernung, also an der ägyptisch-palästinensischen Küste nachzuweisen sein; auf Abb. 6 sind allerdings nur Tephra-Horizonte mit Mächtigkeiten von mehr als 1 mm dargestellt. Die Sedimentabfolgen mit den eingeschalteten Tephra-Lagen konnten innerhalb der einzelnen Bohrkerne untereinander korreliert werden, was ihre Datierung sowie eine Abschätzung der Sedimentationsgeschwindigkeit ermöglichte.

Die drei petrographisch verschiedenen Tephra-Lagen lassen sich folgenden Ereignissen zuordnen: die unterste zeigt einen Brechungsindex von $n = 1,521$ und eine alkali-trachytische Zusammensetzung, die in der Ägäis unbekannt ist⁴³⁾, aber so mit den Vulkaniten von Ischia (Liparische Inseln, Abb. 7) übereinstimmt. Zwei C^{14} -Datierungen ergaben ein übereinstimmendes Alter von 24000 Jahren⁴⁴⁾.

Die mittlere Tephra-Schicht der Bohrkerne entspricht in Zusammensetzung und Brechungsindex dem unteren Bimssteinhorizont (BU) auf Thera, wogegen der obere Tephra-Horizont dem Hauptbims (BO) von Thera gleichzusetzen ist. Beide Tephra-Lagen weisen den gleichen rhyodacitischen Chemismus auf und haben Plagioklas und

⁴³⁾ Keller · Ninkovich 1972.

⁴⁴⁾ Keller · Ninkovich 1972.

Hypersthen als Hauptbestandteile, doch sind die Brechungsindices der Gläser verschieden; sie betragen $n = 1,514$ für die mittlere Tephra-Schicht (BU) und $n = 1,509$ für die obere (BO = „minoische Tephra“). Auch die Bimsvorkommen von Paros⁴⁵⁾, an verschiedenen Stellen von Kreta⁴⁶⁾ und bei Nichoria⁴⁷⁾ auf der Peloponnes sind in ihrer Zusammensetzung und den Brechungsindices der Gläser ($n = 1,509$) dem oberen Tephra-Horizont zuzuordnen und somit identisch mit dem Hauptbims (BO) auf Thera. Die bis 250 m hoch über der Küstenlinie der Insel Anaphi abgelagerte Tephra dagegen ist nicht mit der „minoischen“ Tephra korrelierbar, sondern zeigt Übereinstimmung mit dem BU von Thera⁴⁸⁾: sie besitzt zwar den gleichen rhyodacitischen Chemismus, Mineralbestand u. a., doch zeigen die Gläser einen Brechungsindex von $n = 1,514$, also den des BU. Die Tephra auf Anaphi ist verkittet durch ausgefälltes Calciumcarbonat, das nach der C¹⁴-Methode auf ca. 18000 Jahre (also wie BU) datiert werden konnte. Marinos und Melidonis⁴⁹⁾ nehmen eine Ablagerung dieses Bimses durch Tsunamis als Folge eines der Thera-Ausbrüche mit Calderenbildung an; diese Deutung ist jedoch umstritten (s. Tabelle 2).

Der Transport dieser vulkanischen Aschen geschah in der Hauptsache durch die Höhenwinde, die vornehmlich aus einer Richtung kommen und die feinen Aschenpartikel, die in Höhen bis zu 80 km getrieben werden, sehr weit mitführen können. Im Falle Santorin wurde 1964 vom U. S. Wetterdienstbüro⁵⁰⁾ ermittelt, daß in den Monaten September bis Mai die Höhenwinde über der Ägäis hauptsächlich aus östlicher Richtung wehen, in den Sommermonaten dagegen aus nördlicher Richtung. Letztere werden die Santorin-Aschen des „minoischen“ Ausbruchs, der demnach in den Sommermonaten stattgefunden haben muß, nach Süden und Südosten über so weite Strecken verfrachtet haben. Die am weitesten von Thera entfernt nachgewiesenen Tephra-Horizonte⁵¹⁾ (Abb. 6) finden sich in Bohrkernen aus dem Raum zwischen Ostkreta und der palästinensischen Küste. Die an der Küste Palästinas gefundenen Tephra-Lagen stammen nachweislich von dem vor 24000 Jahren erfolgten Ischia-Ausbruch⁵²⁾ (Abb. 7), ein weiteres Beispiel für den weiten Transport dieser Aschen.

Die Tiefsee-Sedimente in den Bohrkernen selbst lassen sich gut datieren⁵³⁾; einmal stratigraphisch durch die Sapropelinschaltungen sowie durch Leithorizonte mit Kalt- und Warmwasserforaminiferen (Klimakurven). Die eingeschalteten Karbonatsedimente unter- und oberhalb der Tephralagen erlaubten C¹⁴-Datierungen, mit denen das Alter der Tephra auf einen begrenzten Zeitraum festgelegt werden konnte, z. B. ergab sich für die Ischia-Tephra ein Alter von 24000 Jahren⁵⁴⁾. Für die „minoische“ Tephra wurde

45) Sonder 1924/25.

46) Vitaliano 1974.

47) Rapp et al. 1973.

48) Keller 1971.

49) Marinos · Melidonis 1971.

50) Ninkovich · Heezen 1965.

51) Ninkovich · Heezen 1965. — Keller · Ninkovich 1972.

52) Keller 1971. — Keller · Ninkovich 1972.

53) Ninkovich · Heezen 1965.

54) Keller 1971.

Stratigraphie der Vulkanite auf Thera (1)		Tephralagen in Bohrkernen aus der Ágáis (?)
ab 1750 n. Chr. 197 (?) v. Chr.	Laven von Nea Káimeni Laven von Paláa Káimeni	
ca. 1425 v. Chr.	Obere Bimstein-Folge (BO) ← (thyodacitischer Chemismus, n = 1.509, Plagioklas, Hypersthen) → Verschwefelte Ignimbrite Staukuppen-Laven auf Therasia und um Phira Laven des Skaros / Obere Laven des Megalo Vouno Verschiedene geschichtete Pyroklastika Lahar-Ablagerungen (Caldera-Profil bei Phira)	»Minoische Tephra« = »obere Tephra«
?	Mittlere Bimstein-Folge (dazitischer Chemismus) Rote Simandir-Schlacken auf Nord-Thera und Therasia Verschiedene geschichtete Pyroklastika / Pyroklastika und Laven d. Kleinen Eliasberges Verschweifelter rötlicher Ignimbrit	
vor ca. 18.000 Jahren	Untere Bimstein-Folge (BU) ← (thyodacitischer Chemismus, n = 1.514, Plagioklas, Hypersthen) → Verschiedene geschichtete Pyroklastika Laven an der Basis d. Caldera-Abbruchs zwischen Kap Athinios und Phira Roter schlackenreicher Tuuff (Kap Athinios bis Akrotiri) Untere Laven des Megalo Vouno / Laven des Balos und Kokkinopetra Hornblende-führende Staukuppen-Laven und Tuuff (Akrotiri)	»Mittlere Tephra« (Tephraablagerungen auf Anaphi)
vor ca. 24.000 Jahren	Grundgebirge: Triassische Kalkle, aufgeschoben auf Eozäne Phyllite	»Untere Tephra« = »schiebia-Tephra« (alkalitrachytischer Chemismus, n = 1.521, Sanidin, Ágrimaugit, Biotit)

Tabelle 2 Stratigraphie der Vulkanite auf Thera
(1) aus Günther · Pichler 1973, - 2) aus Keller · Ninkovich 1972).

das Alter mittels der Korrelation von C^{14} -Bestimmungen der Karbonatsedimente (5650 ± 400 und 4870 ± 300 Jahre⁵⁵) mit einem Leithorizont, einer Pteropodenschicht, auf weniger als 5000 Jahre bestimmt.

Für weitere C^{14} -Bestimmungen wurde Material auf Thera gefunden, und zwar in den Steinbrüchen bei Phira, wo die „minoische“ Tephra – auch Pozzuolan-Asche genannt – als wertvoller Zementbestandteil schon seit langem abgebaut wird (der ausgedehnte Abbau im Zusammenhang mit der Anlage des Suez-Kanals hatte ja zur ersten Entdeckung „minoischer“ Reste geführt). Die ersten Datierungen an gefundenen Holz- und Knochenstücken gibt Galanopoulos⁵⁶) mit 1410 ± 100 v. Chr. an; weitere Messungen des Physics Department der Pennsylvania University (1967) an Holzproben eines aufrechtstehenden, verkohlten Bäumchens ergeben ein ähnliches Alter, nämlich je nach zu Grunde gelegter Halbwertszeit des C^{14} 1456 ± 43 v. Chr. oder 1559 ± 44 v. Chr.⁵⁷). Die Fehlerquellen der C^{14} -Methode lassen eine genaue, absolute Datierung nicht zu; zuverlässigere Auskunft über das Alter des minoischen Ausbruchs geben die Keramikfunde (vgl. Artikel O. Höckmann).

Für die Zerstörungen auf Kreta durch den „minoischen“ Thera-Ausbruch liefern die geologischen Befunde keine ausreichenden Hinweise. Als gesichert kann angesehen werden⁵⁸), daß ganz Ost- und ein Teil von Mittelkreta von Tephra bedeckt war, deren Mächtigkeit aufgrund der Dicke der Tephra-Lagen in den Tiefsee-Bohrkernen mindestens auf einige Zentimeter (möglicherweise bis 20 cm) geschätzt wird. Eine solche Bedeckung reicht aus, um ein Gebiet für Jahre unfruchtbar zu machen. Rezente Vulkanausbrüche des Hekla auf Island⁵⁹) haben gezeigt, daß nicht nur die Tephra-Bedeckung große Schäden für die Landwirtschaft und das weidende Vieh verursacht, sondern auch die damit verbundenen großen Mengen freigesetzter Gase, die Übelkeit, Erbrechen und andere Vergiftungserscheinungen hervorrufen. Es ist sicher, daß diese Auswirkungen der Thera-Katastrophe die Lebensbedingungen in Ostkreta nachhaltig beeinträchtigt haben. Die Ernährungsgrundlage war für einige Jahre entzogen, die Paläste als Mittelpunkte zerstört. Es wird Jahre gedauert haben, bis die Erosion die Tephra-Bedeckung abgetragen hatte und wieder Ackerbau betrieben werden konnte (vgl. Höckmann S. 78).

In diesem Zusammenhang sei auf die sogenannten ägyptischen Plagen, die vor dem Auszug der Israeliten Ägypten heimsuchten, hingewiesen. Nach Galanopoulos⁶⁰) und van Bemmelen⁶¹) lassen sich ihre Ursachen auf den Vulkanausbruch zurückführen: das Wasser der Flüsse und Seen wird durch den Aschenfall verschmutzt und verfärbt

⁵⁵) Ninkovich · Heezen 1965.

⁵⁶) Galanopoulos 1958.

⁵⁷) Luce 1969. 95.

⁵⁸) Vitaliano 1974. — Ninkovich · Heezen 1965. —

Boekschoten 1971. — Keller 1971. — Page 1971.

⁵⁹) Thorarinsson 1971.

⁶⁰) Galanopoulos 1964.

⁶¹) van Bemmelen 1971.

(rot); es wird ungenießbar, und die Fische sterben. Das kann eine Vermehrung von Insekten und sonstigem Ungeziefer bewirken, die wiederum zu einer Plage für Menschen und Tiere werden. Die Aschenwolken haben sicher die Sonne für einige Tage verfinstert, zugleich entstanden heftige Turbulenzen in der Atmosphäre, die Tornados und Hagelstürme verursachten. Mit Sicherheit ist die Feuersäule während der ersten Phasen des Ausbruchs in Ägypten gesehen worden, ebenso die später sich ausbreitende Aschenwolke; beide sollen den Israeliten während ihrer Flucht als Wegweiser gedient haben. Das Problem der zeitlichen Einordnung des Exodus soll hier jedoch nicht diskutiert werden.

Nur noch wenige Reste der ehemaligen Tephra-Bedeckung Kretas sind erhalten geblieben. Sie finden sich, deutlich als Bims identifizierbar, in den Zerstörungsschichten der Paläste und in Bodenproben⁶²⁾. Boekschoten⁶³⁾ und Vitaliano⁶⁴⁾ untersuchten Bodenproben von vielen Lokalitäten auf Kreta und fanden das für die minoische Tephra charakteristische Glas mit dem Brechungsindex von $n = 1,509$ neben den Mineralien Feldspat und Pyroxen. Bedeutender sind Tephravorkommen in archäologischen Ausgrabungsstätten. Als erster berichtete Cadogan⁶⁵⁾ über Tephra-Funde in einer minoischen Siedlung nahe Pyrgos an der Südküste Kretas. Es scheint sich nur um sporadische Funde, nicht um größere Vorkommen zu handeln. Da aber so feine Partikel leicht umgelagert und in Schichten anderer Zeitstellung verschleppt bzw. eingeschwemmt werden können, ist der Aussagewert solcher Beobachtungen begrenzt. So wies Vitaliano⁶⁶⁾ in mehreren Palästen Kretas Tephraspuren in ganz verschiedenen Horizonten nach. Als Beweise für einen Aschenfall in einer bestimmten, archäologisch datierbaren Zeit können daher nur größere Tephravorkommen in geschlossenen Schichtverbänden ausgewertet werden.

Marinatos⁶⁷⁾ berichtete über Tephrafunde in Amnissos, wo er in einem der küstennahen Häuser größere Mengen Bims vorfand. Besonders eine quadratische Grube in der SW-Ecke war völlig mit Bims gefüllt, der nach der Zerstörung des Gebäudes infolge Erdbeben oder Flutwelle durch den noch lange anhaltenden hohen Seegang dorthin gespült wurde. Hier könnte aber auch an Tephra als Handelsobjekt aus der Zeit vor der Katastrophe gedacht werden. Tephra in dieser Funktion erwähnte Platon⁶⁸⁾ aus Zakros; die Vorkommen sind hier nicht an bestimmte Schichten gebunden, sondern im ganzen Palastbereich anzutreffen, in einem Fall sogar in einem Vorratsgefäß. Bimsbrocken, die in kultischem Zusammenhang angetroffen wurden, fand er nicht nur in Zakros, sondern auch in der minoischen Villa Nirou Chani. Nach Platons Deutung hätten die Küstenbewohner, von dem plötzlichen Auftauchen der auf dem Meer schwimmenden

⁶²⁾ Boekschoten 1971. — Cadogan et al. 1972. —
Vitaliano 1974.

⁶³⁾ Boekschoten 1971.

⁶⁴⁾ Vitaliano 1974.

⁶⁵⁾ Cadogan et al. 1972.

⁶⁶⁾ Vitaliano 1974.

⁶⁷⁾ Marinatos 1934, 1939.

⁶⁸⁾ Platon 1971.

Bimsbrocken (und der vorangegangenen Katastrophe) erschreckt, den Zorn der Götter durch Opfergaben, u. a. auch von Bims, zu besänftigen versucht. Für die genaue zeitliche Einordnung der Thera-Katastrophe sind auch diese Befunde nicht zu verwerten, da die kultische Verwendung der Bimsbrocken wahrscheinlich erst in sehr viel späterer Zeit stattfand.

Platon⁶⁹⁾ erwähnte außerdem vulkanische „Bomben“, die in Zakros gefunden wurden und die von Thera her durch die Luft dorthin geschleudert worden sein sollen. Nach Boekschoten⁷⁰⁾ und Keller⁷¹⁾ handelt es sich jedoch nicht um vulkanisches Material. Es ist auch mit ziemlicher Sicherheit auszuschließen, daß größere Bimsbrocken über so große Entfernungen (130 km) geschleudert werden können.

Die auf 10–20 cm Mächtigkeit geschätzte Tephraabdeckung vor allem Ostkretas gibt eine Vorstellung von den ungeheuren Bimsmassen, die das Meer zwischen Thera und Kreta bedeckt haben müssen (im Falle des Krakatau betrug die Mächtigkeit bis zu 4 m) und die von den Flutwellen auch landeinwärts getragen wurden. Für Tephraablagerungen durch die Flutwelle gibt es keine geologischen Beweise; zumindest kann als sicher angenommen werden, daß die im Innern der Insel gelegenen Paläste wie Knossos, Phaistos u. a. davon nicht betroffen wurden⁷²⁾ (s. S. 38).

Die Bedeutung der schon oft erwähnten Bimsvorkommen auf der Insel Anaphi⁷³⁾, die (s. S. 32) auf den BU-Ausbruch des Thera-Vulkans (vor 18000 Jahren) zurückzuführen sind, also nicht auf den „minoischen“, ist umstritten. Sie liegen 300–1600 m landeinwärts bis zu 250 m hoch über der Küstenlinie und außerdem auf der Ostseite, also der von Thera abgewandten Seite der Insel. Trotzdem schließen Marinós und Melidonis die Ablagerung durch die Flutwelle nicht aus, da die Ägäis als geschlossenes Becken anzusehen ist und die zahlreichen Inseln die rasche und gleichmäßige Ausbreitung der Flutwelle verändern und ihre Wirkungen noch verstärken können. Für eine solche Wirkung gibt es Beispiele auf Hawaii, dessen Küsten nach dem großen Erdbeben in Chile (1960) und auf den Aleuten (1946) von umlaufenden Flutwellen heimgesucht wurden. Als weiteres Beispiel geben Marinós und Melidonis die Flutwelle nach dem Amorgos-Beben (1956) an, die die leewärts gelegenen Küsten von Astypalaea und anderen ägäischen Inseln überflutete. Allerdings liegt Anaphi zu sehr in der unmittelbaren Nähe von Thera (20 km), als daß eine mächtige und vollständige Tephraabdeckung, von der sich nur einige Reste erhalten haben, ausgeschlossen werden könnte.

Die unmittelbaren Auswirkungen des Vulkanausbruchs

Es bleibt die Frage nach den Auswirkungen der seismischen Flutwelle (Tsunami) überhaupt. Während des Einbruchs der Thera-Caldera strömte Meerwasser in die zusammen-

⁶⁹⁾ Platon 1971.

⁷⁰⁾ Boekschoten 1971.

⁷¹⁾ Keller 1974: frdl. mündl. Mitteilung.

⁷²⁾ Marinatos 1939.

⁷³⁾ Marinós · Melidonis 1971.

gestürzte, noch heiße Magmenkammer und verursachte gewaltige Wasserturbulenzen und einen starken Sog. Die gesamte Wassermasse der Ägäis geriet in Schwingungen, was sich an den umliegenden Inselküsten durch mehrfach wiederkehrende Flutwellen bemerkbar machte. Sie kamen schneller zurück und waren umso heftiger, je näher die Küste am Entstehungsort Thera lag. Ihre Gewalt muß die der Flutwellen nach dem Krakatau-Zusammenbruch noch übertroffen haben. In der Ägäis sind Erscheinungen dieser Art nicht ungewöhnlich, da an der tektonischen Schwächezone viele mehr oder weniger starke untermeerische Beben stattfinden. Galanopoulos⁷⁴⁾ gibt eine Aufstellung der beobachteten Tsunamis an der griechischen Küste von der Antike bis in unsere Zeit und kommt auf 41 registrierte Beben mit darauffolgender Flutwelle in dem Zeitraum von 600 v. Chr. bis 1956. Eines der letzten, ein untermeerisches Beben in der Gegend von Amorgos (Kykladen)⁷⁵⁾ verursachte schwere Schäden an vielen Inselküsten, selbst an der kretischen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die auf diese Weise entstandenen Flutwellen auch die entfernteren Küsten im östlichen Mittelmeergebiet erreichten und verwüsteten, z. B. den Hafen des antiken Ugarit (Ras Shamra), wie es in den Tell-el-Amarna-Briefen berichtet wird. Ein Zusammenhang dieses Ereignisses mit der Thera-Katastrophe ist aber nicht anzunehmen.

Die Geschwindigkeit solcher Flutwellen ist abhängig von der Meerestiefe. Während diese um den Krakatau in der Sundastraße verhältnismäßig gering ist, beträgt sie zwischen Thera und Kreta durchschnittlich 1000 m. Selbst vor Kreta ist das Meer immer noch 500 m tief, kurz bevor sich plötzlich das Küstenschelf erhebt. Dieses bremste zwar die Flut, verursachte jedoch zugleich ein Aufsteigen der Wassermassen, die nun leicht die Siedlungen in Küstennähe erreichen konnten. Die während des Krakatau-Ausbruches mitten in der kleinen Sundastraße befindlichen Schiffe registrierten kaum die sich von dem Katastrophenort unter der Wasseroberfläche fortbewegenden Wellen, aber die Schiffe, die in Küstennähe oder in einem Hafen lagen, wurden fast sämtlich zerstört, zum Teil von der Flut weit landeinwärts getragen. Ähnliches ließ sich bei dem schweren Beben in Chile 1960 beobachten.

Die Rolle, die der Morphologie der Thera-Inseln bei der Entstehung der Tsunamis zukommt, ist oft diskutiert worden⁷⁶⁾. Es ist nicht sehr wahrscheinlich, daß sie bei dem gewaltigen Ereignis sehr bedeutend war. Die heftigen Wasserbewegungen haben die stehengebliebenen Wände des Vulkans, die heutigen Ringinseln, einfach überspült. Die Tsunamis liefen sicher in alle Richtungen und nicht nur in die von der gerade geschaffenen Morphologie vorgegebenen, wie z. B. die Meerenge zwischen Thera und Therasia im Norden.

Die verheerenden Wirkungen der Flutwelle nach der Thera-Katastrophe sind heute nicht

⁷⁴⁾ Galanopoulos 1960.

⁷⁵⁾ Ambraseys 1960.

⁷⁶⁾ Vitaliano 1971.

mehr nachzuweisen. Mit Sicherheit kann aber angenommen werden, daß die Tsunamis mit voller Gewalt auf die Nordküste Kretas trafen und dort große Verwüstungen anrichteten. Allerdings läßt sich die gleichzeitige Zerstörung der an der Küste gelegenen Paläste und Siedlungen und der landeinwärts gelegenen wie Phaistos, Hagia Triada und Knossos nicht durch die Flutwelle erklären. Selbst das relativ nahe der Küste gelegene Knossos dürfte nicht von der Flutwelle erreicht worden sein, zumal es noch von kleinen Höhenzügen, also einer natürlichen Barriere, geschützt ist.

Von verschiedenen Autoren⁷⁷⁾ wird die Frage erörtert, ob nicht der Einbruch der Riesencaldera – und damit die Entstehung der Tsunami – erst längere Zeit nach der Eruption erfolgte, wobei Zeiträume von einem Jahr bis zu mehreren Jahrzehnten erwogen wurden. Beispiele für das langsame Einsinken einer Caldera sind bekannt (Askja auf Island⁷⁸⁾). Im Falle des Vulkanausbruchs von Thera würde das bedeuten, daß zwar die minoischen Siedlungen auf Thera durch den Bimsfall vernichtet wurden, daß aber die Zerstörung der Paläste auf Kreta erst wesentlich – vielleicht einige Jahrzehnte – später durch die beim endgültigen Einbruch der Caldera entstandenen Tsunamis erfolgt wäre. Daß aber Tsunamis nicht die im Landesinneren gelegenen kretischen Fundstellen zerstören konnten, wurde ja bereits dargelegt. Die weit verbreiteten und an der Küste wie im Inland offensichtlich gleichzeitigen Zerstörungen in ganz Mittel- und Ostkreta, die durch die Auswirkungen des Bimsfalls noch gesteigert wurden, sprechen gegen eine Zeitdifferenz zwischen den unmittelbar durch die Eruption bedingten Zerstörungen und den Tsunami-Schäden und damit auch gegen die Annahme, daß die Caldera merklich nach dem Höhepunkt des Ausbruchs eingestürzt wäre. Viel wahrscheinlicher ist es, daß der Zusammenbruch des Thera-Vulkans – ähnlich wie der des Krakatau – in dem für diese plinischen Ausbrüche typischen Verlauf, nämlich innerhalb von ein bis zwei Tagen, erfolgte.

Auch Marinatos⁷⁹⁾ hält eine Zerstörung aller kretischen Paläste und Siedlungen allein durch Tsunamis für unwahrscheinlich. Aufgrund der Ausgrabungsergebnisse z.B. in Knossos schließt er sich der alten Auffassung an, daß hier ein Erdbeben, wie sie ja auf Kreta keine Seltenheit sind, die Zerstörungen bewirkte. Die Frage, ob nun dasjenige Erdbeben, das vor dem Vulkanausbruch Thera zerstörte, auch auf Kreta wirksam war, kann nicht eindeutig beantwortet werden. Selbst bei der Annahme, daß es sich um zwei oder mehrere, mittelschwere bis schwere tektonische Beben mit vielleicht benachbarten Epizentren handelte, würden die Energien des Bebens auf Kreta nicht ausreichen, alle Siedlungen in ganz Mittel- und Ostkreta zu zerstören. Ein Erdbeben mit normalerweise nur einem einzigen Epizentrum verfügt nicht über eine Reichweite von mindestens 60 km, um die 120 km voneinander entfernten Plätze auf Thera und Kreta gleich-

⁷⁷⁾ Vitaliano 1971. — Thorarinsson 1971.

⁷⁸⁾ Thorarinsson 1971.

⁷⁹⁾ Marinatos 1934, 1939, 1971.

zeitig zu zerstören. In einem solchen Falle würde sich außerdem das Epizentrum im Meer zwischen den beiden Inseln befinden, was seinen Wirkungsgrad sehr abschwächen würde.

Eine Auswirkung rein vulkanischer Beben, wie sie Vulkanausbrüche gelegentlich vorausgehen, kann für Kreta mit Sicherheit ausgeschlossen werden, da vulkanische Beben in der Regel nur sehr schwach und nur auf die Umgebung des Vulkans selbst begrenzt sind. Doch könnte wegen der besonderen geologischen Zusammenhänge zwischen Erdbebenzonen und Vulkaninselbögen der Ausbruch des Thera-Vulkans die Ursache für heftige tektonische Beben in Ost- und Mittelkreta, vielleicht in der ganzen Ägäis gewesen sein. Ein derartiges, mehr oder weniger zufälliges Zusammentreffen von Vulkanausbruch und weiträumigen tektonischen Erdbeben darf deshalb nicht ausgeschlossen werden; doch läßt es sich auch nicht eindeutig bestätigen, zumal auch bei der Krakatau-Katastrophe keine Parallelen bekannt wurden.

Es können also noch andere zerstörerische Kräfte die Insel Kreta betroffen haben. Nicht zu unterschätzen sind die Wirkungen der ungeheuren Druckwelle, die durch die Detonationen des Vulkanausbruchs ausgelöst wird und die über lange Zeit hin Lufterschütterungen in der Atmosphäre zur Folge hat. Im Falle des Krakatau war die Explosion noch in einem Umkreis von 3000 km, ja bis 4800 km zu hören, die folgende Druckwelle ließ noch in einer Entfernung von 160 km nicht nur Fenster, sondern auch Häuserwände bersten, sogar ein Gasometer wurde aus seiner Verankerung gerissen. Da für den „minoischen“ Thera-Ausbruch eine viel heftigere Explosion als für den Krakatau angenommen wird, sind auch Zerstörungen durch eine solche ungeheure Druckwelle nicht auszuschließen. Kreta mit nur 120 km Entfernung vom Explosionsherd war sicher am schwersten betroffen: Häuser und Paläste auf der gesamten Insel wurden gleichzeitig und in kürzester Zeit zerstört, Feuer brach aus usw. Marinatos⁸⁰⁾ beschreibt eine ungewöhnliche Art der Zerstörung an den Gebäuden in Amnissos: mächtige Fundamentblöcke sind seitlich verschoben, 2 m hohe Orthostaten sind von ihrem Platz gerissen – Erscheinungen, die auf die Saugwirkung einer Flutwelle zurückgehen können. Diese Befunde sind aber ebensogut mit den Wirkungen einer Druckwelle von ungeheuren Ausmaßen zu erklären. Eine gleichzeitige Zerstörung von Thera und Kreta durch den Vulkanausbruch und seine Auswirkungen erscheint somit ziemlich wahrscheinlich. Hinzu kommt, daß in diesem Zeitraum nicht nur auf Kreta derartige Verwüstungen eintraten, sondern auch auf einigen Inseln in der Ägäis wurden minoische Siedlungen in Mitleidenschaft gezogen, z. B. auf Rhodos, Kea, Melos. Dieser Befund würde eine Erklärung der Zerstörungen auf Kreta allein durch Erdbeben noch zusätzlich erschweren. Als Ursache dieser gleichzeitigen, dabei aber sehr weiträumigen Zerstörungen im ägäischen Raum kommt am ehesten eine durch den Zusammenbruch des Thera-Vulkans erzeugte Druckwelle in Frage.

Die hier zusammengestellten Fakten sprechen dafür, daß die minoische Siedlung auf Thera durch zwei Naturkatastrophen – Erdbeben und Vulkanausbruch – zerstört wurde

und daß das Ende der minoischen Hochkultur auf Kreta als unmittelbare Folge des Vulkanausbruchs anzusehen ist. Wie die Ausführungen O. Höckmanns (S. 46ff.) zeigen, lassen sich die archäologischen Befunde hiermit in Einklang bringen. Wir dürfen also die These von Marinatos als bestätigt betrachten, daß ein Vulkanausbruch auf Thera den Untergang der minoischen Kultur herbeigeführt hat.

LITERATURVERZEICHNIS

- Aitken, M. · Fleming, St., 1971: *Preliminary application of thermoluminescent dating to the eruptions of Thera. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera* 1969, 293.
- Ambraseys, N. N., 1960: *The seismic sea wave of July 9, 1956, in the Greek Archipelago. Journal Geophys. Research* 65, 1257.
- van Bemmelen, R. W., 1971: *Four volcanic outbursts that influenced human history. Toba, Sunda, Merapi and Thera. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera* 1969, 5.
- Boeschoten, G. J., 1971: *Quaternary tephra on Crete and the eruptions of the Santorini Volcano*, in: *Evolution in the Aegean. (Hrsg. A. Strid). Opera Bot.* 30, 40-48.
- Cadogan, G. · Harrison, R. K. · Strong, G. E., 1972: *Volcanic glass shards in Late Minoan I Crete. Antiquity* 46, 310.
- Doumas, Ch., 1974: *The Minoan eruption of the Santorini Volcano. Antiquity* 48, 110.
- Fornaseri, M. · Malpieri, L. · Tolomeo, L., 1975: *Provenance of pumices in the north coast of Cyprus. Archaeometry* 17, 112.
- Fouqué, F., 1879: *Santorin et ses éruptions.*
- Galanopoulos, A. G., 1957: *Zur Bestimmung des Alters der Santorin-Caldera. Neues Jahrb. Geol. Paläont.* 9, 419.
- 1958: *Zur Bestimmung des Alters der Santorin-Caldera. Annales Geol. Pays Hell.* 9, 185.
- 1960: *Tsunamis observed on the coasts of Greece from antiquity to present time. Annali Geofis.* 13, 369.
- 1964: *Die ägyptischen Plagen und der Auszug Israels aus geologischer Sicht. Das Altertum* 10, 131.
- 1971: *The eastern Mediterranean trilogy in the Bronze Age. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera* 1969, 184.
- Georgalas, G. C. · Papastamatiou, J., 1951: *Über den Ausbruch des Santorin-Vulkans von 1939-1941. Der Ktenas-Ausbruch. Bull. Volcan.* 11, 3.
- Georgalas, G. C., 1953: *L'éruption du volcan de Santorin en 1950. Bull. Volcan.* 13, 39.
- 1959: *L'éruption du volcan de Santorin en 1939-1941. Les éruptions des domes Smith et Reck et de l'Entonnoir jumeau. Bull. Volcan.* 21, 1.
- 1971: *L'éruption Minoenne du volcan de Santorin. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera* 1969, 170.

- Günther, D. · Pichler, H., 1973: *Die Obere und Untere Bimsstein-Folge auf Santorin. Neues Jahrb. Geol. Paläont. Mh.* 7, 394.
- Hédervári, P., 1967: *Volcanophysical investigations concerning the energetics of the Minoan eruption of Volcano Santorin. Bull. Volcan.* 25, 439.
- Heezen, B. C., 1971: *On tracing Thera's tephra to Crete. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera 1969*, 237.
- Keller, J., 1971: *The major volcanic events in recent eastern Mediterranean volcanism and their bearing on the problem of Santorini ash layers. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera 1969*, 152.
- Keller, J. · Ninkovich, D., 1972: *Tephra-Lagen in der Ägäis. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* 123, 579.
- Ktenas, C. A., 1925: *Les phénomènes explosifs de l'éruption du volcan de Santorin. Comptes rend. hébd. Scéanc. Acad. Sci., Paris*, 181, 563.
- Luce, J. V., 1969: *Atlantis. Legende und Wirklichkeit.*
 1976: *Thera and the devastation of Minoan Crete: a new interpretation of the evidence. Am. Journal Arch.* 80, 9.
- Marinatos, S., 1934: *Amnisos, die Hafenstadt des Minos. Forschungen u. Fortschritte* 10, 314.
 1939: *The volcanic destruction of Minoan Crete. Antiquity* 13, 425.
 1968-1974: *Excavations at Thera I-VI.*
 1971: *On the chronological sequence of Thera's catastrophes. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera 1969*, 403.
 1971: *Geology and archaeology of a volcano. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera 1969*, 407.
- Marinos, G. · Melidonis, N., 1971: *On the strength of seaquakes (tsunamis) during the prehistoric eruptions of Santorin. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera 1969*, 277.
- McKenzie, O. P., 1970: *Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature* 226, 239.
- Mellis, O., 1954: *Volcanic ash horizons in deep-sea sediments from the eastern Mediterranean. Deep-Sea Res.* 2, 89.
- Money, J., 1973: *The destruction of Acrotiri. Antiquity* 47, 50.
- Neumann van Padang, M., 1936: *Die Geschichte des Vulkanismus Santorins von ihren Anfängen bis zum zerstörenden Bimssteinausbruch um die Mitte des 2. Jahrtausends v. Chr.*, in: Reck, H. et. al.: *Santorin - der Werdegang eines Inselvulkans und sein Ausbruch 1925-1928*, Bd. 1, 1.
 1971: *Two catastrophic eruptions in Indonesia, comparable with the Plinian outburst of the volcano of Thera (Santorini) in Minoan time. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera 1969*, 51.
- Nicholls, I. A., 1971 a: *Petrology of the Santorini volcano, Cyclades, Greece. Journ. Petrology* 12, 67.
 1971 b: *Calcareous inclusions in lavas and agglomerates of Santorini volcano. Contr. Mineral. and Petrol.* 30, 261.
- Ninkovich, D. · Heezen, B. C., 1965: *Santorini Tephra*, in: *Submarine geology and geophysics* (Hrsg. W. F. Whittard · R. Bradshaw).
 1967: *Physical and chemical properties of volcanic glass shards from Pozzuolana ash, Thera Island, and from upper and lower ash layers in eastern Mediterranean deep sea sediments. Nature* 213, 582.
- Ninkovich, D. · Hays, J. D., 1971: *Tectonic setting of Mediterranean volcanoes. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera 1969*, 111.

- Noll, W., 1974: *Keramiken und Wandmalereien der Ausgrabungen von Thera. Naturwissenschaften* 62, 87.
- Oekonomidis, G. T., 1932: *Die Vulkane der Inseln von Santorini. Teil I: Tektonik-Vulkanismus. Neues Jahrb. Min. Geol. Paläont.* 68, 295.
- Olausson, E., 1960: *Studies of deep sea cores. Rep. Swed. Deep Sea Exped.* 8, 337.
- 1971: *Tephrochronology and the late pleistocene of the Aegean Sea*, in: *Evolution in the Aegean* (Hrsg. A. Strid) *Opera Bot.* 30, 40.
- Opdyke, N. D. · Ninkovich, D. · Lowrie, W. · Hays, J. D., 1972: *The paleomagnetism of the Aegean deep-sea cores. Earth and Planet. Sci. Letters* 14, 145.
- Page, D., 1971: *The volcano at Santorini and the problem of Minoan Crete: An introduction to the historical and archaeological problem. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera* 1969, 371.
- Pègues, L'Abbé, 1842: *Histoire du Santorin ou Thera* 667.
- Petersen, M., 1974: *Tuffitische Sedimente im Bereich des Santorin-Archipels (Griechenland). Mineralogie, Sedimentologie, Geochemie (Diss. Heidelberg).*
- Pichler, H. · Stengelin, R., 1968: *Petrochemische und nomenklatorische Revision der Vulkanite des süd-ägäischen Raumes (Griechenland). Geol. Rundschau* 57, 795.
- Pichler, H. · Günther, D. · Kussmaul, S., 1972: *Inselbildung und Magmen-Genese im Santorin-Archipel. Naturwissenschaften* 59, 188.
- Pichler, H. · Kussmaul, S., 1972: *The calc-alkaline volcanic rocks of the Santorini Group (Aegean Sea, Greece). Neues Jahrb. Miner. Abh.* 116 (3), 268.
- Pichler, H., 1973: *"Base-Surge" Ablagerungen auf Santorin. Naturwissenschaften* 60, 198.
- Platon, N., 1971: *La destruction volcanique du centre palatial de Zakros. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera* 1969, 395.
- Pomerance, L., 1971: *The final collapse of Santorini (Thera). 1400 B. C. or 1200 B. C. ? Acta of the 1st Intern. Scient. Congr. on the Volcano of Thera* 1969, 384.
- 1975: *Comments on the Vitaliano Geological Report. Am. Journal Arch.* 79, 83.
- Puchelt, H. · Schock, H. H., 1972: *Geochemische Untersuchungen an Bimsen von Santorin (Ägäis). Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* 123, 513.
- Puchelt, H., 1973: *Recent iron sediment formation at the Kaimeni Islands, Santorini (Greece), in: Ores in sediments* (Hrsg. G. C. Amstutz · A. J. Bernard) 227.
- Rapp, G. Jr. · Cooke, Str. R. B. · Henrickson, E., 1973: *Pumice from Thera (Santorini) identified from a Greek Mainland archaeological excavation. Science* 179, 471.
- Reck, H., 1936: *Santorin, Werdegang eines Inselvulkans und sein Ausbruch 1925-28. Bd. 1-3.*
- Ross, L., 1912: *Inselreisen 1. Klassiker der Archäologie* (Hrsg. F. Hiller v. Gaertringen, G. Karo, O. Kern, C. Robert).
- Sonder, R., 1924/25: *Zur Geologie und Petrographie der Inselgruppe von Milos. Zeitschr. Vulkan.* 8, 181.
- Thorarinsson, S., 1971: *Damage caused by the phra fall in some big Icelandic eruptions and its relation to the thickness of the tephra layers. Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera* 1969, 213.
- Vermeule, E., 1971: *The Santorini volcano. A review article of D. L. Page: The Santorini Volcano and the destruction (desolation) of Minoan Crete (1970). Archaeology* 24, 130.
- Vitaliano, D. B. · Vitaliano, C. J., 1971: *Plinian eruptions, earthquakes, and Santorin. A review. Acta*

of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volcano of Thera 1969, 88.

1974: *Volcanic tephra on Crete. Am. Journal Arch.* 78, 19.

1975: *Reply to comments by Leon Pomerance. Am. Journal Arch.* 79, 367.

Washington, H. S., 1926: *The Santorini eruption of 1925. Bull. Geol. Soc. Am.* 37, 349.

Williams, H., 1941: *Calderas and their origin. Univ. Calif. Publs. Geol. Sci.* 25, 239.

1942: *The geology of Crater Lake National Park, Oregon. Publs. Carnegie Inst.* 540, 162.

SACHWORTVERZEICHNIS

Andesit: siehe Ergußgestein.

Aschen (siehe Tephra): Aschenströme entstehen an den Vulkanhängen beim lawinenartigen Abwärtsrollen der Asche.

Schlammströme sind ein Gemisch von Asche und Regenwasser, da Vulkanausbrüche oft örtliche Regenfälle verursachen.

Glutwolken (z. B. Mt. Pelée) bestehen zum größten Teil aus heißen vulkanischen Gasen und Wasserdampf, die sich – beschwert durch einen hohen Aschen-Gehalt – an den Hängen des Vulkans herabwälzen.

ash-flow (ash-fall): beim minoischen Santorin-Ausbruch: die Hauptmasse des ausgeworfenen Materials besteht aus Bimsstein-Schlacken.

Basalt: siehe Ergußgestein.

Bimsstein: unregelmäßige Lavafetzen, die rasch abgekühlt und daher glasig erstarrt sind. Die in der Lava enthaltenen Gase haben diese Bimssteine stark aufgebläht, konnten aber nicht mehr entweichen: die Steine sind deshalb sehr porös und leichter als Wasser. Sie sinken erst dann unter, wenn die Hohlräume sich allmählich mit Wasser gefüllt haben.

Brechungsindex oder Brechungszahl: ergibt sich aus dem Snellius-Gesetz der Lichtbrechung,

nach dem ein Lichtstrahl an der Grenze zweier optisch verschiedener Medien (z. B. Kristall zu Vakuum) eine Ablenkung von seiner ursprünglichen Richtung erfährt. Dieser Brechungswinkel ist unter bestimmten Voraussetzungen meßbar und typisch für alle Mineralien, für Gläser, Flüssigkeiten usw. Beispiel: Brechungsindex für Quarz (Bergkristall): $n = 1,5533$ (n_E), für Quarzglas dagegen nur $n = 1,4520$.

Caldera: (span. Kessel), ein vulkanischer Kraterkessel, durch Einsturz oder Explosion entstanden und dann durch Verwitterung und Abtragung erweitert.

Dacit: siehe Ergußgesteine.

Ergußgesteine: (siehe Lava, Petrographie, vulkanisches Glas). Als Ergußgesteine werden die an der Erdoberfläche erstarrten Laven bezeichnet. Die Gesteine weisen oft ein porphyrisches Gefüge auf, d. h. größere Einsprenglinge zuerst ausgeschiedener Kristalle in einer sehr feinkörnigen bis glasigen Grundmasse. Die Klassifizierung erfolgt auch hier nach dem Chemismus.

Rhyolite (oder Liparite): saure, d. h. Kieselsäure (SiO_2)-reiche Gesteine mit Einsprenglingen von Sanidin, Plagioklas (Feldspäte), Quarz oder Biotit in einer dichten, weißgrauen oder rötlichen Grundmasse derselben Zusammensetzung.

Rhyodacit: mit einem SiO_2 -Gehalt zwischen dem der Rhyolite und Dacite.

Dacit: ein nach seinem SiO_2 -Gehalt intermediäres Ergußgestein, ähnlich dem Andesit.

Andesit: intermediäres Ergußgestein, aber mit deutlich geringerem SiO_2 -Gehalt. Einsprenglinge von Plagioklas, Hornblende, wenig Biotit und Quarz in einer glasführenden Grundmasse. Kennzeichnend ist ein hoher Gasgehalt.

Latiandesit: ähnlich einem Andesit.

Basalt: basisches (d. h. mit einem SiO_2 -Gehalt von ca. 40%) Ergußgestein. Sehr feinkörniges, schwarzes Gestein mit Augit und Plagioklas als Hauptminerale, daneben kommen Orthoklas, Nephelin, Olivin, Erze u. a. vor und ermöglichen eine weitere Klassifizierung in verschiedene Basalt-Typen.

Wichtigste Minerale der Ergußgesteine: Kalium-(Orthoklas, Sanidin), Natrium-(Albit) und Calcium-(Plagioklas) Feldspäte, Hornblende, Augite, Pyroxene. Weniger Biotit, Quarz, Nephelin, Leucit und Olivin. Geringe Mengen sog. accessorischer Minerale wie Magnetit (Eisenoxid), Apatit, Zirkon, Rutil.

Ignimbrit: Schweißschlacke. Vergl. Bimsstein: die emporgeschleuderten Lavafetzen kühlen langsamer ab und passen sich beim Auffallen den Oberflächenformen des Bodens an.

Lapilli: Erbsen- bis walnußgroße „Steinchen“ aus vulkanischem Auswurfmaterial.

Latiandesit: siehe Ergußgestein.

Lava: bewegliche Gesteinsschmelze (Magma) von 1000–1300°C, die bei Vulkanausbrüchen in Form von Lavaströmen an die Erdoberfläche gebracht wird und dort erstarrt.

Der Zeitraum der Erstarrung sowie die Fließgeschwindigkeit solcher Lavaströme sind abhängig vom Chemismus der Schmelze (Erguß-

gesteine): saure, d. h. kieselsäure-reiche Laven (Rhyolite) sind hoch viskos und erstarren schnell bei langsamem Fortbewegen, kieselsäure-arme Laven (Basalte) sind dünnflüssiger und können ausgedehnte Lavadecken bilden (Plateau-Basalte). Kennzeichnend für alle Laven ist ein infolge der raschen Abkühlung hoher Anteil an Glas, sowie eine meist poröse Struktur, bedingt durch eine Entgasung während der Erstarrung.

Paroxysmaler Ausbruch: ein sich in seiner Intensität steigernder vulkanischer Ausbruch. Nachdem mit äußerster Heftigkeit sämtliches Material, meist als Aschen und Ignimbrite, ausgestoßen wurde, erfolgt ein vulkano-tektonischer Einbruch der Magmenkammer, bedingt durch ihre Entleerung, und die Bildung einer Caldera.

Paroxysmus: Bezeichnung für ein gesteigertes geologisches Geschehen, besonders tektonischer Art.

Petrographie: Beschreibung der Gesteine: nach Farbe, Homogenität, körnig oder dicht (verschiedene Korngrößen), mit oder ohne Porphyroblasten (eingsprengte Einzelkristalle, meist aber sehr viel größer als ihre umgebende Grundmasse) usw.

Einteilung der Gesteine nach ihrer Entstehung wie magmatisch (Tiefengesteine), vulkanisch (Ergußgesteine), Sedimente (Ablagerungen vorwiegend im Wasser), Metamorphe Gesteine (z. B. durch Gebirgsbildung oder lokale Erhitzung umgewandelte Gesteine aller Art) usw. Weitere Unterteilung (grob) der einzelnen Gruppen nach ihrem Chemismus, vorwiegend nach dem Kieselsäure-Gehalt (SiO_2): saure Gesteine mit viel SiO_2 (ca. 70%), basische (ca. 40%) mit weniger SiO_2 , dazwischen intermediäre Gesteine. Dazu kommt ein charakteristischer Mineralbestand und eine bestimmte Zusammensetzung der Feldspäte.

Plinische Eruption: kennzeichnend für Vulkane mit einer längeren Ruhezeit. Eine Rauchsäule aus vulkanischen Gasen bildet eine Pinienform, ihre Temperaturen liegen bei ca. 1500° C. Aus-

geworfen werden u. a. Wasserdampf, Aschen und Pyroklastite, aber keine Lava-Ergüsse. In der Folge Calderen-Bildung (Beispiel: Vesuv bei seinem Ausbruch 78 n. Chr.).

pumice-flow (pumice-fall): siehe oben. Hier besteht die Hauptmasse aus Bimsstein-Lapilli bis Bimsstein-Schlacken.

Pyroklastite: lockere, vulkanische Auswurfmassen. Unterteilung nach Größe: Blöcke, Bomben (Kopfgröße), Lapilli (Erbsen- bis Walnußgröße), Aschen.

Rhyodacit: siehe Ergußgestein.

Rhyolit: siehe Ergußgestein.

Tephra: (griech. Asche) vulkanische Asche, ist der staubförmige Auswurf von Vulkanen. Sie wird von Winden weggetragen und fällt weit vom Eruptionsherd entfernt nieder. Die feinsten Partikel halten sich jahrelang in der Atmosphäre und werden als die bekannten schwarzen Wolken bei Sonnenuntergängen sichtbar.

Vulkanisches Glas: sehr schnell erstarrende Lava bildet ein dichtes, vulkanisches Glas, d. h. die einzelnen Mineralien konnten nicht auskristallisieren. Beispiel: Obsidian.

ZU TAFEL 3-7

- Tafel 3-6 Das heutige Erscheinungsbild der Santorin-Caldera (aus: Reck, 1936). Die einzelnen Aufnahmen zeigen die Caldera-Steilwände der Hauptinsel Thera von verschiedenen Positionen aus. Der Aufbau aus Lavaströmen und geschichtetem vulkanischen Material ist gut zu erkennen.
- Tafel 7 Ausbrüche auf Nea Kämeni im Jahre 1928 (aus: Reck, 1936). Die Fotos wurden während der Ausbrüche auf Nea Kämeni aufgenommen und zeigen die verschiedenen Stadien der eruptiven Tätigkeit. Es handelt sich meist um Staukuppenbildung, doch erreichen große Ströme weniger zähflüssigen Materials das Meer und verändern den Küstenverlauf.