

Publikationen herausgegeben von der Stiftung VULKANINSTITUT IMMANUEL FRIEDLÄNDER"

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Eidg. Technischen Hochschule Zürich

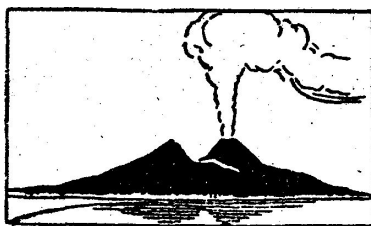
Nr. I

RUDOLF VON LEYDEN

Der Vulkanismus des Golfes von Ägina und seine Beziehungen zur Tektonik

METHANA – ÄGINA - POROS

mit 12 Tafeln und 57 Figuren im Text



Zürich 1940 Kommissionsverlag von Guggenbühl & Huber, Schweizer-Spiegel-Verlag

Vorwort des Verfassers.

Die Geländeuntersuchungen zu vorliegender Arbeit wurden in den Sommern 1929 und 1951 mit Hilfe der A. von Koenen-Stiftung in Göttingen, der Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedländer und einer Subvention meines Bruders Albrecht durchgeführt. Allen sei hiermit nochmals mein herzlicher Dank ausgesprochen.

Herrn Prof. Dr. H. Reck + und Herrn Prof. Dr. H. Stille bin ich für vielseitige Anregung und stetes freundliches Interesse an meiner Arbeit ebenfalls zu großem Danke verpflichtet. Herrn Dr. Dobe, der mir im Frühjahr 1951 in Methana bei der Herstellung der topographischen Karte, besonders bei der Festlegung der wichtigsten trigonometrischen Punkte und der Berechnung der Höhenwerte half, bin ich ebenfalls sehr zum Danke verpflichtet. Herrn Dr. R. Teichmüller verdanke ich wertvolle Anregungen während gemeinsamen Begehungen des Gebietes.

Den griechischen Herren Prof. Georgalas und Dr. Liatsikas danke ich für ihre freundliche Hilfe im Lande und Herrn Prof. Dr. V. M. Goldschmidt für die Herstellung von Dünnschliffen im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Göttingen.

Besonders möchte ich an dieser Stelle auch der uneingeschränkten Gastfreundschaft der griechischen Bevölkerung danken, die vor allem in Methana die Durchführung der Geländearbeit in der vorgenommenen Form mit ermöglicht hat.

Der Verfasser

Die Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedländer

ist auf Wunsch des Stifters Dr. I. Friedländer in die Verwaltung eines Stiftungsrates übergegangen. Dem Stiftungsrat gehören an:

*Prof. Dr. P. Niggli, Präsident, Dr. R. A. Sonder, Quästor, Dr. H. Bosshardt,
Aktuar, Prof. Dr. C. Burri, Redaktor, Dr. C. Friedländer,*

alle in Zürich. Sitz der Stiftung ist das Mineralogisch-Petrographische Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule (Zürich 6, Sonneggstraße 5), das auch die Sammlungen des frühem Vulkaninstituts in Neapel beherbergt.

Der Stiftungsrat hat beschlossen, an Stelle der frühern « Zeitschrift für Vulkanologie» und als deren Fortsetzung, Einzelabhandlungen herauszugeben, die in zwangloser Folge erscheinen sollen. In erster Linie kommen Arbeiten aus dem Gebiete der Vulkanologie zum Abdruck, deren Ausführung durch die Stiftung ermöglicht wurde.

Die Schriftenfolge wird durch eine Monographie eröffnet, die bereits vor der Neuordnung zur Veröffentlichung in der « Zeitschrift für Vulkanologie » angenommen worden war und deren Tafeln schon gedruckt vorlagen.

Als Kommissionsverlag konnte der Schweizer-Spiegel-Verlag Guggenbühl & Huber in Zürich gewonnen werden.

Zürich, im Januar 1940.

Für die Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedländer:

Der Präsident: *P. Niggli*. Der Aktuar: *H. Bosshardt*.

**Schweizer
Spiegel**

Copyright by Guggenbühl & Huber Schweizer
Spiegel Verlag Zürich 1940

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung

A. Der Vulkanismus des Golfes von Ägina

I. Spezieller Teil: Die vulkanischen Gebiete des Golfes von Ägina

1. Die Halbinsel Methana

a) Einleitung und Literatur

b) Der geologische Bau von Methana

c) Die vulkanischen Massive

d) Die Einzelvulkane

a) Die historische Kammeno-Eruption

β) Der Ausbruch von Aj. Andreas

γ) Die Ostrandvulkane

Der nördliche Tsounaki- Vulkan

Der Kossona-Vulkan

Der südliche Tsounaki-Vulkan

o) Die Gruppe des Malja-Vulkans

Der Malja-Vulkan

Kuppe A

Kuppe B (Stavrolongo-Kuppe)

e) Die Vulkane des westlichen Vorlandes Die Malisa-Vulkangruppe Die Paläokastro-Gruppe

C) Die Weststrandvulkane

Der Strom von Megalochorio

Der Vulkan von Megalopotami

Der Stema-Gambrou-Vulkan

rf) Die Spalteneruptionen des NW-Gebietes

Die Horisa-Vulkangruppe

Der Pikessa- Vulkan

Malja Gliat und Malja Skurti

ff) Die Nordrandvulkane

Der Aj. Varvara-Vulkan

Der Zoodochos Pigi-Strom

t) Die jüngeren Eruptionen auf den Zentralmassiven Die jüngere Chelonas-Eruption

Der Panagitsa-Strom Die Chiroma Boukore-Gruppe

x) Übersicht der Einzelvulkane Methanas

e)- Tuffe, Bimsstein- und Bombenstreuung

f) Postvulkanische Erscheinungen

a) Fumarolen

β) Thermen

g) Übersicht über den Vulkanismus auf Methana .

h) Tektonische Bewegungen

2. Der Vulkan von Poros

3. Die Insel Ägina

a) Der geologische Bau von Ägina

a) Der gefaltete Unterbau

β) Die Kalke der oberen Kreide

γ) Die untere Neogengruppe

S) Die erste Eruptionsperiode

103

e) Die obere Neogengruppe

104

i C) Die zweite Eruptionsperiode

105

rf) Die jungen Deckkalke	105
•i?) Übersicht über den geologischen Bau Äginas	106
b) Überblick über den Vulkanismus auf Ägina	106
4. Der Vulkanismus des Isthmus von Korinth	107
a) Das Dazitvorkommen von Kalamaki	107
b) Die Dazitdecken von Aj. Theodoros	108
c) Die Opalgesteine und die Fumarolen von Sousaki	110
II. Allgemeiner Teil: Der Vulkanismus des Golfes von Ägina	112
1. Mechanismus der Einzelvulkane	112
a) Staukuppen	112
a) Morphologie	112
β} Struktur	112
y) Mechanismus	114
b) Radialspaltenkuppen	116
c) Staurücken	117
d) Ströme	118
e) Der sekundäre Vulkanismus	1-18
a) Habitus sekundärer Laven	118
β) Mechanismus des Sekundärvulkanismus	118
y) Ursachen des Sekundärvulkanismus	120
S) Verbreitung der sekundärvulkanischen Erscheinungen	121
2. Zur Entstehung polygener Vulkanbauten	121
5. Postvulkanische Erscheinungen	122
4. Bemerkungen zur Petrographie und zum Chemismus	123
5. Das Alter des Vulkanismus	124
<hr/>	
6. Vergleich mit dem Vulkanismus der übrigen Kykladenvulkane	125
<i>B. Der Schauplatz des Vulkanismus</i>	127
1. Stratigraphische Vorbemerkungen über das Neogen im Räume des Golfes von Ägina	127
2. Der Werdegang des Golfes von Ägina	129
a) Das Kykladenmassiv	129
b) Die Bildung der Randsenke	130
c) Die Bildung der Senke des Golfes von Korinth	131
a) Epirogene Anlage	131
β) Orogene Ausgestaltung	131
d) Der Zusammenhang zwischen den Golfen von Korinth und Ägina	133
a) Die Bewegungen im Golf von Ägina	133
β) Der Isthmus von Korinth als Überschneidungszone zweier Becken (Das Kanalprofil von Korinth)	134
y) Zusammenfassung	136
<i>C. Zusammenhang von Vulkanismus und Tektonik</i>	137
1. Die zeitlichen Beziehungen	137
2. Die räumlichen Beziehungen	137
5. Der Kykladenbogen	138
<i>D. Ein Vergleich mit dem Vulkanismus anderer Innensenken</i>	140
1. Räumlich	140
<hr/>	
2. Zeitlich	140
3. Stofflich	141
4. Zusammenfassung	141
<i>E. Ergebnisse</i>	142
<i>F. Bemerkungen zu den Karten</i>	143

Einleitung.

Der Golf von Ägina (Saronischer Golf) zieht als Arm des Ägäischen Meeres zwischen den kristallinen Massen Attikas und dem dinarischen Faltenbau der Argolis bis an den von jungtertiären und quartären Sedimenten gebildeten Isthmus von Korinth (vgl. hierzu Karte Tafel III). Im Raum des Golfs finden sich an verschiedenen Stellen (Methana, Poros, Ägina und am Isthmus) jungvulkanische Gesteine. Die Untersuchung versucht über den Zusammenhang dieses Vulkangebietes mit den übrigen vulkanischen Zentren des Kykladenbogens, dessen nördliches Ende es darzustellen scheint, Aufschluß zu geben. Sie ging von den vulkanologischen Verhältnissen aus, um die Gesetzmäßigkeiten des Eruptionsmechanismus dieses Gebietes mit den übrigen Kykladenvulkanen zu vergleichen. Die Halbinsel Methana in ihrer vollständigen Entwicklung von alten vulkanischen Massiven zu jungen Einzelvulkanen war für eine derartige Bearbeitung besonders günstig, so daß eine genaue Aufnahme Methanas für die topographische Unterlage zuerst noch zu schaffen war, notwendig wurde. Dem Mechanismus der Staukuppen und ihrer Ströme, besonders dem Mechanismus ihrer sekundärvulkanischen Erscheinungen, wurde in diesem Zusammenhang stärkere Beachtung geschenkt.

Das Auftreten pazifischer Magmen in einem jungen Bruchgebiet stellte die Frage nach der Beziehung des Vulkanismus zu den verschiedenen tektonischen Erscheinungen des alten Faltenbaus, der Kykladenrandsenke und der Brüche. Das Gebiet des Isthmus von Korinth als Überschneidungszone des Golfs von Ägina und des vulkanfreien Beckens von Korinth bot für die Untersuchung der epirogenen und orogenen Tektonik der Randsenke am Kykladenmassiv, die in dieser Hinsicht von größerer Wichtigkeit ist, zahlreiche Anhaltspunkte.

A. Der Vulkanismus des Golfes von Ägina.

I. Spezieller Teil: Die vulkanischen Gebiete des Golfes von Ägina.

1. Die Halbinsel Methana.

a) Einleitung und Literatur.

Die Halbinsel Methana ist durch eine schmale Kreidekalkbrücke mit der nördlichen Küste der Argolis verbunden. Die 50 km² große Halbinsel hebt sich auf allen Seiten steil aus größeren Meerestiefen bis zur Höhe von 740 m im Chelonas-Gipfel. Den Hauptteil der Insel bilden vulkanische Massen, die Methana den stark gegliederten Aufbau verleihen. Die weitaus größten Gebiete sind von Busch, Wald und kahlem Fels eingenommen, nur die wenigen Gebiete flacheren Küstenlandes und die zwischen den einzelnen Vulkangipfeln liegenden Hochtalebenen sind mit Getreide und Weinfeldern bestanden. Außerdem sind noch alle nicht zu steilen Hänge terrassiert und für Weizenbau verwandt. Die albanische Bevölkerung ist in zwölf Dörfern angesiedelt. Der Küstenort Loutra ist seiner Bäder wegen bekannt.

Die ersten Berichte über Methana finden sich in der antiken Literatur (Ovid, Strabo, Pausanias), wo von vulkanischen Vorgängen auf Methana berichtet wird. Anfangs des vorigen Jahrhunderts wurde die Halbinsel von den Geologen der Expedition Scientifique de Moree

(1855) untersucht und beschrieben. Kurze Bemerkungen geben Fiedler (1840), Russegger (1848) und Curtius (1851) in ihren Reisebeschreibungen. Im Anschluß an den Santorin-Ausbruch von 1886 besuchten K. v. Seebach (1867) und F. Fouque (1866, 1867) Methana. Reiss und Stübel (1866), in denselben Jahren dort, veröffentlichten die erste genauere Beschreibung des Kammeno-Vulkans und des übrigen Vulkanismus, indem der polygene Aufbau und der vulkanische Mechanismus erkannt und mit der Santorin-Gruppe verglichen wurde. H. S. Washington (1894) brachte eine petrographische Studie über Methana und Ägina und die erste genauere geologische Karte. Ihm schloß sich in neuerer Zeit C. A. Ktenas an, auf den auch die Kartenskizzen in den Veröffentlichungen Friedländer und Sonder (1924) und Pertessis (1925) zurückgehen. Landerer (1848), Damvergis (1887, 1910) und Pertessis (1925) behandeln die warmen Quellen des Gebietes.

b) Der geologische Bau von Methana.

Den Sockel des vulkanischen Methana bilden gefaltete mesozoische Gesteine und geringe Reste neogener Sedimente.

Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe stehen im NW von Methana an (Fig. 1). Es sind rote und grünliche Kalke, Kalkschiefer und Hornsteine, in denen große Brocken eines dunklen, zum Teil stark von Kalzit durchtrümmerten Kalkes auftreten. Dazwischen liegen zwei mehrere Meter mächtige Serpentinzonen. Alle Gesteine der Gruppe sind stark gefaltet, ausgewalzt und verschuppt. Die Grenzen der roten Kalke und Hornsteine gegen die Serpentine und dunklen Kalke sind stets Bewegungsflächen. Die Gesteine bilden eine niedrige, von jüngerem Tuff bedeckte Halbinsel an der Nordwestecke Methanas. Sie tauchen hier an einer zirka 70° streichenden, steil S fallenden Fläche unter den Kreidekalk und kommen im S des Krassopanagia-Klotzes wieder zum Vorschein. Sie bilden die Basis des Sterna-Gambrou-Vulkans, an dessen Südfuß sie noch in Lesesteinen nachzuweisen sind. Gesteine derselben Gruppe treten in großen Schollen, in den vulkanischen Massen unter der Malja Gliat auf, liegen also im Fortstreichen des erstgenannten Vorkommens. Im S Methanas fehlen sie ganz. Sie wurden erst wieder in der Argolis an der Basis der obern Kreide beobachtet (A. Philippson [1891], p. 42 ff.). Kalke und Konglomerate der obern Kreide bauen den Südteil Methanas (Aspro Wuni = weißer Berg) und die Landbrücke zur

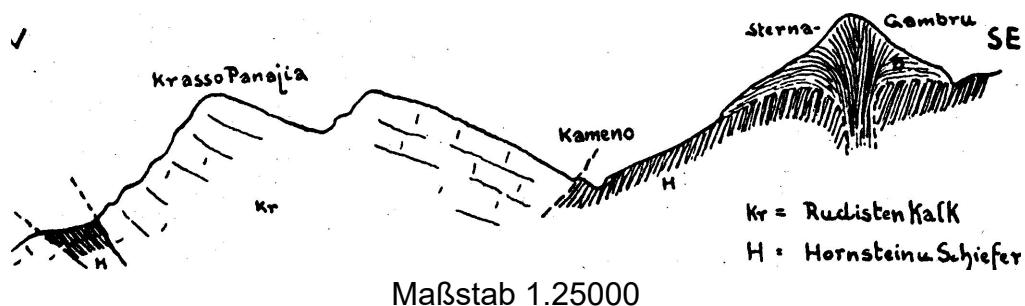
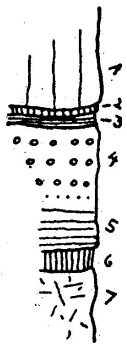


Fig. 1. Profil durch die NW-Ecke von Methana.

Argolis auf. Massige, kaum gebankte, reine Kalke mit Hippuriten gehen in wohlgeschichtete, unreine, sandige bis geröllführende Kalke über, in denen sich Nerineen, Korallen, Hippuriten

u. a. finden. Die Gerölle bestehen aus Hornsteinen, dunklen Kalken, Quarz und Kristallin. Die unreinen Kalke gehen in lockere Quarzsandsteine und -konglomerate über, die in den Gebieten zwischen dem Aspro Wuni und den vulkanischen Massiven eine Mächtigkeit von 100 bis 200 m erreichen. An den Schwefelbädern bei Loutra wurde ein schmales, sehr grobes Geröllband im Kalk beobachtet. Die Konglomerate und Sandsteine streichen ungefähr SW und fallen flach nach SO unter den Massenkalk. Im SW sind sie durch Brüche abgeschnitten. Starke Durchbewegung ist an der Zerbrechung und Auswalzung der Quarzgerölle zu erkennen. Im NW Methanas bilden die massigen Kreidekalke die Krassopanagia-Felsen, die auf die Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe aufgeschoben zu sein scheinen. An der Ostküste Methanas ist die kleine Klippe zwischen den Zungen des südlichen Tsounaki-Stromes wohl zu den Kalken der oberen Kreide zu rechnen. Außerdem kommen Kreidekalke noch als Schollen und Auswürflinge in vulkanischem Gestein an manchen Stellen vor. Neogene Sedimente finden sich auf Methana in geringen Resten, anstehend nur zwischen den Stromzungen des südlichen Tsounaki-Stromes.*) Dort zeigen sie am Nordflügel der kleinen Bucht des Kokkinopetra unter den Blockmassen der Strombasis folgendes Profil :



1. Festes Massivgestein.
2. Mylonitband aus Hornsteinbrocken.
3. 0,2 m in grüne Fossilmergel.
4. 2 m Mergel mit Geröllen von Hornstein, Kalk, Quarz.
6. 1 m grünliche Mergel mit Fossilien (Cerithium, Oentalium usw.)*).
6. Brekzienband aus Hornsteinbrocken.
7. Stark zersetztes Massivgestein.

Fig. 2. Profil der Neogenscholle in der Malja Glat.

2,00 m grünliche Mergel mit Geröllen von grünen Gesteinen, Hornsteinen und Kalk.
 1,50 » weiche, helle Mergel mit Ostreen und Cardien. 1;00 » harte, weiße Mergel mit Cardien.
 2,00 » harte, körnige Kalke.

Im Winkel der Bucht liegen weiche, graue, bituminöse Mergel auf den Kreidekalken der kleinen Klippe (s. oben), darüber die grünlichen geröllführenden Mergel. Etwas tiefer sind die neogenen Mergel und Kalke an 65—90° streichenden Brüchen gegen die Kreidekalke verworfen. Fossilführendes Neogen wurde außerdem in Schollen in den Laven der Malisa-Vulkane an der Westküste und des Malja Glat-Massivs an der Nordküste

1) Dieses Vorkommen wird von der Expedition Scientifique de Moree (1835) mit Arca Noe und ebenfalls von Landerer (1848) erwähnt; Ktenas gibt es auf einer von Friedländer und Sonder (1924) veröffentlichten Kartenskizze an.

gefunden. An der Malisa handelt es sich um Material aus verschiedenen Zonen :

1. Helle Kalke mit Cardien und Cerithien
2. Fossilfreie, grünliche, zum Teil rotgebrannte Mergel
3. Konglomeratmergel mit Hornstein-, Serpentin- und Quarzgeröllen
4. Graue, zum Teil rotgebrannte Mergel und Kalke mit Geröllen, gerollten Schalenresten, Cardien, Ostreen, Cerithien (C. scabrum, C. vulgatum, C. tubercularis) u. a.

An der Nordküste treten die neogenen Sedimente in der unteren Schollenzone der Malja Glat

in folgender Ausbildung auf (Fig. 2).

c) Die vulkanischen Massive.

Über dem Sockel von gefalteten und zerbrochenen mesozoischen und neogenen Gesteinen entstand das vulkanische Methana.

Die vulkanischen Massive bilden den Unterbau für die meisten jüngeren, im folgenden beschriebenen Eruptionen. Sie wurden in den ersten Phasen der vulkanischen Tätigkeit in Methana gefördert. Sie unterscheiden sich von den jüngeren Einzelvulkanen durch :

1. größere Massen, die keine Gliederung in getrennte Einzeleruptionen mehr zulassen,
2. stärkere Abtragung, die fast alle Oberflächenformen entfernt hat. Die durch Erosion geschaffene Morphologie verwischt die vulkanischen Bauformen.
3. Petrographische Einheitlichkeit des Gesteinsmaterials.

2) Die Fossilien gingen auf dem Transporte verloren; doch scheint es sich um eine ähnliche Fauna wie an der Malisa zu handeln.

Wo die jüngere Erosion tiefer in die Massive einschneidet (Loutesa-Massiv, Schlucht von Aj. Theodoros, M. Skourti-Schluchten), sehen wir überall denselben Typ großer, meist gut durchgeklüfteter Gesteinsmassen, die in fast allen Fällen eine größere Mächtigkeit aufweisen als die Bauten der jüngeren Eruption, an denen für Kuppen eine Höhe von 50 bis 200 m, für Ströme eine maximale Mächtigkeit von 150 m gefunden wurde. Andererseits zeigte das Profil des Spatessi-Rückens durch die auf-



Fig.3. Gang im Loutesa-Massiv

geschlossenen Basalblockmassen, daß mindestens bei einigen der zu den Massiven zu rechnenden Bergen eine Entstehung durch Überlagerung verschiedener, geringer mächtiger Förderungen anzunehmen ist. Dabei sei auf den jüngeren Stema-Gambru-Vulkan verwiesen, der mit Hilfe zweier Ströme seinen Unterbau derartig eindeckte, daß der Eindruck eines geschlossenen vulkanischen Baues von 600 m Höhe entstehen konnte.

Klüftung. Steilstehende, keinen bestimmten Richtungen folgende Klüftung ist fast in allen Massivaufschlüssen zu sehen; ihre Ausbildung und Stärke wechselt von Ort zu Ort. Es scheint

sich in erster Linie um thermische Klüftung zu handeln und um solche, die durch Bewegung in vulkanischen Oberflächenbauten entstand. Tektonische Klüftung tritt demgegenüber zurück. Deutliches Parallelgefüge wurde an einigen Stellen gefunden; Felsköpfe mit schöner, fast horizontaler Fluidalstruktur stehen am Loutesa-Massiv an.

Intrusionen

Zahlreiche Gänge und Intrusionen durchziehen die Massive. Ihr petrographisch gleiches Material ist fast immer etwas dichter und fester als das umgebende Gestein, so daß sie als Grate und einzelne Felsköpfe den glatten Hängen der Berge aufsitzen. (Fig. 5.) Der Gang *a* im Loutesa-Massiv wurde in der Vromo-Limni-Schlucht auf eine lange Strecke aus seiner stark zerquetschten und durchgeklüfteten Umgebung herauspräpariert. Seine runden, oberflächenparallel geplatteten Wölbformen tragen zum Teil eine Brekzienhaube. Ebenso wurden in den Randzonen einer anderen kleinen Intrusion im Loutesa-Massiv Brekzien beobachtet. Größere Einschlüsse oder Schollen fremden Gesteins wurden nur in den Profilen unter der M. Skourti angetroffen.

Morphologie der Massive. Die heutige Morphologie der Massive läßt keine vulkanischen Formen erkennen. Kuppen und Ströme haben ihre typischen Bauformen, wie sie von den jüngeren Vulkanen beschrieben werden konnten, verloren. Nur bei einzelnen Partien der Massive, die sich von der Hauptmasse auf irgendeine Weise abheben, wie dem Spatessi-Rücken oder dem ziemlich isolierten Aj. Theodoros-Massiv, kann man noch aus dem langgestreckten, rückenartigen Aufbau auf Spalteneruptionen schließen. Sonst bilden die Massive, wenn man sich die jüngeren Vulkane fortgenommen denkt (s. Fig. 49), eine 400 – 500 m hohe Bergmasse, auf der einige größere Erhebungen aufragen (Chelonas, Chiroma Boukore, Loutesa, M. Skourti). Während die meisten Täler und Schluchten auf Methana interkolline Räume zwischen verschiedenen Vulkanbauten darstellen (Reiss und Stübel [1866], p. 40), greifen in die Massive Erosionstäler ein, die heute keine durch vulkanische Formen bedingte Anlage mehr zeigen.

Über die Bildung der Massive kann somit abschließend gesagt werden, daß zahlreiche große Ausbrüche in Kuppen, Spaltenergüssen, Decken und Strömen die Massen lieferten, die durch ihren heute im einzelnen nicht mehr zu erkennenden Zusammenschluß die hohen Berge bildeten. Die jüngeren Vulkane setzen diesen Vorgang mit wahrscheinlich bedeutend geringeren Massen fort.

d) Die Einzelvulkane.

Im folgenden sollen die Formen und der aus ihnen ableitbare Mechanismus der Vulkane Methanas beschrieben und gedeutet werden. Da die jüngeren Vulkane in ihrer guten morphologischen Erhaltung das meiste Material zur Analyse des Eruptionsmechanismus liefern können, soll mit ihrer Beschreibung begonnen werden.

a) Die historische Kammeno - Eruption.

Historisches.

Der Kammeno-Vulkan im NW von Methana wurde in der Literatur des vorigen Jahrhunderts öfters erwähnt, da man, durch Hinweise antiker Schriftsteller aufmerksam gemacht, ihn vor

allem im Anschluß an die Santorin-Eruption 1866/1867 aufgesucht hatte. Bei Strabo, Pausanias und Ovid finden sich Berichte von vulkanischen Ereignissen auf Methana, die im einzelnen stark auseinandergehend, sich wohl nur auf die Entstehung des Kammemo-Vulkans beziehen können, weil kein anderer Bau auf Methana und in der weitesten Umgebung seiner morphologischen Erhaltung nach in historischer Zeit entstanden sein kann. Bei Pausanias findet sich ein zeitlicher Hinweis, der den Ausbruch in die zweite Hälfte des dritten vorchristlichen Jahrhunderts legt. Der Kammemo-Vulkan ist also, abgesehen von heute noch tätigen postvulkanischen Thermen und Solfataren, der jüngste eruptive Bau nicht nur Methanas, sondern des gesamten saronischen Vulkangebietes.

Der Kammemo-Vulkan liegt auf einer Wasserscheide zweier alter Täler, die als interkolline Räume zwischen dem Sterna-Gambro-Vulkan im S und der Malja Gliat im O einerseits und dem Kalkklotz von Krassopanagia im NO andererseits die Grenze zwischen den älteren vulkanischen Massiven und dem sedimentären Sockel bezeichnen.

Der Westfuß der Kuppe liegt auf Radiolariten und Serpentin in zirka 150 m Höhe, ihr Ostfuß auf den Laven der Malja Gliat bei zirka 500 m (Taf. IV, Fig. I). Da ihr höchster Punkt zirka 425 m Meereshöhe besitzt, ist ihre relative Höhe im W zirka 275 m, im Osten 125 m. Die Unregelmäßigkeiten des Kuppenbaues, die Lage des Stromansatzes und viele Einzelheiten des Mechanismus lassen sich auf diese Verhältnisse zurückführen.

Der Bau des Kammemo-Vulkanes gliedert sich in die Kuppe mit eigenem komplizierten Mechanismus und in den Strom, der die abfließenden Massen in einem zuerst geschlossenen Stromrücken dem Stromfeld an der Küste zuführt.

Es sei hier gleich bemerkt, daß wohl während des ganzen Ausbruches des Kammemo-Vulkans die explosive Tätigkeit nur sehr schwach in Erscheinung trat, da im Umkreis keinerlei auch nur umgelagerte Ausbruchprodukte zu ihm in Beziehung gesetzt werden können. Auch Anzeichen für eine Ascheneindeckung der Kuppe selber fehlen ganz.

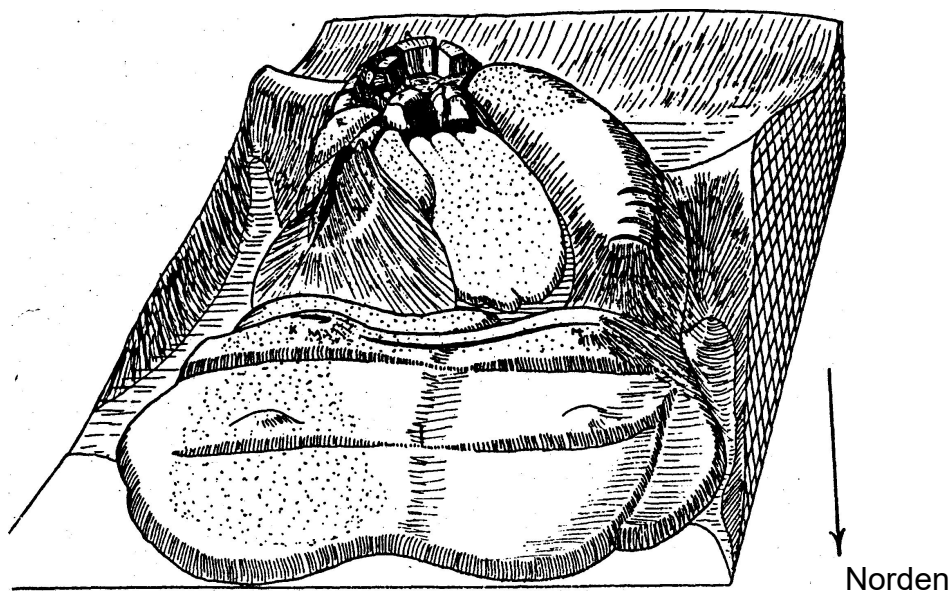


Fig. 4. Blockdiagramm des Kammemo-Vulkans von N gesehen. (Sekundäre Laven punktiert.)

Die Kammemo-Kuppe.

Die äußeren Kuppenteile. Der Einstieg in die Gipfelpartien der Kuppe erfolgt am

günstigsten von SO, in den Teilen der geringsten relativen Höhe. (Fig. 5.) Ungefähr die Hälfte des Anstieges liegt in lockeren Schuttmassen. Von feinkörnigem Sand, bis zu großkantigen Blöcken stellt dieser Schutt nur Abtragungsmaterial der höheren Teile dar und nicht Reste einer Eindeckung mit Explosionsprodukten. In den höheren Partien der Flanken steigen mit bedeutender Versteilung (45° gegenüber 55° des Kuppenfußes) die Felsen der Gipfelregion auf, die durch tiefgreifende und weitklaffende Brüche den Einstieg in die Randteile der Kuppenhöhe gestatten.

Die östlichen Randteile. Bereits diese Randteile sind so zerstört und verstimmt, daß der Zusammenhang zwischen ihnen und den zentralen Felsen kaum an einer Stelle erhalten und schwer zu erkennen ist (Fig. 5). Schon Reiss und Stübel (1866) machten auf den auffälligen Unterschied im Habitus der randlichen und der zentralen

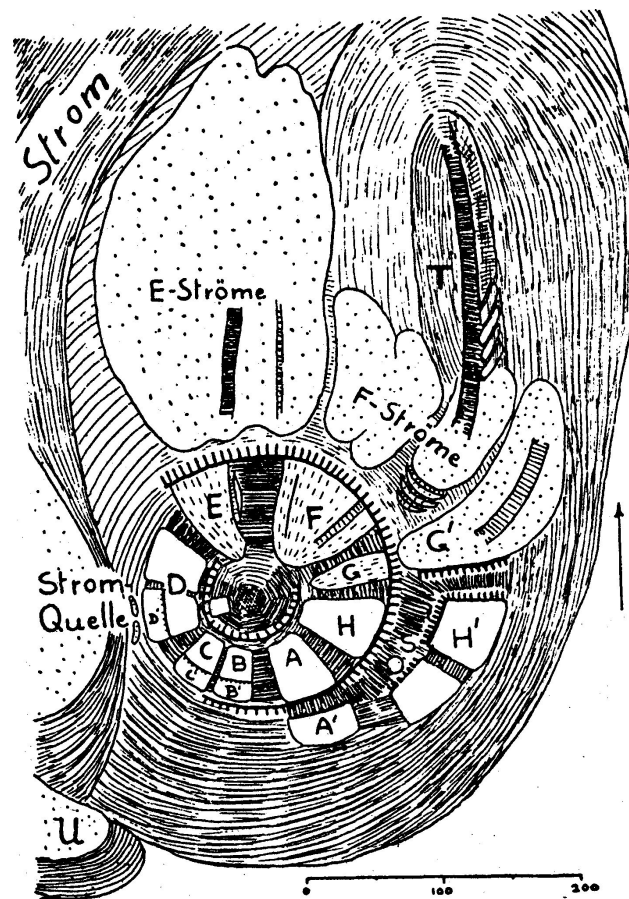


Fig. 5.

Obersichtsskizze der Kammeno-Kuppe. (Radialrippen gestrichelt, sekundäre Laven punktiert.)

Felsen aufmerksam. Während die inneren Kuppenteile durch eine gewisse gleichmäßige Massigkeit, Geschlossenheit der Formen, erkennbare Gesetzmäßigkeit in Struktur und Klüftung ausgezeichnet sind, herrscht in den äußeren Teilen Wildheit und Ungleichförmigkeit. Es sind hier Reste der äußeren Schale der Kuppe erhalten, die im S und O der Kuppe wie eine Umwallung die Bruchvertiefungen der Dachpartien umziehen (Fig. 5). Zwischen Kern- und Krustenmaterial bestehen beträchtliche Unterschiede. So ist schon das Aussehen der Laven in den Kern- und Mantelmassen verschieden. Im Kern herrscht gleichmäßig großporige Textur des Gesteins mit ziemlich regelmäßiger Ausrichtung von Mineralien und Einschlüssen, geringe Verschlackungen und Aufrauungen an Oberflächenteilen und Bruchwänden. Damit verbunden ist einheitlich helle bis dunkelgraue Farbe, die nur an der Oberfläche von

hellbräunlichen, in stark verschlackten Partien von dunkel- bis rotbraunen Farben vertreten wird. In den Randteilen dagegen herrscht meist regelloser Wechsel von schlackigem, porösem und dichtem Gestein. Im allgemeinen tragen die einzelnen Felsgruppen an der Oberfläche besonders dicke Schlackenkrusten, aber auch an zahllosen Stellen in Nestern, an Klüften, in durchgehenden Zonen ist das Gestein verschlackt oder aufgeraut. Eine einheitliche Orientierung von Mineralien und Einschlüssen über größere Erstreckung ist nicht festzustellen. Gewiß sieht man an einzelnen großen Blöcken oder Gruppen eine Paralleltextur, Fließbilder oder Ausrichtung der Einschlüsse, aber die getrennten Stellen zeigen keine Beziehungen zueinander. Die Farbe des Gesteins ist im allgemeinen rot bis dunkelbraun, was auf stärkere Oxydation hinweist, die nicht allein atmosphärischer Natur sein kann (dieser unterliegen auch die freiliegenden Kernmassen), sondern auf ständiger Infiltration von Gasen und heißem, gasbeladenem Magma beruht. Dazu kommen häufig beobachtete Brekzienzonen, die den Eindruck einer dauernd bewegten, in einzelne größere oder kleinere Partien aufgelösten und wieder verheilten Kruste um einen einheitlichen Kern erwecken. Am charakteristischsten ist diese Ausbildung am Ostrand (H' in Fig. 5), der durch eine tiefe Bruchsenke vom Kuppenzentrum getrennt ist. Gerade hier ist aber auch die Kuppe am relativ niedrigsten, d. h. einer gleichmäßig nach allen Seiten von innen nach außen fortschreitenden Ausdehnung der Massen stand schon während des ersten Aufbaues der geringste Raum zur Verfügung, so daß hier der Kuppenmantel stärkster Beanspruchung unterworfen war. Daß dieser Teil nach Erreichung einer gewissen Festigkeit nicht gänzlich inaktiviert wurde, ist in seiner Nachbarschaft zu den nördlichen Teilen der Kuppe begründet, die während der ganzen Zeit der Eruption am stärksten bewegt wurden. Im Gegensatz zu ihnen zeigen die Flanken des Südsektors einen ruhigeren Habitus. Der Unterschied zwischen Rand- und Mittelpartien ist dort nicht so auffällig und zeigt Übergänge.

Die südlichen Randteile. Der höchste Punkt im Südteil der Gipfelkalotte ist der Felsen A, der von der zu ihm gehörenden Randfelsengruppe A* (Fig. 5) durch den hier schon seichten Ausläufer des peripheren Ostbruches getrennt wird. A' zeigt in seiner wilden Verschlackung besonders in tieferen Flankenteilen, in Farbe und Habitus große Ähnlichkeit mit den typischen Randteilen im Osten, andererseits aber in Geschlossenheit der Formen, Fehlen der Brekzienzonen, vor allem aber in einer A entsprechenden, nicht verstürzten Plattung der oberflächennahen Teile Beziehungen zu A. Auch die nach Westen anschließenden Gruppen B - C und D und ihre entsprechenden Randteile zeigen nähere Beziehungen zueinander und damit eine einheitlichere Kuppenstruktur, die nur durch spätere Brüche gestört wurde. Unter den Felsgruppen A' und C' treten an tieferen Flankenteilen noch auffallend dichte, schalig bis kugelig aufgebaute Gesteinsmassen auf, die als Intrusionen und Extrusionen in und durch den Mantel aufzufassen sind. Zum Teil haben sie eine eigene Schlackenschale. Unter C' umgeben mehrere ineinandergeschachtelte Schlackenkragen einen solchen massiven Pfropf und zeigen damit seine langsame, ruckweise Ausquetschung aus der Kuppe an, wie es mehrfach während des Ausbruchs der Dafni auf Santorin 1925/26 beobachtet wurde.

Insgesamt läßt sich über den Südsektor des Kuppenmantels sagen, daß er einheitlicher gebaut ist als der östliche. Er zeigt zwar auch das Prinzip der durch Nachschub von innen zerbrechenden und wieder verheilenden Kruste, doch ist die Beanspruchung nicht so stark gewesen, und die einmal gebildeten Formen blieben ungefähr erhalten. Dieses Verhalten ist leicht aus der Morphologie des Untergrundes zu verstehen. Hier lag die Wasserscheide des ehemaligen Tales; der Untergrund zeigte geringe Böschungen, gestattete also die erste

Anlage eines genügend großen Kuppenraumes. Andererseits konnte gerade dieser Sektor früh inaktiviert werden, da dem Gefälle folgend die Hauptbeanspruchung nach den anderen Richtungen hin erfolgte.

Die Kernteile der Kuppe. Die Gipfelkalotte ist durch zahlreiche radiale und perizentrische Spalten und Einbrüche umgestaltet. Als Ruinen der einstmaligen geschlossenen Kernmasse des Gipfels sind eine Anzahl großer Felsgruppen erhalten. Die Zerstörungen gestatten den Einblick in tiefere Teile der Kuppe und erleichtern somit das Studium der inneren Strukturen einer Staukuppe. Dadurch werden die Aufschlüsse des Kammeno-Berges besonders bedeutungsvoll gegenüber den im Werden genau studierten Quellkuppen des Georgios und der Dafni auf Santorin, die durch Eindeckung oder geringe Zerstörung keinen Aufschluß über das Innere geben. Gegenüber den Trachystaukuppen und -pfropfen des Siebengebirges und der Auvergne, die in jüngster Zeit auf ihre innere Struktur und ihren Mechanismus hin untersucht wurden (H. Cloos [1927], Scholtz [1928, 1951J). haben sie den Vorzug, den ohne Abtragung erhaltenen Oberflächenbau zu zeigen und so die Beziehungen zwischen Kern und Kruste, Struktur und Mechanismus zu klären.

Zum primären Kernbau der Kuppe gehören die Felsen und Felsgruppen A, B, C, D und H (Fig. 5). A ist als zweithöchster Punkt des Kammeno-Berges der geschlossenste Teil der ursprünglichen Gipfelkalotte. Charakteristisch ist die Einheitlichkeit der Massen in Farbe, Struktur und Bewegungsgefüge. Auffällig ist das Fehlen einer Schlackenhaube wie in den Rand- und Flankenteilen, lediglich die Größe und Anzahl der Poren und Blasen wird in den oberflächennahen Regionen stärker. Das

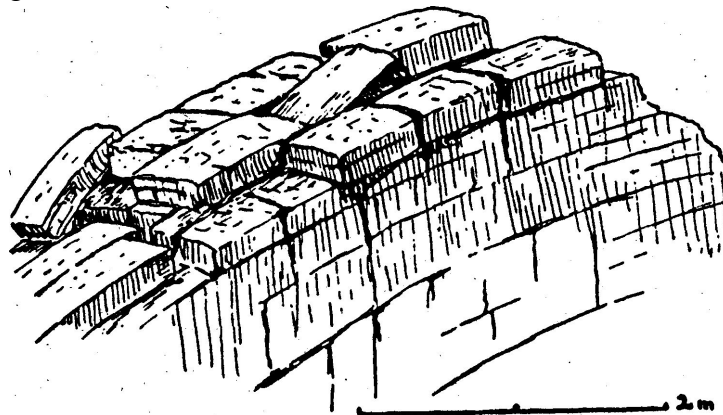


Fig. 6. Thermische Klüftung auf den Gipfelfelsen der Kammeno-Kuppe.

führt im äußersten Falle zu einem Strukturbild, in dem die größeren Kristalle und Einschlüsse in einem Gitterwerk von Glasfäden und -häutchen der aufgetriebenen Grundmasse gebettet sind. Trotzdem bleibt die Festigkeit und Klüftbarkeit vollkommen erhalten.

Die Oberflächenpartien fast aller genannten Gruppen sind geplättet. Meistens sind es nur die alleräußersten Teile, der letzte halbe Meter, die in zentimeterdünne Platten aufgelöst sind. Seltener greift die Plattung tiefer hinab, wobei aber auch die Dicke der Platten beträchtlich zunimmt. Die obersten Plattenschichten sind wieder durch ein dichtes Netz vertikaler Klüfte aufgefeilt, so daß die Decke der Gipfelfelsen aus einem Mosaik viereckiger, dünner Quader in Form flacher Ziegelsteine besteht. Dabei sind die radialen Klüfte durchgehend, sie schneiden aus den Platten lange, radiale Streifen heraus, während die konzentrischen Klüfte an den radialen absetzen und weitere Abstände haben. Die Längsachse der kleinen Quader ist also radial orientiert (s. Fig. 6). Die Plattung und die vertikalen Klüfte sind als thermische Klüftung

aufzufassen. Sie sind nur auf die nachweislich ursprüngliche Oberfläche der Kuppenkalotte beschränkt und finden sich nicht in den durch Bruch oder Zerstörung zufällig entstandenen Außenflächen.

Besonders in tieferen Anschnitten wurde ein lineares Parallelgefüge (Ausrichtung der Plagioklase und Pyroxene, seltener der Einschlüsse) festgestellt, das mit wechselnder Neigung nach innen fällt (unter B, C mit $55 - 45^\circ$, unter A und H mit $60 - 80^\circ$). Das Parallelgefüge schließt sich nicht nach oben zu konzentrischen Schalenflächen, sondern streicht mehr oder weniger steil in die Luft aus (Fig. 56). Flächiges Parallelgefüge, etwa in konzentrischen Zylinderschalen, wurde hier nicht beobachtet.

Die Entwicklung und das Verhalten der Dafni auf Santorin (H. Reck, 1954) läßt gewisse Bewegungsgesetze der einzelnen Kuppenteile erkennen, die für die Deutung der Struktur in der Staukuppe von Kammeno wichtig sind. So zeigte sich an der Dafni, daß die Kuppenkalotte gegenüber den Flanken eine starke Selbständigkeit in der Bewegung bewahrte, die zu einer « Atembewegung » oder zu einer Emporpressung der Kalotte um einige Meter über die unbeweglichen Flanken führte. Überhaupt bewegten sich dort die Flankenteile der Kuppen nur in den Sektoren des Stromabflusses, sonst verhielten sie sich verhältnismäßig ruhig und stabil, und die Bewegungen der Kuppe blieben auf der Kalotte, das heißt auf die zentralen Schlotteile beschränkt. Hier lagen ja auch die wichtigsten Entgasungswege, die durch ihre Wärmezuführung eine dauernde Plastizität dieser Teile erhielten, die man z. B. aus der sofortigen Ergänzung ausgesprengter Löcher in der Kalotte erkennen konnte. Der wesentliche Unterschied zur Kammeno-Kuppe besteht in dem Vorhandensein einer zerberstenden und immer wieder verschweißten Kruste auf der Kalotte, die auf den zentralen Teilen der Kammeno-Kuppe vollständig fehlt. Dies ist nur damit zu erklären, daß diese zentralen Teile aus der ersten Phase der Kammeno-Kuppe aus einem Stadium überliefert sind, in dem der Schlot als geschlossene plastische Säule bis zur Oberfläche durchsetzte und seine Dachkrusten durch Abschub nach den Seiten beseitigte oder verschluckte und der homogenen Masse einverleibte. Während des Georgios-Ausbruches 1866 gemachte Beobachtungen deuten auf ähnliche Zustände: Über die flache Gipfelkalotte erhob sich zeitweilig eine steilere Aufwölbung, die bei nachlassendem Nachschub eine flache Mulde ohne Zerbrechung des Daches bildete. In den Gipfelpartien wurde das knackende Geräusch berstenden Gesteins wie an den Flanken nicht beobachtet. Plastische Schlotmasse trat also bis an die Oberfläche durch. Die Gipfelkalotte der Aphroessa erschien nachts rotglühend im Gegensatz zu den dunklen Flanken. Mit diesen Vorgängen erklärt sich das d: steil stehende Parallelgefüge der zentralen Kuppenteile, ihr abstechendes Verhalten zu den inhomogenen Flanken und ihre einheitliche, nur thermischer Klüftung unterworfenen Oberfläche, der alle Anzeichen von Pressung, Zerbrechung und Verschweißung abgehen. Das Fehlen von oberflächlicher Verschlackung deutet auf Entgasung und verhältnismäßig geringe Temperaturen der Massen.

Im ganzen stellte die Kuppe in dieser Phase einen noch annähernd einheitlichen Bau dar, in dem innerhalb einer großbrecciösen Kruste die Auffüllung mit homogenem plastischen Material ihren Höhepunkt erreicht hatte.

Diese Kernteile der Kuppe, über die uns die genannten Gruppen A, B, C, D, H im SW bis O der Kuppenkalotte Aufschluß geben, wurden schon sehr frühzeitig zerstört. Eine große Einbruchsphase muß die Kuppe nach dem ersten Aufbaustadium getroffen haben. Es entstand der tiefe zirka 25 m) unter A liegende zentrale Einbruchsessel, ein Einsturzkrater,

als welcher er schon von Reiss und Stübel (1866) erkannt wurde, die ihm « keine für das Hervorquellen feurig-flüssiger Massen noch jetzt nachweisbare vermittelnde Rolle » zuerkannten. Dieser Einbruch des Kuppendaches muß deshalb in eine frühe Phase gestellt werden, da er die Produkte jüngerer Phasen, wie die großen Spaltenfüllungen E und F, nicht mehr trifft, deren Zerstörungen im wesentlichen nicht auf niederbrechende, sondern auf pressende Bewegungen zurückzuführen sind. Im W (Gruppe D) liegt der Rand nur wenige Meter über dem Kratertiefsten und große zusammenhängende Dachteile mit regelmäßiger Plattung und Säulung reichen hier bis in die Mitte des Kraters. (Das Vorkommen von erhaltenen Dachteilen im Krater schließt seine Entstehung durch Explosion aus.) Der Niederbruch war hier am stärksten, weil in diesem Kuppensektor der Strom ansetzt und durch dauernde Materialabfuhr stetige Entlastung und Schwächung der Struktur verursacht hatte. Demgegenüber zeigt die Erhaltung der Kesselumwallung von S bis O eine gewisse Stabilität des Baues auf diesen Seiten an, die in dem hier geringen Volumen der Kuppe und damit ihrer frühen Inaktivierung ihren Grund hat.

Die Ursache des Einbruchs der höheren Kuppenteile war also ein Massendefizit, entstanden durch Abfluß großer Teile des noch flüssigen Kuppeninhalts. (Die Zahlen für die Kratertiefe bei Reiss und Stübel (1866) und bei Washington (1894) sind zu groß!)

In diesen frühen Phasen gab aber die Kuppe nur Massen in den Strom ab; eine plötzlich gesteigerte Abführung nach kurzer maximaler Auffüllung der Kuppe am Ende der ersten Phase kann ihre Erklärung darin finden, daß sich der Strom vor der Überwindung der Steilstufe des Kalkabbruchs zum Meere gestaut hatte, die Massen wurden zur Auffüllung der Kuppe verwandt, um nach gelungenem Weiterbau des Stromes in das Vorland plötzlich abgezogen zu werden.

Neue Abflußstauung im Strom oder gesteigerte Zufuhr aus dem Herd bedingte eine zweite Phase mitwiederholter Auffüllung der Kuppe, für die der niedergebrochene Kuppenraum nicht mehr genügte. Da die Flanken besonders im Osten und Westen einer Zerreißen Widerstand leisten konnten, wirkten sich die pressenden Kräfte des Magmas besonders gegen das Kuppendach aus, das zwar in seiner Zerstörung eine gewisse Nachgiebigkeit und Beweglichkeit der einzelnen Teile besaß, aber noch soweit als einheitlicher Körper reagierte, um in radialen Spalten aufreißen zu können. Auch jetzt wieder waren die Süd- und Ostteile am unbeweglichsten. Das geringe Fassungsvermögen der Kuppe auf dieser Seite und ihre bereits erreichte Verfestigung ließ nur verhältnismäßig geringe Massen eindringen, deren Kräfte lediglich zu einer Zerlegung der Kraterumwallung in die einzelnen Gruppen A, B, C und H an radialen Brüchen ausreichte. Vielleicht wurden die Brüche nur angelegt, und ihre Erweiterung gehört der letzten Pressungsphase der Kuppe an. Da zahlreiche Radialspalten, im Gegensatz zu den konzentrischen Brüchen, eine Aufräumung der Bruchwände zeigen, verursacht durch Auftreibung und Blasenbildung in der Gesteinsgrundmasse, kann man eine starke Gasförderung vor und während dieser Phase annehmen, die das bereits erstarrte Dachgestein bis zur Gasabgabe reaktivierte.

Bedeutend stärker war der Andrang der neuen Massen auf der Nordseite der Kuppe. Die entstehenden großen Radialspalten wurden als Aufstiegwege der Lava benutzt, die sich in drei « Spaltenergüssen » E, F, G (Fig. 5) über den älteren Kuppenteilen aufbaute. Diese Auffüllung von Radialspalten des Kuppendaches wurde auch an älteren Kuppen auf Methana beobachtet und stellt einen eigenen Eruptionstyp dar.

E bildet die höchste Erhebung des Kammemo-Berges mit ungefähr 412 m Meereshöhe. Der

radial gestreckte Rücken steigt mit steiler Neigung aus dem zentralen Kessel auf, wölbt sich mit flacherer Böschung bis zum höchsten Punkt, biegt sich dann nach Norden wieder abwärts, wo die regelmäßige Krümmung an einem zirka 40 m tiefen steilen Absturz in die Schlacken des Kuppenhanges aufhört (Fig. 7 a). Während so die Längswölbung des Rückens fast einen halben Kreisbogen beschreibt, zeigt sein Querschnitt eine steile Kurve, die mit 80° aus den Trümmern des Kraterrandes ansteigt und mit 55° in einem schmalen Grat kulminiert (Fig. 7 b). Der Längsverlauf des Rückengrates ist etwas gewunden; das Querprofil wechselnd breit, Verlauf und Breite der Radialspalte waren also dem Zustand des zertrümmerten Daches entsprechend unregelmäßig. Für einen zähen Zustand des Magmas spricht die hohe Aufwölbung des Rückens über der Spalte (der höchste Punkt liegt zirka 55m über dem Kessel und 20 m über den Trümmern von D), ohne nach den Seiten auseinanderzufließen. Damit stimmt die vollständig schlackenfreie Oberfläche überein, die, wie die übrigen Kernteile, nur eine blasenreiche

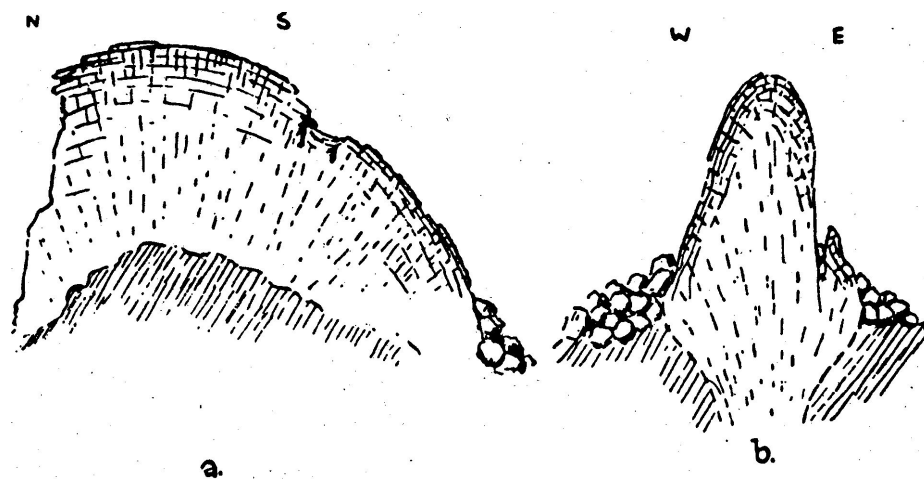


Fig. 7. a) Längsprofil, b) Querprofil durch die Radialrippe « E » der Kammeno-Kuppe.

Grundmasse besitzt. An der Wurzel des Rückens im Krater liegen große Schollen der Spaltenwand auf der feingeklüfteten Oberfläche der nachgedrungenen Quellmassen. Die Ostseite ist durch tiefe und weite Längsbrüche zerstört, doch gelingt es, den ursprünglichen Zusammenhang zu rekonstruieren. Die Westseite über D zeigt in ganzer Länge die regelmäßig gewölbte und geklüftete Oberfläche. (Abb. I, Tafel IV). Die Außenfläche ist, wie auf den Dachteilen, oberflächenparallel geplattet. Eine Klüftung, die stets senkrecht auf der Außenfläche steht, schneidet aus den Plattenschalen lange, radiale Streifen heraus, die durch eine schwächere Klüftung quer gegliedert werden. Es ergibt sich für einen Rücken also dasselbe Bild, wie für die ehemalige Kuppenoberfläche. Ein flächiges Parallelgefüge ist bei den Ballungen der Radialspalten ziemlich deutlich ausgebildet. Minerale und Einschlüsse ordnen sich ihm ein. Es streicht senkrecht zu den Spaltenwänden und bildet im Längsprofil einen Fächer, dessen Achse unter dem höchsten Punkt des Rückens liegt. Die mechanische Deutung des Parallelgefüges in den Radialspaltenfüllungen soll erst bei der Besprechung der gleichartigen Erscheinungen an der Kossona-Kuppe erfolgen, die dort in modellhaft schöner Weise ausgebildet sind. Der « Spaltenerguß » F zeigt als Ganzes einen ähnlichen Bau wie E, nur daß hier eine weitgehende Zerstörung die Übersicht erschwert.

Massenmäßig *ist* er größer als E.

Auch in den trümmerhaften Felsen von G kann man den Aufbau über einer kurzen und schmalen Radialspalte erkennen. Da wir uns hier aber schon im Ostteil der Kuppe befinden, sind Kraft und Förderung der aufbrechenden Massen geringer als in E und F; es entstand kein zusammenhängender Rücken, sondern einige größere und kleinere Pfropfen mit eigenen Absonderungsflächen. In der Phase des Sekundärvulkanismus wurden sie gehoben, bewegt und verstürzt.

Mit dieser Neuauuffüllung der Kuppe und der Extrusion frischer Lavamassen über das ursprüngliche Dach hinaus, schließt die « primäre » Phase der Kuppe ab. Bei im ganzen wohl gleichmäßiger Materialzufuhr aus dem Herd, erfuhr die Kuppe eine wechselnde Füllung ihres Innenraumes, die in der nicht gleichmäßigen Abgabe in den Strom begründet ist. Das Ergebnis dieser primären Phase war ein durchaus inhomogener Bau, der seine südlichen bis ostlichten Sektoren zuerst verfestigen konnte und damit den Bereich größter Aktivität von der Mitte in die nördlichen Rand" und Flankenteile verlegte. Hier setzte in der nächsten Phase auch die Hauptförderung sekundärer Massen ein.

Der Sekundär Vulkanismus der Kuppe.

Der Begriff des sekundären Vulkanismus im Verlauf einer Eruptionsperiode eines Vulkans wurde von verschiedenen Autoren für kleinere und größere Gebilde und Vorgänge verwandt, die sich aus « primären » Körpern, wie Kuppe oder Strom, entwickelten. Während der Santorin-Eruption 1925/26 konnte der Mechanismus der sekundären Phase genau studiert werden. H. Reck erkannte für die jungen Formen der Dafni und die älteren des Georgios eine Gesetzmäßigkeit im Mechanismus des sekundären Vulkanismus, deren Gültigkeit er für den Ablauf vulkanischer Vorgänge mit ähnlichen, d. h. andesitischem Lavamaterial beanspruchen möchte. So war es ein wichtiger Teil der Aufgabe auf Methana, in älteren vulkanischen Bauten Zeugen eines Sekundärvulkanismus zu finden. Der erste Anblick der Kammeno-Kuppe und des Stroms zeigten in dem Auftreten zweier auffällig verschiedener Lavatypen, die den primären und sekundären Laven Santorins glichen, daß man tatsächlich auch hier mit sekundär-vulkanischen Erscheinungen zu rechnen hatte.

Der Unterschied zwischen primärem und sekundärem Stoff zeigt sich deutlich am Aufdringpunkt sekundäre? Massen vor G. Während die älteren Laven bis in die Oberflächenteile eine verhältnismäßig kompakte Struktur zeigen, im Zerfall eckige, scharfkantige Blöcke bilden und auch in den Randzonen nur geringe Verschlackung und Aufrauhung der Oberfläche besitzen, sind die sekundären Massen tiefgründig verschlackt, so daß nur in sehr tiefgehenden Spalten massiges Gestein aufgeschlossen wird. Auch dieses aber ist bedeutend porenreicher und rauher als das primäre. Dagegen ist im Großen der Habitus des sekundären Materials einheitlicher und geschlossener, weil die mächtige Schlackenkruste ihren Zusammenhang weitgehendst bewahrt, fast überall die Erstarrungs- und Fließformen der Oberfläche erhalten sind, während die primären Gebilde in wilde Block- und Trümmermassen aufgelöst sind. Die Farbe der sekundären Laven ist im allgemeinen

dunkler, sie erscheinen zwischen den grauen und hellrotbraunen primären Laven mit oft schwarzer Farbe, so daß die Unterscheidung in den meisten Fällen auch von weitem leicht fällt. Damit stimmen beide Typen vollständig mit denen von Santorin überein. Auch in der Gesteinsstruktur ergeben sich ähnliche Verhältnisse wie die von Georgalas und Liatsikas (1928) an Dafni-Material festgestellten. Die Grundmasse der Primärlava weist neben zahllosen Trichiten wenige kleine Feldspatleistchen und -täfelchen auf, die in den Sekundärlaven zahlreicher und im Durchschnitt etwas größer werden.

Unmittelbar vor G steigen mit steiler Böschung sekundäre Massen auf. Man sieht, daß sie unter die Primärlaven der G-Spaltenfüllung tauchen, aber wohl sehr steilen Aufdringwegen gefolgt sind. Die dunklen verschlackten Massen erheben sich um 10 bis 15 m über die Pfropfen von G, so daß sie ungefähr die Höhe von A und B (zirka 410 m) erreichen. Ihre Oberfläche bildet eine gleichmäßige, nicht zerrissene Wölbung, die in einen langen, hohen Stromwulst übergeht, der mit steilen Flanken die östlichen Kuppenteile nach Norden verlängert und im Westen ebenso steil gegen die tieferen Schlackenfelder vor F und E absetzt. Nur die Teile unmittelbar vor G sind nach Süden gegen das große Bruchfeld des östlichen Kuppenrandes an zahlreichen Brüchen gestört. (Fig. 5.) Auf steiler Spalte drang also das sekundäre Magma auf, sich hoch über seinen Ausbruchspunkt erhebend. Ein bedeutend höherer Grad an Beweglichkeit, als ihn die primären Formen (z. B. E und F) erkennen lassen, ließ es sofort in einem geschlossenen Strom abfließen. Dieser folgte zuerst der normalen Neigung des Kuppenhanges, lenkte dann aber dem steilen Gefälle nach zum Meer zu ab. Primäre Brocken wurden auf der Schlackendecke noch weit mittransportiert.

Die Schlackenoberfläche zeigt in den meisten Teilen eine regelmäßige Wellung und Schuppung, ähnlich wie sie H. Reck von den Sekundärströmen der Dafni beschrieben hat. Die ganze Schlackenfläche ist quer zur Fließrichtung geschuppt, so daß quellnähere Schlackenteile nach vorn übergeschoben erscheinen. Diese Schuppen können nesige Dimensionen annehmen (wobei ihre Oberfläche wieder Kleinzelierung ähnlicher Art aufweist); sie können in regelmäßigen Bögen quer über

große Teile des Stromwulstes laufen, oder als seitlich ausstreichende Schlackenscheiben wie in einem Schuppenpanzer angeordnet sein. Die kleinste Form derselben Erscheinung sind Aufblätterungen der äußersten Oberfläche, so daß sich die abgehobenen Schlackenschuppen auf- und zurückbiegen (s. Fig. 8). H. Reck erklärte diese Erscheinungen mit kombinierten Bewegungs- und Abkühlungsvorgängen. An schräg gegen die Oberfläche ausstreichenden Gasblasenschichten, die durch fortschreitende Abkühlung entstanden, bewegten sich die

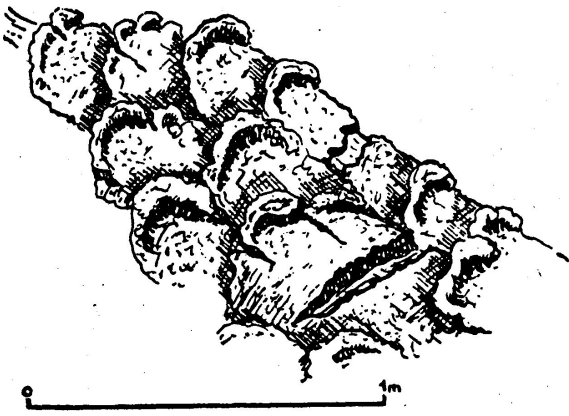


Fig. 8. Schuppenbildung an der Oberfläche sekundärer Lava

Krustenteile so, daß sich die beweglicheren liegenden unter den erstarrten hangenden vorschoben und dann selbst verschlackten. Die Gasschichtung konnte im Kammeno nie in so schöner Weise wie auf Santorin beobachtet werden. Die Sekundärlaven enthielten so viel gelöstes Gas, daß sie bei dessen Abgabe in großer Mächtigkeit verschlackten und somit jede Struktur zerstörten. Das gesamte Bild läßt aber die genannte Erklärung auch hier wahrscheinlich werden, zumal einzelne der großen Schuppen an ihrer Ansatzstelle an unverrauteten Brüchen abrissen und streckenweise auf den liegenden Schlacken mitgeschleppt wurden. Wir sehen also einen Strom, dessen Kruste von den flüssigen Massen der Kanalfüllung dauernd mitbewegt wurde. Dabei ergeben sich aber keine Block- oder Brekzienformen, wie sie durch ähnliche Bewegungen in den Kuppenflanken und Primärstromoberflächen entstanden, sondern einheitliche Fließformen, die auf große Beweglichkeit der Massen auch in ihren oberflächennahen Teilen deuten. Das Sekundärmagma ist demnach bedeutend heißer gewesen und hatte nicht die Möglichkeit, seinen Gasgehalt vor der Extrusion wesentlich abzugeben.

Obwohl die Möglichkeit langer Strombildung durch das Gefälle des Untergrundes gegeben war, staute sich der Strom nur zu einem kurzen, hohen Stromwulst mit steilen Flanken und steiler Stirn. Die Beweglichkeit der Sekundärlava ist zwar bedeutend größer als die der primären, erreicht aber bei weitem nicht den Grad basischer Schmelzen und unterliegt, wie die Primärlaven, dem prinzipiellen Bewegungsgesetz andesitischem Magmas, denen zufolge Aufstau und Erstarrung über mobilem Fortbau überwiegen.

Nach Abschluß der Förderung und der Erstarrung brach das Schlackendach des Sekundärstromes vor G grabenartig an langen Medianspalten ein. (Fig. 5.)

Wesentlich unübersichtlicher sind Anlage und Mechanismus der sekundären Laven, die am Fuß der Abbrüche von F und E austreten und den nördlichen Hang der Kuppe vollkommen eindecken. (Fig. 4 und 5.) Die regelmäßige Bogenwölbung der Quellrücken E und F ist im Norden durch über 40 m tiefe Abbrüche unterbrochen, die, kurz unter den höchsten Punkten der Rücken ansetzend, ihre nördlichen Hälften haben verschwinden lassen. (Fig. 7.) Steil fallen die an und für sich schon hohen Felsen von E und F in die Tiefe und machen, weil ihr organischer Übergang in die Wölbung der Kuppenflanken unterbrochen ist, von ferne gesehen den Eindruck sieb turmartig über die Kuppenkalotte erhebender Riesenpfropfen.

Dazu kommt eine weitgehende Zerstörung der stehengebliebenen Massen von E und F auch in radialer Richtung. Diese muß man auf ähnliche Kräfte zurückführen, wie sie die Radialspalten in der älteren Phase haben aufreißen lassen, also auf von unten pressende Kräfte. Weite, nach oben divergierende Spalten haben nicht nur aus den ehemals geschlossenen Rücken von F eine Reihe einzelner turmartiger Felsen entstehen lassen,

sondern auch die Zwischenräume zwischen E und F und F und G in klaffende, trümmererfüllte Räume verwandelt, so daß das durch die Spaltenfüllungen gerade verfestigte Kuppeldach nochmals an radialen Brüchen in einzelne Segmente zerfiel. Ob auch die älteren Teile im S und O jetzt beansprucht wurden, ob ihre radiale Zerlegung erst angelegt, oder nur erweitert wurde, ist nicht zu beweisen, aber für den östlichen Kuppenrand aus später zu nennenden Gründen wahrscheinlich. Der Beanspruchungsplan hat sich gegenüber der vorangehenden Phase geändert. Während damals das Kuppeldach in wiederverheilende Radialspalten aufriß, wird jetzt die Kuppenkalotte durch konzentrische Schwächelinien mindestens im N und O von den Flanken losgelöst und vielleicht als Ganzes etwas gehoben. Für letztere Annahme spricht der radiale Blockzerfall des beanspruchten Dachteils, die Überhöhung von E und F sowohl über das normale Niveau der Kuppe, als auch besonders über die später einbrechende Kuppenflanke im N. An den steilen Abbruchwänden von E wurden zahlreiche lokale Brekzienbildungen beobachtet, die zeigen, daß dieser konzentrische Bruch zumindest einmal als Pressungszone gedient hat.

Der heutige Höhenunterschied von zirka 40 m zwischen der Kuppenflanke am Fuße von E und F und deren Gipfelpunkten zeigt aber, daß er nicht allein durch Heraushebung der zentralen Teile entstanden sein kann. Die Flanken im N müssen also an den zuerst als Pressungslinien angelegten Brüchen abgesunken sein.

Was die Ursache dieser neuen Phase war, zeigen die Quellen sekundärer Laven am Fuß von E und F. Eine Auffüllung der verfestigten Kuppe mit neuem Material konnte in einem Durchbruch durch das Dach Entlastung finden. Die Entlastung konnte, wie früher, durch gesteigerte Abfuhr in den Stromkanal erfolgen, was aber unwahrscheinlich ist, da der Strom nach Überwindung der Steilstufe Nachschub und Abfluß in gleichmäßiger Weise regeln konnte. Die Entlastung mußte also in der Kuppe selbst erfolgen durch Austritt neuen Materials. Der Stromwulst vor G kann erst nach dem Einbruch der Nordflanken entstanden sein, weil er sonst notwendigerweise mit betroffen worden wäre. Es bleibt nur übrig, einen Austritt sekundärer Laven am Fuß oder Hang der Nordflanken anzunehmen, der die Entlastung des aufgestauten Kuppeninhalts und damit den Einbruch brachte. Sekundäre Massen am Fuß der Kuppe im N, die keinen deutlichen Zusammenhang mit den Hangströmen unter E und F erkennen lassen, sind vielleicht Zeugen eines ersten, später überflossenen Durchbruchs.

Auf der konzentrischen Bruchlinie (Fig. 5) liegen um den Mittelteil der Kuppe die aneinandergereihten, zum Teil miteinander verfließenden Quellen des neuen sekundären Stoffes. Unter den Abstürzen von E wurden drei Aufdringungspunkte beobachtet. Sie sind ähnlich angelegt, wie die Quellzirkusse der Sekundärströme auf den Lavafeldern der Dafni. In weitgespanntem Halbkreis treten aus dem Schutt der Trümmerhalden steile Schlackenkragen hervor, die durch tiefere, bogenförmige Senken von den aufgewölbten Strommassen isoliert sind. Die Ströme verfließen an ihren Rändern miteinander, lassen aber doch deutlich voneinander getrennte Kanäle erkennen, die ihre Form nur im oberen Teil des Schlackenfeldes behalten.

Die unter F austretenden Sekundärströme erheben sich jenseits einer breiten, weit hinab zu verfolgenden Tiefzone um einiges höher als die Massen unter E. Man kann hier zunächst zwei kleinere Quellpunkte und Ströme unterscheiden, die bereits am Westhang von T

aufhören. (Fig. 5.) Die formenschönsten Quellbildungen hat der Strom, der in dem 40 m unter F liegenden kesselartigen Raum entspringt. **Fig. 9** zeigt die Anlage der Stromquellen.

Unmittelbar vor der Steilwand von F ragen tütenförmig ineinandergesteckte Schlackenkragen auf, die an ihren Innen- und Außenwänden gleichmäßig verschlackt sind. Die Außenflächen sind nach vorn oben gewölbt, die Innenflächen setzen gerade in die Tiefe. Quellnähere Krage legen sich im Halbbogen um die stromabfolgenden herum; noch sind diese breiter und streichen seitlich aus ihrer Hülle heraus. Während die ersten drei oder vier Quellbögen in den selben Dimensionen bleiben, nehmen die strömabwärtsfolgenden an Höhe und Breite erheblich zu. 10—15 m unterhalb den ersten Quellbögen steigt aus einer tiefen, klaf-

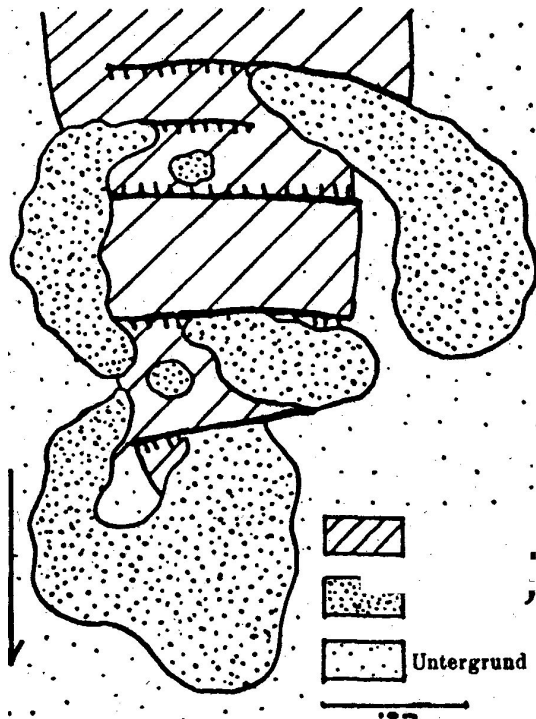


Fig. 9. Schema der sekundären Stromquellenbildungen

fenden Spalte ein Stromwulst auf, der um 10 - 15 m höher ist als seine Quellkragen, obwohl er schon tiefer am Hang liegt. Er fließt in ziemlicher Geschlossenheit seiner Oberfläche, parallel mit dem viel höheren G-Stromwulst, neben dessen Stirn sich auch seine Stirn aufstaut.

Die Bildung solcher Quellkragen und -bögen und das Abwärtswandern der eigentlichen Stromquelle läßt sich nur durch einen sehr komplizierten Mechanismus erklären. Der zuerst ausfließende Strom zerriß seine Kruste sofort an stirnkonkaven Unterströmungsbögen, die nachdringendem Stoff als Quellspalten dienten. Dieser überfloß die stromabwärts gelegenen Gegenseiten der Spalten. In Santorin ließ sich der Mechanismus dieser dauernd zu neuen Quellen werdenden Unterströmungsbögen nur durch das Vorhandensein eines permanenten Unterstromes erklären, der die verschluckten Dachteile in seine bodenlose Tiefe nahm. Ein Unterstrom in diesem Sinne kann innerhalb der Kammeno-Kuppe nicht bestanden haben, wohl aber eine Unterspülung der primären Flankenkruste mit hochmobilem Sekundärmaterial. Jeder Austritt an die Oberfläche wurde durch Nachsacken eines Teiles der Primärkruste ausgeglichen, so daß auf beschränktem Raum ein Platzwechsel von primärem Krustenstoff und sekundärer Stromlava stattfand. Nur dadurch wird eine «Bodenlosigkeit» des Sekundärstromes möglich, durch die die stromabwärtige Verlegung der Quellpunkte bei Verschluckung älterer Stromteile und die massenmäßige Verstärkung der tieferen

Stromquellen infolge Zerstörung des Primärdaches erklärbar wird.

Betrachten wir noch einmal die sekundären Bildungen an der Kuppe im Zusammenhang, so sehen wir, daß sich die Ereignisse der neuen Phase in einer konzentrischen Zone abspielen, die die höhere Gipfelkalotte im Halbkreis umzieht. Wie in der vorangehenden Phase wandert also die Region stärkster Beanspruchung vom Gipfel auf die Rand- und Flankenteile. Die Zone trägt die Sekundärströme vor E und F, die das riesige, bis tief ins Vorland gehende Schlackenfeld über der ehemaligen Kuppennordflanke aufbauten. Sie ist hier als Bruchlinie ausgebildet, die deutliche Anzeichen früherer Pressung aufweist. In derselben Zone liegt der Austrittspunkt vor G, ohne daß hier der sekundären Extrusion ein Einbruch vorangegangen wäre. Keinerlei Anzeichen sprechen für zeitliche Aufeinanderfolge der einzelnen sekundären Ergüsse, vielmehr scheint die Effusion längs der ganzen Zone ungefähr gleichzeitig begonnen und beendet worden zu sein. Auf vorangehende Pressungsvorgänge deutet auch in den östlichen Teilen die Blockzerlegung der G-Spaltenfüllung. Für einen Einbruch waren wenigstens zu Beginn der sekundären Phase diese Randgebiete zu sehr verfestigt. Im Verlaufe der Phase wurden sie ebenfalls von sekundärem Stoff unterspült, dem außer in G noch ein kleiner pfropfartiger Durchbruch S in den östlichen Randteilen gelang. (Fig. 5.) Über seine ursprüngliche Form und Grosse läßt sich schwer etwas sagen, weil er in den Einbruch dieser Teile einbezogen wurde. Heute liegt eine zirka 10 m hohe, steil aufgerichtete Scholle von typisch sekundärem Habitus mitten zwischen den verstürzten Dachteilen der Gruppen H und H'. Da nur eine Fläche Verschlackung zeigt, die andere aber, mit der sie sich an den geplatteten Primärfelsen anlehnt, nicht aufgetrieben ist, muß ein ziemlich bedeutender Verstoß den ehemaligen Sekundärpfropf zerstört und aus seiner Lage gebracht haben.

Das Vorkommen sekundären Materials zeigt also, daß die frühinaktivierten östlichen Randteile der Kuppe in der sekundären Phase infolge der starkaktiven Nachbarschaft der nördlichen Kuppenteile mit in die Bewegungen einbezogen wurden. So wird auch die Annahme wahrscheinlich, daß die Kern- und Randteile im Osten zu Beginn der sekundären Phase mit beansprucht wurden und ihre radiale Blockzerlegung zum mindesten erweitert wurde.

Die sekundäre Extrusion hatte die Aufgabe erfüllt, die Schwächezonen der Nordflanken zu verheilen. So konnte dort nach Erstarrung des ausgeflossenen und noch nicht geförderten Materials keine wesentliche Bruchbewegung mehr einsetzen. Lediglich einzelne Partien im Schlackenfeld selber, wie z. B. typische Kanaldächer, stürzten noch ein. Dagegen reichte im O die « Verleimung » mit wenig sekundärem Stoff nicht aus;

bei nachlassender Auffüllung und Pressung von innen brachen die gesamten östlichen Kuppenteile ein, die letzten sekundären Produkte (G \ S) ebenso wie die primären Kern- und Krustenteile (H - H', A - A") in Mitleidenschaft ziehend. So wurde der zuerst inaktivierte Teil zum Träger der letzten niederbrechenden Bewegungen im Rahmen des Kuppenvulkanismus.

Der Staurücken « T ». T erhebt sich als kurzer steiler Rücken in fast NS-Richtung zwischen der Nordflanke der Kuppe und dem tiefen Stromfeld im Vorland. (Fig. 4 und 5.) Blickt man von Osten auf die Außenseite der Kuppe, scheint sie sich als geschlossener Bau bis an die Nordspitze von T hinzuziehen, denn Flanken und Stirn der Sekundärströme von G und F schließen sich so eng an die steilen Randpartien der Kuppe selbst und die fast senkrechte Außenwand von T an, daß der Eindruck einer langen, einheitlichen Mauer entsteht. Sieht man aber von W z. B. vom Rücken des oberen Stromteils auf T, so erkennt man, daß er sich als selbständiger Felsgrat aus dem Schlackenfeld vor F heraushebt und zum Teil Fließrichtung der Sekundärströme bedingt hat. Der eigentliche Rücken steigt mit einer Böschung von 50 -

40° bis zu einer Höhe von zirka 580 m an. Seine relative Höhe im Süden beträgt zirka 150 m, im Norden zirka 200 m/seine Basislänge zirka 400 m. Er ist in tieferen Teilen von einem Schuttmantel eingehüllt, der nirgends mehr anstehendes Gestein zutage treten läßt. Im Norden legen sich auf seinen Fuß die Laven des Stromfeldes, im Westen legen sich die sekundären Schlacken des .Kuppenhanges an und werden zum Teil von seinem Schutt eingedeckt. Der Rückengipfel wird von zwei schmalen, steilen Längsgraden gekrönt, die durch eine tiefe, schmale Bruchsenke voneinander getrennt sind. Die Gipfelfelsen erreichen mit 415 m fast die Höhe der höchsten Kuppenteile. Ihre Außenflanken stürzen mit 60° Böschungswinkel in den Schuttmantel ab. Der mauerartige westliche Grat der Gipfelkrönung besteht aus massigem, großporigem Gestein, das sich in seiner Struktur und dem Habitus der verschlackten Teile nach zwischen die primären und sekundären Typen der Kammeno-Laven einreihen läßt. Die tieferen Teile der Anschnitte, besonders im Norden, wo die Längssenke den Rücken tief aufgerissen hat, lassen sogar ganz dichtes, graues Gestein anstehen, das nur mit den zentralen Teilen der Kuppe verglichen werden kann. Wo die Außenflanken nicht verstimmt sind, werden sie von einer plattigen Schlackenkruste bedeckt, die in großen Plattenschuppen mit mehreren Schichten, über dem Kerngestein liegt und sich leicht ablösen läßt. Die Platten sind auch hier schuppenartig so gestellt, daß die am Hang tieferen über die höheren übergreifen. Nach O stürzt der westliche Grat fast senkrecht 15 m tief in die 20 m breite Senke ab, über der auf der anderen Seite die Mauer des östlichen Grates zirka 20 m aufsteigt. Auch dessen Innenseite wird von dichtem Kerngestein gebildet, während die Außenflanke verschlackt ist. Der südliche Teil dieses Ostgrates zeigt eine merkwürdige Auflösung seiner Wand. (Fig. 5.) Die Wand besteht hier aus großen plattenartigen Einzelstücken, die, sich teilweise überdeckend, schräg zum Streichen des Rückens stehen. Die Außenflächen der Einzelteile sind verschlackt, die Innenflächen glatt, so daß immer eine glatte Wand gegen eine verschlackte sieht. Der Abstand, wie die Dicke der einzelnen Wandstücke, beträgt 2 - 4 m. Von außen sieht dieser Teil des Grates wie die Kiemen eines großen Fisches aus. Erst gegen Norden schließt er sich wieder zu einer einheitlichen Mauer zusammen. Während man also aus der Plattenanordnung am westlichen Grat auf eine Bewegung senkrecht von unten nach oben schließen kann, bei der sich tiefere Teile der Lavakruste unter der jeweiligen Oberfläche hervorschieben, muß hier im Osten eine von S nach N gerichtete Kraft die Außenflanken zerlegt haben. Vielleicht hat hier der Druck der von Süden kommenden sekundären Ströme gewirkt. T stellt als Ganzes wohl einen selbständigen Eruptionspunkt über einer Spalte dar, dessen Ausbruch natürlich mit dem der Kuppe in irgendeinem Zusammenhang gestanden hat. Die höchsten Teile des steilen Gipfelgrates scheinen über die flache, geböschte Wölbung eines zuerst angelegten Rückens aufgepreßt zu sein, sind also eine neue Förderung über dem spaltenartigen Schlot, über dem sie bei nachlassender Förderung auch grabenartig einbrachen. Dieser Einbruch muß sehr spät erfolgt sein, da er Teile des Sekundärstromes, der von F auf T zustreicht, mit zerstört (Fig. 5). Andererseits muß die T-Aufwölbung schon vor der sekundären Phase der Kuppe bestanden haben, da die westlichen unter F entspringenden Sekundärströme am Hang von T am Weiterfließen gehindert wurden und ebenso, wie die östlichen F-Ströme gestaut wurden, so daß ihre Oberfläche höherliegt als die der E-Ströme. Eine Zweiphasigkeit im Ausbau des Rückens T kommt auch hierin zum Ausdruck und kann wahrscheinlich mit den primär- und sekundärvulkanischen Phasen der Kuppe parallelisiert werden. Das würde die Annahme bestärken, daß der sekundäre Vulkanismus seine Wurzel bereits im vulkanischen Herd hat

und nicht nur eine Erscheinung in den Oberflächenbauten des Vulkans darstellt.

In dem kesselartigen Tal zwischen Kuppenhang T und dem umgreifenden Strom liegen zwischen den Schlacken der sekundären E-Ströme einige mehrere Kubikmeter große, von T herabgefallene Blöcke. Sie sind auf ihrem jetzigen Platz an klaffenden radialen und konzentrischen Sprüngen zerfallen, müssen also in noch heißem Zustand herabgestürzt sein. Die letzten Bewegungen des Gipfelgrates von T waren demnach noch im Gange, als die Spitzen der E-Ströme bereits im Tale zum Stillstand gekommen waren.

Der Kammeno-Strom.

Der Kammeno-Strom setzt an der Westseite der Kuppe an, fließt in einem hohen Stromrücken nach N, bis er über den ausstreichenden Steilhängen der Kreidekalke 100m tief in das Vorland abstürzt, wo er das weite Stromfeld zwischen Meer und Kuppenfuß bildet (Abb. 4).

Der Stoff des Stromes weist ebenso wie der der Kuppe zwei Varietäten auf. Eine primäre Lava hat ähnlichen Habitus und Struktur wie die der zentralen Kuppenteile. Porenvolumen der Grundmasse wechselt je nach dem Ort des Vorkommens im Strom; von blasenreicher bis fast obsidianartiger Beschaffenheit der Grundmasse sind alle Übergänge vorhanden. Wo Schlacken an den Aussenflächen auftreten, sind sie auf dünne Oberflächenpartien beschränkt und bilden meistens durch Fließbewegungen entstandene Skulpturen. Der Zusammenhang des Stromdaches ist selten gewahrt, es ist in schwer passierbare Blockmassen aufgelöst. Die Größe der einzelnen Blöcke schwankt beträchtlich; ihre Flächen haben glatten, oft scherbigen Bruch, der ihnen einen glasurähnlichen Glanz verleiht. Blickt man bei geeigneter Beleuchtung auf das Stromfeld, so unterscheiden sich seine aus Primärlava gebildeten Teile durch ihr eigentümliches Glänzen und Leuchten von den schwarzen, stumpfen Sekundärschlackenmassen. Deshalb möchte ich die primären Stromlaven auch mit dem von H. Reck für die primären Laven der Dafni und des Georgios vorgeschlagenen Namen als Klinkerlava bezeichnen, da sie mit dem dortigen Typ weitgehendst übereinstimmen. Die Sekundärlaven des Stromes ähneln denen der Kuppe so stark, daß auf deren Beschreibung verwiesen werden kann (vgl. hierzu Liatsikas und Georgalas). Die Lage des Austrittspunktes des Stromes erlaubte dem Gefälle nach ein Abfließen in das südliche und nördliche Tal. Der Abzug nach N war der stärkere, doch wurde in dieser Richtung der direkte Weg durch den bereits weit vorgebauten Kuppenhang und -fuß gehindert, so daß der Strom unmittelbar beim Verlassen der Kuppe fast westliche Richtung hat, aber schnell in die nördliche umbiegt. Dadurch wird die W-Flanke des Stromes auf die Hänge des ehemaligen Tales gedrängt, während seine Basis im Osten, in der Innenseite des Bogens, um etwas tiefer liegt. Dazu kommt, daß der Strom auf seiner Innenseite einen gleichmäßig abfallenden Talboden vorfand, seine Außenfläche aber noch einen auf über 200 m ansteigenden, vorspringenden Rücken des Kreidekalkmassivs überwinden mußte. Die durch den Untergrund bedingte dauernde Ungleichheit im Quer- und Längsprofil des oberen Stromab –

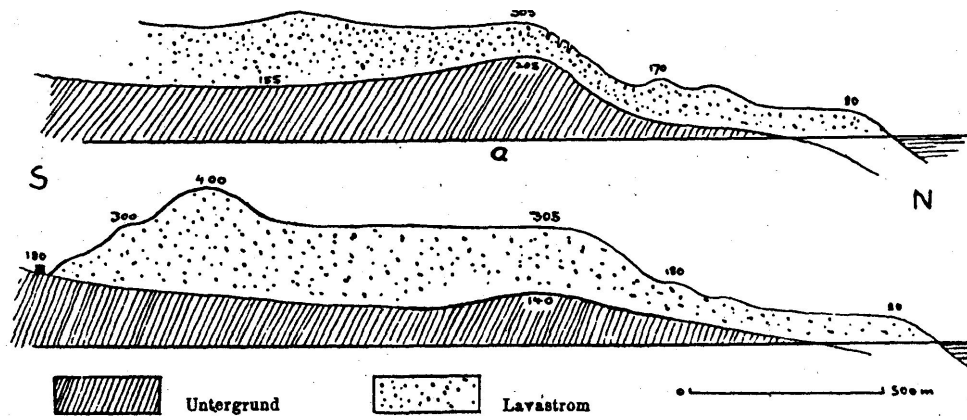


Fig. 10. a/Längsprofil der West-Flanke, b) der Ost-Flanke des Kammeno-Stroms.

Schnittes war der Grund für die verschiedene Ausbildung der Flanken im O und W (Fig. 10). Die Ansatzstelle des Stromes wurde durch den später zu besprechenden sekundären Mechanismus umgestaltet, vor allem wurde die Austrittsstelle höher verlegt. In ungefähr zwei Drittel der Kuppenhöhe (550 m) setzt der ursprüngliche Strom schulterartig an die Kuppe an (Fig. 11 a), eine schuttgefüllte Runse bildet die Grenze zwischen Kuppenflanke und Stromflanke, die sich ihrer Struktur nach nicht sehr unterscheiden.

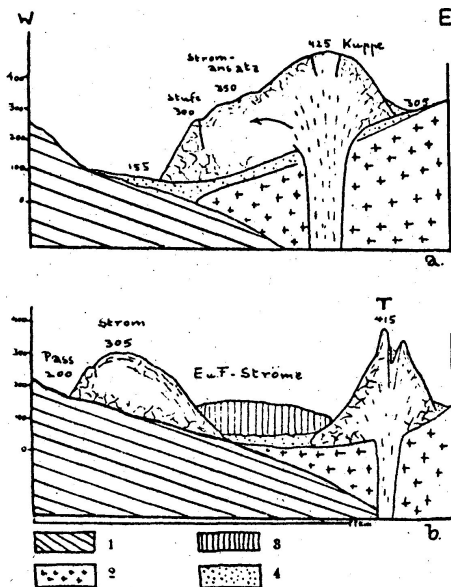


Fig. 11 a. Querprofil durch den Stromansatz des Kammeno-Stroms.

Fig. 11b. 4. Primäre Laven. 3. Sekundäre Laven. 2. Alte Laven der Malja Gliat. 1. Kalk.

Die westliche Stromflanke steigt mit 55° Hangneigung bis zu einer Stufe an, die dicht an der Kuppe mit 550 bis 540 m Höhe den Ansatz des Stromes im ersten Stadium bezeichnet. Stromabwärts zieht die Stufe auf etwas tieferes Niveau herab und läuft dann, in gleicher Höhe bleibend, auf der ganzen Westflanke bis zum Absturz ins Stromfeld entlang (Fig. 13). Der Habitus des Stromes unterhalb und oberhalb dieser Stufe ist sehr verschieden. In den unteren Teilen fehlt ein durchgehender Schlackenüberzug; ein wirres Gefüge glatter, meist scharfkantiger Blöcke füllt die Zwischenräume zwischen großen, oft schalig gebauten kompakten Gesteinsmassen, die auch pffopfarauhleisten und Fiederspaltenezonen können. Das Bild ist ähnlich wie das der Kuppenflanke, und seine Entstehung auf artgleiche Vorgänge zurückzuführen. Über der Stufe hat der Strom ein einheitlicheres Aussehen: eine dünne

Schlackenkruste ist streckenweise erhalten und ist trotz der Auflösung der Oberfläche in Klinkerblöcke überall in kleinen Resten zu finden. Die Schlackenskulpturen und der Habitus der oberflächennahen Lavateile deuten auf Fließbewegung. Unter der schuppenartig ziselierten Schlackenhaube ist das dichte porenreiche Gestein durch oberflächenparallele Bewegungszonen gleichsam geschichtet. Steilstehende Blasenzüge zwischen diesen Zonen zeigen Schleppung am unteren und oberen Ende. In den Zonen selbst reißt das Gestein in Fiederspalten auf, deren Wände durch Gasaustritt aufgeraut werden. Die tieferen Teile bewegen sich gegenüber den hangenden schneller und länger, da sie später erstarren. Die zu Bewegungszonen werdenden Schichtfugen sind also wohl Zonen fortschreitender Abkühlung, die mit einer rhythmischen Gasschichtung verbunden sein muß, da die Zonen auch dort, wo sie nicht an Fiederspalten aufgerissen sind, als feine aufgeraute Linien (Rauhleisten) das Gestein durchziehen (siehe Fig. 12). Das Bewegungsprinzip der Unterströmung, das alle Fließbewegungen der andesitischen Laven beherrscht, ist auch bei der Bildung der Kleinformen und der Strukturen einzelner Lavapartien erkennbar.

Bei einer derartigen Verschiedenheit der Flanken unterhalb und oberhalb der Stufe (Pressung und Intrusion unten, reine Fließbewegung oben), könnte man annehmen, die Stufe bedeute nur die Grenzlinie zwischen den schnell erstarrten und nicht mehr bewegten Außenflanken und dem ständig lebendig bleibenden Mittel- oder Fließteil. Dagegen spricht aber die Beschaffenheit der Stufe selbst, die teils als Bruch, teils als Pressungszone angelegt ist und deutlich eine Mehrphasigkeit in ihrer und damit in der Entstehung des Stromes zeigt.

Im Profil zeigt die Stufe fast überall einen überhöhten Außenrand über einer schuttgefüllten Senke, aus der sich dann die gewölbten Flanken des höheren Stromteils mit einheitlicher Kruste erheben. Der Rand wechselt in seiner Breite, die in der Umbiegungsstelle 50 m erreicht, und in seiner Höhe über der Senke, die gewöhnlich 4 - 5m, an einer Stelle bis zu 10m beträgt. Die Senke selbst ist im Durchschnitt 10 - 20m



Fig. 13. Der Westrand des Kammeno-Stroms.

breit. Der Rand und die gerade unter ihm liegenden Partien der Flanken sind besonders in der Umbiegungszone von großen Lavapropfen besetzt (Fig. 15). Zahlreiche Stellen starker Brekzienbildung weisen ebenso auf pressende und quetschende Beanspruchung der Flanken. Auf dem besonders breiten Teil des Randes sind stellenweise oberflächenparallel geplattete und verschlackte Partien erhalten, die gewisse Ähnlichkeit mit der Kruste des höheren Stromniveaus haben. Neben den typischen Bildungen eines Stromrandes sind damit auch Formen einer Stromoberfläche vorhanden. Sie alle werden in gleicher Weise von dem Bruch betroffen, der den erhöhten Rand gegen die Senke trennt. Die Bruchnatur dieser Linie wird fast überall durch glatte und verrauhte Flächen bewiesen, die zum Teil die Propfen usw. durchschneiden. Der Bruch bildete sich folglich nach vollständiger Ausgestaltung und Erkaltung (unverraute Bruchwände) des Stromrandes. An wenigen Stellen zerstört er die Randstufe, streicht in die Flanken hinaus, die dann besonders steile Böschung besitzen. Im Norden verliert sich der Rand und die Bruchsenke in dem Spaltengewirr des Absturzes zum

Stromfeld. Die innere Seite der Senke zeigt demgegenüber keinerlei Anzeichen eines Bruches, sondern eine ungestörte, bis in den Blockschutt der Senke reichende, schwachgeböschte Stromoberfläche.

Dieser höhere Teil des Stromes kann also erst gebildet worden sein, nachdem die tieferliegenden Flanken durch Einbruch eines älteren Stromdaches vom lebendigen Strommittelteil isoliert wurden. Nur eine gesteigerte Entleerung des Kanals, die durch Nachschub aus dem Schlot nicht kompensiert wurde, kann die Entlastung des Daches gebracht haben. Die Überwindung des zirka 200m hohen Kalkrückens, der 50m über der Sohle des ersten Stromabschnittes liegt, verursachte zusammen mit dem 80 - 100 m tiefen Abstieg ins Vorland eine Erstarrung der Stromstirn und damit einen Aufstau der nachdrängenden Lavamassen bis in die Kuppe hinein. Die Pfropfen und Quetschzonen an der quellnahen Umbiegungsstelle sind vielleicht die letzten Bildungen dieser Phase. Erst der gewaltsame Durchbruch ins Vorland brachte die Entlastung, die sich nicht nur im Einbruch des Stromdaches, sondern auch in der Kraterbildung der Kuppenkalotte auswirkte. Die weitere, regelmäßige Förderung schuf über dem alten eingebrochenen Dach einen neuen Stromrücken, der durch die hohen, mauerartig stehengebliebenen Flanken im alten Bett gehalten wurde. In diesem Stadium war der obere Stromabschnitt der Zufuhrkanal für das gewaltige Massen beanspruchende untere Lavafeld. Ständige Fließbewegung bildete eine sich immer wieder regenerierende Schlackenoberfläche. Das Prinzip der Unterströmung einer starren Kruste durch mobileres Material tritt gegenüber einem gleichmäßigen Fließen der gesamten Strommasse zurück, in dem aber das Unterströmungsprinzip in der Bildung von Kleinformen seine Gültigkeit behält.

Eine weitere Stauung bedingt wiederum Pressung des neuen Stromdaches. Nachlassende Förderung am Ende der primären Phase der Eruption ließ die langen, tief im Meer liegenden Stirnen des Stromfeldes zum Stillstand kommen und absterben. Im Hauptzufuhrkanal stauten sich die neugeförderten sekundären Laven und trieben das Dach auf. Die Westseite des Stromes wurde ihres geringen Volumens wegen (Fig. 10) besonders über dem ausstreichenden Kalkrückens am stärksten beansprucht und wurde in einer langen Zone, dem Rand des neuen Strommittelteiles, gepreßt und gequetscht. So stehen den glatten Bruchwänden des alten Strömrandes die Quetschzonen der inneren Stufenbegrenzung gegenüber (Fig. 15). Dieselbe Zone wechselt also ihre Funktion als Bruch- und Pressungsbahn, ähnlich wie es an der Kuppe beobachtet wurde.

Neues Material gelangte nicht zum Durchbruch, wirkte aber aus der Tiefe gegen die erstarrenden Wände und Dachpartien. Der Aufstau im oberen Stromabschnitt war nicht so stark wie der vorangehende, so daß bei wieder normalem Abfluß nach unten kein wesentlicher Einbruch erfolgte.

Die Ostflanke des Stromes zeigt gegenüber der kompliziert gebauten westlichen eine regelmäßige, durch keinen Bruch oder Stufe gestörte, bis auf den Kuppenhang bzw. -fuß hinabreichende Böschung von 20 - 50°, und eine dem höheren Stromrücken entsprechende ruhige Oberfläche. Gleichmäßiges Gefälle und das Fehlen stauender Hindernisse machte die einheitliche Formgebung für Flanken und Stromdach möglich. Nur eine fast durchgehende Längsspalte bezeichnet eine relative Bewegungszone an der Grenze der Strommitte gegen die Ränder.

Abgesehen von den kleinen Hangströmen an der Stromflanke über dem Dorf Kammeno Chorio, tritt sekundärer Stoff innerhalb des oberen Stromabschnitts nur über der Austrittsstelle

des Stroms aus der Kuppe auf (Fig. 5). Dieses quellnächste Auftreten sekundären Materials im Strombereich ist aber keineswegs das Produkt allerletzter Durchbruchversuche des die Stromkanäle verstopft findenden späten Nachschubes, wie Georgalas und Liatsikas (1956) an den quellnahen sekundären Pfropfen und Quetschzonen im Stromfeld der Dafni in nächster Nähe der Kuppe beobachtet haben. Die beträchtlichen Massen und die Umgestaltung der Oberfläche durch spätere Unterströmung deuten vielmehr auf Frühbildung der sekundären Phase. Die damit vom sekundären Bewegungskanon der Santorin-Vulkane abweichende Stellung läßt sich mit der nahen Beziehung zum sekundären Vulkanismus im Kuppenbereich erklären. So liegen die deutlichen Quellbildungen zwar über der Austrittsstelle des Stromes und lassen ihr gefördertes Material dem Strom zufließen, sind aber doch an die konzentrische Schwächezone der Kuppe gebunden, die die Ausflußwege für sekundäres Kuppenmagma geschaffen hat. Vor den niedergebrochenen Rand- und Kernteilen von D baute sich der bogenförmige Quellzirkus auf: Zuerst ein Ring von verschlackten Pfropfen und Kragen, zum Teil im Schutt der primären Teile begraben; dann folgt ein niedriger Quellbogen, ähnlich wie an einem sekundären F-Strom, der an stirnkonkaver Bruchspalte absetzt, um von einem neuen, höheren Aufdringbogen abgelöst zu werden. Stromabwärts scheinen nur noch normale, nicht überflossene Unterströmungsspalten aufzutreten. Die sekundären Massen steigen sehr hoch auf, sie bilden mit die höchsten Punkte der Kuppenregion. Sie haben gewöhnlichen sekundären Habitus, starke Verschlackung, Schuppenformen an Außenflächen, rauhe Bruchflächen, dunkle Farben. Stromabwärts und nach den Seiten vermischen sie sich allmählich mit primärem Klinkermaterial. So besteht z. B. der Hang über dem Ansatz der Stufe noch aus Klinkermaterial, während wenige Meter darüber bis in tiefklaffende Spalten hinein nur sekundäre Schlacken vorhanden sind. Das an der Oberfläche austretende und den Stromrücken überfließende Sekundärmagma wird durch die dauernd anhaltende Überströmung in das ältere Dach hineingearbeitet und seine Kruste durch lange, tiefe, stirnkonkave Unterströmungsbögen und mediane Spalten zerlegt. Im Verlauf der Entwicklung überwiegt die Abfuhr im tieferen Stromkanal über die quellnahe Extrusion, so daß oberflächlich sekundäres Material nicht weit auf den Stromrücken gelangt. Hinter dem Quellzirkus befinden sich im primären Gestein zahlreiche Stellen bunter Verfärbungen und Zersetzungen, die auf Fumarolen-Standorte deuten. Im weiteren Verlauf des Stromes beschränkt sich die Tätigkeit des sekundären Unterstroms auf lokale domartige Aufwölbungen des Daches und Bildung von Zerreißungsspalten. Die Ostflanken und das Dach erhalten undeutlich ausgebildete Querspalten; an der Westseite bilden sich kurz vor dem Abfall ins Stromfeld zwei typische stirnkonkave

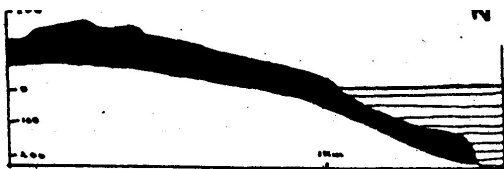


Fig. 14. Profil durch das Stromfeld.

Unterströmungsbögen, die bis in die Mitte des Daches durchsetzen und die Brekzienbildungen des Randes durchschneiden und damit die Zerreißung des Daches in eine spätere Phase als seine Pressung verlegen. Die beiden Unterströmungsbögen werden schon von langen, zum Teil über 10 m tiefen Spalten und Staffelbrüchen gekreuzt, die den steilsten Absturz des Stromdaches im NW bezeichnen. Sie streichen mit 60 - 65° aus der Planke in

den «Stromfall» hinein mit geringer stirnkonvexer Zurückbiegung. (Fig. 15.) Nur an dieser Stelle stärkster Fließbewegung über einer Böschung von wenigstens 50° kam es zur Anlage stirnkonvexer Strömungsbögen.

Der obere Stromabschnitt ist während der sekundären Phase nur Durchgangskanal für die Massen, die beträchtliche Gebiete im Stromfeld auffüllen. Zu einer quellwärts schreitenden Rückverlegung der sekundären Austrittspunkte infolge Erstarrung und Verstopfung in den stirnnahen Stromteilen kommt es hier nicht, da der zu früh nachlassende Nachschub die vollständige Auffüllung der unteren Stromteile nicht erreichte. So wird das Stromfeld im Vorland zum eigentlichen Schauplatz sekundärer Ereignisse innerhalb des Stromes.

Das Stromfeld.

Das Stromfeld bedeckt in der Schutzebene am Ausgang des ehemaligen Tales eine Fläche von 800 X 1000 m. Seine durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 70 - 80 m, ungefähr halb soviel, wie der obere Stromabschnitt an seiner mächtigsten Stelle. Dem Verlauf der Tiefenlinien nach müssen die äußersten Stromzungen 500 m von der Küste entfernt in 200 m Tiefe liegen, besitzen aber wohl gegenüber den subaerischen Massen geringere Mächtigkeit.

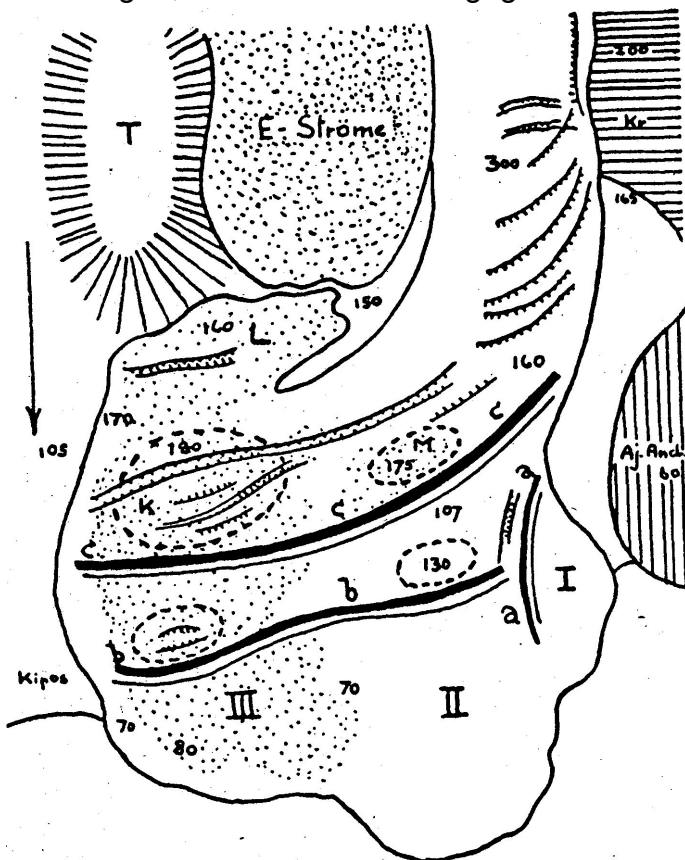


Fig. 15. Das Stromfeld des Kammeno-Vulkans.

Diese Gestaltung des Stromprofils an der Küstenlinie (Fig. 14) wurde in Santorin an allen Strömen beobachtet und kann bei Strandverschiebungen an älteren Strömen eventuell als relative Höhenmarke gewertet werden. (Reck, 1955, I.)

.In der Morphologie des Stromfeldes sind deutlich zwei Hauptkanäle II und III neben einem früh abgestorbenen I zu erkennen (Fig. 15), die durch eine seichte, oft ganz schwach ausgebildete Senke voneinander getrennt, eine Längsgliederung der abfließenden Massen

geben. Die Sonderung in zwei isolierte Fließkanäle gedieh aber nie soweit, daß das zwischen ihnen liegende Gebiet inaktiviert wurde. Vielmehr wurde das ganze Feld, mindestens in den letzten Abschnitten der Förderung, in voller Breite unterströmt. Erst der Abschluß der Sekundärphase brachte eine Bevorzugung des östlichen Stromweges mit sich.

Der westliche Teil des Stromfeldes (I), der eine deutlich ausgebildete Zunge in das Meer vorschickt, wird an einer steilen Stufe vom angrenzenden Teil des Stromfeldes überhöht. Diese Stufe *a* (Fig. 15) ist im S am höchsten und klingt nach N allmählich aus. Der westliche, vielleicht zuerst gebildete Stromarm kam sehr früh zum Stillstand (Stauung seiner Stromspitze an den submarinen Massen von Aj. Andreas), die nachdringenden Laven wurden dadurch zum Ausweichen und zur Bildung neuer Kanäle gezwungen. Die Stufe selbst ist aber nicht die Stromflanke eines sich überlagernden Stromes, sondern zeigt (wie die anderen Stufen im Stromfeld) Anzeichen starker Pressung. Quetschung, Druckplattung und intrudierte, gequälte Pfropfen plastischen und schon erstarrten Materials geben Zeugnis von besonderer Beanspruchung in dieser Zone. Die Beobachtungen, die während des Dafni-Ausbruches in Santorin gemacht wurden (Georgalas und Liatsikas, 50), lehren, daß eine Hebung des Stromdaches im Oberteil des Laufes an einer linearen Pressungszone einsetzen kann, wenn die Stromspitzen zum Stillstand gekommen und erstarrt sind und nachdrängender Stoff sich den nötigen Raum durch vertikale Erweiterung des Kanalbettes schaffen muß. Die größere Höhe im S der Stufe ist nur eine scheinbare, hervorgerufen durch die hier zusammenfallenden Hebungszonen des benachbarten Kanals (Fig. 15).

Die beiden Hauptstromarme II und III machten eine zeitlich und genetisch gleiche Entwicklung durch. Im Abstand von 400 - 500 m von der Küste durchzieht eine 50 - 40 m hohe Stufe *b* das Stromfeld in ganzer Breite. Auch diese Stufe zeigt längs ihrer Front überall Anzeichen von Pressung, die auf Hebung des Daches im Oberlauf deuten. Zwischen den beiden leicht überhöhten Rücken der Kanäle springt die Stufe etwas zurück, auch bleibt die flache Senke auf der Stufe selbst erhalten. Die pressende Energie konzentrierte sich auf der Stufe über den Kanalläufen zu besonders hohem Aufstau domartiger Rücken, die über III ebenso wie die Stufe selbst höher sind als über II. Längs der linearen Hebungszone kommt es also lokal zu zentrischen Aufwölbungen, was mit dem Befund auf dem Liatsika-Strom der Dafni gut übereinstimmt. Die Laven durchflossen also gleichmäßig alle Teile des Stromfeldes, bevorzugten nur massenmäßig in zwei Kanälen Wege stärkeren Abflusses.

Daß diese Hebung bereits eine Erscheinung der sekundären Phase der Stromentwicklung war, zeigt der Zustand des östlichen Armes vor der Stufe. Denn hier zeigt die Lava des Kanaldaches sekundären Habitus;

sie hebt sich mit ihren schwarzen Schlacken deutlich von den helleren, in der Sonne aufleuchtenden Klinkerlaven des übrigen Feldes ab. Die Ränder des Stromfeldes im O und die Stirn dieses Kanals bestehen aus primärem Stoff, während der etwas eingesenkte Mittelteil nur noch sekundäre Schlacken führt. Eine Quelle oder eine Aufdringungszone fehlt vollkommen; wir haben es mit «einer Fortsetzung des primären Stromlaufes mit bereits zum sekundären Lavatyp weiter entwickelten Stoff» (H. Reck 70, 2) zu tun. Damit entspricht das erste Auftreten der Sekundärlaven im Kammeno-Stromfeld durchaus den «Spitzenströmen» im Georgalas-Lavafeld der Dafni. Gegenüber der horizontalen freien Fließbewegung der primären Ströme ändert sich jetzt der Mechanismus insofern, als die

nachdrängenden Massen die Zungen verstopft und erstarrt finden, bei verlangsamer Bewegung und gleich starkem Nachschub zur Zerstörung des primären Daches und seiner Ersetzung mit sekundärem Stoff gezwungen werden. Schreitet die Erstarrung der unteren Stromteile fort, wird ein stärkerer Aufstau im Oberlauf nötig, der sich in der stufenweisen Heraushebung des Daches darstellt. Die domartige Aufwölbung über III auf der Stufe *b* besteht auch nur aus sekundärem Material. Eine Bevorzugung des östlichen Kanals im sekundären Abschnitt läßt hier den neuen Stoff zur Oberfläche durchtreten, während der Nachschub im Stromarm II nur zur Dachaufwölbung reichte.

Der Vorgang der Dachheraushebung wiederholte sich noch einmal, da die in der Stufe *b* gestauten Massen in einem Durchbruch nach vorne keinen Abfluß fanden. Der quellnächste Teil des Stromfeldes hebt sich an Stufe *c* zirka 50 m über die ältere Stufe heraus, ebenfalls über den beiden Kanälen dom- bis rückenartige Aufwölbungen bildend. Über II wird das Dach auf 175 m, über III auf 190 m Meereshöhe aufgetrieben. Die Bildung von *c* war mit Entlastung und Einbruch auf Stufe *b* verbunden. Von besonderem Interesse ist die Aufwölbung *K* über dem Kanal III auf Stufe *c* (Fig. 16). Unter *K* sind an der Steilwand der Stufe die Pressungserscheinungen auffallend deutlich ausgebildet. Auch wo spätere Brüche einen Einblick in die Wölbung selber gestatten, findet man überall Quetschzonen und Sekundäre Intrusionen, die die Dachteile zerpresst, geplattet und zerbrochen haben (Fig. 16). Die östliche Stromfront in der Talebene Kipos hat in der Gegend von *K* einen besonderen Typus. Während sonst die steilen Flanken aus Klinkerschutt bestehen, zwischen dem große und kleine pfropfartige, oft schalig kuge-

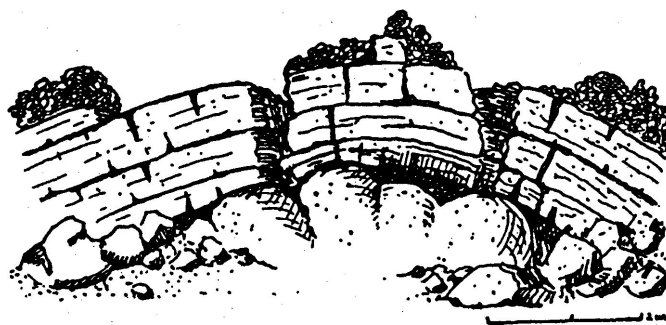


Fig. 16. Dachaufpressung unter « K » im Kammeno-Stromfeld.

lige Massen durchspießen, sind hier große steilstehende Plattenpakete bereits in erstarrtem Zustand durch die Wand gestoßen worden. Die gestauten Massen suchten nach allen Seiten ihren Raum auszudehnen, doch gelingt es nicht, die einmal erstarrten Flanken und Stirnen vorzubewegen. *K* brach später an oval-konzentrischen Brüchen ein, wofür vielleicht der kleine Ausfluß sekundärer Laven *L* unter dem Hang von *T* in das Kesseltal am Kuppenfuß die Ursache war (s. Fig. 15). Hier, wie überall, treten die Sekundärlaven nicht aus Stromquellen zutage, sondern entwickeln sich in allmählichem Übergang aus den primären Partien, wobei in den Zwischenzonen eine Mischung sekundären und primären Stoffes stattfindet, aber keine Übergänge zwischen den im Habitus völlig verschiedenen Typen. Auch die Wölbung *M* über II auf Stufe *c* besitzt schon sekundäres Material, dem hier erst in letzter Phase ein Durchbruch gelingt. Erstarrung und Schrumpfung führt nach Abschluß der Effusion zu langen Brüchen

parallel zum Stufenrand.

„Im Stromfeld zeigt sich während der sekundären Phase ein rückwärts wandernder Mechanismus, der die quellnäheren, sekundären Bildungen als die jüngeren entstehen läßt. Dauernd fortschreitende Erstarrung der unteren Stromteile läßt die nachdrängenden Massen sich aufwärts stauen, was zu zweimaliger Hebung des Daches führt. Lokal aufdringende sekundäre Dachströme, wie auf Santorin, die eine Entlastung bringen könnten, treten nicht auf; die sekundären Laven arbeiten sich vielmehr mühsam durch Aufzehrung des primären Daches zur Oberfläche durch. Dadurch wird ein freies Fließen nicht möglich, und der Anlaß zu neuer Erstarrung und Stillstand gegeben. Die Hauptmasse des gelieferten sekundären Magmas bleibt also in den Innen- und Tiefenteilen des Stromfeldes eingeschlossen. Der ständige Wechsel von Erstarrung, Nachschub, Aufstau gibt auch hier die Grundprinzipien für den Bewegungsmechanismus der andesitischen Laven.

Der sekundäre Fußstrom U.

Der Austritt sekundären Stoffes in der Kuppe und im Stromgebiet scheint überall gleichzeitig, oder in unmittelbarer Aufeinanderfolge sich ereignet zu haben. Nur die geringen Massen des Fußstromes U über dem Orte Kammeno Chorio müssen nach Abschluß der gesamten übrigen Förderung ausgeflossen sein, weil sich sonst für das Auftreten in so tiefem Niveau im allerobersten Stromteil kein Grund fände, wenn nicht alle zur Verfügung stehenden Abflußwege mit erstarrtem Magma versperrt gewesen wären. Der letzte Nachschub aus dem Schlot wurde daher in die tiefsten Kuppenteile eingepreßt und benutzte eine horizontale Schwächezone an der Basis der Stromwurzel zum Durchbruch. Da jede Ausdehnung und Aufpressung nach oben nicht mehr möglich war, wurden die Flanken im untersten Abschnitt seitlich auseinander gedrängt und so flachliegende Scherflächen geschaffen. In einer solchen Zone tritt der sekundäre Fußstrom U in mehreren Kanälen zutage. Die einzelnen Kanalquellen liegen in zirka 240 m Höhe, d. h. 40 - 50 m unter der großen Flankenstufe am Strom. Zum Teil zeigen sie Kragenbildung an der Austrittsstelle. Die Kanäle verfließen miteinander, und bilden so einen fladenartigen Lavakuchen mit fast ebener Oberfläche und steilen Rändern über dem Tal. Im Ostteil des U-Feldes stauten sich die ausfließenden Massen gleich an der gegenüberliegenden Hangseite. Trotzdem sind die Kanäle als schöngewölbte Rücken gut gegeneinander abgegrenzt. Ihre Kruste ist tief verschlackt, zeigt oft wellige Oberflächenskulptur, nur an der Stirnseite wird sie durch kompakte, glattbrechende Kernlava durchstoßen. Große Medianbrüche lassen die ebenfalls unverraute Füllmasse der Kanäle erkennen. Pfropfen sitzen den Flanken und den Kanalenden auf. Im Westteil gestattete das Talgefälle freieres Fließen. Die Stirnen sind relativ niedriger, die Feldoberfläche stärker geneigt. Bemerkenswert ist, daß über den Kanalquellen am Hang noch zusammenhängende oder isolierte Schlackenstücke oder Brekzienbildungen (z. B. über Kanal 6 und 8, Fig. 17) auftreten. Besonders Kanal 7 greift hoch am Hang hinauf. Nicht weit unter der Stufe treten noch Schlacken aus dem Schutt heraus, über ihnen finden sich Pressungszonen im primären Gestein.

Die Kanalquellen müssen sich demnach über ihren Austrittspunkt noch nach aufwärts verlegt haben. Schon während der Kanalbildung wurden die Quellmündungen durch Zerstörung der alten Stromflanken nach oben

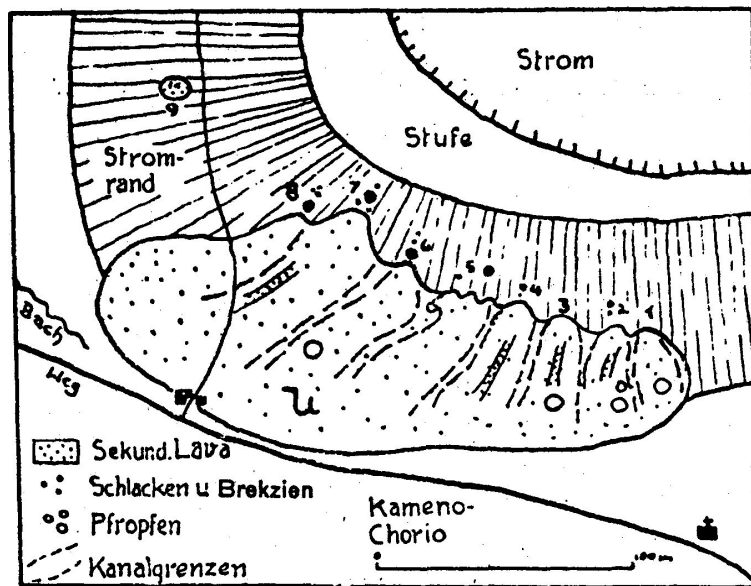


Fig. 17. Der sekundäre Flußstrom « U » am SW-Fuß der Kammeno-Kuppe.

erweitert. Nach Verstopfung der Kanäle versuchte das sekundäre Magma nach oben durchzustoßen, was teilweise gelang, meistens jedoch nur zur Brekzienbildung im älteren Gestein führte. Um die Biegung des Stromanfanges nach N herum erscheint in der Fortsetzung der die Quellen tragenden Linie ein isoliertes Schlackenvorkommen 9 (Fig. 17) mitten unter Klinkerschutt und stark gerötetem Primärgestein am Hang. Hier erfolgte der letzte schwache Durchbruch sekundärer Lava.

Mit dem Erguß des Fußstromes U endete der Ausbruch des Kammeno-Vulkans. Ohne die erstarrten Oberflächenbauten des Vulkans zu benutzen, fand die letzte Förderung des Schlotens unmittelbar in der Nähe seiner Mündung an der ehemaligen Oberfläche ihren Weg ins Freie. Der Reichtum an endogenen Einschlüssen deutet vielleicht auf weitere Veränderung des Magmas.

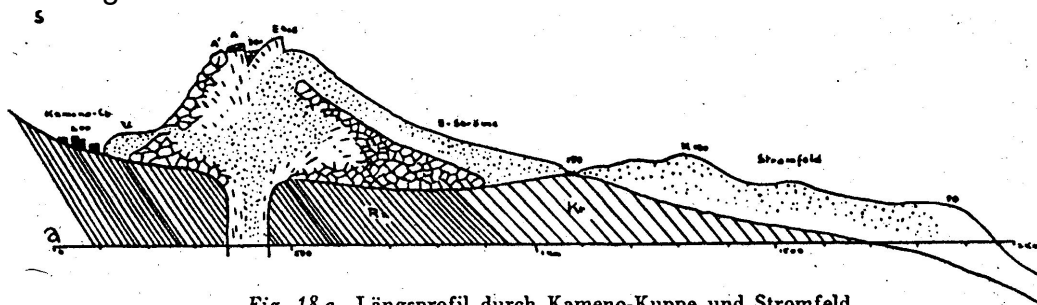


Fig. 18 a. Längsprofil durch Kammeno-Kuppe und Stromfeld.

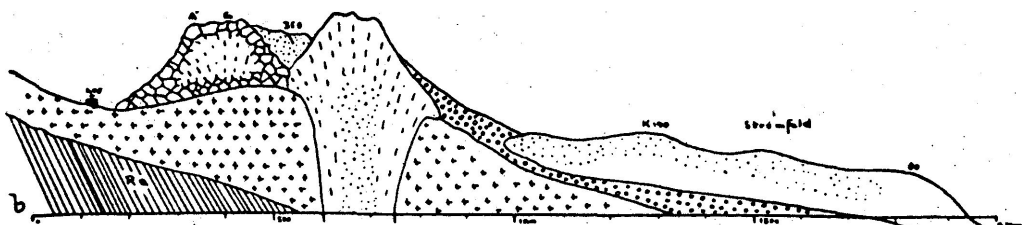


Fig. 18 b. Längsprofil durch den Ostteil der Kammeno-Kuppe, Staurücken «T» und Stromfeld.
Übersicht der Eruptionsphasen des Kammeno-Vulkans auf Methana.

	Phasen	Kuppe	Strom und Stromfeld	Staurücken «T»
I	Erste primäre Förderphase. Aufbau.	Aufbau, Bildung einer inhomogenen Kruste um plastischen, am Gipfel freiliegenden Kern. Inaktivierung der räumlich kleinsten Sektoren in S und SE.	Ausfluß aus der Kuppe. Oberlauf bis zum Absturz in Vorland. Aufstau.	
II	Zwischenphase.	Entlastung und zentraler Einsturz durch verstärkten Abfluß in den	Durchbruch ins Vorland. Einsturz des Daches im Oberlauf.	
III	Zweite (stärkste) primäre Förderphase.	Neue Auffüllung; Zerreißen des Daches an radialen Spalten und deren Verheilung durch Schmelze; Stabilisierung.	Neuer Stromrücken im Oberlauf; Auffüllung des Vorlandes. Stromfeld.	Erster Aufbau über Förderspalte.
IV	Einleitung des Sekundärvulkanismus.	Auffüllung mit sekundärem Material. Aufpressung des Daches.	Aufpressung von Dachteilen im Oberlauf.	Aufpressung eines überhöhten Gipfelgrates.
V	Erste sekundäre Förderphase.	Entlastung durch Effusion (am nördl. Hang?), Einsturz der Flanke.	Sekundäre Spitzenströme im Stromfeld.	
VI	Zweite (stärkere) sekundäre Förderphase.	8 sekundäre Ströme und Pfropfen an konzentrischer Bruchzone im N und E.	Effusion sekundären Materials an der Stromquelle. Erstarrung der Stromspitzen; wiederholter Aufstau im Stromfeld; sekundärer Stoff ersetzt primären im Stromfeld. Letzte Förderung: Fußstrom «U».	
VII	Schluß- und Zerstörungsphase.	Einbruch nicht verheilte Sektoren im E. Abschluß der Förderung und Erstarrung.	Geringe Einbrüche und Erstarrung.	Grabenartiger Einsturz des Gipfels.

β) Der Ausbruch von Agios Andreas.

Die große Kreidekalkmasse der NW-Spitze Methanas war der Schauplatz kleinerer vulkanischer Ereignisse, die Reste effusiver und explosiver Vorgänge in so frischem Zustand hinterließen, daß man den Ausbruch von Aj. Andreas*) zu den **jüngsten auf Methana** rechnen muß. Ihn und den Ausbruch des Kammeno trennen von allen übrigen massenmäßig meist größeren Bauten lange Zeiträume. Sie stellen die bisher letzten Äußerungen des vulkanischen Herdes dar, für die die tektonische Schwächestelle am Rande der vulkanischen Massen in den Randabbrüchen des Kreidesockels günstig war.

Die Eruption von Ag. Andreas ist deshalb besonders interessant, weil ihr Mechanismus nicht nur in Methana selbst kein Analogon hat, sondern auch in der mir bekannten Literatur für andesitische Laven noch nicht beschrieben wurde. Die dunklen, schlackenreichen Laven treten an zahlreichen Punkten aus Spalten und Brüchen an der 500 m hohen Steilküste des Kreidekalkmassivs aus. Sie bilden kurze und längere, oft übereinanderfließende dünne Ströme, die den mit 40° abstürzenden Hang zum Teil nur noch als aufgelöste Blockstreuung bedecken. An der Küste bilden sie an einer Stelle einen .bedeutenden Stromsack von 50 - 60 m Mächtigkeit. Reiss und Stübel (71) deuteten die Schlacken- und Blockstreuung als Auswürflinge des Kammeno-Vulkans:

« An manchen Stellen häuften sich dieselben so sehr, daß man versucht werden konnte, sie für anstehendes Gestein zu halten.» Die Natur der Vorkommen als selbständige Ausbruchsstellen und geflossene Ströme zeigte sich aber bei genauer Untersuchung der über 20 isolierten Durchbrüche und Stromreste. Die Ausbruchsstellen sind fast alle auf die Kalkklippen beschränkt, die mit steilen Wänden aus dem Waldboden aufsteigen. Fig. 19 zeigt, wie die einzelnen Stromanfänge streng an die kleinen Staffelbrüche in den Felsen gebunden sind. Die Brüche streichen zirka 70°, begleiten also den großen Abbruch zur N-Küste. Die östlichen, zugleich die größten Durchbrüche, treten an einer über 200 m langen Zone aus, die ebenfalls als Bruchstaffel zu erkennen ist. Nur an einer Stelle aber ist die Ausfüllung einer Spalte mit Lava aufgeschlossen, die oben die Spaltenränder überfließt. Die Bruchwände sind stellenweise mit Rutschstreifen bedeckt. Eine Veränderung des Kalkgesteins durch die Lava wurde kaum beobachtet. An zwei Stellen konnten Sinterbildungen, an einer Stelle oberflächliche Fritting festgestellt werden.

Morphologie der Ströme. Der Stromanfang ist durch keinerlei Überhöhung oder Miniaturkuppenbildung ausgezeichnet. Das Ausfließen erfolgte schnell ohne Aufstau über der Öffnung. Die Mächtigkeit der Strömchen liegt zwischen 1 und 4 m, größere Dicken wurden nur an den Stromenden an der Küste gesehen. Basis und Oberfläche sind stark verschlackt, in den Basisschlacken sind Kalkbrocken eingeschlossen. Übereinanderfließen mehrerer dünner Ströme an vielen Stellen. Die Ströme liegen meistens unmittelbar auf anstehendem Kalk, seltener auf Hang-

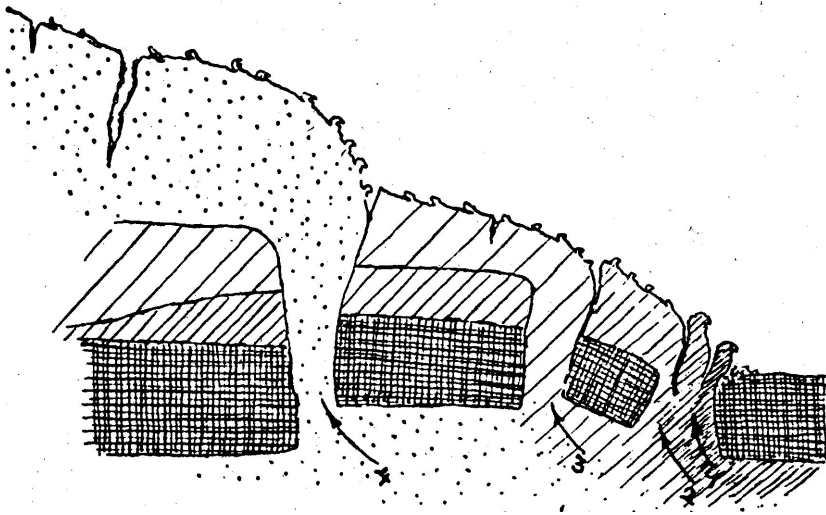


Fig. 19. Austritt kleiner Lavaströme an Brüchen im Kreidekalk, Aj. Andreas.

schutt. Durch Verwitterung der Basisschlacken verstürzt die Strommasse und zerfällt in polyedrische Blöcke. Dadurch erklärt sich die vollständige Abtragung besonders an den sehr steilen Hängen. An der Küste bedecken die Laven einen Streifen von 400 - 500 m. Im W wechsellagern drei dünne Ströme mit Lockerschlacken und Explosionsprodukten. K. G. Fiedler (1840) hat diese Stelle beschrieben, ohne die Verschiedene Natur der einzelnen Bänke zu erkennen.

Im Profil zeigen sich:

2 m rotbraune, massive Lava mit Schlackendecke;

0,5 m kleine, schwarze Schlacken, verbacken und «gerollt», Kalkbrocken. Nach 0 auskeilend;

3 m schwarze, massive Lava, zum Teil verschweißte Schlacken;

2 m Lockerschlacken mit vielen Kalkbrocken, verschweißte rote Schlacken, lagenweise nach Größe geordnet. Kalkbrocken und Lockerschlacken, nach 0 auskeilend;

5 m rote Schweißschlacken und massive Lava. Meeresspiegel.

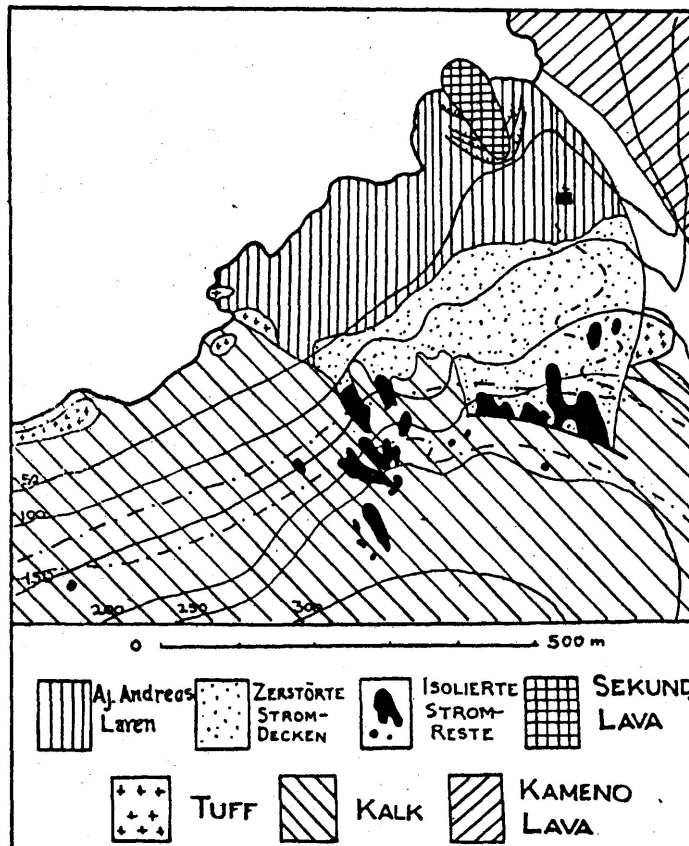
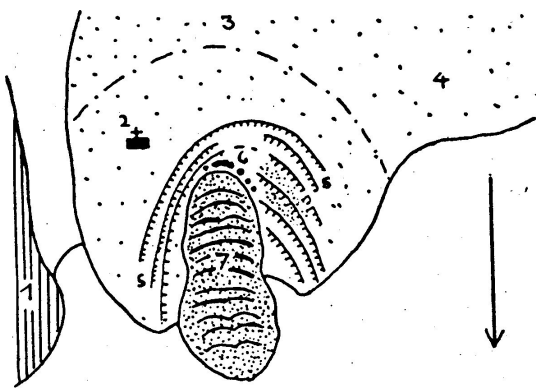


Fig. 20. Lagenskizze der Aj. Andreas-Eruption.

Die Lavabänke sind zum größten Teil massiv mit hangenden und liegenden Schlacken. Sie lassen sich in die Ströme und Stromreste am Hang hinauf verfolgen. Ihre Farbe ist im Hangenden rotbraun, in den mittleren Partien tiefschwarz, am und zum Teil im Wasser leuchtend rot. Die Lockerschichten zeigen für Auswurfschichtung typische Sonderung nach der Größe. Die größeren Schlacken sind fladenartig verbreitet und mit der Umgebung verschweißte. Sie sind im plastischen Zustand gefallen. Die Anreicherung von Kalkbrocken, Radiolariten und älteren vulkanischen Gesteinen ist bedeutend stärker als in den Schlackenpartien der Strombänke, die Kalke sind meistens gefrittet und gebrannt. An verschiedenen Stellen sehen die Lockerschlacken zwischen den Strömen wie gerollt aus: Der hangende Strom hat die auf den liegenden Strom gefallenen Explosionsprodukte unter sich fortbewegt. Nach 0 keilen die Lockerschichten aus, die Ströme legen sich mit geringen Schlackenbändern aufeinander. Sie werden nach 0 zusehends mächtiger, bis sie in den Lavahügeln von Aj. Andreas 50 - 60 m erreichen (65 m Meereshöhe).

Fig. 21. Lageskizze des Stromkopfes der Aj. Andreas - Ströme. 1. Kammeno-Stromfeld, 2. Aj. Andreas-Kapelle, 5. Stromdecken, 4. übereinander-liegende Stromdecken, 5. Brüche, 6. Quellpfropfen, 7. Sekundärstrom. (Gegenüber Fig. 20 um 180o verdreht.)

Fig. 21. Lageskizze des Stromkopfes der Aj. Andreas - Ströme. 1. Kammeno-Stromfeld, 2. Aj. Andreas-Kapelle, 5. Stromdecken, 4. übereinander-liegende Stromdecken, 5. Brüche, 6. Quellpfropfen, 7. Sekundärstrom. (Gegenüber Fig. 20 um 180o verdreht.)



Der Stromkopf. Der Grund für die Anreicherung im 0 ist darin zu finden, daß am Hang darüber die stärksten Lavadurchbrüche liegen und die Morphologie des Untergrundes eine stromkopfartige Ansammlung gestattet. Während der Mechanismus der dünnen Hangströme durchaus von dem für andesitisches Magma üblichen abweicht. unterliegen die Erscheinungen im Stromkopf den sonst erkennbaren Gesetzen. Hier hatte sich ein Stromkanal gebildet, der die herabfließenden Massen sammelte. Eine dauernd fördernde Quelle gab dazu die Möglichkeit, während in den anderen Teilen immer neu aufbrechende Öffnungen sich überlagernde Ströme lieferten. Bei Erstarrung der Stirn staute sich dieser Strom zu einem kuppelförmigen Stromkopf auf (Fig. 22). Profile an späteren Brüchen zeigen Intrusions- und Quetschbildungen, wie sie in genau gleicher Ausbildung in den sekundären Aufwölbungen im Kammeno-Stromfeld beobachtet wurden. Dabei entstand eine Plattung der Lava, die in den Dachteilen der Wölbung flach liegt, an der Küstenfront steil zum Meer fällt. Kleine Gasblasen und Schlacken zonen scheinen dabei als Scherflächen gedient zu haben. Diese Aufwölbung war die Einleitung zu einer sekundärvulkanischen Phase. Die aufgestauten Massen müssen in einem submarinen Durchbruch ihre Entlastung gefunden haben, der ein Einbruch der Wölbung an mehreren

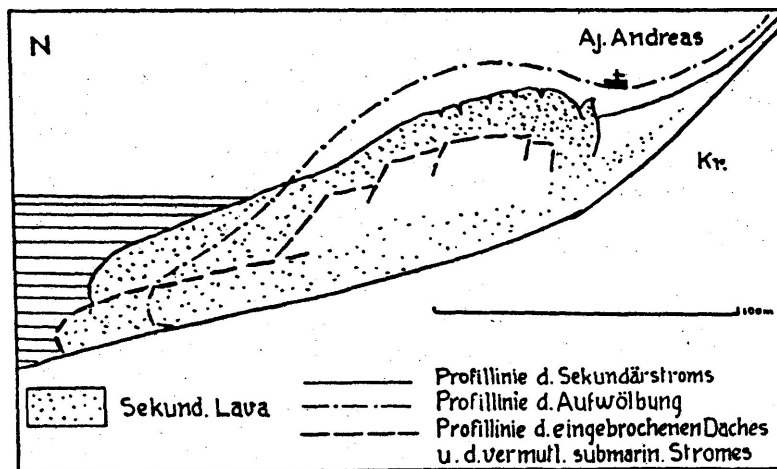


Fig. 22. Profil durch den Stromkopf und den Sekundärstrom der Aj. Andreas-Eruption.

weitgespannten, bogenförmigen, zum Meer offenen Brüchen und Spalten folgte. Die Brüche sind verraucht und zum Teil mit sekundärem Material gefüllt. Am Grunde des amphitheaterartigen Talgrundes (56 m Meereshöhe) entsprang ein neuer geschlossener Strom, der schon durch bedeutend größere Verschlackung seinen sekundären Typ zu erkennen gibt.

Der sekundäre Durchbruch. Das erste Aufdringen bezeichnen eine Reihe pilzförmiger, verschlackter Pfropfen und Schlackenkragen, im Halbbogen angeordnet (Fig. 21). Dadurch wird das Bild manchen Sekundärquellen an der Kammeno-Kuppe und auf Santorin ähnlich. Darunter beginnt mit gewölbtem Schlackendach der eigentliche Sekundärstrom, der durch unterströmung an einer Reihe stirnkonkaver Bruchspalten zerlegt wurde. An den Spalten hat nicht nur eine Entfernung der getrennten Dachteile voneinander stattgefunden, sondern auch eine Absenkung der unteren Schollen bis zu 10m. Die meist sehr schmalen (1 - 4 m) Dachsollen zwischen den Unterströmungsbögen sind alle nach vorne geneigt und an den Bruchflächen stark verraucht. In der ersten Fließstrecke liegt der Strom auf den abgesunkenen primären Dachteilen, seine Mächtigkeit ist gering (Fig. 21). Bei Beginn einer Steilstufe (54m), die wohl ebenfalls eine Bruchstafel oder den Flankenbeginn der primären Wölbung bezeichnet, verengt sich der Stromlauf, seine Ränder werden steiler, das Gefälle stärker, die Unterströmungsbögen zahlreicher und unregelmäßig. Zwei parallel laufende Wölbungen des Daches deuten eine Differenzierung in zwei Kanäle an.

Der Stromkopf von Aj. Andreas zeigt also den für die zähen andesitischen Laven bezeichnenden Mechanismus: Aufstau der subkrustal fließenden Laven durch Erstarrung in der Stromspitze, Aufwölbung, Entlastung in stirnnahen Stromteilen (nicht beobachtet), Einsturz der Wölbung und Austritt eines sekundären Stroms, dessen Laven ihren Gasgehalt bis zur Austrittsstelle bewahrt hatten und so die typischen Verschlackungen und Verrauhungen bildeten.

Gegenüber diesen im zähen Zustand der andesitischen Laven bedingten Bewegungsformen zeigen die Stromquellen und Stromdecken am Hang einen stark modifizierten Mechanismus, der in gewissen Zügen der Bewegungsart basischer, leichtbeweglicher Schmelzen ähnelt. Auch die Durchtrümmerung des Kreidegebirges in zahllosen dünnen Adern und Gängen ist für zähes Material ungewöhnlich. Man muß, da die mineralogische Zusammensetzung kaum vom Durchschnittstypus der Methana-Laven abweicht, eine höhere Temperatur für das hier ergossene Magma annehmen, die mit erhöhter Flüssigkeit eine schnellere Bewegung

gestattete. Es bleibt noch die Frage nach dem Ursprung der Explosionsprodukte zu erörtern. In der Nähe der Lavendurchbrüche wurden keinerlei Anzeichen für Lockermasseneruption beobachtet. Dazu kommt eine deutliche, nach der Größe gesonderte Streuung der Lockerprodukte, die auf einen im Meer gelegenen Eruptionspunkt deutet. Auf der kleinen Halbinsel im W der NW-Küste, die von Radiolariten, Serpentin- und Kreidekalk aufgebaut wird, lagert eine 5 - 4 m starke Decke von Lockerschlacken, Lapilli und fremdem Auswurfmaterial. Über altem Hangschutt folgten zuerst grobe Schlacken und Bombenpackungen mit zahlreichen frischen und metamorphosierten Kalkbrocken. Der veränderte Kalk ist rein weiß und kristallin gegenüber dem blaugrauen, dichten im frischen Zustand. Dazu kommen Brocken rötlicher und blauer Andesite vom Typ des Massivgesteins und vereinzelte Radiolarite. Nach oben nehmen die Schlacken und Auswürflinge an Größe ab, eine deutliche Schichtung in korngleiche Bänke ist vorhanden. An der Küste zwischen dieser Halbinsel und den Tuffvorkommen in den Spitzen der Aj. Andreas-Ströme (s. oben) kommen vereinzelte Reste und zusammenhängende Partien ähnlicher Lockermassenpackungen vor. Den Hang hinauf werden sie geringer, am Wege (zirka 150 m) unter dem Paß, der die Panajia-Halbinsel vom Hauptkreidemassiv trennt, wurden 50 cm mächtige Lapillischichten beobachtet, die aus erbsen- bis nußgroßen Brocken bestehen mit wenig größerem Material. Mehrere Spindelbomben bis zu 10 cm Größe wurden im Waldboden gefunden. Am Panajia-Paß (210 m) stehen noch einmal 1 - 2m mächtige, fest verbackene Lapillischichten mit geringer Korngröße an. Sonst läßt sich auf allen Nordhängen der Kreideberge eine dünne Bestreuung mit kleinen Lapilli feststellen, die kaum auf das Plateau hinauf oder gar auf seine S-Seite hinüberreicht (vgl. Karte, Tafel I). Der Ursprung dieser Lockermassen kann also nicht im Kammeno-Vulkan liegen, da dieser hinter den Kreidebergen liegt. Schon K. G. Fiedler (16) nahm einen, submarinen Eruptionspunkt an, und Lage und Anordnung der Tuffe schließen tatsächlich eine andere Deutung aus. Verlegt man den Ausbruchspunkt in die Nähe der größten Schlacken, so muß er zwischen der NW-Halbinsel und den Aj. Andreas-Laven gelegen haben, und zwar näher an diese heran. Dafür sprechen auch die Schweißschlackenbänke zwischen den Stromdecken. Ein submariner Vulkanbau ist im Verlauf der Tiefenlinien nicht zu erkennen, konnte aber auch leicht zerstört werden.⁵⁾

Die Zeit des Ausbruchs wird durch die Verzahnung von Lockermassen und Stromdecken als gleichzeitig mit dem Ausfluß der Aj. Andreas-Laven bestimmt. Die Eruption von Aj. Andreas zeigt also zwei verschiedene, räumlich getrennte Äußerungen vulkanischer Kräfte zu gleicher Zeit:

Subaerische Extrusion äußerst dünnflüssiger Laven aus zahlreichen Gängen und submarine Explosion mit Förderung von Lockermassen. Das Phänomen dieses Ausbruches mit seinen zahlreichen, über ein größeres Gebiet zerstreuten Eruptionspunkten erklärt sich durch die Annahme einer größeren Magma-Intrusion im Untergrund, der bei geringer eruptiver Energie der Durchbruch zur Oberfläche in geschlossenem Schlot nicht gelang. Die Klüfte und Brüche des Kreidegebirges ließen nur kleine «Ableger» der größeren Massen aufsteigen. Der Ausbruch von Aj. Andreas stellt also nur die geringe Oberflächenerscheinung einer im Wesentlichen in mäßiger Tiefe steckengebliebenen Eruptionsmasse dar.

⁵⁾ Die submarine Erhebung dicht vor der NW-Spitze von Methana kommt aus den oben genannten Gründen hierfür nicht in Frage und gehört wohl zum Sedimentsockel der Insel.

y) Die Ostrandvulkane.

Den Ostrand der älteren Massive besetzen drei größere Vulkanbauten:

Der nördliche und der südliche Tsounaki-Vulkan und der Kossona-Vulkan.

Ihrer morphologischen Erhaltung und ihrer Anlage nach gehören sie in dieselbe Phase im Aufbau des vulkanischen Methana.

Der nördliche Tsounaki-Vulkan.

Der nördliche Tsounaki-Vulkan erhebt sich mit seiner Kuppe nur 80 m über seine Basis im Ort Kossona (205 m). Die Kuppenoberfläche ist unregelmäßig oval und in eine Anzahl unzusammenhängender Felsgruppen aufgelöst, die alle ähnlich gebaut sind: flacher Abfall mit hangparalleler Plattung nach außen, steilere Begrenzung gegen die schwachen Senken der Kuppenhöhe. Ein zentraler Einbruch ist demnach wahrscheinlich (Fig. 25).

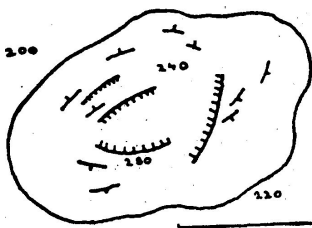


Fig. 23. Kuppe des nördlichen Tsounaki-Vulkans.

Der Stromoberteil zieht in gleichmäßigem Gefälle zum Meer. Eine. Wenig breite mittlere Senke zieht zwischen zwei pfpofentragenden Rücken abwärts. An der Küste liegt ein wenig hohes (25—40 m) ebenes Stromfeld, über das sich der höhere Stromteil heraushebt. Schon im Oberlauf angelegte Stromarme setzen sich in das Stromfeld fort, wo sie pfpof - bis domförmige Aufwölbungen, zum Teil sekundären Charakters tragen. Die höchste erhebt sich 50 m über das nördliche Stromfeld und trägt Reste antiker Befestigungen. Die Aufschlüsse der Steilküste zeigen überall den Typ in Blockmassen aufgelöster, von kompakten Pfpofen intrudierter Stromstimen. Den nördlichen Rand des Stroms begleitet ein schmaler isolierter Rücken, der mit großen und kleinen Pfpofen und Aufwölbungen dicht besetzt ist. Über den Mechanismus dieser Bildungen kann man hier wenig aussagen. Doch scheinen sie von gleichartigen Erscheinungen auf dem südlichen Tsounaki-Strom nicht sehr verschieden.

Der Kossona-Vulkan.

Der Kossona-Vulkan ist einer der bemerkenswertesten auf Methana. In der Silhouette Methanas hebt sich seine hohe, flache Kuppe im 0 als auffälliger Einzelbau heraus. In der Reihe der Ostrandvulkane ist er morphologisch der am besten erhaltene.

Der als Schlotmündung erkennbare Teil der Kuppe setzt genau auf den Rand der alten Massive auf. Diese Lage bedingt eine unsymmetrische Ausbildung der Kuppe und der Stromansätze, da der Massenabzug dem Gefälle nach ausschließlich nach 0 erfolgte. Aus dem Unterteil der Kuppe entwickeln sich in gleicher Höhe drei Stromarme. Der südliche, ein hoher schmaler Grat, endet mit zwei gesäulten Felsköpfen bereits weit oben im Tal zwischen dem südlichen Dsunaki-Strom und der Kossona-Kuppe (vgl. Karte, Tafel I). Der mittlere setzt als. breiter Rücken an, fällt dann steil in sein Stromfeld an der Küste ab, wo seine Strom-

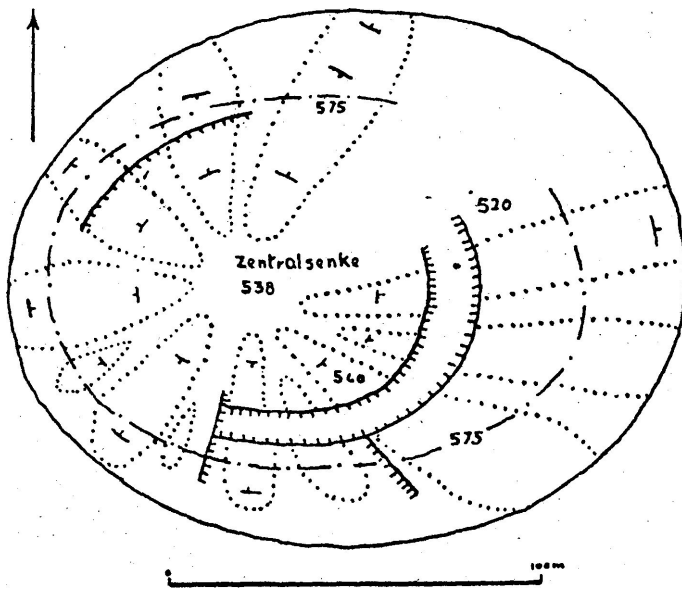


Fig. 24. Kossona-Kuppe. Skizze der Kuppenoberfläche.

spitzen leicht aufgewölbt sind. Der nördliche besitzt im Oberteil eine hohe rückenartige Überhöhung, an der Küste bildet er ein weites Stromfeld mit zwei Aufwölbungen am Meer. Die Kuppe hat im W über dem alten Massiv eine relative Höhe von 120m. Die Kuppenoberfläche zeigt die auf der Kammeno-Kuppe beobachtete Erscheinung der Dachspalten und ihrer Füllung in besonders vollendeter Weise. Nach Aufbau der Kuppe wurde durch Nachschub das Dach gehoben und zerriß in langen radialen Spalten, die in der Mitte nicht ganz zusammenlaufen, aber weit in die Flanken hinuntergreifen. Diese Spalten wurden von unten gefüllt, und über ihnen bauten sich schmale gewölbte Rippen auf, deren höchste Punkte auf einer Kreislinie über dem ehemaligen Kalottenrand liegen (Fig. 25). Das Profil der Rippen ist fast überall das gleiche, wenn sie nicht durch spätere Brüche zerstört wurden. Nach der Mitte zu fallen sie steiler ab, nach außen in flacheren Bogen. In den Flanken spitzen sie nach unten zu aus, gliedern somit auch noch die Flanken in vorspringende Felsbänder und dazwischenliegende, dicht bewachsene Runsen. Nach O sind sie der unsymmetrischen

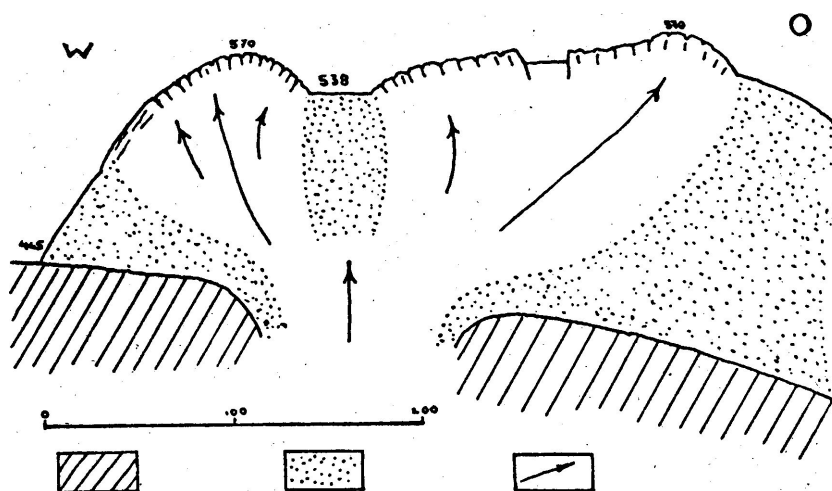


Fig. 2. Schematisches Profil durch die Kossona-Kuppe.

Ausbildung der Kuppe entsprechend länger. Im zentralen Teil der Kuppe laufen sie in einer

kleinen bebauten Kreissenke zusammen. Diese Senke, die über der Schlotmündung angelegt ist, liegt exzentrisch zu dem weiten Oval, das den Kuppenoberrand umschreibt. Die Senke ist nicht nachträglich durch Einbruch oder Nachsacken der Dachteile über dem Schlot entstanden, sondern wurde durch die Überhöhung der Rippen über die ehemalige Kuppenoberfläche gebildet. Doch sind späte perizentrische, die Rippen durchschneidende Brüche vorhanden, die eine niederbrechende Bewegung des Kuppendachs nach Abschluß der Förderung andeuten.

Ein flächiges Parallelgefüge steht im Längsschnitt der Rippen in Fächerstellung ebenso wie in der Kammeno-Kuppe, nur daß hier durch eine größere Anzahl Einschlüsse und die fortgeschrittene Verwitterung dieses deutlicher zum Ausdruck kommt. Die den Fließebenen folgende Klüftung weist in den über dem Kuppenrand und den Flanken liegenden Teilen der Rippen ihre Fächerstellung auf (Messungen des Parallelgefüges liegen aus den äußersten Teilen nicht vor). In den Zwickeln der auf den Flanken ausspitzenden Rippen tritt eine zopfartig stehende Säulung auf. In den Flankenteilen scheint thermische Klüftung über die der Struktur folgende zu überwiegen.

Besonders bemerkenswert ist das alle Rippen durchlaufende perizentrische Streichen des Parallelgefüges. Es ist also nicht an eine einzelne Rippe gebunden und von deren Spaltenwänden und -rändern abhängig, sondern muß auf die Struktur der gesamten Kuppe bezogen werden. Das setzt aber eine große Beweglichkeit und Nachgiebigkeit der Schollen des durch die Radialspalten aufgelösten Daches voraus, die gleichsam auf den neu aufdringenden Massen des Kuppeninnern schwammen.

Das nicht von den Spalten zerrissene Zentrum des Kuppendaches (Zentralsenke) und das umlaufende Streichen des Parallelgefüges in den Rippen geben den Schlüssel zur Deutung des Mechanismus. Die jüngeren in die Kuppe eindringenden Schmelzmassen fanden Kuppenkern und Dach verfestigt. Sie trieben den erstarrten Schlotkern (vgl. die Deutung der Zentralkernteile in der Kammeno-Kuppe als durchsetzenden Schlot, s. p. 25) gegen das Dach, das durch ihn aufgerissen wurde. Um dieses Hindernis herum drang die jüngere Lava an die Oberfläche (Fig. 24). Ihre Fließstruktur stellt das Bewegungsbild der neuen Schlotmassen dar, die durch den älteren Kernpfropf nach der Seite auseinandergedrängt werden. Alle Spaltenfüllungen zusammen stellen also wieder einen bis zur Oberfläche durchsetzenden Schlot dar.

Der südliche Tsounaki-Vulkan.

Der südliche Tsounaki-Vulkan baute ebenso wie die Kossona-Kuppe auf dem Rand der Massive eine Kuppe auf, aus der ein langer, breiter Strom nach O in das Meer abfloß. Die Kuppe ist ziemlich abgetragen und heute als flachgewölbter Dom erhalten; auf den Nord- und Ostflanken sind deutliche Reste von spaltenfüllenden Rippen zu sehen. Auf der Südseite greift eine flache Senke bis in die Gipfelfläche hinein, beiderseits von niedrigen, steilen Felsbändern begrenzt. Die relative Kuppenhöhe beträgt 50—80 m.

Der Strom entwickelte seine endgültige Form in mehreren Phasen, deren letzte sekundär-vulkanischen Mechanismus zeigen.

6) Gewisse Ähnlichkeit hat dieses Bild, auf eine regionale Erscheinung übertragen, mit der Struktur der jüngeren Granite des Passauerwaldes, deren Gefüge auch unabhängig von den zwischenliegenden, älteren Massen in allen Einzelintrusionen einem gemeinsamen Plan unterliegt. Doch handelt es sich dort um Dehnungs-, hier um ein reines Fließgefüge (H. Cloos).

Im obersten Teil beginnt der Strom in zwei fast ebenen Terrassenflächen, deren Begrenzung nach unten von höheren Felssäumen gebildet wird (Fig. 26). Typische Pfropfen mit runden Wölbflächen, radiale Zerklüftung, Brekzien und Schlacken deuten auf spätere Intrusion an diesen Zonen. Es ist möglich, daß es sich auch hier um sekundär»;

Stromdachhebungen wie im Kammeno-Stromfeld handelt. Be merkenswert ist im Vergleich mit den Stromdachhebungen auf dem Liatsikas-Strom auf Santorin (H. Reck, 1956), daß auch hier die

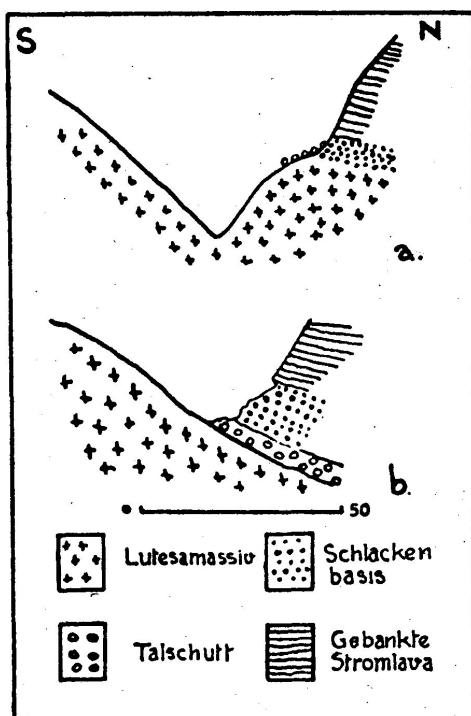


Fig. 26. Die Westflanke des Tsounaki-Stroms. A.) oberer Stromlauf B.) unterer Stromlauf.

Hebungen über einen Geländeknick im Untergrund einsetzen. In der Vromolimni-Schlucht (Lachora), die den Südrand des Stromes begleitet, liegt die Strombasis unter der zweiten Terrasse 50—40 m über der Talsohle (Fig. 26 a). Die Schlucht ist also tief in den alten Untergrund eingeschnitten. Unterhalb des herauspräparierten Ganges a. (Fig. 26) des Lutesa-Massivs steigen die Laven des Tsounaki-Stroms tief ins Tal hinab, das im unteren Abschnitt ein interkollines Tal zwischen den beiden ungleich alten Vulkanbauten darstellt (Fig. 26 b). Stellenweise ist hier die Schlackenbasis des Dsunaki-Stroms erhalten. Über dichter, zum Teil verschlackter und verschweißter Blockpackung folgen wohlgebankte, sehr dichte, klingend-harte Laven, deren Typus von dem der Stromoberfläche und der Kuppe wesentlich abweicht. Dieser Teil der Stromflanke gleicht vollständig denen des Stroms von Megalo Chorio. Der Südrand des Pfropfensaums an der zweiten Strömterrasse geht in einen Pfropfenstrom über, der den Südrand des Stromes bis in das Vorland beim Ort Vromolimni begleitet. In dichten

Abständen stehen hier größere und

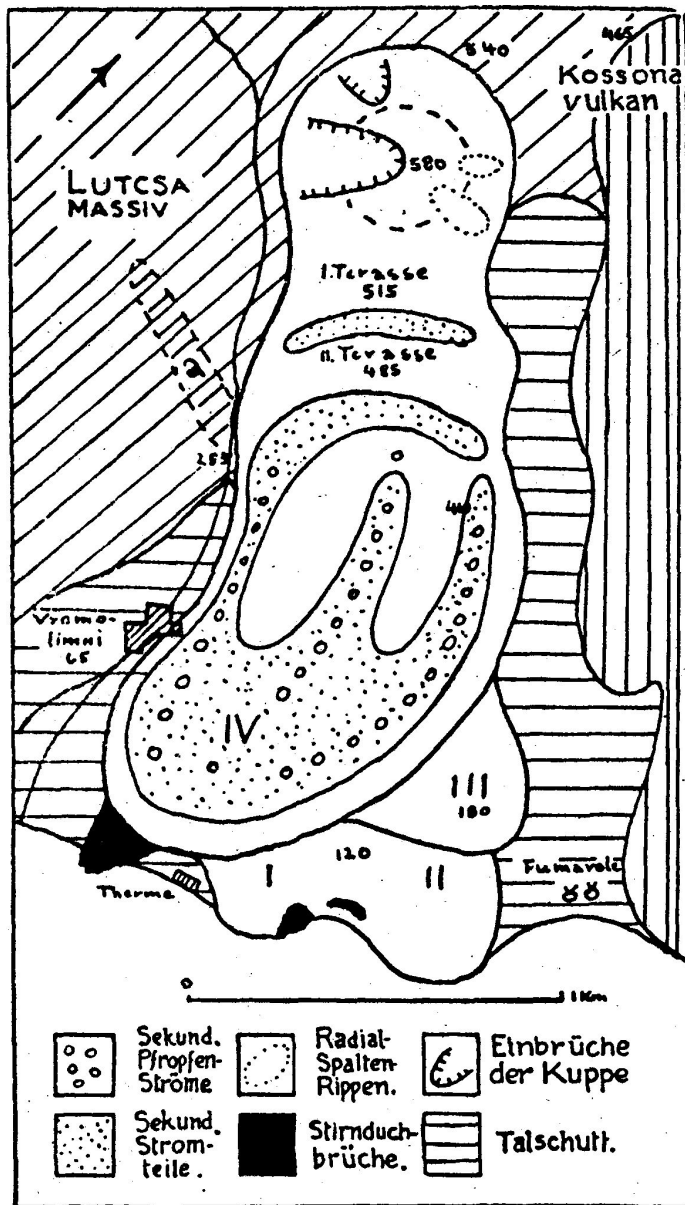


Fig. 27. Stromschema des Dsunaki-Stromes.

kleinere dorn- und pfropfartige Felsgruppen. Die Randzone des ursprünglichen Stroms gab die Durchbruchmöglichkeit für die letzten spärlichen sekundären Nachschübe, die zumindest in den höheren Stromabschnitten nicht mehr freifließende Ströme entwickeln konnten. Ebenso ist der nördliche Stromrand von Pfropfen und zum Teil schlackigen und gepreßten Extrusionen besetzt, die stellenweise auch die Flanken durchstoßen. In dem flach zwischen den Rändern eingesenkten Strommittelteil liegt unterhalb der zweiten Terrasse das spitz auslaufende Ende eines weiteren Pfropfenstroms, der sich, nach unten zu breiter werdend, in dem unteren Stromteil mit den randlichen Pfropfenströmen vereinigt (Fig. 27).

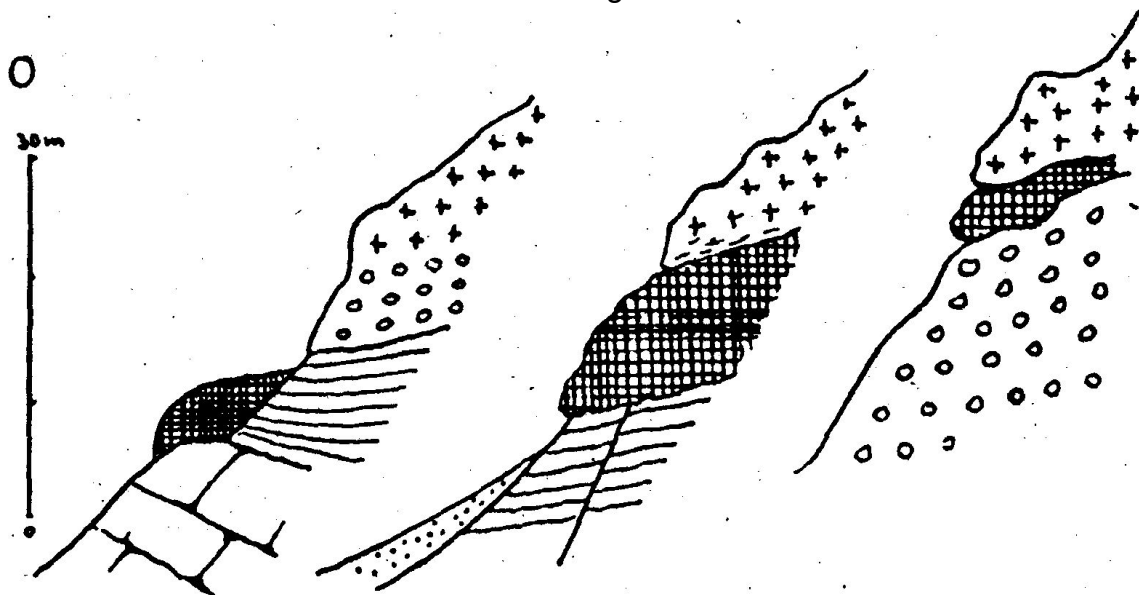
Die räumliche und quellenmäßige Beschränkung der quellennäheren sekundären Durchbrüche kennzeichnet sie als letzte Produkte des rückwärtswandernden Sekundär Vulkanismus, der die unteren Stromteile mehr und mehr verstopft findet. Hierin stimmt der Mechanismus des Dsunaki-Stroms vollständig mit dem des Geogalas-Stromes auf Santorin überein (vgl. H. Reck, 1956, 2). Während unten das gesamte Stromdach von sekundären

Massen durchstoßen wird, konzentrieren sich diese quellwärts auf Schwächezonen an den Stromrändern und im eingestürzten Strommittelteil (Medianspalte ?).

Bereits in früheren Phasen hatte der Strom verschiedene Stromzungen entwickelt und zum Teil inaktiviert, so daß die jüngeren durch die älteren abgelenkt wurden und sie teilweise überflossen. Die jüngste Zunge bildet das heute sichtbare Ende des den Sekundärvulkanismus tragenden Hauptstroms. Sie endet unterhalb des Ortes Vromolimni. Ein kleiner Stirndurchbruchstrom ist am Meer aus dem Blockschutt der Küstenebene herauspräpariert worden. Diese Stromzunge IV überlagert die Zunge III auf der Nordseite des Stromes, die wiederum selbst über den beiden ältesten Stromspitzen I und II aufgebaut ist (Fig. 27). Diese beiden Stromzungen zeigen in guten Aufschlüssen am Meer den Mechanismus sekundärer Stirndurchbrüche. Die Teilung des ursprünglichen Stroms in zwei Zungen wurde durch eine Klippe des Sedimentsockels der Halbinsel verursacht: harte, von Kalzitadern durchtrümmerte Kalke (Kreide ?), überlagert von und zum Teil verworfen gegen Neogenmergel und -kalke, bildeten für den Strom ein Hindernis, das um- und überflossen würde. Das Material der Zunge selbst besteht längs der ganzen Küste aus einer Blockpackung kubikmeter- bis faustgroßer Stücke hellgebleichten Gesteins, die wohl eine primäre Auflösung der Stromspitzen anzeigt. Erst die hangenden Partien bestehen aus kompaktem Gestein. Auch der Überguß auf der Sedimentklippe besteht aus diesen Basisblockmassen. Nur an einer Stelle tritt in ihm eine gangförmige Partie sehr dichten Gesteins auf mit glasigen Salbändern, die vielleicht als Intrusion von oben aus den jetzt abgetragenen Deckmassen gedeutet werden kann.

Zwischen der Basis des Stroms und der Kalkklippe und stellenweise zwischen Basisblockmassen und kompaktem Stromgestein durchbricht eine dunkle, brekziöse Lava die Stromspitze (Fig. 28). Es treten also innerhalb eines Stromlaufes petrographisch verschiedene Laven auf, wobei die jüngere die bereits erstarrten Stromenden aus älterem Material durchbricht. Der sekundäre Vulkanismus lieferte in diesem Falle also weiter entwickelte oder sogar neue Laven aus tieferen Teilen des Herdes. Damit erklärt sich auch der petrographische Unterschied zwischen dem Stirndurchbruch und dem Sekundärmaterial auf Strom und Stromspitze IV und dem sonstigen Strom- und Kuppengestein.

In den Blockmassen der südlichen Stromspitze 1 treten an der Küste ebenfalls steil eingepreßte dunkle Laven auf. Sie haben das umgebende



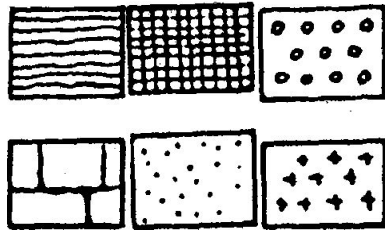


Fig. 28. Profil des Stirndurchbruchs des Dsunaki-Stroms.

1. Neogenmergel und Kalke. 2. Dunkle, brekziöse Sekundärlava. 3. Basisblockmasse des Stromes. 4. Kalk (Kreide?). 5. Gehängeschutt. 6. Massives Stromgestein.

Gestein stark gequetscht. Innerhalb der Intrusivmassen selbst sind drei dichte, schalig gebaute Kerne von verschlacktem, gepreßtem oder geplättetem Material umgeben. Dieselben Laven durchstoßen in weiteren Pfropfen das ältere Gestein an mehreren, von der Küste entfernten Stellen. Das primäre Gestein wurde in dieser Gegend, besonders im Kokkinopetra (Roter Fels) durch Fumarolen zersetzt, verkieselst und bunt gefärbt. Trotz der bereits erfolgten Anlage jüngerer Stromzungen war in der sekundären Phase ein Eindringen neuer Lava in die alten Stromkanäle möglich. Doch blieb eine Weitere Entwicklung des sekundären Vulkanismus in diesen Teilen auf spärliche Durchbruchversuche an den Stirnen beschränkt.

(Über die Eindeckung der Stromspitzen I und II mit Tuff und Bimsstein s. p. 95).

d) Die Gruppe des Malja-Vulkans.

An die Ostrandvulkane, denen sie auch in ihrer morphologischen Erhaltung ähneln, lassen sich die drei Kuppen, die Malja-, die Stavrolongo-Kuppe (Kuppe B) und Kuppe A anschließen. Sie sitzen bereits im östlichen Zentralgebiet auf, doch ist ihre Lage in bezug auf den Gesamtbau

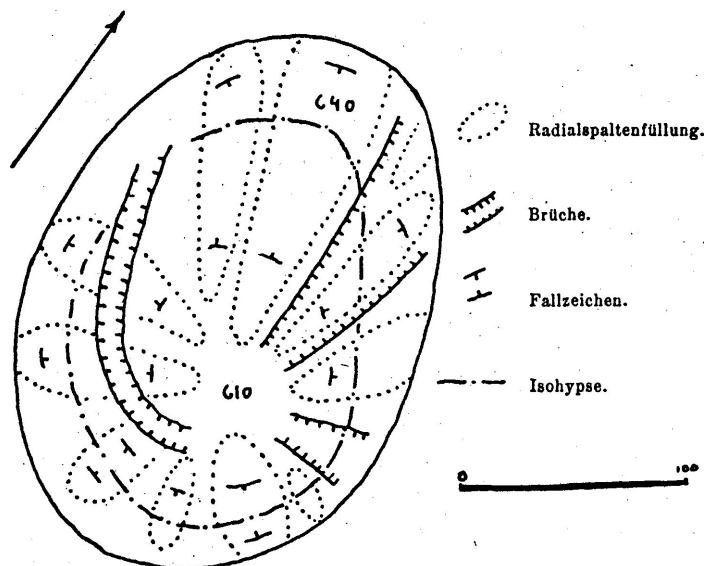


Fig. 29. Skizze der Kuppenoberfläche der Malja-Kuppe.

Methanas noch peripher zu nennen. Charakteristisch sind im Vergleich mit den Ostrandvulkanen ihre geringen Massen, die nur zum Aufbau von stromlosen Kuppen ausreichten.

Der Malja-Vulkan.

Die Malja-Kuppe ähnelt im Aufbau und in morphologischer Erhaltung der Kossona-Kuppe. Sie hat ovalen, NNO gestreckten Grundriß. Die Topographie des Untergrundes ist sehr unregelmäßig, so daß die relativen Höhen im W nur 50—60 m, im O und S 120 m betragen, auch die Streckung der Kuppe nach NNO läßt sich auf die Neigung des Untergrundes zurückführen. In der zweiten Phase der Dachaufpressung und Dachzerreißung zeigt sich die exzentrische Lage eines Hauptförderschlotes in der dem Südrand der Kuppe genäherten Senke, in der die Rippen der Spaltenfüllungen zusammenlaufen. Die Struktur dieser Spalten ist die gleiche wie auf der Kossona-Kuppe; sie reichen sehr weit auf die Flanken hinab, wo in den ausspitzen Zwickeln wieder eine zopfartige Säulenstellung auffällt. Der exzentrischen Lage des Schlotes entsprechend, sind die Rippen sehr ungleich lang (Fig. 29). Perizentrische und radiale Einbrüche können das deutlich ausgeprägte Bild nicht beeinträchtigen. Das Gestein ist besonders reich an endogenen Einschlüssen.

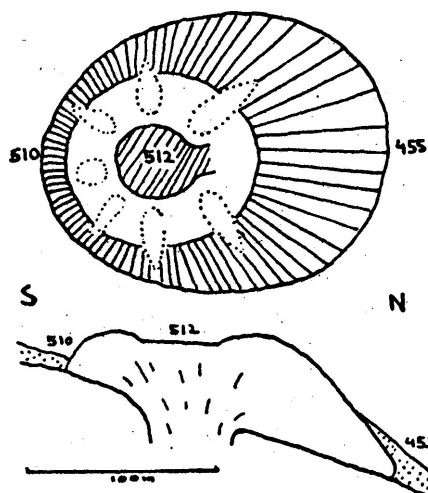


Fig. 30. Aufsicht und Profil der Kuppe «A».

Kuppe A. Kuppe A lehnt sich an die älteren Massive an. In S erhebt sich ihre Kuppenhöhe nur 15 - 20 m über den Massivhang; im N reicht ihr Fuß 75 m tief ins Tal hinab (Fig. 50). Ihre kreisrunde Oberfläche von 100 m Durchmesser zeigt dasselbe Bild wie die Zentralhöhe der Kossona-Kuppe. Um eine 15 m eingetiefe, bebaute Senke zieht sich ein von Felsköpfen besetzter Wall. Zwischen den Felsen, die zum Teil noch eine radiale Verlängerung auf die Flanken erkennen lassen, liegen flache, radiale Vertiefungen. Regelmäßige Klüftung ist nicht ausgebildet, nur zwei Felsrippen haben Plattung mit umlaufendem Streichen. Auch hier zeigen sich also in schlechter Erhaltung Spaltenfüllungen über radialen Rissen des Kuppendaches.

Kuppe B (Stavrolongo-Kuppe).

Inmitten des interkollinen Tales erhebt sich eine kleine Kuppe mit 10 - 12 m Höhe und 20 - 50 m Durchmesser. Wenn auch eine starke Eindeckung mit Talschutt anzunehmen ist, ist die ursprüngliche Masse nicht viel größer gewesen. Der kleine Hügel trägt fünf nach außen steiler, nach innen flach abfallende Felsköpfe, die eine ganz geringe Senke einschließen. Sie sind vollkommen verstürzt und in Blockhaufen aufgelöst, so daß das vorhandene Parallelgefüge nicht eingemessen werden konnte. Kuppe B stellt in der Reihe Kossona- und Malja-Kuppe, Kuppe A - Kuppe B den massenmäßig geringsten Bau von gleichem genetischen Typ dar, der für sämtliche Vulkane des östlichen Methana charakteristisch ist.

e) Die Vulkane des westlichen Vorlandes.

Im Küsten vorland, das den steil aufsteigenden westlichen Randbergen der zentralen Massive vorgelagert ist, entstanden zwei Vulkane: die in mehreren zeitlich getrennten Eruptionen aufgebaute Vulkangruppe der Malisa und die Kuppe des alten Burgberges (Paläokastro). Auch diese Gruppe muß ihrer morphologischen Erhaltung nach zu den jüngeren Bildungen Methanas gehören. Sie entstand ebenso wie die allerjüngsten Vulkane im NW (Aj. Andreas- und Kameno-Vulkan) schon außerhalb der alten Massive über Randbrüchen des Sedimentsockels. Petrographisch schließt sie mit ihren basischeren Laven an die jüngeren Spalteneruptionen auf den Höhen der Zentralberge (Chelonas usw.) an, zu denen der dazwischen liegende Strom von Megalo Chorio überleitet.

Die Malisa-Vulkangruppe.

Drei Ausbrüche mit räumlich getrennten Eruptionspunkten von verschiedener Art der Förderung bildeten den Vulkan der Malisa.

a) Der älteste Teil ist eine niedrige Kuppe mit großem Umfang, die eigentliche Malisa-Kuppe. Sie hebt sich im 0 nur mit 40 m aus den mächtigen Schuttmassen des Vorlandes heraus; ihr höchster Punkt erreicht 140 m Meereshöhe, was ungefähr ihrer tatsächlichen Höhe entsprechen kann. Nach W und S sind Flanken und Kuppenfuß weit vorgezogen; sie tragen extrudierende Pfropfen mit radialer Klüftung. Die unteren Flankenteile begannen sich stromartig vorzubauen, doch reichten die Massen nicht zur Ausbildung differenziert fließender Ströme aus. Nachschub aus dem Schlot intrudierte besonders in diese Teile. Im SO erscheinen einige anstehende Felsköpfe in den terrassierten Feldern und bezeichnen auch hier weit vorgreifende Kuppenflanken. Daraus ergibt sich ein Durchmesser von 600 - 700 m für die Kuppenbasis. Das Verhältnis von Basisdurchmesser zur Höhe ist zirka 1:5, die Kuppe also im Vergleich mit anderen auf Methana sehr flach. Die Kuppenoberfläche ist in NW-Richtung zwischen höheren Rändern um 15 - 40 m eingesunken. (Auf den Rändern steil nach außen fallende Plattung.) Im S bricht die Gipfelfläche an zwei Bruchslufen zu der zungenförmig vorgestreckten Flanke ab. Auch im 0 umziehen Brüche den höheren Kuppenrand.

Eine tektonische Bruchlinie zerstört die ganze NW-Seite des Malisa-Vulkans, einschließlich die Bauten der jüngeren Phasen. Ungefähr ein Drittel der Kuppe ist an diesem Bruch nach NW abgesunken. Die Bruchlinie streicht 50°, ist aber dort, wo sie den Westrand der Kuppe durchschneidet, nach 0 in einer zur Kuppe radialen Richtung

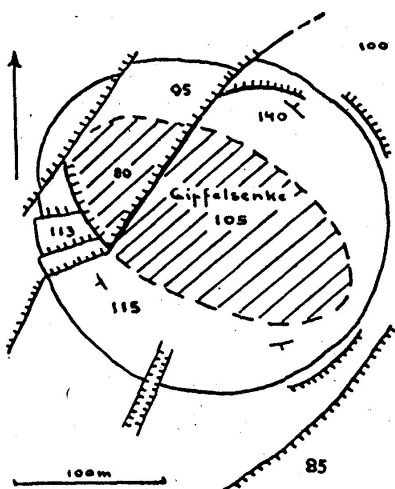


Fig. 31. Die Malisa-Kuppe.

abgelenkt. Bemerkenswert ist, daß durch den tektonischen Niederbruch die alten Schwächezonen des Vulkans auflebten, an denen die Gipfelsenke eingebrochen war. Im abgesunkenen Kuppenflügel sind die Westränder über der Senke stehen geblieben, während der Mittelteil und die NO-Ränder mit in die Tiefe gingen. Der Gipfelrand selbst wurde dabei durch weitere Radialbrüche zerstört (Fig. 51).

b) Vor dem vorgezogenen Westfuß der Malisa-Kuppe steigen die Felsköpfe des Hügels von Prophitis Ilias auf. Sie bestehen aus einer einschlußreichen, porphyrischen, bedeutend helleren Lava als die Hauptkuppe. Große, regelmäßig radial geklüftete Pfropfen, steile nach O fallende Plattung und starke Verschlackung deuten auf einen selbständigen Ausbruchspunkt. Nach W greifen die Laven bis an die Spitze des Kaps vor. Als sekundärvulkanische Erscheinung können diese Bildungen nicht betrachtet werden, da sie keine genetischen Beziehungen zum Malisa-Bau zeigen, sondern selbständig außerhalb seines Kuppengebiets auftreten. Sie sind jüngere Äußerungen vulkanischer Kraft derselben Schwächelinie, über der auch die erste Kuppe aufgebaut und später wieder zerstört wurde. Der größte Teil des Aj. Ilias-Hügels, vor allem die Senke zwischen ihm und der Malisa-Kuppe sind von einer bis 20 m dicken Bimssteinschicht eingedeckt. Die Bimssteine sind wohl geschichtet, in korngleichen Bänken angeordnet und führen neben älteren Laven der Massive auch Kalk- und Quarzbrocken. Über ihre Herkunft kann man, wie bei allen Explosionsprodukten auf Methana, nichts Genaueres aussagen. Auf jeden Fall sind sie nicht auf die heute sichtbaren vulkanischen Bauten der Malisa-Gruppe selbst zurückzuführen.

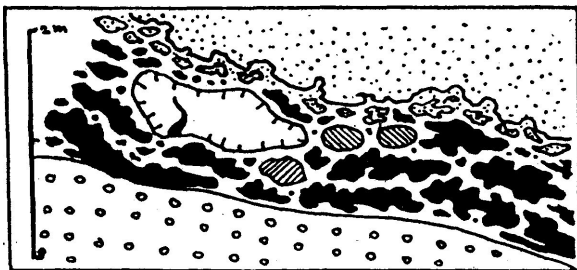
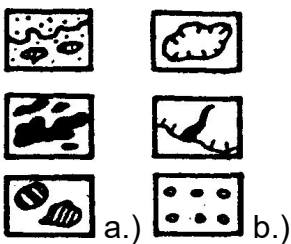


Fig. 32. . Die Basis der Strom-decken am Aj. Ilias-

Hügel.



a.) Braunrote Stromlava und Schlacken, Schwarze Schlacken, Auswürflinge von Malisa und Massivgestein.

b.) Gefritteter Neogenmergel, Glasige Lava im Neogenmergel

c) Als letzte Förderung wurden im Räume der Malisa-Gruppe dünne basische Stromdecken ergossen, die die Flanken der Malisa-Kuppe, den Rücken des Aj. Ilias-Hügels, die Kreidekalk- und Konglomeratklippen im SW überfließen und das Tal vor den Kreidebergen im S auffüllen. Der Mechanismus dieser dünnen Stromdecke ähnelt teilweise dem des Aj. Andreas-

Ausbruchs. Die Laven zeichnen sich durch hohen Gasgehalt und große Beweglichkeit aus, die die flächenhafte Ausbreitung gestattete. Ebenso fehlt die Andeutung jeder Kuppenanlage über dem Eruptionspunkt. Das erschwert die Bestimmung ihres Herkunftsortes. Aus der Kartierung ergibt sich, daß sie genau bis an die Bruchstufe am Südrand der Malisa-Kuppe heranreichen. Sie sind wahrscheinlich hier an einer langen Zone aufgedrungen und ohne besondere Quellbindungen abgeflossen (vgl. die Aj. Andreas-Ströme p. 55). Aus den verschiedenen, ungleich ausgebildeten Profilen längs der Küste und dem Tal vor den südlichen Kreidebergen ergibt sich eine Gliederung der Decke in zwei Ströme, zwischen denen Lockerschlacken und Aschentuffe in wechselnder Mächtigkeit eingeschaltet sind. Das normale Profil beider Ströme zeigt lockere und verbackene Schlacken im Liegenden und Hangenden, in die Brocken des Untergrundes (Kalk, Malisa- und Massivgesteine) eingearbeitet sind. In den Basalschlacken der Stromhügel finden sich zahlreiche große Blöcke fossilführender neogener Kalke und Mergel. Sie sind zum Teil stark gefrittet (stengelige Auflösung senkrecht zur Oberfläche des Blockes um unveränderten Kern) und an Rissen von etwas glasiger Lava ausgefüllt (Fig. 52). Sie sind also aus tieferen Schlotteilen mitgebracht, worauf die Herkunft aus verschiedenen Horizonten und das Fehlen anstehenden Neogens in der Umgebung deuten.

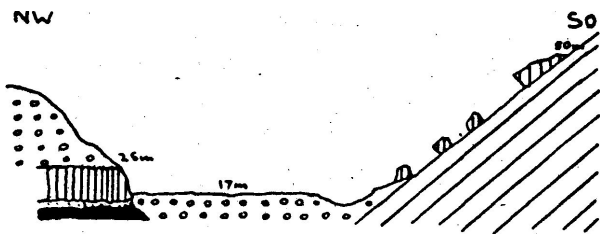


Fig. 33. Die Lavaterrassen am Hang des

Kreidekalkes.

Die beiden Deckenströme enden im S im Tal vor dem Abhang der Kreideberge. Der obere Strom bildet auf der nördlichen Seite des Tales eine steile Lavamauer, von 8 - 10m Mächtigkeit. Auf der gegenüberliegenden Seite des Tales gehen zusammenhängende Schlacken- und Lavamassen bis 25 m hoch an die Bergflanke hinauf;

Sie bilden dort eine Terrasse mit ähnlichem, nur geringmächtigerem Profil, wie die Lavafront im Talgrund (Fig. 55). Bei der hohen Beweglichkeit der Laven ist es kaum wahrscheinlich, daß sie einen steilen Hang so hoch hinaufklettern konnten. Auch eine ehemalige Auffüllung des Tales bis zu dieser Höhe mit Lava kann nicht angenommen werden, da dafür auf der Gegenseite des Tales jeder Anhalt fehlt. Die südliche Talseite muß sich demnach gegen die Talsohle um 20 - 25 m relativ bewegt haben. Im Tal zieht eine Bruchlinie entlang, die die kleinen überflossenen Kalkklippen nördlich davon gegen das große Kalkmassiv im S verworfen hat (Fig. 54). Auch im oberen Lauf des Tales finden sich am Kalkhang ältere Terrassen, die zum Teil höher als die heutige Schutteindeckung hinaufreichen. Wahrscheinlich hat sich der nördliche Flügel der Verwerfung gesenkt, worauf die starke Schutteindeckung des Tales und vielleicht auch die postvulkanischen Brüche im N der Malisa-Kuppe deuten. Im Talschutt über dem jüngeren Strom finden sich noch wohlgeschichtete Partien von Lockerschlacken, verhärteten Steintuffen und dünnplattigen Aschentuffen. Sie bezeichnen eine dritte Periode explosiver Tätigkeit im Räume der Malisa-Vulkane. Sie verlieren sich nach O im Talschutt in immer dünner werdenden aber gleich horizontalen Schichten.

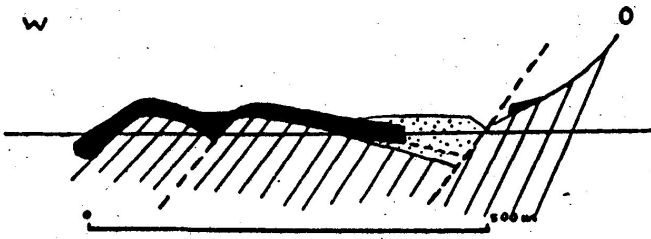


Fig. 34. Schema der Verwerfungen am Abfall der Kreidetalke.

Zusammenfassung.

Eine Übersicht über den Bau der ganzen Gruppe läßt vier effusive und drei explosive Phasen erkennen:

1. Aufbau der Malisa-Kuppe.
2. Extrusion der Porphyrlava von Pr. Ilias. 5. Bimssteineruption.
4. Effusion des unteren Deckenstroms.
5. Aschen- und Lockerschlackeneruption.
6. Effusion des oberen Deckenstroms.
7. Eruption der hangenden Tuffe und Lockerschlacken.

Mit Ausnahme der pfropfartigen Extrusion von Aj. Ilias deuten alle Formen auf höhere Beweglichkeit und Gasreichtum der Laven als es für den Vulkanismus auf Methana gewöhnlich ist. Gerade hier finden sich aber auch die basischsten Laven des gesamten Eruptivgebietes, die zum Teil Olivin führen. Mechanismus und Morphologie der Vulkane sind also unmittelbar von dem chemisch-physikalischen Zustand der Laven abhängig. Die flache Form der Malisa-Kuppe und die dünnen Stromdecken sind darauf zurückzuführen. Ebenso die Häufung von Explosionsprodukten, obschon ihre Herkunft aus den genannten Vulkanen selbst nicht wahrscheinlich ist. Vielmehr deuten ihre zum Meer zunehmenden Mächtigkeiten auf einen submarinen Ursprung in der Nähe der Küste. Die ganze Gruppe ist an die Staffelbrüche am Rande des Sedimentsockels gebunden, an denen spätere Bewegungen wahrzunehmen sind.⁷⁾

⁷⁾ Reste der antiken Stadt Methana finden sich nördlich der Malisa unter dem Meeresspiegel. Die Küstenabsenkung auf dem nördlichen Verwerfungshügel geht also noch in historischer Zeit weiter.

Die Paläokastro-Kuppe.

Der 24 m hohe Felsen, der die Reste der alten Burg von Methana trägt, ist im N ganz mit Talschutt eingedeckt, aus dem nur ein kleiner Fleck anstehenden Kuppengesteins aufragt (Plattung hier NW-streichend). Im SO ist die Kuppenflanke durch den vorbeiziehenden Bachriß freigelegt. Die steilen Wände zeigen eine Absonderung in grobe, senkrechte Säulen und Pfeiler. An einzelnen Stellen (NO-Ecke) sind spätere Intrusionen zwischen bereits erstarrten Massen zu erkennen. Die fast horizontale Gipfelfläche zeigt eine leichte Einmündung der zentralen Partien. Das Gestein ist heller, grobkörniger als das der Malisa und reich an endogenen Einschlüssen (vgl. Fig. 55).

Der massenmäßig geringe Ausbruch baute eine niedrige Staukuppe auf, deren Profil (große, flach eingemuldete Gipfelfläche, steile Flanken) der epigenetischen Staukuppe des Nautilus auf Santorin auffallend ähnelt (H.Reck 1950).

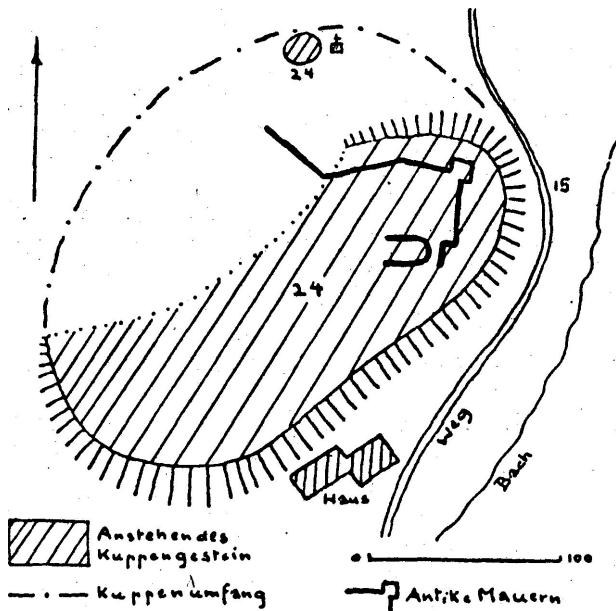


Fig. 35. Die Paläokastro-Kuppe.

C) Die Westrand-Vulkane.

Die Vulkane auf dem Westrande der zentralen Massive liegen über einer Spalte, die teilweise aufgeschlossen ist. Auch der weder morphologisch noch petrographisch von den Massiven zu unterscheidende Rücken des Spatesi-Berges scheint über dieser Spalte aufgebaut zu sein. Die Gipfelhöhen des Dsuka (höchster Punkt des Spatesi-Zuges, 700 m) setzen auf einer umlaufenden Terrasse in zirka 550m an, die vielleicht als ältere Fläche die Basis der späteren Spatesi-Spalteneruption darstellt. In den Schluchten unter den Spatesi-Bergen findet man mächtige Geröll- und Blockmassen unter dem anstehenden Gestein der Felshänge. Sie sind als alter Hangschutt oder Basalschichten steiler Hangströme aufzufassen und deuten jedenfalls eine Mehrphasigkeit dieser den Massiven ähnelnden Berge an.

Von den jüngeren Vulkanen dieser Reihe ist der Sterna Gambru-Berg der älteste; auf ihn legen sich die Stromflanken des Vulkans von Megalo Potami. Die jüngste Eruption ist der morphologisch gut erhaltene Strom von Megalo Chorio.

Der Strom von Megalo Chorio.

In dem Kesseltal des Ortes Panajiza am Südfuß des Spatesi erhebt sich unmittelbar vor dem Ausgang in das Abflusstal zur Westküste der Stromkopf des Megalo Chorio-Stroms. Zur Bildung einer Kuppe ist es nicht gekommen, da die Massen bei der hohen Beweglichkeit der basischen Laven und dem starken Gefälle des Untergrundes sofort abfließen. Die erste Aufwölbung erhebt sich 25 m über den Talboden. Sie steigt an einer sehr steilen, gerade nordweststrichenden (Spaltenrichtung!) Wand auf, über der gleich der höchste Punkt liegt. Die Höhe von 25 m dieser ersten Aufwölbung bleibt als Strommächtigkeit bis an seine Stirn im Vorland beim Ort Megalo Chorio erhalten. Die Wand zeigt senkrechte Platten und Säulen, pfpfartige Intrusionen und Quetschzonen, ebenso wie die Höhe des Stromkopfes. Der Strom floß in ein altes Tal hinein;

er legte sich auf der Südseite unmittelbar auf das anstehende Gestein der Talwände, im Norden auf die Schuttmassen des Talgrundes. Spätere Erosion präparierte die Stromflanken aus ihrer jüngeren Schutteindeckung heraus (Terrassen) und bildete längs seiner Südflanke einen Bachriß im anstehenden Grundgestein (vgl. Fig. 56). An seiner Nordflanke ist die

Strombasis aufgeschlossen, als dichte Packung schlackiger runder Lavablöcke, untermischt mit großen Brocken Massiygesteins. Darüber legt sich sehr feinkörnige bis glasige Lava mit hangparalleler Plattung, an vielen Stellen von gequetschten und verschlackten Intrusionen durchbrochen.

Sekundäre Bildungen. Auf der Stromoberfläche zieht vom Stromkopf bis an die Stirn eine Mittelsenke hinab. Es scheint sich hierbei weniger um einen Einbruch des Stromdaches zu handeln, als um eine Überhöhung der Ränder durch sekundäre Pfropfenhaufen. Die Randzonen sind von solchen Bildungen besonders im Unterlauf dicht besetzt, die sich durch Brekzien und das gröbere Korn der zum Teil schlackigen Laven vom sonstigen Stromgestein unterscheiden. Die Länge des Stromes beträgt zirka 1100 m bei 100 - 150 m Breite und gleichbleibender Mächtigkeit von 20 - 25 m. Beim Verlassen des engen Tallaufes breitet sich die Stromzunge im Vorland nach beiden Seiten aus.

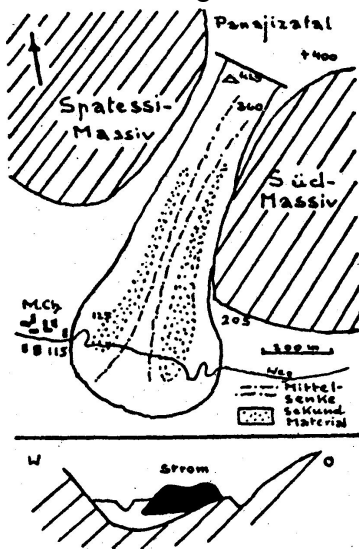


Fig. 36. Der Megalo Chorio-Strom.

Der Vulkan von Megalo Potami.

Am nördlichen Ende des Spatesi-Zuges liegt die Kuppe des Megalo Potami-Vulkans (600 m). Der unregelmäßig gebaute, oben abgeflachte und schwach eingesenkte Berg (Malisa-Hügel genannt) erhebt sich um 80—100 m über die Hochfläche Makro Longo. In die Hochebene hinein verbreitert sich der Fuß zu einem kleinen stromartigen Plateau (540 m), dem ppropfartige Felsköpfe aufsitzen, ähnlich wie sie Kuppenhang und -gipfel selbst besetzen. Der Hauptstrom floß die steilen Hänge zum Meer in einer Länge von über 2 km hinab. Im N legte sich seine Flanke auf die Sterna-Gambru-Massen; Jüngere Erosion schnitt seinen Rand vom Strommittelteil ab. Im Längsprofil bildet der Strom eine größere Terrasse unter der Kuppe, weiter stromab einen gleichmäßigen Abfall von durchschnittlich 20°. Die Flanken stürzen steil von der zum Teil 400 bis 500m breiten Stromoberfläche ab. Am Meer schließen zwei flache Zungen den Hafen von Vathi ein, die südliche trägt auf einer Kleinen Aufwölbung die Kirche von Vathi (25 m). Drei in die Zungen ausstrahlende sekundäre Pfropfenströme werden stromaufwärts zu einem Gebiet dicht gehäufte Durchbrüche, das große Teile der Stromoberfläche im unteren Stromlauf einnimmt. Vor allem zwei Längsrücken, die eine nach unten geschlossene Senke (in Fig. 57) einschließen, sind Träger des sekundären Vulkanismus. Die späteren Nachschübe folgen dem primären Stromweg, der sich im unteren Ende dreistrahlig aufspaltet. Der Oberlauf des Stromes ist anscheinend frei von sekundären

Durchbrüchen.

Die sekundären Pfropfen zeigen hier die typische Ausbildung in runden Köpfen mit radialer Klüftung, nach der sie in überall gleich aussehende Felshaufen zerfallen. Auffallend ist, daß die Köpfe alle stromabwärts geneigt sind, ihre radial zerschnittene Front nach unten kehren (Fig. 58 b), während stromaufwärts massige Wölbflächen zu sehen sind. Hier sind nach Entfernung der Schlackendecke des Primärstromes die « Schlote » der Pfropfen freigelegt, während die geklüftete Vorderseite die pilzartige Erweiterung an der Oberfläche darstellt. Die schräge Neigung deutet auf Einpressung in das Dach in Stromrichtung. Gleichartige Erscheinungen wurden auf Santorin beobachtet. Die Höhe der Pfropfen liegt zwischen 2 und 10 m. Diese so ausgebildeten Pfropfen sind also Leitformen für erhaltene Oberflächenbauten an älteren Vulkanen.

Großartige Aufschlüsse gewähren die Schluchten von Megalo Potami (großer Fluß). Die Südflanken des Potami-Stroms

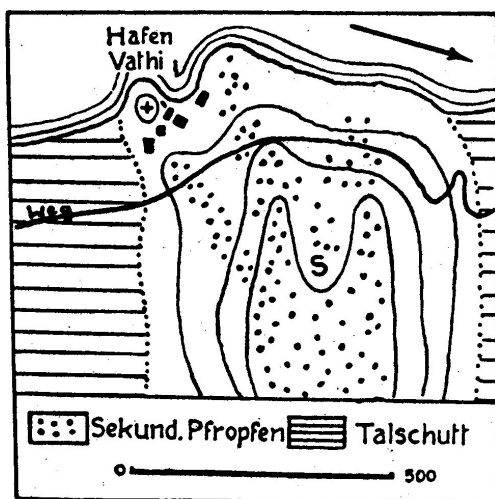


Fig. 37. Sekundäre Pfropfenströme auf den Zungen des Megalopotami-Stroms.

und ihre Unterlage sind an den Schluchtflanken, die Eruptionsspalte am Schluchtbeginn angeschnitten (Fig. 59). Das Profil der Stromflanke zeigt überall wechselnd mächtige Schlackenmassen in dicliten Blockanhäufungen unter der massiven Stromlava, die hier wie am Dsu-naki-Strom dichter, glasiger und dunkler als das Kuppen- und Stromdachgestein ist. Schlackenbasis und Unterrand der Stromlava fallen zum Strom ein. Nach oben zu schaltet sich in die Basalschlacken ein dünnes Band sandig-feinen Materials ein, das stellenweise dunkle, schlaklige Brocken führt. Es zieht bis an die Förderspalte hinan und ist als von der Spaltenwand mitgeschleppte, ausgezogene Schuttmasse zu deuten. In der Nähe der Spalte werden die unteren Teile der Schlacken glasig, splittrig-brechend.

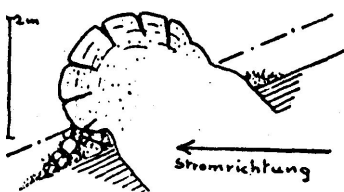


Fig. 38 a, b. Sekundäre Pfropfen auf dem Potami-Strom.

Auch scheint sich hier geringes Tuffmaterial unter den Schlacken einzustellen.

Die Basalschlacken liegen im unteren Teil des Tales auf mächtigen Geröllmassen, deren Oberfläche durch eine gelbe, erdige Schicht bezeichnet ist. Im Oberteil legt sich der Potami-Strom unmittelbar auf die gelbe Verwitterungsdecke anstehenden Grundgesteins. Dieses wird wieder von älteren Geröllschichten unterlagert und zeigt auch hier die Mehrphasigkeit im Aufbau des Spatesi-Rückens.

Die Eruptionsspalte. Am Schluchtbeginn taucht die Stromlava des Potami-Stromes an steil nach O fallender Fläche in die Tiefe. Sie zieht als deutlich erkennbares, allmählich ausspitzendes Felsband auf die andere Talseite, wo sie dem Grat des Spatesi-Zuges 100 - 200 m entlang läuft. Im W wird diese Spaltenfüllung von im Hangschutt auftretenden, ausgebleichten, leichten Schlacken begleitet, die hier die Basalschlacken des Stromlaufes vertreten (Fig. 59). Der Potami-Vulkan entspringt also einer schlotförmigen Erweiterung in einer aufreißenden Spalte, die in ganzer Länge mit Schmelze gefüllt wird.

Jüngere Tuffe bedecken die Gegenseite der Spalte im Osten.

Der Sterna Gambro-Vulkan.

Der hohe (625m), spitze Berg der Sterna Gambro bildet den imposanten Nordwesteckpfeiler von Methana. 200 m ragt die Kuppe über dem Massivrand auf. Der Gipfel selbst ist etwas NNW gestreckt; der Kuppenfuß wie am Potami-Vulkan in das Hochtal stromartig ausgezogen. Die Nordseite der Kuppe ist an mehreren Staffeln, die die Verlängerung der Pikesa-Spalte bilden, abgesunken. Die Aufschlüsse der Bruchwände zeigen drei sich durchschneidende Klufsysteme:

1. Klüfte streichen, umlaufend, fallen in höheren Teilen steil, in tieferen flach nach außen: Die Klufflächen bilden Gewölbeschalen.
2. Klüfte streichen 290—510°, fallen steil nach innen, herrschen in den Ostteilen der Aufschlüsse vor, durchschneiden sich mit dem System
3. Klüfte streichen 550—10°, fallen steil nach innen, herrschen in den Westteilen der Aufschlüsse vor.

Während System I wohl eine thermische Klüftung darstellt, lassen sich die Systeme 2 und 5 auf schwache Abwärtsbewegungen der am Hang liegenden Kuppenflanke zurückführen. Tektonische Klüftung ist nicht anzunehmen. Ein undeutliches lineares Parallelgefüge scheint überall sehr steil in den Berg zu fallen. Nach W entwickeln sich zwei Ströme, die den steilen Hang von 55° zum Meere bilden. Die Ströme setzen ähnlich wie der Kameno-Strom als hohe, schmale Rücken an die Kuppe an, werden erst unterhalb des Steilabsturzes flacher und breiter. Über dem starken Geländeknick deuten starke Plattung und als Intrusion anzusehende Felsköpfe auf Stauung und Pressung im Stromoberteil. Derselbe Mechanismus wie am Kameno-Strom zeigt sich hier in stark abgetragenen Formen an. Die Auflagefläche des nördlichen Stromarmes auf die Kalkklippen der Krasso Panajia-Berge ist an der Küste aufgeschlossen (Reiss und Stube I, 1866). Radiolaritgerölle finden sich in 200 m Höhe in den Schluchten (Pende Potami) zwischen den Stromarmen und im Süden unterhalb der Kuppe in zirka 500 m Höhe. Der Sedimentsockel reicht hier also hoch hinauf und bildet den Untergrund für die Ströme und zum Teil für die Kuppe.

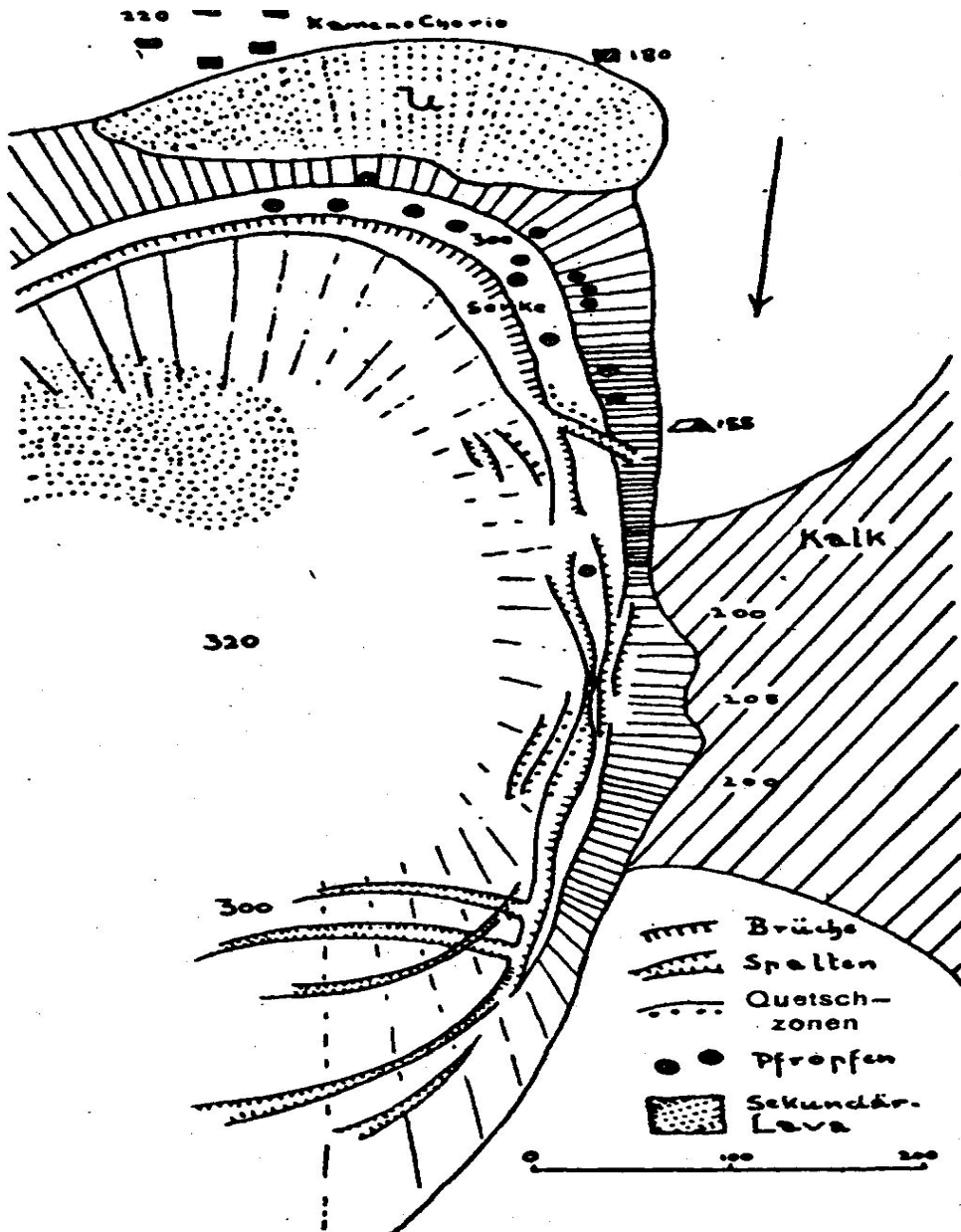


Fig. 39. Schlucht von Megalopotami

Durch den Lavaüberguß wird er so vollständig verdeckt, daß man beim ersten Anblick den ganzen 600 m hohen Berg bis zum Meer hinab für ein massives vulkanisches Gebäude halten kann, während es sich nur um eine Kuppe mit zwei 100 m, stellenweise 150 m mächtigen Strömen handelt. Diese Beobachtungen sind insofern wichtig, als sie einen Hinweis auf die Deutung der zentralen Vulkanmassive geben, in denen die hohen und mächtigen Gesteinsmassen auch den Eindruck von einheitlichem Bau machen, ohne daß eine Gliederung in ältere und jüngere Ergüsse möglich ist.

7) Die Spalteneruptionen des NW-Gebietes.

Die hohen Berge im N und NW der Zentralmassive bilden drei ungefähr parallel laufende Spalteneruptionen (Bild g. 40), deren jüngste, die Horisa-Gruppe, im S über der Hochfläche von Makro Longo, deren älteste, die Malja Glat-Gruppe, im N über dem Abfall zur Küste liegt. Zwischen ihnen erhebt sich der Pikesa-Rücken als zweithöchster Berg auf Methana. Das für alle Teile Methanas gültige Prinzip der Anlage jüngerer Durchbrüche am Rande der Massive

ist auch hier gewahrt. Dazu kommt die Orientierung und Häufung der vulkanischen Linien in einer tektonisch bedingten Richtung, die auf Bewegungen in der durchstreichenden Fortsetzung des Kräso Panajia-Kreidehorstes zurückzuführen ist, der sich in Radiolariten, Kalken und Serpentinanden, die in großen Schollen von den Malja Glat-Laven zur Oberfläche gebracht worden sind.

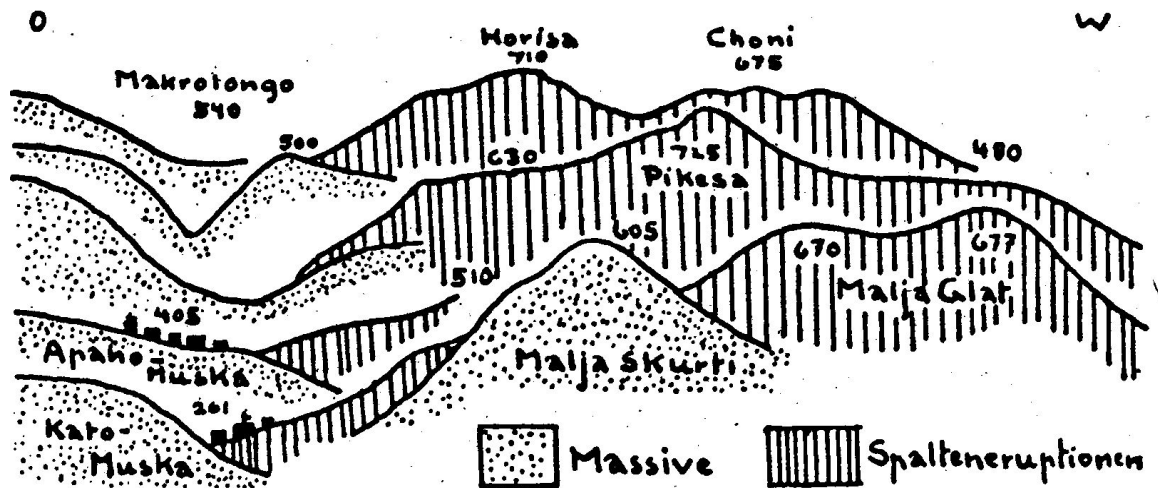


Fig. 40. Die Spaltenvulkane des NW-Gebietes von N gesehen.

Die Horisa-Vulkangruppe.

In der Horisa-Gruppe schließen sich vier größere Einzelvulkane zusammen, die an eine gemeinsame, zirka 90° streichende Förderspalte gebunden sind (Fig. 41). Die Oberflächenformen sind so gut erhalten, daß sie in vielen Einzelheiten denen des Kameno-Vulkans ähneln. Die Horisa-Vulkane sind sehr jung und scheinen das Bindeglied zwischen den älteren, am Massivrand aufsitzenden Vulkanen und den jüngsten Durchbrüchen auf dem Sedimentsockel, außerhalb der Massive (Aj. Andreas, Kameno) zu bilden. Der Untergrund der Gruppe ist die seitliche Fortsetzung des Hochtales vom Makro Longo mit zirka 480 m, die am Nordfuß der Horisa wieder ausstreicht.

a) Die beiden ältesten Bauten sind zwei Kuppen an der Ost- und Südseite der Gruppe, von denen nur noch die Kuppenränder als mauerartige Umwandlung die Einbruchgebiete des Kuppeninnern gegen die Fläche von Makro Longo abschließen. (Der albanische Name dieser Teile ist Rethi.) Die Kuppenränder haben eine durchschnittliche Höhe von 80 - 100 m. Die steilen Außenflanken tragen ebenso wie die Kuppen im O von Methana (z. B. Kossona-Kuppe) tief herabgreifende Rippen, die auch hier als Spaltenfüllungen in Radialrissen der Kuppen aufzufassen sind. Die zentralen Teile der Ostkuppe sind vollkommen eingestürzt; im Trümmerfeld liegen ähnlich wie im Einsturzkrater der Kameno-Kuppe große, gut geplattete Schollen des Daches. Einzelne, später nachgedrungene Pfropfen stehen dazwischen. Die Nordseite der Kraterumwallung wird von den Massen des Kastelli-Rückens überdeckt (Fig. 41), die also erst nach dem Einsturz der Ostkuppe ausflossen. Im O und W, d. h. in Richtung der Förderspalte, sind die Kraterländer mit in den Einbruch einbezogen. Der Wall der nach W anschließenden Kuppe verschmilzt mit dem der Ostkuppe. Hier verstürzte der Nordrand der Kuppe am stärksten, d. h. wieder die in der Spaltenrichtung liegenden Teile.

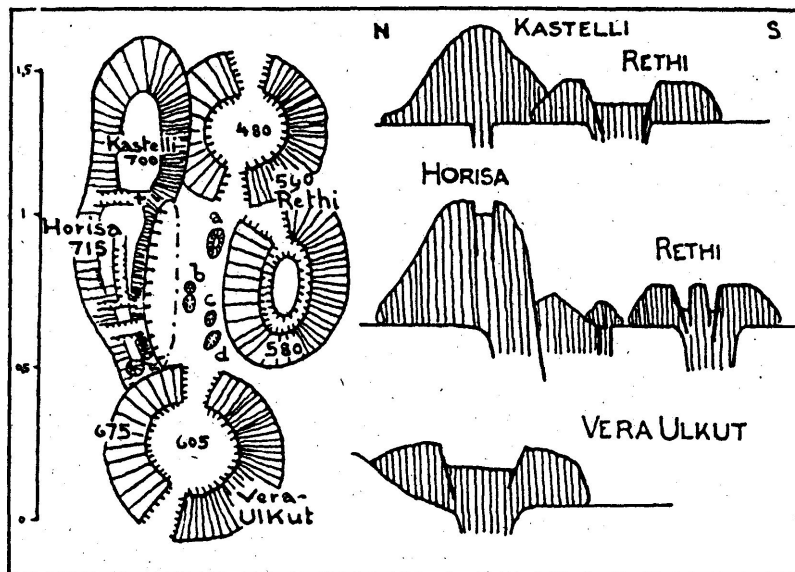


Fig. 41. Die Horisa-Vulkangruppe (a—e epigenetische Bildungen).

Der mittlere Kuppenteil blieb als grob senkrecht gesäulter, massiver Kern erhalten, der durch eine umlaufende (zirka 100 m) tiefe Bruchsenke mit steilen Wänden von den Kuppenrändern getrennt ist (Fig. 41). Hierin zeigt sich eine besondere Verfestigung und selbständige Bewegung der in die Kuppe durchsetzenden Schlotteile, ähnlich wie in der Kameno-Kuppe.

b) Der Hauptrücken der Gruppe, der Kastelli- und Horisa-Rücken, stellt einen langgestreckten, 90° streichenden, bis 240 m hohen, massiven Vulkanbau dar. Wurde schon am Vulkan von Megalo Potami die gangartige Ausbildung einer als Aufstiegsweg benutzten Spalte beobachtet, so baut sich hier der Vulkan über einer langen Strecke der Spalte als Spaltenerguß auf. Auf der Schwächelinie wird nicht mehr ein punktartiger Förderschlot zur Bildung einer Kuppe bevorzugt, sondern die ganze Spalte wird zur gleich starken Förderzone. Daß dabei trotzdem einzelne Stellen des Spaltenergusses besonders starke Intrusionen erfahren, zeigen die Längsprofile des Horisa-Kastelli-Rückens, der Pikesa und anderer Spaltenergüsse durch überhöhte Einzelgipfelbildung. Wahrscheinlich handelt es sich aber dabei um lokale, schlotförmige Konzentration der Förderung gegen das Ende der Eruption.

Der Horisa-Gipfel (715 m) und der Kastelli-Gipfel (zirka 700 m), beide mit mittelalterlichen Befestigungen und Zisternen, stellen derartige Punkte auf dem nach beiden Spaltenenden langsam abfallenden Rücken dar. Eine umlaufende Plattung, der Oberfläche im allgemeinen parallel, wurde längs des ganzen Rückens beobachtet. Auf dem Gipfel der Horisa bildet die thermische Durchklüftung dieselbe Oberflächenskulptur wie auf den Dachteilen der Kameno-Kuppe (vgl. Fig. 6). Dazu kommt stellenweise eine polygone Säulung senkrecht zur Oberfläche, besonders gut an der großen Bruchwand im S aufgeschlossen. Ein regelmäßiges Parallelgefüge wurde trotz der großen Einsprenglinge im Gestein nicht beobachtet, doch deutet eine gewisse steilstehende Ausrichtung der Blasen in großporigen Partien und die durchgängig saigere Klüftung des inneren Vulkankörpers auf steil in die Luft ausstreichende Fließbahnen der Lava. Auf den Hängen wurde überall verschlacktes Gestein gefunden, das wohl die Reste einer vollständigen Schlackenkruste darstellt. Auf den Südhängen deuten verfärbte und zersetzte Partien auf Fumarolenstandorte.

Das Bild des Spaltenrückens ähnelt in Einzelheiten seiner Strukturen sehr stark dem an Staukuppen (Kameno) beobachteten. Auch der Mechanismus zeigt gleichartige Züge. So sind

am Horisa-Rücken längs des ganzen Grates Einbrüche zu verfolgen, die die mittleren, über der Förderspalte gelegenen Teile zum Teil um 20 m haben einsinken lassen (Fig. 42 c). Zahlreiche Querbrüche, die die östlichen und westlichen Enden des Rückens gegen die Mittelzone verwerfen, legen die Bewegungszonen der Längsbrüche in tiefen Anschnitten frei. Zentrale Einbrüche nach Abschluß der Förderung treten an den linearen Spaltenergüssen ebenso wie an den zentrischen Kuppen auf. Die Querbrüche sind wieder stellenweise zum Aufstieg sekundärer Schlacken benutzt worden, die also hier, wie an der Kameno-Kuppe, innerhalb des primären Vulkanbaues selber aufdringen. Spätere Bewegungen an diesen Querbrüchen zerrieben die Schlacken zu einer oft krümeligen Kluftbrekzie. Die Südflanke des Horisa-Rückens ist in ganzer Länge abgestürzt, während das östliche Ende des Vulkans, der Kastelli-Berg, unversehrt erhalten blieb, da er sich über den Ruinen der älteren Ostkuppe aufgebaut hatte. Ein größtenteils aus Schlacken bestehender niedriger Felszug unter dem Fuß der Horisa-Bruchwand stellt vielleicht Reste der zerstörten Flanke dar.

c) Das Westende des Horisa-Rückens bildet einen Paß (615 m) zum jüngsten Vulkanbau der Gruppe, der Choni-Kuppe (albanisch Vera Ulkut genannt). Auf dem Paß sitzt eine Miniaturkuppe von 10 m Höhe mit Schlackenkruste, Plattenschale und Gipfeleinbruch (e auf Fig. 41). Die durchschnittliche Höhe der Choni-Kuppe beträgt 200 m (675 m Meereshöhe), im N, wo sie sich an die Piseka anlegt, nur 75 m, ihr Durchmesser 400—500 m. Das Kuppenzentrum ist eingebrochen und bildet einen 70 m tiefen, 500 m weiten Einsturzkrater (albanischer Name des Kraterinnern Kaminga). Auch hier ist der Kraterrand in der Spaltenrichtung, also im O und W, vom Einsturz betroffen und zeigt tiefe Breschen, die den Einstieg in das mit Lorbeerwald bestandene Innere erleichtern. Die Kraterränder und Außenflanken sind durch spaltenfüllende Rippen gegliedert. Ihre Fortsetzung nach innen in das Einsturzfeld ist an zwei Stellen zu sehen. Die gewölbten und, wie auf der Kameno-Gruppe, oberflächlich gut geklüfteten Rücken liegen, in einzelne große Scheiben zerlegt, im Krater, wie die Trommeln umgefallener Säulen.

d) In den Räumen zwischen den einzelnen Vulkanen der Gruppe treten einige kleine, wohl epigenetische Lavagebilde, als kleine Rücken oder Pfropfen auf (a, b, c, d in Fig. 41). Fast alle zeigen Versturz in Richtung der Spalte.

Die enge Gruppierung und Aneinanderreihung der einzelnen Vulkane, der Spaltenerguß des Horisa-Rückens selber, lassen keinen Zweifel darüber, daß eine oder mehrere dicht beieinander liegende Spalten im Untergrund den Schmelzmassen den Weg zur Oberfläche freigegeben haben. Die Eruption begann mit schlotförmigen Einzeldurchbrüchen, um nach Schaffung eines Vulkanrückens über einem größeren Teil der Spalte wieder in einem Kuppel-Einzelbau zu endigen. Die einmal als Förderweg benutzten Teile der Spalte wurden so verfestigt, daß spätere Durchbrüche sie nicht mehr verwenden konnten. Die Einzelvulkane überschneiden sich nur in ihren randlichen Teilen. Auch die epigenetischen Lavaaustritte konzentrieren sich auf die noch freien Räume im Mittelteil des Spaltenzuges.

Eine dauernde Bewegung in der Spaltenzone während und nach den Eruptionen zerstört die neugeschaffenen Bauten sofort in der Weise, daß das tektonisch-lineare Element neben dem vulkanisch-zentrischen in der Bruchanlage zum Ausdruck kommt.

Der Pikesa-Vulkan.

Ebenso wie der Horisa-Rücken wurde die Pikesa als Spaltenerguß über einer 70 - 80° streichenden Bruchlinie aufgebaut, in deren Fortstreichen die Sterna Gamburu-Kuppe an Staffelbrüchen abgesunken ist. Die Pikesa bildet einen über 1 km langen Bergrücken, dessen höchster Punkt (725m) zirka 225 m über der Basis des Vulkans liegt. Der Gipfel ragt 50 - 40 m über die durchschnittliche Rückenhöhe auf und stellt einen schlotfö-

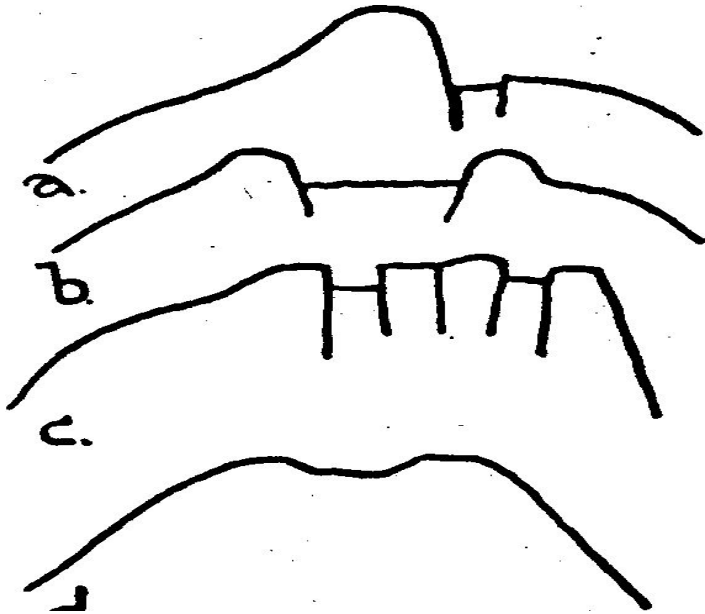


Fig. 42.

Die Gipfelseniten der a) Pikesa (Mittelteil), b) Pikesa (Ostende), c) Horisa, <l) Malja Glat.

migen Aufdringpunkt im Mittelteil des Spaltenflügels dar.. Hier wie an der Horisa ist der Gipfelgrat in ganzer Länge etwas eingemuldet (Fig. 42). Dazu kommt im Ostteil des Pikesa-Rückens eine ziemlich deutliche Anlage von spaltenfüllenden Rippen, die die Ränder der Rückenoberfläche etwas überhöhen. Am Westende der Pikesa sitzt ein kleiner, isolierter Eruptionspunkt (610 m), aus dem ein Strom in das Tal von Kaimeno Chorio abfloß (Stromende bei 560 m am Hang). Dieser Strom zeigt trotz Zerstörung und Bewachsung die Bildung von stirnkonkaven Unterströmungsbögen, die zum Teil wieder zum Aufstieg weiteren Nachschubs benutzt wurden. Eine Mittelsenke ist besonders in der Stromzunge angedeutet. Die Laven der kleinen Kuppe und des Stroms sind oft schlackig und so reich an kleinen und großen endogenen Einschlüssen. daß sie ein nagelfluhähnliches Aussehen erhalten.

Malja Glat und Malja Skurti.

Staurücken und Strom. Die Bergrücken M. Glat (677 m) und M. Skurti (605 m) setzen ebenso wie Horisa und Pikesa über der d: 500 m hohen Fläche der Massive auf. Die M. Skurti ist eine langovale, etwas aus der Richtung der M. Glat gerückte Kuppe, morphologisch junge Oberflächenbildung der M. Glat. Die M. Glat ist ähnlich gebaut wie der Pikesa-Rücken. Auf dem Gipfelgrat wird eine leichte Längseinmuldung von 10—15 m Tiefe durch schräg nach innen gestellte Platten der oberflächenparallelen Klüftung an den Rändern der Senke besonders deutlich, während in der Senke horizontale Lage der Plattung erhalten blieb (Profil d in Fig. 42). Am Ostfuß beginnt ein an sekundären Bildungen reicher Strom, der bis in das Tal zwischen Apano- und Katomuska hinabfließt. An seiner Wurzel spalten sich die sekundären Massen in zwei Züge auf, von denen der nördliche in einer Reihe immer geringer und kleiner werdender Pfropfen, zuletzt nur noch von gequetschten Aufpressungen, am Paß

zwischen M. Glat und M. Skurti endet. Der Mechanismus des quellwärts absterbenden Sekundärvulkanismus deutet sich hier nochmals in klarer Weise an.

Die Nordflanke. Anlage und typische Oberflächenbildungen (Gipfelsenke, Strom, Pfropfen usw.) lassen zumindest die M. Glat als einen über einer Spalte aufgebauten, relativ jungen Vulkan erscheinen. Problematisch wird die Deutung der tieferen Teile der Nordflanke, der Grenze zum Untergrund, in den Aufschlüssen der zahlreichen tiefen Schluchten, die die Nordflanke der Berge vom Gipfel bis ans Meer hinunter aufreißen. Steile, kaminartig enge, von lockeren Geröllmassen ⁹⁾ erfüllte Erosionsrisse legen tiefere Teile des Berges frei, gestatten aber leider wegen Steinschlaggefahr keine genauen Untersuchungen, vor allem durch Kluft- und Gefügemessungen. Die Aufschlüsse zeigen nun keine deutlichen Grenzen der Gipfelrücken gegeneinander und gegen den Unterbau. vielmehr gehen die petrographisch gleichen Gesteine vom Gipfel bis an die Küste hinab. Nur zwei langgestreckte Zonen von Schollen des Sediment sockeis geben eine Gliederung der Bergmasse. Die erste dieser Zonen streicht in ungefähr gleichbleibender Höhe von zirka 500 m von den unter der M. Skurti liegenden Schluchten bis in Teile unter dem M. Glat-Gipfel. In dieser Zone treten bis 10 m mächtige Massen von stark durchbewegten roten Schiefnern, Radiolariten, Serpentin und Kalkschollen auf. Die Schollen bleiben als durchgehendes, oft dünn ausgezogenes, durch geringe Quersprünge verworfenes Band auf weite Strecken erhalten. Im O streichen sie in die nicht mehr aufgeschlossenen Waldhänge unter dem Ostabfall der M. Skurti, im W keilen sie unter

⁹⁾ Die Geröllmassen geraten leicht in Bewegung und bilden bei ihrer lawinartigen Abfahrt große Staubwolken, die die Schluchten hinaufziehen und bei ruhigem Wetter lange Zeit wie eine Wolkenfahne am Gipfel des Berges hängen bleiben. Diese von mir im Juni 1951 nach einem leichten Erdbebenstoß von Ägina aus beobachtete Erscheinung führte zu den z. T. auch in der Tagespresse aufgetauchten Gerüchten von Vulkanausbrüchen auf Methana, besonders nach stärkeren Erdbeben.

der M. Glat aus. Hangendes und Liegendes der Schollenzone wird von einem wenige Zentimeter dünnen, glasigen Band des vulkanischen Gesteins begleitet, was auf Tiefenteile des vulkanischen Körpers deutet. Die Schollenzone fällt im allgemeinen nach S in den Berg hinein, doch kommen größere Abweichungen dieser Richtung bis zum Nordfallen stellenweise vor (Fig. 45). Vor allem die Partien des Vulkangesteins unter der

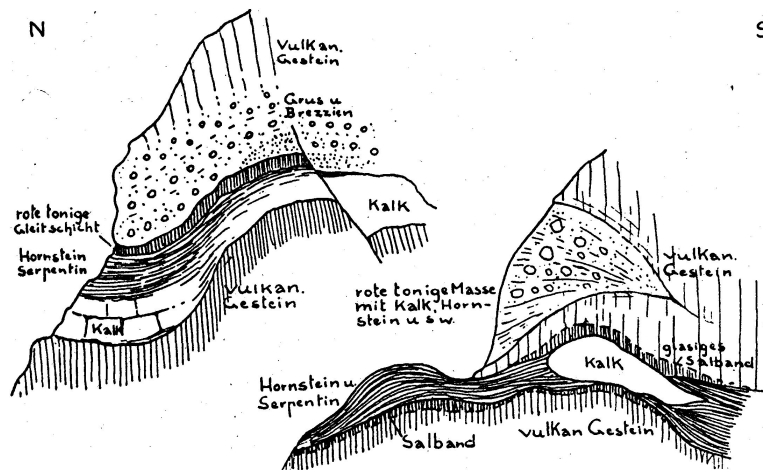


Fig. 4L Sedimentschollen im Massivgestein der Malja Glat und Malja Skurti.

Schollenzone sind durch zahlreiche, flach in den Berg fallende Bewegungsflächen gegliedert, die eine ältere db saigere Klüftung abschneiden. Die untere Fremdgesteinzone liegt bei zirka

200 m Höhe. In den westlichen Schluchten der M. Glat treten hier neogene Konglomerate und Fossilmergel auf. Nach O keilt die Zone in ein dünnes Band aus roter, schmieriger Masse aus. In den mittleren Schluchten taucht es bei 170 m wieder als 7 m mächtiges Radiolarit- und Serpentinpaket auf. Dann steigt die Zone tief auf die Hügel des Vorlandes hinab, die als Reste der ehemals weiter vorgreifenden Bergflanke zwischen den Schluchtströmen stehen blieben. Bei 116 m entspringt an der Basis der Schollen die einzige kalte, nichtvulkanische Quelle Methanas, die auch im Sommer kühl und reichlich fließt. Nach O gewinnt die Zone wieder höheres Niveau und ist bei 215 m durch Quarzit- und Radiolaritbrocken nachzuweisen, um Schließlich noch unter dem Ostfuß der M. Skurti im Tale unter Katomuska bei 185m anzustehen. Mit Ausnahme der mittleren, tief herabgreifenden Profile fallen die Schollen in den Berg. Auffallend ist der Unterschied zwischen dem gutgeklüfteten, relativ frischen Eruptivgestein im Hangenden der Zone und den stark verwitterten, in einzelne Brocken aufgelösten Massen im Liegenden. Dieser Gegensatz ist auch in der

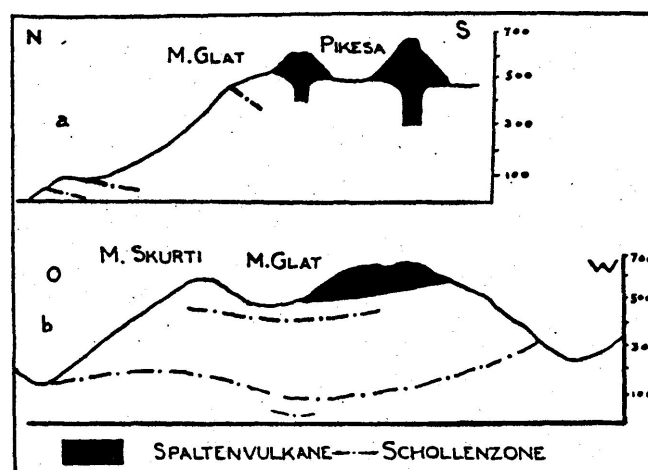


Fig. 44. Der Spaltenvulkan der Malja Glat und das Massiv der Malja Skurti.

Zone beibehalten, wo die Sedimentschollen auskeilen. Daher ist die Region der Schollenzone morphologisch leicht an einem Geländeknick und zahlreichen hier einsetzenden Verzweigungen der Hauptschluchten zu erkennen (Fig. 44). Wie weit hier ein primärer oder ein nur durch verschiedenartige Verwitterung hervorgerufener Unterschied vorliegt, ist schwer zu entscheiden. Ein glasiges Salband wurde stellenweise im Hangenden beobachtet. Kleinere, unzusammenhängende, flachliegende Schollen wurden noch an manchen Punkten in tieferen Niveaus an den Hügeln des Vorlandes (z. B. am Lofiskos) gefunden.

Es ist nun kaum anzunehmen, daß die ganze Masse des Doppelberges einen einheitlichen Erguß darstellt, daß also der Fuß des M. Glat-Spaltenvulkans an der Küste liegt. Ich möchte vielmehr glauben, daß die aufgeschlossenen Bergflanken, vielleicht auch die M. Skurti den älteren Massiven zuzurechnen sind, und daß die Begrenzung des schmalen M. Glat-Ergusses in der Geländeverflachung im N unter dem Gipfelzug (vgl. Profil a in Fig. 44) zu suchen ist, wo ebenfalls Badiolaritgerölle im Hangschutt auftreten. Dieses würde auch in der Höhe von 550 m mit der durchstreichenden Basis der übrigen Bergrücken (Pikesa, Horisa) übereinstimmen. Die langen Schollenzonen der tieferen Bergteile würden auf eine Spaltenförderung beim Aufbau der Massive deuten, bei der große Teile der Spaltenwand in verschiedenen Phasen des Ergusses gelöst und in die Höhe geschleppt wurden. Doch ist ein abschließendes Urteil über die Verhältnisse dieser Schluchtprofile noch nicht möglich.

θ) Die Nordrandvulkane.

An der Nordküste Methanas enden drei größere Ströme mit dunklen Laven, von denen einer auf der Höhe aus dem Vulkan der Choma Bukore entspringt, die beiden anderen aber am tieferen Hang der zentralen Massive ansetzen.

Der Aj. Varvara-Vulkan,

Die flachgewölbte Kuppe (450 m) des Aj. Varvara-Vulkans⁹⁾ legt sich bei zirka 400 m an den Hang der Zentralmassive an. Nach O zieht, gegen die Kuppe abgesetzt, ein breiter Stromrücken in mehreren Stufen zur Küste. Auf dem von großen Pfropfengruppen bestandenen Rand der Stromzunge liegt der Ort Kounoupitsa (150m). An der Kuppe greift ein Einbruch von den Nordwestflanken bis auf den Gipfel. Die Kuppenflanken senken sich langsam auf das Stromplateau, das sich ganz allmählich bis zu dem mehrstufigen Steilabstieg der Stirnen zur Küste abflacht. Beide Ränder des oberen Stromplateaus sind zum Teil an steilen Bruchflächen um 10 - 15 m überhöht. Der östliche trägt besonders im eueren Abschnitt (zwischen den Kapellen Aj. Joannu und Ag Dimitriou) eine dichtgestellte Reihe von sekundären Pfropfen. Die mannshohen säulenförmigen, oft gepreßten Lavagebilde stellen die aus dem Schlacken- und Blockschuttdach des Stromes herauspräparierten «Schlote» sekundärer Intrusionen dar, sind somit eine weitere Abtragungsform der auf dem Potami-Strom beschriebenen Erscheinungen, Weiter stromab durchdringen an ihrer Stelle lange gangförmige, meist in Stromrichtung geplattete Gesteinskörper den primären Stromrand.

Der Zoodochos Pigi-Strom.¹⁰⁾

Am Nordrand des alten Massivs von Aj. Theodoros zieht ein breiter ebener, von dunklen Laven gebildeter Stromrücken zum Meer. Die Austrittsstelle ist durch keine Kuppe oder sonstige Formen bezeichnet,

9) Nach einer Kirche (295 m) auf dem Stromrücken genannt. 10) Nach einer Kapelle (100 m auf dem Stromrücken genannt.

ι) Die jüngeren Eruptionen auf den Zentralmassiven.

Eine Reihe Durchbrüche gelang den jüngeren Laven in den zentralen Teilen der Massive. Doch treten sie massenmäßig ganz hinter den randlichen Eruptionen zurück. Petrographisch stimmen sie mit den dunklen Laven einiger Randvulkane überein.

Die jüngere Chelonas-Eruption.

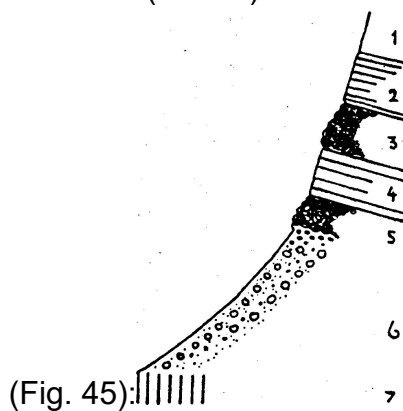
Der Chelonas-Gipfelgrat, die höchste Erhebung auf Methana (750 bis 760 m), ist als niedriger Spaltenerguß einem zirka 700 m hohen, flachgewölbten Berg der alten Massive aufgesetzt. Der ziemlich genau O-W streichende, 400 m lange Gipfelrücken besteht aus einigen miteinander verbundenen höheren Felsköpfen. Das Gestein ist überall sehr dicht, wenig porphyrisch, stellenweise stark verschlackt. Eine große Anzahl kleiner, nur wenige Meter hoher Pfropfen und Pfropfengruppen aus dunkler Lava besetzt die Hochebene und die Flanken des Mässigberges ohne eine bestimmt ausgerichtete Anordnung erkennen zu lassen. Teilweise besitzen sie die vom Potami-Strom beschriebenen Formen. Sie sind die Mündungen mühsam bis zur Oberfläche durchgedrungener Lavagänge, deren geringer Nachschub nicht mehr zur Bildung größerer Bauten ausreichte. Sie entstanden wohl gemeinsam mit dem Chelonas-Spaltenerguß, zu dem sie aber keine weiteren Beziehungen zeigen.

Der Panagitsa-Strom

Beginnt 150m unter dem Chelonas-Gipfelgrat am steilen Nordhang des Panagitsa-Tales bei 625 m. Zwischen seiner Ansatzlinie und den Laven des Chelona-Spaltenergusses steht am Hang keinerlei dunkles Gestein auf weite Strecken an, so daß es sich kaum um einen von Chelonas -, herabgeflossenen Strom handeln kann (Kartenskizzen von Washington [1894/95] und Ktenas in Friedländer und Sonder [1924]), sondern um einen selbständigen Ausbruch, der ähnlich wie der Megalo Chorio-Strom ohne Kuppenbildung aus einer spaltenförmigen Öffnung abfließt. Der Strommittelteil ist bis an das Stromende leicht eingesenkt. Die erhöhten Ränder begleiten auch hier schlackige, rotviolett verfärbte sekundäre Bildungen. Der Ort Panagitsa liegt bei 460 m auf der Stromstim über deren steileren Abfall ins Tal (580m).

Die Chiroma de Bukore-Gruppe.

Das Chelonas-Massiv ist durch einen 620m hohen Paß mit dem Chiroma de Bukore-Massiv verbunden. Auf der Gipfelfläche dieses Massives (660 - 670m) sitzen vier niedrige und kurze, 100 - 120° streichende Rücken dunkler Lava auf, die Höhen von 715, 705 und 695 m erreichen. Die von Aj. Theodoros heraufziehende tiefe Schlucht hat sich an der Grenze zwischen Massivgestein und intrudierendem Spaltenerguß am Ostende des südöstlichen Rückens (685 m) tief in den Berg hineingefressen. Bei 590 m ist folgendes Profil zu sehen



(Fig. 45):

1. Großgebanktes, dunkles Gestein.
2. Dichtes, ungeklüftetes, dunkle« Gestein 1 - 2 m.
3. Schlacken- und Brekzienzone 0,5 m.
4. Dichtes, ungeklüftetes, dunkle« Gestein 1 - 2 m.
6. Wechselnd mächtige Schlackenschicht, übergehend in
6. Verrollte Block- und Schlackenmassen.
7. Vertikal geklüftetes, rötliches Massivgestein.

Fig. 45. Basisprofil der Chiroma de Bukore-Gruppe. Alle Grenzflächen fallen flach in den Berg

Der nordwestliche Rücken (695 m) der Gruppe entsendet einen langen Strom bis an die Küste, wo er neben der Ostzunge des Aj. Varvara-Stromes bei der kleinen Reede Dafnissa endet. In dem an seiner Ostflanke herabziehenden Tal ist seine Schlackenbasis über Massivgestein aufgeschlossen. Am Ausgang des Tales verbreitert er sich und staut sich auf (Geländevertiefung beim Eintritt ins Vorland). Ein kurzer steiler Rücken (240 m) mit durchspießenden Intrusionen auf seinem Grat stellt den mißlungenen Versuch eines Weiterbaues des Stroms dar, dem dann westlich davon der Durchbruch ins Vorland in Form eines langen schmalen Stromlaufes gelang. (Auf seinem Rücken die Kapelle Aj. Asomatos, 145 m.) Der Strom ist mit fast 5 km der längste auf Methana.

κ) Übersicht der Einzelvulkane Methanas.

Drei verschiedene Gruppen vulkanischer Ergußformen wurden auf Methana beobachtet:

- I. Staukuppen mit und ohne Ströme.
- II. Staurücken mit und ohne Ströme.
- III. Kuppenlose Ströme.

Dazu kommen die nur vermuteten submarinen Explosionskrater von Aj. Andreas und Kap Malisa.

Für eine zusammenfassende Darstellung des vulkanischen Mechanismus wird auf den allgemeinen Teil verwiesen. Hier seien die Einzelvulkane in systematischer Übersicht in der Reihenfolge ihrer Aufführung im Text zusammengestellt.

(Im Folgenden bedeutet H. = relative Höhe, L. = Länge, D. = Basis-Durchmesser.)

I. Staukuppen.

1 a. Staukuppen ohne Strom.

1. Malja-Kuppe, H. 70 - 100 m, spaltenfüllende Radialrippen und Gipfelsenke
2. Kuppe A, H. 20 - 70 m, spaltenfüllende Radialrippen und Gipfelsenke
3. Stavro Longo-Kuppe (Kuppe B), H. 10 - 20 m, D. 50 m, Gipfelsenke
4. Paläokastro-Kuppe, H. 20 - 50 m, Gipfelsenke
5. Malisa-Kuppe, H. 140 m, D. 600 - 700 m. Gipfelsenke
6. Ostliche Rethi-Kuppe (Horisa-Gruppe), H. 80 - 100m, spaltenfüllende Radialrippen, zentraler Einsturzkrater
7. Südliche Rethi-Kuppe (Horisa-Gruppe), H. 80 - 90m, spaltenfüllende Radialrippen, konzentrische Brüche
8. Choni-Kuppe (Horisa-Gruppe), H. 200 m, D. 400 - 500 m, Spaltenfüllende Rippen, zentraler Einsturzkrater

Ib. Staukuppen mit Strom.

9. Kameno-Kuppe, H. 125 - 250 m, spaltenfüllende Radialrippen, zentraler Einsturzkrater, sekundärer Vulkanismus; Quellrücken T, H. 150 - 200m; Strom, Mächtigkeit 150m, L. 1,5km, sekundärer Vulkanismus; sekundärer Fußstrom.
10. Nördliche Dsunaki-Kuppe, H. 80 m, Gipfeleinbrüche; Strom, L. 1,2 km
11. Kossona-Kuppe, H. 120 m, spaltenfüllende Radialrippen, Gipfelsenke; 5 Ströme
12. Südliche Dsunaki-Kuppe, H. 50 - 80 m, Gipfelsenke; Strom, L. 2km, Mächtigkeit 120 m, sekundärer Vulkanismus
13. Megalo Potami-Kuppe (Malisa), H. 80 - 100m; Strom, L. 2km, Mächtigkeit 100 - 120 m, sekundärer Vulkanismus
14. Sterna Gambro-Kuppe, H. 200 m; 2 Ströme, Mächtigkeit 100 - 150 m
15. Aj. Varvara-Kuppe, H. 50m, Gipfelsenke; 2 Ströme, L. 2km, Mächtigkeit 100m und mehr, sekundärer Vulkanismus

II. Staurücken.

II a. Staurücken ohne Strom.

16. Horisa-Kastelli-Rücken, H. 240 m, L. 500m, Streichen 90°, Gipfelsenke, sekundärer Vulkanismus.
17. Chelonas-Rücken, H. 40 - 60 m, L. 400 m, Streichen 90°. 18—20. Chiroma de Bukore-Spaltenrücken 1 - 3, Höhen 50 - 40m, Streichen 120°.

II b. Staurücken mit Strom.

21. Pikesa-Rücken, H. 225 m, L. über 1 km, Streichen 75°, Gipfelsenke, spaltenfüllende Radialrippen; Strom, L. 500 m, sekundärer Vulkanismus.
22. Malja Glat-Rücken, H. 125 - 150m, L. 500m, Streichen 70°, Gipfelsenke; Strom, L. 400 m, sekundärer Vulkanismus.
25. Chiroma de Bukore-Spaltenrücken 4, H. 50 m; Strom, L. 5 km.

III. Ströme ohne Kuppen.

24. Aj. Andreas-Ströme, L. 500 - 400m, Mächtigkeit wenige Meter, Austritt an zahlreichen Brüchen, sekundärer Vulkanismus.
25. Malisa-Ströme, L. 500m, Mächtigkeit bis 10m, Austritt an Bruchlinien der Malisa-Kuppe.
26. Megalo Chorio-Strom, L. 1,1 km, Mächtigkeit 25 m, Austritt an 150° streichender Spalte, sekundärer Vulkanismus.

27. Soodochos Piji-Strom, L. 1,5 km.

28. Panajiza-Strom, L. 500 m, Stirnhöhe 80 m, Austritt an 90⁰ streichender Spalte (?), sekundärer Vulkanismus.

e) Tuffe, Bimsstein- und Bombenstreuung.

An vielen Stellen Methanas findet man Explosionsprodukte, deren Herkunft in allen Fällen unsicher ist. Lediglich die Tuffe, Bimssteine und Lockerschlacken im Gebiet der Malisa- und Aj. Andreas-Eruption konnten mit einiger Wahrscheinlichkeit auf nahe gelegene submarine Ausbruchspunkte zurückgeführt werden. Bei den übrigen Lockermassenvorkommen handelt es sich um Bimssteine, zum Teil zusammen mit Brocken und Schlacken dunkler Lava (auf den Stromzungen I und II des südlichen Dsunaki-Vulkans und den Stromarmen des Kossona-Vulkans). Bimssteine ohne die dunklen Auswürflinge finden sich am Nordhang des Lutesa-Gipfels und auf der Ebene von Aj. Georgios im S der Lutesa. Die stärkste Verbreitung haben größere und kleinere Bomben eines dunkelgrauen porphyrischen Gesteins. Ihre Oberfläche ist glatt und glänzend wie glasiert, überzogen von einem Netz klaffender tiefer Risse, deren Ränder aufgebogen sind. Dazu schalige Ablösung der äußeren Kruste und oft beobachtete zonare Anordnung von Blasen im Innern lassen sie als im plastischen Zustand ausgeworfene Lavabrocken erkennen (Brotkrusten-Bomben). Vereinzelt wurden brekziöse Bomben beobachtet, die aus verschweißten, scharfkantigen Splintern desselben Gesteins bestehen. Ebenso wie ähnliche beim Dafni-Ausbruch auf Santorin ausgeworfene Stücke (H. Reck, 1955) stellen sie Fetzen einer durch Explosion zerstörten Kuppenkruste dar, deren brecciöse Natur auch an der Kameno-Kuppe beobachtet wurde. Die größten Bomben finden sich im O und NO Methanas auf dem südlichen Dsunaki-Strom und in den Talschuttmassen nördlich vom Ort Aj. Theodoros. Aber auch auf dem Aj. Varvara-Vulkan, am Chelonas- und Chiroma de Bukore-Massiv, an der Potami-Kuppe und an vielen anderen Stellen liegen gleichartige Auswürflinge locker im Hangschutt oder im Boden. An einzelnen Punkten treten die Bimssteine mit diesen zusammen auf (Kossoha-Ströme, Vromo Limni-Schlucht). Auf dem Tsounaki-Strom scheinen die Bimssteine und schwarzen Schlacken jünger als die Bomben zu sein. Doch sind die Lagerungsverhältnisse nicht zuverlässig, da es sich in allen Profilen um umgelagertes Material handelt. Wenn auch die Beziehungen der Lockermassen zu bestimmten Vulkanbauten nicht zu erkennen sind, bezeugen sie doch einen Anteil explosiver Vorgänge am Eruptionsmechanismus der Methana-Vulkane. Eine bisher nicht erfolgte petrographische Untersuchung könnte sie vielleicht auf ihren Ursprung hin definieren.

f) Postvulkanische Erscheinungen

a) Fumarolen.

An der Ostküste tritt in den Blockmassen der südlichen Dsunaki- und Kossona-Stromzungen und am Strand der zwischen ihnen liegenden kleinen **Bucht Thiafi** (= Schwefel) H₂S-Gas aus. Das Gestein und der Boden der ganzen Umgebung sind gebleicht; Sublimationen von Schwefel finden sich im Boden und auf Spalten des anstehenden Gesteines. Zwischen Blöcken im Meerwasser steigt H₂S in Blasen auf; ausgefällter kolloidaler Schwefel bedeckt den Grund in großer Menge. Fundamente verfallener Badehäuser deuten auf ehemalige warme Quellen, nach denen auch in jüngster Zeit gegraben worden zu sein scheint. K.G.Fiedler (1840) bemerkte am selben Ort «Schwefelsäuregeruch», was bei der starken

Zersetzung der Gesteine einige Wahrscheinlichkeit hat.

Ein ehemaliger Fumarolenstandort zeigt sich auch durch starke Zersetzung und Bleichung des Gesteins am O-Fuß des Kameno-Vulkans, außerhalb seines Eruptionsraumes an.

β) Thermen.¹¹⁾

In gerader Linie von Thiafi nach S liegen die warmen Quellen von Loutra..Im N des Ortes die Kochsalztherme «G. Dimas », im S des Ortes die H₂S -Quellen der Gemeindebäder. Zwischen beiden liegen etwas weiter von der Küste entfernt zwei Kohlensäuerlinge. Ihre Wassersäule beträgt 60 cm in 9,5 m tiefem Brunnen, ihre Temperatur 22,1° C bei 52° Lufttemperatur. Sie enthalten sehr viel CO₂ und NaCl. Im NW Methanas liegen an der Küste unterhalb **Katomuska** die H₂S -Quellen und die Kohlensäuerlinge Aj. Nikolaos.

¹¹⁾ Die Zahlen für Temperatur, Förderstärke und die Analysen stammen, wenn nicht anders erwähnt, von M. L. Pertessis (1925).

a.) Die NaCl-Quellen «G.Dimas» treten 1 - 2 m über Meeresniveau an der Küste nördlich von Lutra aus. Pertessis gibt ihre Temperatur mit 41,2° C bei 29,5° Lufttemperatur an. Sie enthalten im Liter:

K	0,2600 g	HCO ₃	1,1794 g
Na	3 0121 g	Cl	5,4805 g
Ca	0.4719 g	Br	0,0173 g
Mg	0.3825 g	SO ₄	0.8928 g

(Weitere Analysenwerte siehe M. L. Pertessis [1925].)

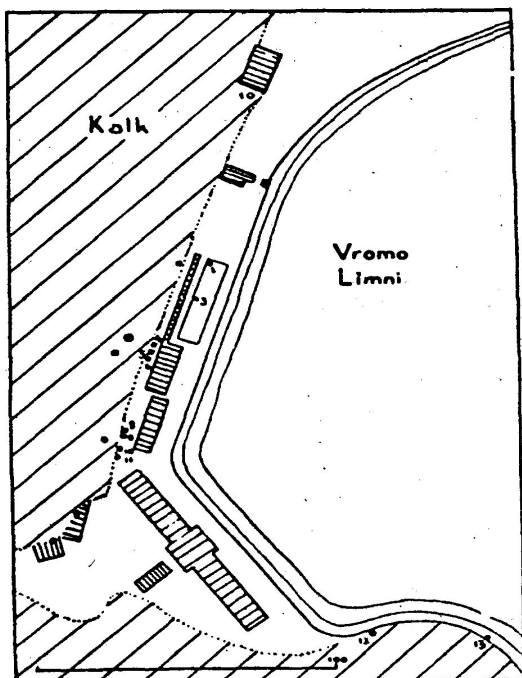


Fig. 46. Die Schwefelquellen und Bäder von Loutra (1-13 Quelllöcher)

b) Die H₂S-Quellen der **öffentlichen Bäder** (Fig. 46) treten 1 - 2 m über Meeresniveau aus Klüften des Kreidekalkes südlich vom Ort Loutra auf. An zirka 10 Stellen sind die Quellen mehr oder weniger primitiv gefaßt und werden den Badehäusern zugeleitet. Aber auch weiter nach Süden treten am und unter dem Meeresspiegel noch zahlreiche Quellen aus. Bemerkenswert ist, daß die Temperatur und die Fließstärke der einzelnen, oft nur wenige Dezimeter auseinanderliegenden Austrittspunkte verschieden ist. Dazu kommt, daß von sämtlichen Autoren andere Temperaturwerte angegeben werden. A. Damvergis (1910) glaubt an Temperaturschwankungen mit den Jahreszeiten. Im Frühjahr 1931 machte Verfasser einige Wochen hindurch bei verschiedenstem Wetter Temperaturmessungen, ohne irgendeine Abhängigkeit der Schwankungen von der Außentemperatur feststellen zu können (s. Tabelle). Am 18. Mai 1929 beobachteten H. Reck und Verfasser einen rhythmischen Wechsel von schnellem und langsamem, Ausfließen in einzelnen Quellöchern. Am 15. April 1951 stellte Dr. F. Dobe eine starke Erniedrigung der Quellspiegel und langsames Ausfließen aus allen Quellöchern fest. Quellen

Autor	Quelle Nr.	Datum	Temperatur	Lufttemperatur	Meerestempera- tur
K.G. Fiedler 1840	k.A.	7.1835	27,5	23,8	-
J.Russegger 1848	k.A.	18.8.1839	32,0	30,4	26,9
F.Fouqué 1867	k.A.	1866	33,7	-	-
A.Damvergis 1887	k.A.	1887	31-32	-	-
M.L.Pertessis 1923	8	1922	34,4	30,8	-
M.L.Pertessis 1923	11	1922	33,5	30,2	-
R.v.Leyden	2	9.4.1931	29,8	16,5	19,5
R.v.Leyden	4	9.4.1931	30,5	16,5	19,5
R.v.Leyden	8	9.4.1931	31,5	16,5	19,5
R.v.Leyden	2	12.4.1931	27,0	15,5	19,1
R.v.Leyden	4	12.4.1931	28,0	15,5	19,1
R.v.Leyden	8	12.4.1931	31,5	15,5	19,1
R.v.Leyden	2	28.4.1931	27,3	18,5	18,5
R.v.Leyden	4	28.4.1931	29,0	18,5	18,5
R.v.Leyden	8	28.4.1931	31,9	18,5	18,5

Nr. 2 und 7 flossen überhaupt nicht. Einige Tage später lag der Quellspiegel verschiedener Austritte 4 cm unter normalem Stand. Diese starken Schwankungen in Fließstärke und Temperatur möchte ich, wie M. L. Pertessis auf verschieden hohen Gehalt an H₂S-Gas zurückführen. In den Klüften des Kalkes versickertes Meereswasser erhält seinen Auftrieb durch Erwärmung und Gasaufnahme in größeren Tiefen. Die Gase stellen die letzte Reaktion des sich **abkühlenden vulkanischen Herdes** dar und deuten in ihrer wechselnd starken Abgabe auf ein unregelmäßig blasenartiges Freiwerden aus der erkaltenden Schmelze. Die durchschnittliche Förderung aller Quellen zusammen beträgt 288,7 Sekundenliter. Nach Pertessis enthält ein Liter Quellwasser:

CO ₃	1,5438g	Cl	21,1490g
Na	11,4200g	SO ₄	2,7387g

Ca	1,0083g	HS	0,00529g
Mg	1,2578g		

(Weitere Analysenwerte siehe Pertessis [1925].)

In den Kalkfelsen über den Quellöchern liegen einige kleine Höhlen, meist ohne fließendes Wasser, aus denen H₂S-Gas ausströmt. Das Meerwasser in der Bucht ist milchigtrüb von ausgefälltem kolloidalen Schwefel. Der Name des weiter landeinwärts liegenden Ortes Vromo Limni bedeutet « Stinksee » und bezog sich ursprünglich auf die fast abgeschlossene Lagune vor den Quellaustritten.

Alle Quellen von Lufra liegen in einer Zone am Rande der vulkanischen Massen, wahrscheinlich auf durchstreichenden Störungslinien im Sedimentsockel, Sie alle besitzen recht großen Heilwert und haben Methana als Badeort bekannt gemacht.

c) Bei Aj. Nikolaos treten im Gestein der Aj. Varvara-Stromzunge an und im Meer verschiedene H₂S-Quellen aus (genaue Angaben und Analysen bei A. Damyergis [1887/1911]). K.G.Fiedler (1840) gibt die Temperatur mit 35,6° C an, F.Fouque (1867) mit 38,8° C (t), Verfasser maß sie am 1. Juli 1931 mit 32,8° C bei 27° Luft- und 26,2° Meereswärme. In der Nähe liegt auch ein **trinkbarer Kohlensäuerling**. Die Entfernung von 30 Stadien (=zirka 5,5km) von der alten Burg Methana (Paläokastro) und Reste antiker Quellfassungen, Wasserleitungen und Badehäuser lassen diese Quellen als die, von **Pausanias** erwähnten erscheinen, die im Anschluß an die Kameno-Eruption in der zweiten Hälfte des III. vorchristlichen Jahrhunderts entstanden sein sollen. Sie werden auch heute noch zu Bade- und Trinkkuren von den Bauern der umliegenden Inseln benutzt.

d) Oberhalb von Kameno Chorio (520m), am Weg nach Muska, findet man antikes Mauerwerk, das **Quellfassung** gewesen zu sein scheint. **Sinterbildungen** sind vorhanden. Ein Ehemaliger Austritt einer warmen Quelle wäre demnach möglich.

g) Überblick über den Vulkanismus auf Methana.

Über einem zum Teil submarinen Sedimentsockel bauten sich in mächtigen Ergüssen die vulkanischen Massive auf. Durch Zusammenschluß zahlreicher Einzelbauten, wie Kuppen, Spaltenergüsse, Decken und Ströme entstanden geschlossene, petrographisch einheitliche Bergmassen. Durch Abtragung der vulkanischen Oberflächenformen entwickelte sich die einfache Morphologie der «Massive». Spätere Nachschübe aus dem bereits differenzierten vulkanischen Herd finden die erstangelegten Schlotwege versperrt und werden nach den Rändern der Massive abgedrängt. Sie bilden mit geringeren Massen ungefähr 30 Einzelvulkane als Kuppen, Spaltenergüsse oder Ströme. Jeder Schlot dient nur zur Förderung der Massen für einen Vulkan und wird nach Abschluß dessen Abbauphasen für weiteren Nachschub unbrauchbar. Zeichnet man die Höhenlinien der Massive, indem man sich alle

jüngeren Bauten fortgenommen denkt (Fig. 47), so sieht man, daß die Ausbruchspunkte der meisten jüngeren Vulkane auf dem Massivrand, auf dessen Flanken oder im Vorland liegen. Nur die an Brüche gebundenen Spaltenvulkane (Chelonas, Choma Bukore, Panajiza-Strom) machen hiervon eine Ausnahme. In der linearen Orientierung einzelner

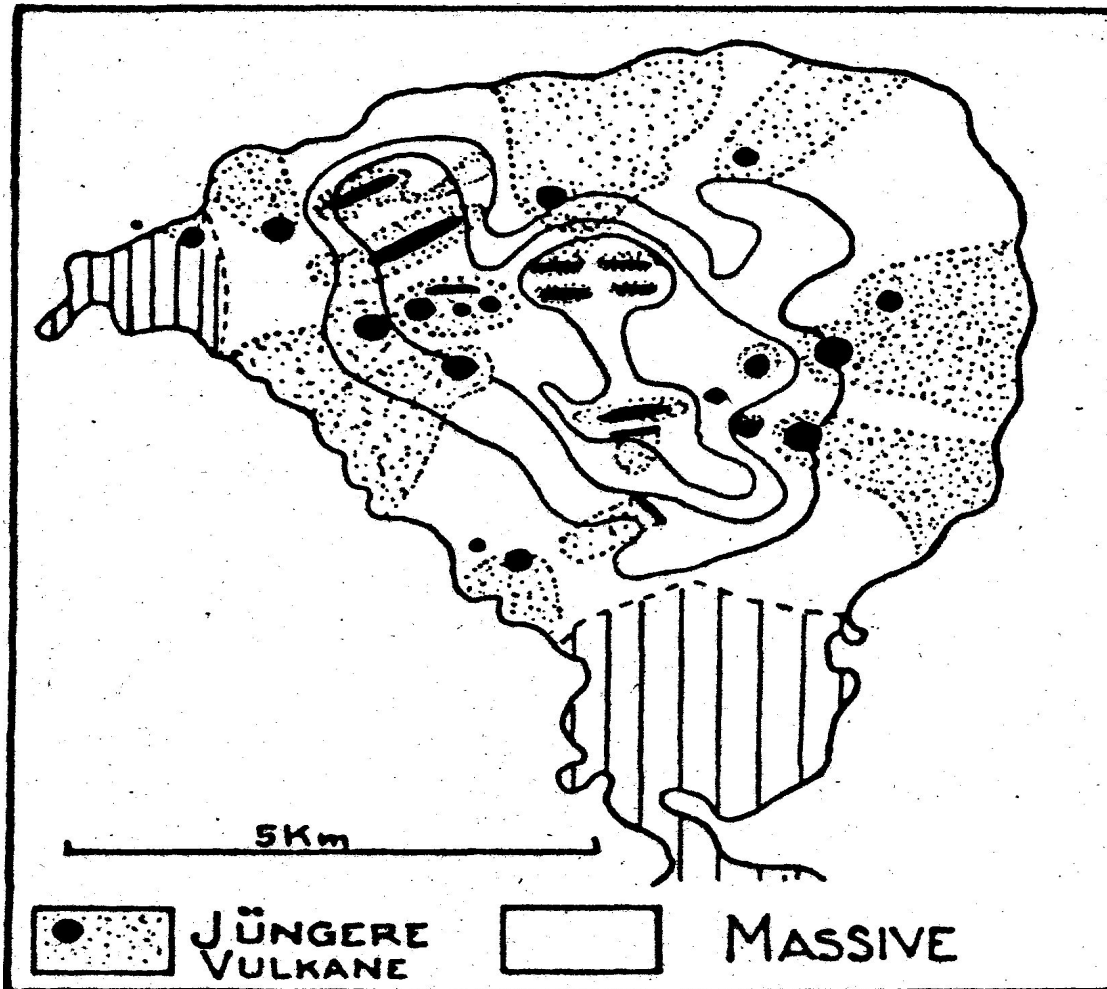


Fig. 47. Die 400—600 m Höhenlinien der Massive und die Lage der jüngeren Vulkane von Methana.

Vulkane zeigt sich eine Abhängigkeit von tektonischen Linien. Die Spalteneruptionen des Zentral- und NW-Gebietes streichen zwischen 70° und 110° . Die kleinen Ströme von Aj. Andreas entspringen an Staffelbrüchen. Für die Vulkane des Westrandes ließ sich eine gemeinsame Förderspalte nachweisen. Im Untergrund vorhandene Brüche erleichtern den Aufstieg; doch beweist die zum Teil regellose, zum Teil nur im zentralen, vulkanischen Aufbau bedingte Anordnung der übrigen Einzelvulkane, daß der Magmenaufstieg unabhängig von tektonischen Linien erfolgen kann.

Die Beteiligung explosiver Vorgänge scheint bei den jüngeren Eruptionen eine größere Rolle gespielt zu haben.

Der letzte Vulkan auf Methana ist die in historischer Zeit entstandene Staukuppe von Kammeno. Seither verrät sich der vulkanische Herd in der Tiefe nur noch durch Fumarolen und Thermen, die ebenfalls am Rande oder sogar außerhalb der Massive auftreten.

h) Tektonische Bewegungen.

Junge Bruchbildung setzt nach der Ablagerung der neogenen Sedimente über gefaltetem Mesozoikum ein. Die älteren Falten streichen hier wie in Ägina und in der nördlichen Argolis NO - SW bis OW, das heißt quer zum allgemeinen Gebirgsstreichen. Ähnlich wie in Ägina scheinen sich in Methana die jungen Brüche dieser Richtung anzuschließen; die kleinen Verwerfungen im anstehenden Neogenmergel bei Kokkinopetra, die südlich der Malisa durch Hebung einer Lavaterrasse nachgewiesene Verwerfung, fast alle Spalteneruptionen und die ganz jungen Abbrüche des Krasso Panagia-Klotzes nach NW streichen zwischen 50° und 90°. Abgesehen von Einzelbewegungen an Verwerfungen lassen sich in Methana Hebungen der gesamten Halbinsel nachweisen, die einen ehemals submarinen Erguß der ältesten vulkanischen Massen wahrscheinlich machen. Nach Aufbau der vulkanischen Massive setzte eine Zeit tektonischer und vulkanischer Ruhe ein, in der die, wohl ähnlich wie heute, unruhige Oberfläche der vulkanischen Landschaft abgetragen wurde. Es entstand dadurch eine heute zirka 500 m hohe Hochfläche als Basis der jüngeren Eruptionen (Fig. 47) und ein breiter Saum von Blockschutt rings um die Halbinsel. Vor und während der jüngeren Eruptionen setzten Hebungen ein, in deren Folge sich die Täler tief in die Massive und den Schutt des Vorlandes eingruben. Die Schluchten von Megalo Pötami, Megalo Chorio und Aj; Theodoros waren bereits vor Entstehung der jüngeren Vulkane angelegt. Jüngste Heraushebungen deuten sich durch Terrassen in allen Tälern an. Der relativen Höhenlage der Terrassen nach ist die Hebung im Norden Methanas (zirka 50 - 60 m) stärker gewesen als im Süden (20 - 50 m). Die antiken Mauerreste (Hafenanlagen) im Meer bei Paläokastro haben wohl nur geringe lokale Senkungen an den Verwerfungen der Malisa-Zone erfahren. Im Gegensatz zu H.H. Washingtons (1894/95) Ansicht hat sich Methana in jüngster Zeit gehoben.

2. Der Vulkan von Poros.

¹²⁾ A. Philippson (1891/92, p. 46); Russegger (1848, 4, p. 246).

Das südlichste Vorkommen vulkanischer Gesteine im saronischen Golf findet sich an der Insel Poros auf der Halbinsel Sfäria, die Stadt und Hafen von Poros trägt.¹²⁾ Die Senke von Epidavros, die westlich von Methana über 400 m Tiefe erreicht, zieht über die Alluvialsenke der Ebene von Troizen nach Südosten weiter, bildet den Meeresarm zwischen Poros und dem Festland und streicht jenseits der Halbinsel Sfäria in die große Kykladen-Randsenke aus. Die Tiefenlinien der Buchten westlich und östlich von Sfäria zeigen, daß der Poros-Vulkan auf einem kleinen Geländeknick sitzt, der vom 10 - 15 m flachen Becken des Hafens auf 40 m unmittelbar östlich der Halbinsel hinabführt und weiter in die Tiefen von 200 und 500 m des offenen Meeres. Die fast nördliche Richtung des Vulkanrückens entspricht dem Streichen einer Querstörung der Epidavros-Poros-Senke. Der Vulkan stellt sich als ein Spaltenerguß von ungefähr 1 km Länge und 70 - 80 m Höhe dar vom selben Typ wie die Vulkanrücken des

NW-Eruptionsgebietes auf Methana. Die Gipfelhöhe und Flanken des Vulkans sind frei von allen Resten, die auf Oberflächenformen (Schlacken, Gipfelsenke, Pfropfen usw.) deuten könnten. Nach Westen fällt die Flanke des Rückens oft mit senkrecht steilen Wänden gegen die Stadt und den Hafen ab. Besonders die höchsten Partien dieser Seite unmittelbar unter den Gipfelhöhen zeigen eine Struktur, die vom wohlgeklüfteten Habitus des weitaus größten Teiles des Berges stark abweicht. Große rundliche Formen treten hier auf, die keine einheitlich durchsetzende Klüftung, sondern zum Teil schalig-kugelige Lösungsflächen oder eine Großbankung verschiedener Richtung zeigen, die ihnen ein wollsackähnliches Aussehen verleiht. Da die regelmäßige, NNW streichende Klüftung der Hauptmassen an ihnen abstößt, handelt es sich um jüngere Nachschübe in die bereits erstarrenden Massen in der Schlotgegend. Dagegen fällt die Ostseite des Rückens mit flachem Böschungswinkel zum Meere ab, hier in Brandungsanschnitten teilweise die blockige Struktur zeigend, wie sie von den Stromstirnen des Tsounaki auf Metbana beschrieben wurde. Das Gestein der Hauptmasse ist besonders in den Gipfelpartien stark porös, was auf Oberflächennähe schließen läßt, und reich an großen endogenen Einschlüssen.

Reste vorangehender Ausbrüche sind die Tuffe des Uhrturmhügels auf der Westseite von Sfäria. Mergelige, weisse bis grünliche Tuffe mit verschiedener Korngröße und guter Schichtung fallen nach Osten unter die Laven ein. Fossilien wurden nicht gefunden, aber die Beimengung von Hornstein und Serpenterollen und rein mergelige Bänke deuten auf submarine Ablagerung. Unter dem Uhrturm erreichen sie 25 m Meereshöhe. Hier setzen mit saigerer Klüftung die vulkanischen Gesteine auf (Fig. 48), deren Zusammenhang mit dem Hauptrücken wegen der dichten Besiedlung des zwischenliegenden Gebietes nicht zu erkennen ist.

Historisches

K. G. Fiedler (1840) nimmt nach den Berichten des Pausanias an, daß Sfäria im Altertum eine Halbinsel des Festlandes gewesen sei. Demnach wäre der heutige flache Meeresarm ganz jungen Senkungen zuzuschreiben. Auf einer kleinen Insel vor dem Festland wurde im roten Ton Pikermi ähnliche Fauna gefunden (Philippon, 1890, p. 47). Der niedrige Isthmus zur Hauptinsel Poros (rezente Strandkiese) ist jungen Einschwemmungen zu verdanken.



Fig. 48. Der Vulkan von Poros auf der Halbinsel Sfäria.

3. Die Insel Ägina.

a) Der geologische Bau von Ägina.

Auf der Insel Ägina hat der Saronische Vulkanismus seine stärkste Entwicklung. Ebenso wie auf Methana bilden gefaltete mesozoische Gesteine und neogene Sedimente den Unterbau der vulkanischen Ergüsse.

a) Der gefaltete Unterbau.

Kalkschiefer, Mergelkalke und Schiefersandsteine der unteren Kreide bilden an der Nordküste Äginas einige vorspringende Felsnasen am Meer und bei Vigla einen von jungen Kalken überdeckten Hügel. Diese Gesteine können vielleicht wegen ihrer Ähnlichkeit mit den fossilführenden Schichten der Insel Aj. Georgios bei Salamis (Renz und Frech, 1911) in die Unterkreide gestellt werden. Rote und grüne Kalkschiefer erscheinen im Kern der Gewölbe der Oberkreidekalke.

β) Die Kalke der oberen Kreide.

Diese bilden in den Bergrücken des Tragunero und Parliangu flache Gewölbe, die mit NO-Streichen die Fortsetzung der Kalkreste von Angistri, Methana und Moni bilden. Das Durchstreichen der Parliangu-Achse unter den vulkanischen Massen nach SW (Insel Moni) deutet sich in zwei kleinen Kalkvorkommen oberhalb des Ortes Kapotides am Wege zum Oros an.¹³⁾ Die Kalke sind überall hart, blaugrau, grob gebankt mit undeutlichen Fossilresten. Am Westende des Tragunero-Berges sind die hangenden Partien als gelbe, harte, gutgeschichtete Mergelkalke ausgebildet.

y) Die untere Neogengruppe.

Über den mesozoischen Gesteinen, oft gegen sie verworfen, liegt eine Gruppe neogener

Schichten, die aus Konglomeraten, Kalken, grünlichen und weißen Mergeln und Tuffen bestehen. Sie bildet auf weite Strecken das Liegende der vulkanischen Massen. Nur an einer Stelle, im Skolini-Tal auf der Westseite Äginas, sind unter den dort tuffigen und konglomeratischen Mergeln anstehende, stark zersetzte, ältere Eruptivgesteine zu beobachten. Da sich die Faziesverhältnisse während der Ablagerungszeit der unteren Neogengruppe ändern und vulkanische Tätigkeit sich in ihren hangenden Partien bemerkbar macht, wechseln die Profile fast von Ort zu Ort.

Im ganzen ergibt sich etwa folgende Zusammenstellung (vom Hangenden zum Liegenden):

Grünliche, plattige Mergel, oft glimmerführend mit Tufflagen, brackisch und marin (Pecten cristatus, Ostrea, Cardium, Arca, Cerithium, Dentalium, Echiniden usw.).

Grünliche und weiße Mergel (stellenweise reich an kalkigen Konkretionen, brackisch und limnisch [Fischreste, Vogelknochen, Blätter]).

Kalke und Kalkmergel, zum Teil mit Pflanzenresten. Konglomerate mit Hornsteingeröllen (Cerithien).

Bei Marathoni an der Westküste liegen Bimssteintuffe und Ostreen führende grüne Mergel an der Basis der Eruptiva.

¹³⁾ Wahrscheinlich sind hiermit die von der Expedition scientifique de Moree (1855) erwähnten, von Reiss und Stübel (1866) nicht gefundenen Kreidekalke am Fuß des Oros gemeint.

Zahlreiche große NO-streichende Brüche verwerfen die untere Neogengruppe zum Teil gegen die Kreidekalke. Über die stark dislozierten und schräggestellten Schichten (Fig. 49) fließen die Laven der ersten Eruptionsperiode.

δ) Die erste Eruptionsperiode.

Die ersten vulkanischen Phasen liefern in Ägina ebenso wie in Methana große, zusammenhängende Massen, die in ihrer heutigen Erhaltung keine vulkanischen Oberflächenformen oder Einzelvulkane mehr

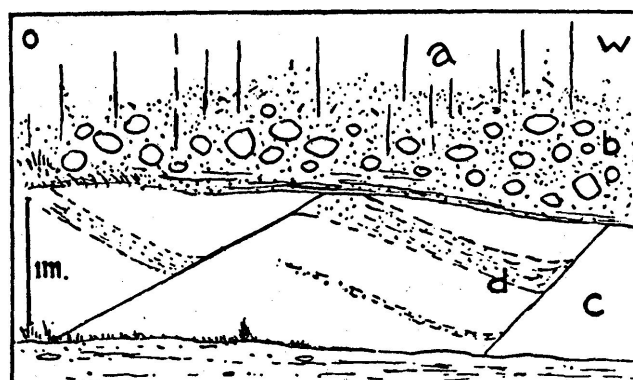


Fig. 49. Diskordanz von jungen Laven über unteren Neogenmergeln (Aj. Paraskewi, Ägina). a) Dichte Lava, b) Basalbrekzie, c) Grüne Mergel, d) Tuffe.

erkennen lassen. Der Typ der aus Einzelergüssen zusammengewachsenen und stark abgetragenen Massive beherrscht das gesamte vulkanische Gebiet Äginas.

In den nördlichen Teilen greifen die Laven als verschieden dicke Decken in das flache Vorland

vor. Überall bilden mächtige Lavakonglomerate und -brekzien die Basis des festen vulkanischen Gesteins. Die grabenartige Neogensenke zwischen den beiden Kalkrücken wurde von den Lavabrekzien aufgefüllt, die heute über den Mergeln nur noch in einzelnen inselartigen Resten erhalten sind (Fig. 50). Der Spasmeno Vuno (zerspaltener Berg), der wegen seiner tiefen, weitklaffenden Spalten die Aufmerksamkeit aller älteren Forscher erregt hat, ist ein solcher Lavabrekzienrest auf Neogenmergeln. Tief schneidende Erosion hat ihn isoliert und das Bachbett in die liegenden Mergel eingegraben. Die weichen, zum Bachbett fallenden Mergel kamen ins Rutschen und zerlegten den auf ihnen ruhenden Deckenrest an großen Spalten. Vulkanische oder größere tektonische Störungen, wie oft behauptet, sind nicht nachzuweisen.¹⁴⁾ Nach H. S. Washington (1894/95) sind die Laven und Brekzienlaven des Maratovuno in der Neogensenke Hornblende-Andesite. Die Hauptmassive der zentralen Berge und der NO-Ecke der Insel sind Hornblende-Augit-Andesite derselben Eruptionsperiode.

ε) Die obere Neogengruppe.

Über den Laven der ersten Eruptionsperiode liegen grüne, weiße und graue Mergel, die eine reiche Strandfauna besitzen (verschiedene Pecten-

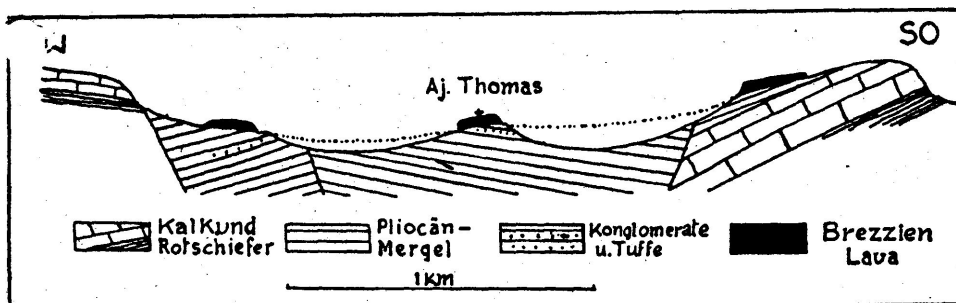


Fig. 50. Profil durch das Tal von Missagro (Ägina).

arten, Ostrea, Perna, Baianus, Echiniden und vieles andere). Im Tal Misoraka an der Westküste und bei Aj. Marina an der Ostküste greifen sie in alten Tälern weit ins Land hinein. In der Talschlucht von Kakopotamo an der Ostküste führen sie Tuffe unter den basalen Steintuffen der zweiten Eruptionsperiode:

Hypersthen-Andesite der zweiten Eruptionsperiode 5m Steintuffe

15 m grünliche, fossillere Mergel glimmerhaltige, graue Mergel dünnplattige Tuffe

Steintuffe wechselnd mit Lapillilagen grüne Mergel mit Strandfauna

15 m dünne Mergelschicht mit Pecten cristatus grüne Mergel mit Strandfauna Hornblende-Andesite der ersten Eruptionsperiode.

¹⁴⁾ H. S. Washington (1894/95, p. 797) hält den Spasmeno Vuno ebenso wie andere isolierte Reste der Brekziendecke für einzelne Staukuppen.

Im flachen Vorland der Nordküste fehlt die obere Neogengruppe ganz. Dort liegen grobe vulkanische Konglomerate in einzelnen Talrinnen, die älter sind als die jungen Deckkalke. Im Nordteil findet also geringe Heraushebung statt, während weiter im Süden das Meer tiefer ins Land dringt.

ζ) Die zweite Eruptionsperiode

lieferte die Hypersthen-Andesite des Oros-Gebietes und des gesamten Südtails Äginas. Auf den zentralen Bergen liegen sie als dünne Decken (ob vom Oros kommend oder mit eigenen Eruptionspunkten ist nicht zu erkennen); sie sind also nicht älter als die zentralen Vulkanmassive, wie H. S. Washington annimmt. Die Hypersthendazit-Vorkommen des Glikovuno und von Kakoperato zeigen noch erkennbare Kuppen und Stromformen und liegen mit Basalbrekzien auf den Oros-Laven auf.

η) Die jungen Deckkalke.

Nach Abschluß der vulkanischen Tätigkeit tauchte die gesamte Nordhälfte der Insel tief unter den Wasserspiegel. Harte, weiße Kalke überzogen mit verschiedener Mächtigkeit bis zur heutigen zirka 200 m Höhenlinie das alte Relief. An der Nordküste führen sie Gerolle und an Schalenrümern reiche Strandkiese. An Fossilien wurden sonst nur undeutliche Reste von Cardien und Cerithien gefunden. Unter der Tempelruine nördlich des Stadthafens von Ägina liegen zwischen den Kalkbänken in zwei Horizonten terrestrische Verwitterungszonen, in denen Kalkbrocken in verhärteter roter Erde eingebettet sind. Eingeschwemmte Landschnecken (*Helix variabilis*)¹⁵⁾ wurden in den Kalken der Umgebung gefunden. Dieses Vorkommen und an anderen Stellen beobachtete kleine Diskordanzen deuten auf schwache Oszillationen, während Bruchbildung bis auf eine Verwerfung bei Vigla an der Nordküste fehlt. Den Südtail von Ägina lassen die Deckkalke vollständig frei. In geringer Tiefe ziehen sie von Ägina nach Angistri hinüber. Die flache Insel Metopi besteht aus 15m mächtigen SW fallenden Kalken, Mergeln, Sanden und homsteinführenden Konglomeraten, die hier die reinen Kalke Äginas zu vertreten scheinen. Den flachen Nordteil der Inseln Angistri und Moni scheinen ähnliche Sedimente zu bilden.

Durch jüngste Bewegungen im Golfgebiet wird die ursprünglich zusammenhängende Deckkalkplatte aufgelöst und einzelne Schollen gehoben.

¹⁵⁾ Ebenfalls in den hangenden Kiesen und Sanden am Isthmus vorhanden.

θ) Übersicht über den geologischen Bau Äginas.

Stufe	Sedimente	Vulkanismus	Bewegungen
Pleistocän	Junge deckkalke (Sande und Konglomerate) auf Metopi. Obere Neogensedimente, marine Strandbildungen von Agia Marina, Misoraka, vulkanische Konglomerate im Vorland.	Einzelvulkane von Kakoperato und Glykovouno. Zweite Eruptionsperiode, Hypersthenandesite und Tuffe des Oros. Erste Eruptionsperiode, Hornblendeandestite, von Marathovouno und Hornblende-Hypersthenandesite der zentralen Massive.	Entstehung des heutigen Golfs, Schollenbildung. Geringe Heraushebung der Nordküste Äginas.
Oberpliozän	Untere Neogengruppe, limnische, brackische und marine Mergel, Kalke, Konglomerate und Tuffe.	Ältere Eruptiva von Skotini.	Starke Bruchbildung.

b) Überblick über den Vulkanismus auf Ägina.

Zwei große Eruptionsperioden lassen sich in Ägina erkennen. Mächtige Lavamassen hauen ebenso wie in Methana komplexe, vulkanische «Massive» auf. In der heutigen Morphologie kann man stellenweise die undeutlichen Reste von Kuppen oder Spaltenrücken erkennen. Auf der Höhe Äginas umgehen mehrere derartige Vulkanruinen das kesselartige Hochtal des Klosters. Ihre Ströme fließen nach außen ab. Ähnlich wie auf Methana sitzen also jüngere Einzelbauten randlich einem älteren Unterbau auf und bilden ein mehr oder weniger geschlossenes interkollines Hochtal (vgl. Abb. 17, Taf. XIV). Deutlichere Einzelvulkane haben nur die jüngeren basischeren Laven geliefert (Kakoperato, Glikovuno). Interessant sind die Hornblendenandesit-Decken des Maratovuno, die durch ihre Lavabrekzien eine präexistierende Neogensenke ausfüllen. Die liegenden Partien dieser Decken sind in großer Mächtigkeit in runde und eckige Blöcke aufgelöst, die von stark zersetzter Bindemasse umgeben sind. Die Zerbrechung und Blockbildung begann wahrscheinlich während des Fließens der zähen Laven und wurde, durch die Verwitterung fortgesetzt. Im Gegensatz zu H.S.Washington wurden die dunklen Hypersthenandesit-Massen des Oros-Massives und des östlichen Zentralgebietes (Profil von Kakopotamo) für jünger als die zentralen Massive erkannt. Die Differentiation verläuft also auf Ägina, ähnlich wie in Methana von sauren zu basischeren Typen.

Explosionen haben die beiden größeren Effusivperioden eingeleitet (Tuffe im Hangenden der unteren Neogenschichten bei Marathoni u.a. O., sowie im Hangenden der oberen Neogenschichten des Kakopotami-Tals). Die Verbindung mit limnischen bis marinen Sedimenten macht subaquatische Ausbrüche für einen großen Teil des vulkanischen Äginas wahrscheinlich.

Auf Ägina begann der Vulkanismus wohl zu gleicher Zeit wie auf Methana, erreichte aber früher sein Ende, da morphologisch gut erhaltene, kleinere Einzelvulkane wie auf Methana fehlen. Im ganzen sind die vulkanischen Vorgänge in beiden Gebieten dieselben.

4. Der Vulkanismus des Isthmus von Korinth. Sousaki!

Auf der Ostseite der Korinthischen Landenge zwischen Kanal und Gerania-Gebirges treten vulkanische Erscheinungen bis in unsere Zeit hinein auf. Bei Kalamaki und Aj. Theodoros finden sich größere Partien von Biotitdazit in den neogenen Serien von Kalken, Mergeln und Konglomeraten eingeschaltet. **Im Tal von Sousaki ist eine Solfatara** noch heute tätig.

a) Das Dazitvorkommen. von Kalamaki.

500 m nördlich von Kalamaki, unmittelbar an der Bruchstufe, mit der sich der Horst des Isthmus über die Küstenebene erhebt, steht ein kleines Dazitvorkommen an. Der Dazit bildet einen Hügel von 15 - 20 m Höhe, der durch Wasserrisse von den hinter ihm liegenden Mergelmassen isoliert wurde. Die Mergel liegen unmittelbar auf dem Dazit, dessen oberste Partien eine Auflösung in grobe Blöcke zeigen. Die «Tuffe», die nach A. Philippson (1890, p. 54) auf der Oberfläche des Hügels den Übergang vom Dazit in die Mergel bilden sollen, wurden nicht gefunden. Ihr Vorhandensein scheint auch nicht wahrscheinlich, da die Mergel einen älteren, bereits zerstörten Eruptivstock bedecken. Wahrscheinlich handelt es sich um

die erwähnten Auflösungszonen der Dazitoberfläche. Die Mergel umhüllen diskordant den Dazit, wie schon A. Philippson (1890, p. 54) beobachtete, bilden also eine Aufschüttung um eine vorhandene Unebenheit des Beckenbodens (Fig. 51). Nach SO, der Küste zu, ist der Hügel durch einen Steinbruch angeschnitten. Der Dazit ist hier grau mit rötlichen und violetten Verfärbungen und reich an großen Feldspateinsprenglingen, die eine erkennbare Orientierung parallel zu

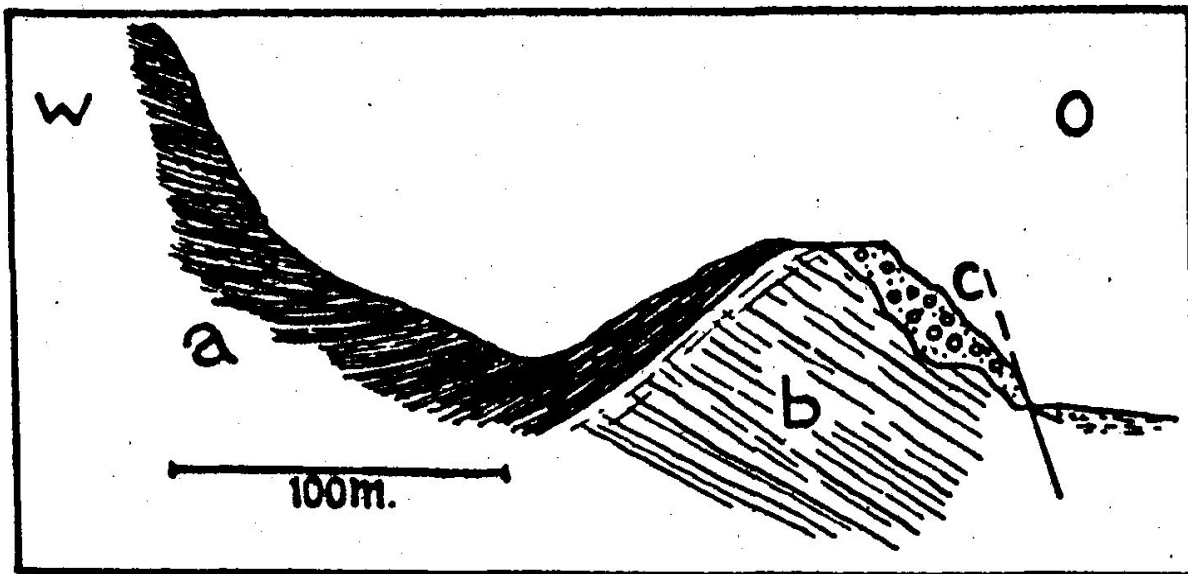


Fig. 51. Der Eruptivstock von Kalamald. a) Levantinimergel, b) Dazit, c) jüngere Schotter.

der N 45—50° O streichenden, 50° S fallenden Klüftung zeigen. Von der Umgrenzung oder der Außenfläche der Eruptivmasse ist die Klüftung in keiner Weise abhängig. Sie streicht mit gleicher Richtung durch das ganze Vorkommen. Eine Kuppe ist demnach zumindest nicht in ihrer ursprünglichen Form erhalten. Abtragung und Zerstörung durch Bruch oder Verwurf haben die Form des Vulkankörpers vor seiner Eindeckung mit neogenem Sediment verändert. Anzeichen für intrusive Natur des Vorkommens sind nicht gegeben. Ebenso spricht nichts für einen Zusammenhang dieses Dazites mit dem von Aj. Theodoros, vielmehr deutet seine Stellung in den mächtigen reinen Mergelschichten auf höheres Alter als das des Dazits von Aj. Theodoros. Von den jungen Küsten-,brüchen wird der Dazit von Kalamaki mitbetroffen; Schotter einer jüngeren Terrasse an der Ostseite des Hügelns scheinen an derselben Bruchlinie in späterer Zeit verworfen zu sein.

b) Die Dazitdecken von Aj. Theodoros.

Die breite Küstenebene auf der Ostseite des Isthmus zwischen Kalamaki und Aj. Theodoros wird etwas westlich vom Ort Aj. Theodoros bei Kolanziki durch ein bis 180 m ansteigendes Hügelland unterbrochen. Während der Neogenhorst des Isthmus östlich von Kalamaki an einer großen Verwerfung zur Küstenebene abbricht, staffelt er sich bei Kolanziki in einigen kleineren Bruchstufen zur Küste ab. An verschiedenen Stellen dieses Gebietes tritt Biotitdazit unter einer wechselnd dicken Mergel- oder Konglomeratbedeckung zutage. Bei km 80,8 und 82,4

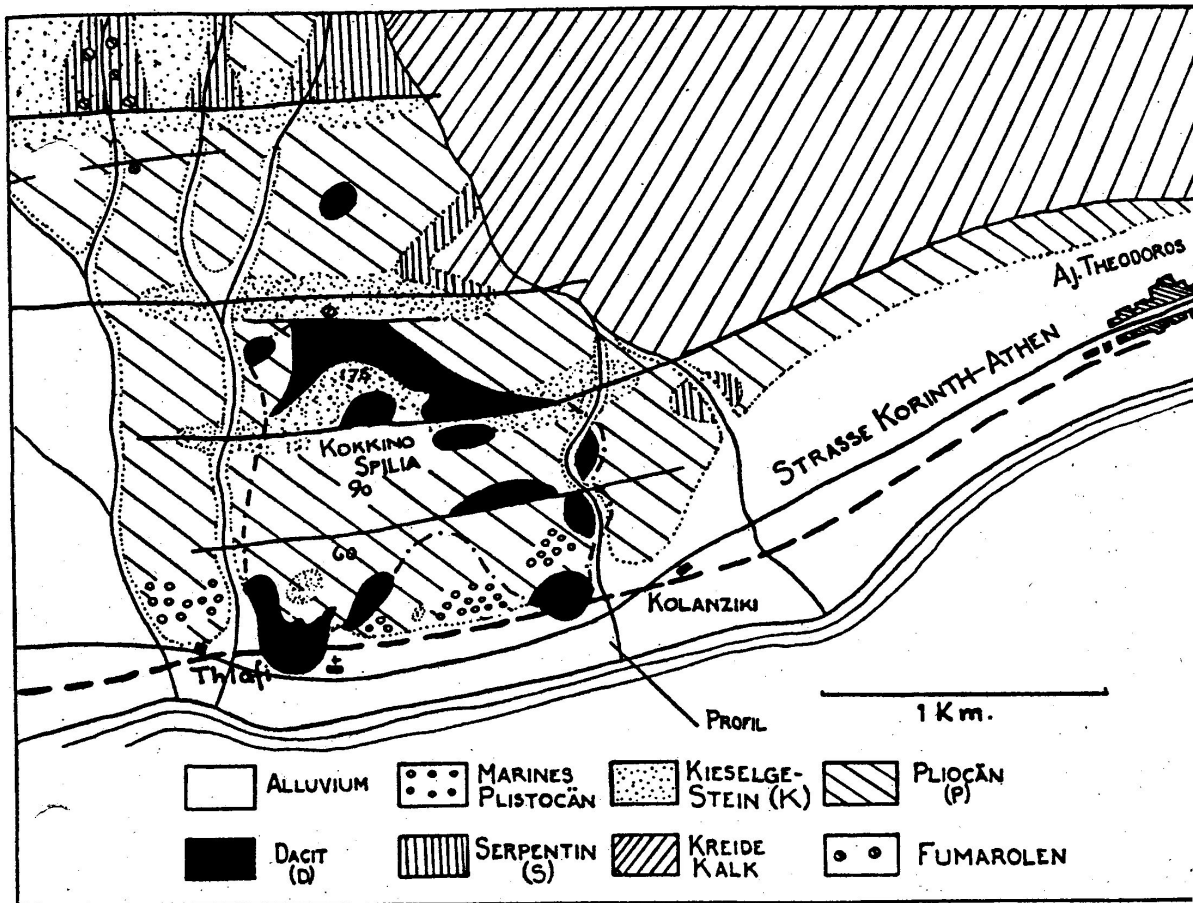


Fig. 52 a. Lageskizze des vulkanischen Gebietes von Aj. Theodoros.

schneidet die Bahnstrecke das Ausgehende des Dazitvorkommens. Nördlich von Kolanziqi ist in einer engen Talschlucht Dazit unter einer mächtigen Folge von Mergeln, Poroskalken und Konglomeraten aufgeschlossen. Die Mergel im unmittelbar Hangenden des Dazits führen eine reiche, wohlerhaltene Süßwasserfauna, durch die eine Eingliederung der

¹⁶⁾ Diese Stelle wird bei A. Philippson (1890, p. 25) allerdings ohne Fossilfunde erwähnt.

Daziteruption in die untere Neogengruppe möglich wird; und zwar deuten die zahlreichen Einschaltungen von Konglomeraten, Bankkalken usw., die an anderen Stellen unmittelbar den Dazit bedecken, auf höhere Schichten der unteren Neogengruppe. Das Liegende des Dazits ist nicht sicher aufgeschlossen. Im Hangenden legen sich die Neogenschichten flach auf die anscheinend ebene Dazitoberfläche auf. Kontaktverände-

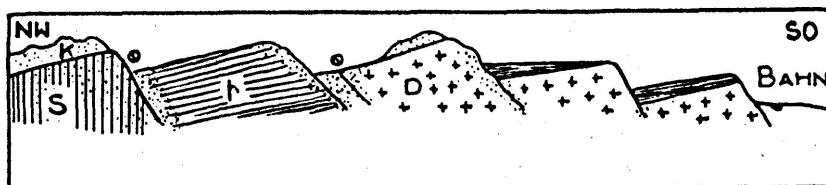


Fig. 52 b. Profil durch das vulkanische Gebiet von Aj. Theodoros. (Zeichenerklärung siehe Fig. 52 a.)

rungen oder Störungen des Neogens über dem Dazit sind an keiner Stelle vorhanden, so daß die Auffassung dieses Vorkommens als ein später eingedrungener Lackolith vollkommen unbegründet ist (vgl. M. Marawelakis [1916, p.4]). Es handelt sich um unbestimmt mächtige,

unter Wasser ergossene Decken, die den sedimentären Serien eingeschaltet sind. Diese Erklärung wird durch Dazitgerölle in den hangenden Konglomeraten bestätigt. Die Dazitdecken wurden von den jüngeren Bruchbewegungen mitbetroffen. Sie setzten aber dem Niederbruch stärkeren Widerstand entgegen als die umgebenden Neogenschichten, so daß in ihrem Bereich anstatt der einen großen Küstenverwerfung mehrere Staffeln mit geringerem Gesamtverwurf auftreten (Fig. 52 b).

c) Die Opalgesteine und die Fumarolen von Susaki.

In der Gegend der Kolanziki-Dazite sind bedeutende Partien der neogenen Mergel und Konglomerate umgewandelt. Ganze Schichtpakete, an anderen Stellen nur Nester oder gangartige Zonen sind in ein bräunlichgelbes bis rotes Kieselgestein umgesetzt, in dem bläulich-weißer Opal häufig ist. In den weitaus meisten Fällen scheint es sich um Metasomatose der Mergel und Kalke zu handeln, doch kommen Ausscheidungen von Kieselsinter und Opalgestein auch auf Klüften des Dazits und in Nestern zwischen den Gerollen der Konglomeratbänke vor. Die Zufuhr heißer SiO_2 -Lösungen hat wahrscheinlich nach der Förderung der Dazite begonnen, da diese zum Teil davon berührt werden. Im O finden sich die Kieselgesteine bis an die Kreidekalke und Serpentine des Gerania-Gebirges, im W sind sie noch in den benachbarten Schluchten nachzuweisen. Eine Abhängigkeit von Verwerfungszonen ist deutlich zu erkennen.

In der weiteren postvulkanischen Entwicklung werden in einem bedeutend verengten Bezirk die Gesteine, u. a. auch die Kieselabsätze der ersten Phase, von neuem zersetzt. M. Marawelakis (1916, p.5) hat eine Reihe fortschreitender Zersetzungserscheinungen beschrieben, die uns aber nicht so sehr auf verschiedenen Stärkegrad der Zersetzung, als auf verschiedenes Ausgangsmaterial zu deuten scheinen. Besonders im Tal von Susaki an den den Serpentin begrenzenden Verwerfungen, aber auch an den südlichen Bruchstufen treten Zonen vollkommener Zersetzung der ursprünglichen Gesteine auf, verbunden mit Absätzen verschiedener Sulfate (Melanterit, Epsomit, Gips) und freien Schwefels. An zahlreichen Punkten wurde eine Ausbeutung dieser Vorkommen immer ohne lohnenden Erfolg versucht. Auch jetzt ist die Gasförderung nicht an die Umrandung des Dazites gebunden (M. Marawelakis, 1916, p. 6), sondern an deutlich durchstreichende Verwerfungen.

Die heutige **Tätigkeit** ist im wesentlichen nur noch auf das Susaki Tal selbst beschränkt. An zwei anderen Stellen bemerkt man noch schwachen H_2S -Geruch, sonst sind alle ehemaligen Fumarolen-Standorte erkaltet. Die **Fumarolen von Susaki** treten in der Verwerfungszone von Neogen gegen Serpentin auf und bezeichnen die Stelle stärkster Tätigkeit auch in den älteren Phasen, da hier die mächtigsten Kieselgesteinsbildungen und die heftigsten Zersetzungen nachzuweisen sind. Einzelne kleine Fumarolen gehen noch weit in den Serpentin des höheren Tales hinein. Die aus zwei kleinen Höhlen ausströmenden Hauptfumarolen (Mofetten) wurden von zahlreichen Forschern beschrieben.¹⁷⁾ Auffallend ist, wie schon A. Philippson (1891/92, p. 22) hervorhebt, daß von den verschiedenen Beobachtern abweichende Mitteilungen über die Gase gemacht werden. F. Fouqué (1867) und Reiss und Stübel (1866) sprechen fast ausschließlich von Kohlensäure, die anderen vom Vorherrschen von SO_2 und H_2S . Bei

Besuchen des Verfassers in Susaki (1929 und 1951) konnte auch ein Zurücktreten der Schwefelgase hinter der starken Förderung der beiden Kohlensäurehöhlen festgestellt werden. Ein zeitweises Wechseln der stofflichen Förderung erscheint daher bei der Zuverlässigkeit der älteren Beobachtungen wahrscheinlich. Die Temperatur wird von allen Autoren mit zirka 40° C angegeben. Den ausführlichen älteren Beschreibungen ist sonst nichts hinzuzusetzen.

¹⁷⁾ Expedition scientifique de Moree (1835); F. Fouqué (1867); Reiss und Stübel (1866); Th. Fuchs (1876); T. Ansted (1873); J. F. Schmidt (1881); A. Philippsoll (1891).

11. Allgemeiner Teil: Die Vulkanologie des Golfes von Ägina.

Aus den vulkanischen Gebieten des Golfes von Ägina ist eine große Anzahl verschiedener vulkanischer Oberflächenbauten und Formen bekannt geworden, die im folgenden unter genetischen und systematischen Gesichtspunkten zusammengefaßt werden sollen.

1. Mechanismus der Einzelvulkane.

a) Staukuppen.

Der größte Teil der jüngeren Einzelvulkane des Gebietes sind Staukuppen mit einheitlicher Form, Struktur und Mechanismus.

a) Morphologie der Staukuppen.

Die Staukuppen sind kleine kegel- bis kuppenförmige Berge. Die Neigung der Flanken schwankt zwischen 20° und 40°. Ihre relative Höhe ist nicht größer als 250 m. Die Länge des Basisdurchmessers schwankt, ist aber im Verhältnis zur Höhe nicht sehr groß. Eine Ausnahme hiervon macht die aus basischerem Gestein aufgebaute Malisa-Kuppe mit einem Verhältnis von Basis zu Höhe wie 5:1. Die Gipfelteile sind meistens abgeplattet oder eingesackt. Tiefere Einsturzkrater haben nur die Kammeno-Kuppe und einzelne Vulkane der Chorisa-Gruppe.

β) Struktur der Staukuppen.

Der Kammeno-Vulkan gestattet durch seinen tiefen Gipfeleinbruch einen guten Einblick in die inneren Teile einer Staukuppe. Dadurch wurde der in anderen Gebieten meist nicht aufgeschlossene Zusammenhang von Kruste und Kern und damit der Mechanismus erkennbar. Die Kruste besteht aus einem Haufwerk kantiger großer Blöcke; zum Teil sind sie löse gepackt, unterliegen schneller Abtragung und bilden dann einen Schuttmantel, der den Kuppenfuß bis zu größeren Höhen eindecken kann; zum Teil sind sie durch spätere Nachschübe aus dem Kuppeninnern zu Brekzien verschiedenster Dimensionen verschweißt. Größere Intrusionen aus dem Innern bilden massige Pfropfen in oder auf der Außenseite der Kruste. Bewegung der einzelnen Krustenteile gegeneinander erzeugt Reibungsbrekzien. Der Gesamthabitus des Krustenmaterials ist schlackiger und blasiger als der der Kernmasse. Im Gegensatz zu den Plutonen resultieren aber die strukturgebenden Kräfte in einem vulkanischen Oberflächenbau ausschließlich aus der Eigenbewegung der vulkanischen Schmelze. Regionaltektonische Kräfte machen sich nur in großen Zerstörungen der Vulkanbauten (Abbrüche der Malisa-Kuppe, Staffeln der Sterna Gambrou) bemerkbar. Auch

für die Entstehung der in ihrer Richtung oft wechselnden Klüftung der Massive sind im wesentlichen vulkanotektonische Bewegungen anzunehmen.

y) Der Mechanismus der Staukuppen,.

Die guten Aufschlüsse der Kampeno-Kuppe gestatteten im Zusammenhang mit den detaillierten Beobachtungen an den werdenden gleichartigen Kuppen des Georgios und der Dafni auf Santorin die Aufstellung eines Phasenmechanismus, dem in seinen Grundzügen allgemeine Bedeutung zukommen dürfte.

Der an die Oberfläche gelangende zähflüssige Schmelzfluß umgibt sich infolge schneller Erstarrung der äußeren Teile mit einer schlackigen Kruste, die durch das dauernd nachdringende Schlotmaterial sofort zertrümmert wird. In die Spalten und Fugen der zerberstenden Kruste eindringende Schmelze verschweißt und ergänzt die Kruste fortlaufend, so daß den sich ständig vergrößernden Kern eine dehnbare Kruste umgibt. *«Sans secousse, sans projection, silencieusement, mais avec une telle rapidité que M. de Cigalla le compare au développement d'une bulle de savon »* schreibt Fouque (1879) von der Entstehung des Georgios auf Santorin. In der Tat ist der Vergleich mit einer Seifenblase zutreffend, da die Kruste trotz ihrer Starrheit im einzelnen durch die dauernde Ergänzung von innen weitgehendst dehnbar und nachgiebig ist, andererseits aber einen genügenden Widerstand bietet, um ein Auseinanderfließen der Kuppenmassen zu verhindern.

Damit stimmt die innere Struktur der Staukuppen, wie sie an der Kammeno-Kuppe und ändern Orten beobachtet wurde, überein. Die Fließbahnen stehen steil, bilden also direkt die Aufwärtsbewegung des Magmas ab, ähnlich wie es H. Cloos (1927) für in halbfestem Zustand extrudierende Lavapropfen vom **Typ der Wolkenburg im Siebengebirge** gezeigt hat. Der Widerstand der Kuppenkruste ist nicht groß genug, um eine Zwiebelchalenstruktur (Reyer, 1888, p. 87) zu erzeugen, wie sie in der Natur nur für oberflächennah intrudierte Quellkuppen sicher erkannt werden konnte. H. Scholtz (1928) wies mit Recht auf die Unsicherheit unserer Kenntnisse über den inneren Bau von «echten Quellkuppen oder Staukuppen» hin. Inzwischen hat H. Williams (1932) reichhaltiges Material zu dieser Frage aus der Literatur zusammengetragen, aus dem sich eine Übereinstimmung fast aller Beobachtungen ergibt, die auch für die Staukuppen auf Methana zutrifft. H. Scholtz (1928) weist auf die Möglichkeit hin, daß die innere Struktur von Staukuppen den «Schollenkratern» Bergeats (1899) oder den « Primärbrekzien » vom Typ des Malbergphonoliths (Scholtz, 1928) gleichen könnte. Die Beobachtungen am werdenden Dom der Montagne Pelee (Lacroix, 1904), am Dom des Georgios (Fouqué, 1879) und ändern und an älteren Staukuppen zeigen aber, daß die Zertrümmerung und « Autobrekziation » (H. Williams, 1952, p. 155) nur eine verhältnismäßig dünne Kruste betrifft. Andererseits stellen die Schollenkrater usw. Produkte eines ähnlichen Mechanismus in zäherem Material dar, unter Umständen sogar Früh- oder Endstadien der Entwicklung einer Staukuppe. Im selben Zusammenhang kann gesagt werden, daß der Begriff « Cumulo-Vulkan », wie ihn Fouqué (1879) und H.S. Washington (1894/95) für die Staukuppen auf Santorin und Methana prägten, als selbständige Formbezeichnung unnötig ist, da das Haufwerk von Blöcken nur die dünne Umhüllung eines kompakten Kerns darstellt. Der Cumulo-Vulkan ist die morphologisch jüngste Form einer Staukuppe, die durch schnellwirkende Abtragung ihrer Kruste beraubt wird und den kompakten Kern zeigt, worauf schon Lacroix (1904) für den Montagne Pelee-Dom "hingewiesen hat. .

Schnelle Erstarrung bei anhaltendem Nachschub sind die Grundzüge des Aufbaumechanismus. Druckentlastung nach Ende der Förderung, Erstarrung und Fallen der Lavasäule im Schlot führt zur Abplattung und Einmuldung des Kuppengipfels, in vielen Fällen zur Bildung von Einsturzkratern. Alle Gipfelsenken sind auf Ausgleich eines Massendefizits im Innern der Kuppe zurückzuführen (vgl. aber die interkollinen Gipfelsenken an Radialspaltenkuppen); es sind keine Explosionskrater oder Öffnungen, die dem Ausfluß von Lava gedient haben.

Der Mechanismus der Staukuppen gliedert sich in zwei Hauptphasen:

1. Aufbauphase: Aufstau einer kompakten Lavamasse über der Schlotöffnung unter Bildung einer brekziösen Außenkruste (Autobrekziation).
2. Zerstörungsphase: Einmuldung oder Einbruch der Kuppe nach Abschluß der Förderung als Ausgleich eines Massendefizits im Innern der Kuppe oder im Schlot.

Die allgemeinste Form einer solchen subaerisch entstandenen andesitischen Staukuppe ist in Fig. 55 dargestellt. Eine großbrekziöse Kruste umgibt einen massigen Kern mit Steilem, randlich invers geneigtem Fließgefüge.

Besondere Verhältnisse, wie plötzlich verstärkter Nachschub oder plötzliche Entlastung durch Massenabfuhr in einen Strom können dieses ein fache Bild sehr komplizieren, ebenso wie sekundärvulkanische Erscheinungen, die eine zweite Aufbauphase darstellen.

Der Chemismus des Gesteinsmaterials hat auf die Form der Staukuppe deutlichen Einfluß: zähe, saure Laven bilden steile, hohe Kegel mit verhältnismäßig kleinem Basisdurchmesser, basische Laven bilden niedrige, flache Dome mit großem Basisdurchmesser (Malisa-Kuppe). Die größere

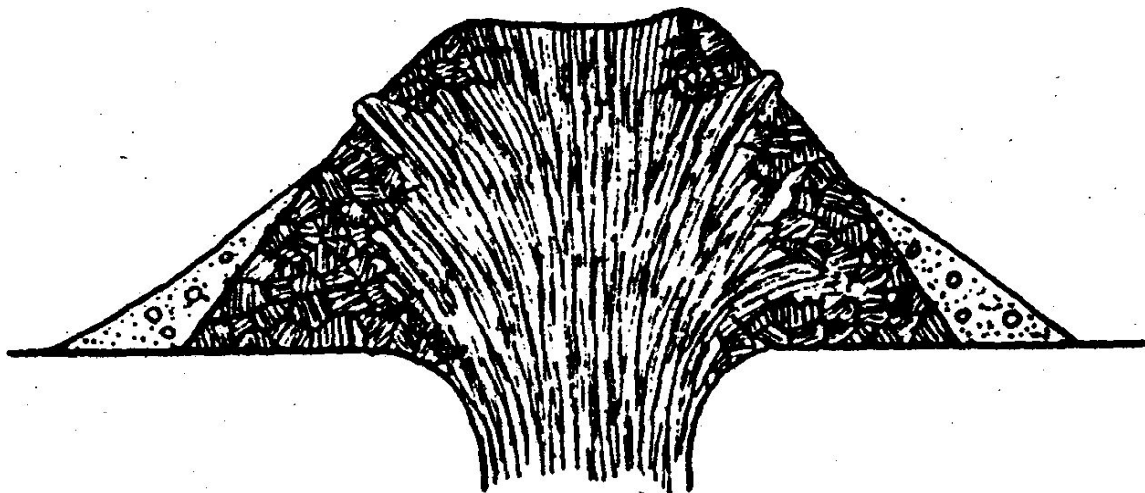


Fig. 53. Idealschnitt durch eine andesitische Staukuppe.

Fließfähigkeit kieselsäureärmerer Gesteine gestaltet ein leichteres « Auseinanderfließen » der Kuppe, das den Aufstau überwiegt.

Die explosive Tätigkeit spielt für den Aufbau und Abbau einer Staukuppe oft eine wichtige Rolle. In Methana sind aber die Reste und Spuren einer solchen Tätigkeit auch an jungen Vulkanen (Kammeno-Kuppe) zu bedeutungslos, um Gasexplosionen einen wesentlichen Anteil an der Formgebung der Staukuppen zuzusprechen.

b) Radialspaltenkuppen.

Einen besonderen Typ der Staukuppen stellen die Radialspaltenkuppen dar. Ihre Form und ihr Mechanismus wurden am Beispiel der Kossona-Kuppe gedeutet, wo sie in modellartiger Weise entwickelt sind.

Ein späterer Nachschub aus dem Schlot preßt den erstarrten Kuppenkern gegen das Dach, das in radialen Spalten aufreißt. Solche Radialspalten wurden an anderen Staukuppen zum Teil im Entstehen beobachtet (Georgios auf Santorin, Montagne Pelee, Tarumai, Mono Craters, California usw.). Das nachdringende Magma füllt die Spalten aus und staut sich über ihnen in der Art kleiner Staurücken auf. Da alle Spaltenfüllungen gemeinsamer Bewegung unterliegen, sozusagen zusammen einen in einzelne Segmente zerlegten neuen Schlot bzw. Kuppenkern darstellen

(Fig. "54), zeigt ihre Gefügestruktur ein gemeinsames System umlaufender, steilstehender Fließbahnen, die von der Form und Umgrenzung der einzelnen Spalten unabhängig sind. Auch die Auffüllung radialer Gipfelspalten wurde an anderen Kuppen beobachtet. Lacroix erwähnt aus den Anfangstadien des Montagne Pelee-Domes eine « crete rocheuses », eine kammartige Ausfüllung oder Auspressung einer Radialspalte, aus der sich dann bei lokalisiertem Nachschub die Felsnadel entwickelte. Doch handelt es sich hier um Extrusionen fester oder fast

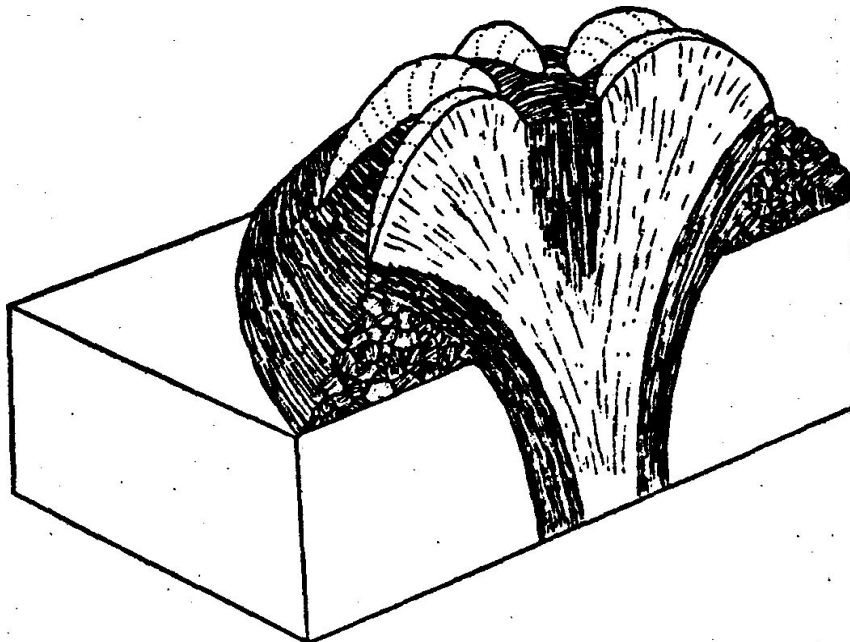


Fig. 54. Blockdiagramm einer Radialspaltenkuppe.

fester Massen und nicht wie in Methana um den Ausfluß zäher Schmelze, die ein deutliches Fließgefüge bilden konnte.

Die Bildung von Radialspalten und ihre Ausfüllung im bereits verfestigten Kuppenbau stellt eine Unterphase im Aufbau der Kuppe dar. Die Häufung gleichartiger Vulkanformen gerade in Methana (aus anderen Gebieten sind diese auffälligen Bildungen nicht beschrieben worden) läßt vermuten, daß besondere Bedingungen, die vielleicht in einem bestimmten Effusionsrhythmus chemisch gleicher Gesteine zu finden sind, für die Phasenfolge Kuppenerstarrung = mobiler Nachschub erforderlich sind, um die Radialspaltenkuppen entstehen zu lassen.

c) Staurücken.

Als Staurücken wurden langgestreckte, steile Spaltenvulkane bezeichnet, die über einem spaltenförmigen Schlot aufgestaut wurden. Steile Flanken, brekziöse Kruste, massiver Kern mit +/- vertikalem Fließgefüge, Einmuldung oder Einbruch des Gipfelgrates nach Abschluss der Förderung deuten auf den gleichen Mechanismus wie an gewöhnlichen Staukuppen. Am Pikesa-Vulkan wurden sogar Anzeichen für Radialspaltenrippen gefunden. Staurücken sind also nur besondere, durch die Gestalt des Schlotes bedingte Formen von Staukuppen.

d) Ströme.

Ströme entstanden in unserem Gebiet im Zusammenhang mit Staukuppen oder Staurücken oder unabhängig von ihnen. Dem zähen Fließen des andesitischen und dazitischen Materials entsprechend bilden sie im allgemeinen schmale Ströme mit sehr steilen Flanken, fast ebener Oberfläche und einer großen Mächtigkeit von oft über 100m. «Ein solcher Trachytstrom stellt nach seiner Erstarrung einen schmalen Gebirgszug dar, der leistenartig dem alten Lande aufgesetzt ist »(Reiss und Stübel, 1866, p.27). Eine sofort entstehende Kruste an der Oberfläche schließt die zähfließenden Strommassen ein. Sie wird durch dauernde Unterströmung in Schollen und Blöcke aufgelöst (Klinkerlava), bei genügender Dicke und Starrheit durch Rand-, Mediän- und Querspaltan gegliedert. Die Querspaltan haben in Zonen schnelleren Fließens (z. B. über stark geneigtem Untergrund) die Form stirnkonvexer Ström'ungsbögen, bei mächtiger Kruste die Form stirnkonkaver Unterströmungsbögen.

Im Prinzip ähnelt der Strommechanismus andesitischer Laven dem Kuppenmechanismus: Blockig-brekziöse Kruste umschließt einen massigen, homogenen Kern, der durch die Abtragung freigelegt wird.

In den meisten Fällen entspringen die Ströme aus einer Kuppe oder aus einem Staurücken. Sie setzen seitlich in halber Höhe an diese an, stellen also eine Ausbreitung der Massen des Kuppeninnern nach einer Richtung (dem Gefälle des Untergrunds folgend) dar. In einigen Fällen war die Beweglichkeit basischerer Laven so stark, daß sie ohne Aufstau einer Kuppe über dem Schlot an geneigtem Hang abfließen und verhältnismäßig dünne Ströme (Megalo Chorio-Strom) oder kleinere Decken (Aj. Andreas, Malisa) bildeten.

e) Der sekundäre Vulkanismus.

Definition

H. Reck definiert den Sekundärvulkanismus dahin, « daß er alle eruptiven Erscheinungen und Schöpfungen des Ausbruchs umfaßt, die nicht direkt am Tiefenrohr des Vulkans ansetzen, wie Kuppe und Strom, sondern nur indirekt dort ihre Quellen haben, indem sie als selbständige, habituell und zum Teil auch stofflich wohl individualisierte Eruptionsformen aus seinen vorangegangenen primären Schöpfungen, besonders seinen Primärströmen entspringen» (1955). Die Erfahrungen auf Methana lehren, daß diese Definition auch auf die Kuppen selber Anwendung finden kann, die in einigen B'ällen eine wohlentwickelte sekundäre Phase erkennen lassen.

a) Habitus sekundärer Laven.

Sekundäre Laven unterscheiden sich im Gelände leicht von den « primären Laven» durch

Farbe und Habitus. Im allgemeinen sind sie dunkler und rauher, mit schlackiger Oberfläche und blasenreicher Gesteinsmasse. Die starke, tiefgründige Verschlackung weist auf gleichmäßige, nicht explosive Gasabgabe während des Ausfließens. Einzelheiten der Strukturen und Skulpturen der Oberflächen sekundärer Laven weisen auf höhere Beweglichkeit infolge höherer Temperatur und eines relativ höheren Gasgehaltes. Die Grundmasse zeigt in vielen Fällen eine fortgeschrittene Kristallisation.

β) Mechanismus des Sekundärvulkanismus.

Ort des Auftretens

Sekundäre vulkanische Bildungen treten in den Primärteilen des Vulkanbaues (Kuppe, Strom) auf, deren Verfestigung einen direkten Austritt an die Oberfläche nicht zuläßt, sondern die nachdrängenden Laven zwingt, sich eigene «sekundäre Quellen» zu schaffen. Die ersten sekundärvulkanischen Erscheinungen liegen meist fern, die jüngsten nahe am Schlot.

Zeit des Auftretens.

Sekundärvulkanische Erscheinungen beginnen erst in späteren Phasen der Eruption nach erfolgtem Ausbau der primären Vulkanteile. Sie charakterisieren durch ihre geringe Masse und Intensität die abklingende Tätigkeit des Vulkans. Die letzten Produkte eines Andesitvulkans mit sekundär vulkanischer Phase sind sekundärer Natur.

Art des Auftretens.

Die ersten Anzeichen beginnender sekundärer Tätigkeit sind Aufwölbungen der primären Teile durch das nachdringende Magma. Da einerseits die primären Kuppen- oder Stromteile zum Stillstand gekommen und verfestigt sind, andererseits die Kraft des nachdringenden Magmas nicht mehr ausreicht, um einen Fortbau der Kuppe und der Ströme im Sinne der primären Phase zu gestalten, ist die Raumgewinnung durch Dachsollenhebung in vielen Fällen der einzige Ausweg. In diesem Sinne ist die Aufpressung der zentralen Teile der Kammeno-Kuppe gedeutet worden. Oft reicht der sekundäre Nachschub zu weiteren Bildungen nicht aus, meist durchbricht er aber an den durch Aufpressung geschwächten Stellen den primären Bau und tritt zum Teil weit entfernt vom Schlot zutage. Dadurch wird vorzeitiger Luftzutritt und Gasabgabe verhindert, was den hohen Gasgehalt und die Temperatur des sekundären Magmas erklärt, das bis zu seinem Austritt in «Schlotzustand» erhalten bleibt. Trotz dieser wesentlichen Verschiedenheit in ihrem physikalischen Zustand unterliegen auch die sekundären Laven den Bewegungsgesetzen schwerbeweglicher andesitischer Magmen, deren phasenreicher Mechanismus durch dauernden Wechsel von Erstarrung, Nachschub und Entlastung seine vielfältige Gliederung, erhält. Die Topographie des Untergrundes hat demgegenüber nur modifizierende Bedeutung. Läßt die Förderung nach, verstopft sich das sekundäre Material durch Erstarrung und Aufstau seine «Quellen» und wird zu immer mehr schlotwärts gelegenen Durchbrüchen von immer geringerer Stärke und Masse gezwungen. Die letzten Äußerungen des sekundären Vulkanismus finden in unmittelbarer Nähe der Schlotmündung statt (Flußstrom «U» der Kammeno-Kuppe, Bruchbrekzienaufpressungen am Fuß der Malja Glat).

Bei schwacher sekundärer Tätigkeit füllen die sekundären Laven nur die alten Stromkanäle aus und durchdringen die Schwächezonen des primären Stromdaches mit zahlreichen Pfropfen. Pfropfenströme, wie sie vom Potami-, Dsunaki- und Aj. Warwara-Strom beschrieben

wurden, wurden an den Dafni-Strömen auf Santorin im Entstehen beobachtet.

y) Ursachen des Sekundärvulkanismus

Stoff, Masse, Zeit und Mechanismus des Sekundärvulkanismus deuten auf abklingende Tätigkeit des Vulkans. Demnach ist schwächer werdende Förderung bei Erschöpfung des Herdes, vielleicht im Zusammenhang mit starker Entgasung des Herdes durch die Explosionen der ersten Phase der Hauptgrund für sekundärvulkanische Erscheinungen. Dazu kommt die in einigen Fällen erkannte Verschiedenheit der Struktur in primären und sekundären Laven, die eine Weiterentwicklung der Schmelze kennzeichnet, welche nicht durch Differenzierung des in den primären Vulkanbauten gestauten sekundären Materials, sondern im Aufbringen neuer Schichten des vulkanischen Herdes bedingt ist (H. Reck, 1955). Neben diesen im veränderten Zustand des Herdes zu suchenden Ursachen des Sekundärvulkanismus hat vielleicht auch der veränderte Eruptionsmechanismus im vulkanischen Oberflächenbau einigen Einfluß. Der Rückstau der eingeschlossenen oder nur schwer ausfließenden Sekundärlaven kann sich bis in den Schlot, eventuell bis in den Herd auswirken, so daß durch die von oben wirkenden Kräfte die an und für sich zunehmende Erschöpfung der Herdkräfte verstärkt wird. Durch die wechselseitige Beeinflussung von nachlassender Herdtätigkeit und erschwerter Effusion kommt der Vulkan zur Ruhe. Damit wird der Sekundärvulkanismus als Schlußphase einer Eruption mit zähem (andesitischem) Material charakterisiert.

δ) Verbreitung der sekundärvulkanischen Erscheinungen.

Auf Methana wurden sekundärvulkanische Erscheinungen an vielen Vulkanen festgestellt. Die vollständigste Entwicklung zeigt der Kameno-Vulkan in allen seinen Teilen: in Kuppe, Strom und im Staurücken «T». Da die relativ geringen Massen, die oft auch tiefere Partien betreffende, schlackige und poröse Struktur der sekundären Laven und ihre oberflächliche Lage über den Primärlaven eine schnelle Abtragung begünstigt, sind sie an älteren Vulkanen seltener zu finden. Immerhin konnten sekundäre Bildungen an vielen Strömen und Kuppen nachgewiesen werden (Megalo Chorio-, Dsunaki-, Aj. Warwara-Strom, Horisa-Staurücken usw.).

Im Vergleich mit den Strömen des Georgios und der Dafni auf Santorin zeigt sich eine weitgehende Übereinstimmung des Mechanismus, dessen Gesetzmäßigkeiten auch über das ägäische Vulkangebiet hinaus für andesitische Laven Gültigkeit haben können. Schon H. Reck (1955) wies darauf hin, daß in den von Day und Allen¹⁸⁾ beschriebenen Strömen des Cinder Cone (Lassen Peak-Gebiet) ähnliche Bildungen vorliegen können. Ein genauer Vergleich der Abbildungen und Berichte J.S.Dillers¹⁹⁾ und der Kartierung von Finch und Anderson²⁰⁾ mit den Erfahrungen auf Santorin und Methana lassen dort nur eine Eruption mit sekundärer Phase statt der von Day und Allen behaupteten verschieden alten Ergüsse wahrscheinlich erscheinen.

2. Zur Entstehung polygener Vulkanbauten.

Die vulkanischen Gebiete von Methana und Ägina sind komplexe Vulkanbauten, die durch den Zusammenschluß zahlreicher Einzelergüsse entstanden sind. Massenmäßig starke Ergüsse (Lavadecken im Norden Äginas) bilden in der ersten Aulbauphase die «Massive», die eine Gliederung in Einzelvulkane nicht mehr zulassen. Eine Zeit der Ab-

¹⁸⁾ Public. of the Carnegie Inst. of Washingt. Nr. 360, 1925.

¹⁹⁾ Bull. of the U. S. Geol. Surv. Nr. 79, 1891.

²⁰⁾ Univ. of California Publ.-Depart. of Geol. Sc. Vol. 19, Nr. 10 (1930).

tragung und Zerstörung der vulkanischen Oberflächenformen trennt sie von den jüngeren Eruptionen. Diese finden die älteren zentralen Schlotwege versperrt und werden auf die Bänder der Massive abgedrängt. Sie umgehen in teilweise geschlossenem Kranz die zentralen Plateaus der Massive, wodurch kesselartige Hochtäler entstehen können (Makro Longo, Stavro Longo auf Methana, Klostertal auf Ägina). Umbgrove (1929/51) nimmt die gleiche Entstehung für das Diengplateau auf Java an, das vorher als großer Kaldera-Boden gedeutet worden war. Die jüngsten Durchbrüche auf Methana liegen sogar außerhalb der Massive (Kameno, Aj. Andreas, Malisa). Die Gesetzmäßigkeit der randlichen Lage der jüngeren Einzelvulkane ist durch die Erstarrung der Massive bedingt und wird nur in einzelnen Fällen überschritten, wo Brüche geringen Nachschüben das Aufdringen erleichtern (Spaltenvulkane im Innern der Massive Methanas).

Die geringeren Massen der jüngeren Einzelvulkane bezeichnen ein Nachlassen der Herdkräfte. Sie haben gegenüber den gewaltigen Ergüssen der Massive nur epigenetischen Charakter.

3. Postvulkanische Erscheinungen.

Fumarolen und Thermen von geringer Temperatur sind heute die einzigen Anzeichen von Vulkanismus im Golf von Ägina. Charakteristisch sind die postvulkanischen Erscheinungen in der Umgebung von Susaki und Aj. Theodoros, da sie in absteigender Entwicklung die Abkühlung des Herdes und das Absterben des Vulkanismus zeigen.

a) Nach Erguß der Dazitlaven von Aj. Theodoros war das Gebiet der Schauplatz heftiger Fumarolentätigkeit. Starke Säuren, vor allem Schwefelsäure, zersetzten bei hoher Temperatur die umgebenden Gesteine: Serpentine, hangende und liegende Sedimente des Dazites und zum Teil diesen selbst. Nach F. v. Wolff (1914) «läuft der Vorgang der Gesteinszersetzung darauf hinaus, daß dem Gestein alle Basen entzogen werden. Die Kieselsäure, die auf diese Weise ihrer Basen beraubt wurde, bleibt als Opal, Chalzedon oder Quarz zurück. Diese Kieselsäure ist in heißem Wasser erheblich löslich. Die Lösungen setzen ihre gelösten Bestandteile wieder ab und bewirken Verkieselungen. » Dieser Vorgang, dessen Ergebnisse wir in dem Auftreten von Opal und den verkieselten Zonen vor Augen sehen, bedarf hoher Temperaturen und großer Mengen starker Säure n.²¹⁾

²¹⁾ Vielleicht hat auch eine magnetische Zufuhr von SiO₂ stattgefunden, was ebenfalls auf ein frühes postvulkanisches Stadium mit hohen Temperaturen weisen würde.

b) Eine jüngere Phase kennzeichnet sich durch neue Zersetzungen, die zum Teil wieder die Kieselgesteine angreift. Gegenüber der älteren Fumarolentätigkeit zeigt sie eine

Einschränkung der Intensität und Verbreitung. Zahlreiche Ausscheidungsprodukte (vor allem Sulfate) dieser Phase finden sich an einzelnen Stellen angereichert.

c) Die letzte, heute noch wirksame postvulkanische Tätigkeit äußert sich in verhältnismäßig schwachen, auf engen Raum konzentrierten Pumarolen und Motetten (trockene Kohlensäurequellen), die bei niedriger Temperatur (unter 100°) und bei Abwesenheit von Wasser Kohlensäure neben wenig SO_2 und H_2S liefern.

Nach der Deville-Fouque sehen Klassifikation sind die Fumarolen der ersten beiden Phasen den Fumarolen II. und III. Ordnung zuzurechnen, die bei Temperaturen von über 100° vor allem Säuren des Schwefels und Wasserdampf führen. Die tätigen Fumarolen von Susaki gehören der IV. Ordnung an, mit Temperaturen von unter 100° , Kohlensäure, und Schwefelwasserstoff. Nach der F.v. Wolff sehen Einteilung müßte die postvulkanische Tätigkeit des Gebietes als Solfatarentätigkeit bezeichnet werden, da es sich um Exhalationen eines ruhenden Vulkans handelt.

Das «Absterben» des Vulkanismus äußert sich sowohl qualitativ durch Veränderung der chemischen Komponenten bei fallender Temperatur, wie auch quantitativ durch Beschränkung des Raumes und des Wirkungsgrades bei fallender Intensität. Das II. Devillesche Gesetz, daß sich die Natur der Emanationen an einem gegebenen Ort mit der Zeit, die vom Beginn der Eruption an, verstreicht, ändert», bestätigt sich im Gebiet von Aj. Theodoros und Susaki.

4. Bemerkungen zur Petrographie und zum Chemismus.

H.S.Washington (1894/95) hat eine erste petrographische Bearbeitung der vulkanischen Gesteine des Golfs von Ägina unternommen, auf deren Ergebnissen die vergleichenden Darstellungen von P. Niggli (1922) und R. A. Sonder (1925) beruhen. Bei der Untersuchung des Gebietes durch den Verfasser wurde weiteres Material gesammelt, das in einer besonderen Arbeit behandelt werden soll. Hier soll nur ein Überblick über die bisher bekannten petrographischen und chemischen Verhältnisse folgen.

Nach H.S.Washington sind die Gesteine des Gebietes Dazite und Andesite von verschiedener mineralogischer Beschaffenheit. Den sauersten Typ stellen die Biotidazite (SiO_2 69 %) von Kalamaki und Aj. Theodoros dar mit reichlichem freien Quarz, den basischsten Typ die Augit-Hypersthen-Andesite (SiO_2 54 %) der jüngeren Laven Äginas und Methanas, in denen zum Teil Olivin auftritt.

Mit den übrigen Gebieten des Kykladenbogens ist der Golf von Ägina petrographisch verwandt. Der Differentiationsverlauf liegt zwischen den Werten $\text{si} 145 - 305$; er erfüllt damit nur einen kleinen Bereich der

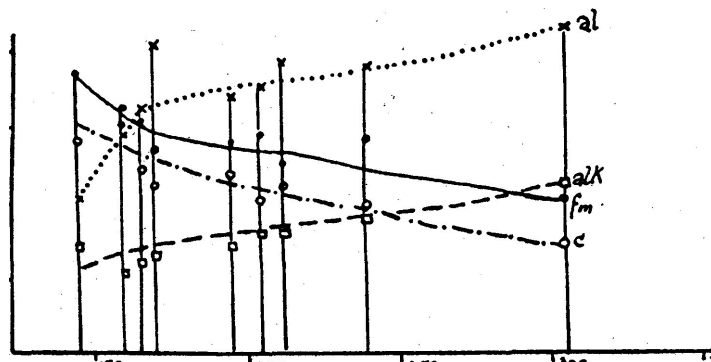


Fig. 55. Der Differentiationsverlauf der Laven des Golfs von Ägina.

Entwicklung im Kykladenbogen (si 127 - 466 in Milos, si 198 - 570 in Santorin). Im Gegensatz zu Washingtons "Ansicht hat der Vulkanismus im Golf von Ägina mit den sauren Typen begonnen (die Dazite von Kalamaki scheinen die ältesten vulkanischen Gesteine des Gebietes zu sein) und endet mit basischen Andesiten in Ägina und Methana.

Die Gesteine des Golfs von Ägina haben ebenso wie der gesamte Kykladenvulkanismus pazifischen Charakter. Sie reihen sich in die «hellenidische Subprovinz» der «alpin-karpatischen und dinaridisch-hellenidischen randlichen Innenprovinz» (P. Niggli [1922]) ein.

5. Das Alter des Vulkanismus.

Die ersten vulkanischen Ergüsse des Golfs von Ägina treten in den levantinischen Schichten auf. Bei Kalamaki bilden die reinen Mergel der unteren Abteilung des ganzen Schichtkomplexes das Hangende des Dazites. Bei Aj. Theodoros liegen die Dazite unter unreinen Kalken, Mergeln und Konglomeraten, die im allgemeinen nur in den oberen Partien der Levantinmergel auftreten. Ein jüngeres Alter als das der Kalamaki-Dazite ist deshalb wahrscheinlich. Es fanden sich hier gut erhaltene Fossilien, die nach Art der Erhaltung und in einzelnen Formen der Süßwasserfauna von Megara derartig gleichen, daß eine Parallelisierung der Ablagerungen beider Gebiete nicht zweifelhaft sein kann.²²⁾ Es wurden hier vom Verfasser *Melania curvicosta*, *Melanopsis anceps*, *Neritina* und eine *Vivipara* beobachtet, die der *Vivipara megarensis Fuchsi* sehr ähnelt. Bei km 81,2 der Bahnstrecke wurden im Hangenden des Dazites *Congerina*, *Cardium* und *Arca* gefunden. Die Eruptionen beginnen also am Isthmus vor oder im unteren Levantin und hören bereits im oberen Levantin auf. Die marinen pleistozänen Konglomerate transgredieren über (walachisch) dislozierte Dazite und Levantinschichten und sind selbst von jüngeren Brüchen betroffen, die postvulkanischen Gasen als Aufstiegswege dienen.

In Ägina fließen die Hauptmassen der älteren Lava über gestörte Levantinmergel (Fig. 49), sind demnach pleistozän. Nur an einer Stelle (oberes Skolini-Tal) wurden noch ältere Eruptiva unter tuffigen Levantinmergeln beobachtet, so daß auch in Ägina der Beginn vulkanischer Förderung in das Pliozän gesetzt werden kann. Die jüngere Eruptionsphase liegt über den pleistozänen Marinmergeln und endet anscheinend noch vor der großen, jüngeren Bruchphase.

In Porös und Methana läßt sich das Alter des Vulkanismus schwieriger bestimmen. Immerhin lassen die geringen Reste neogener Sedimente einen Vergleich mit den levantinischen Ablagerungen auf Ägina zu, was für Poros auf einen Eruptionsbeginn im Pliozän (Tuffe in den grünlichen Mergeln) deuten würde. In Methana liegt wohl Beginn und stärkste Entfaltung des Vulkanismus (Massive), ähnlich wie in Ägina im Pleistozän.

Aus allen angeführten Beobachtungen zeigt sich, daß das Alter des saronischen Vulkanismus nicht überall mit Sicherheit angegeben werden kann, da die zeitliche Bestimmung der maßgebenden Sedimente noch zu ungenau ist. Dagegen gewinnt die Annahme eines oberpliozänen Eruptionsbeginns größere Wahrscheinlichkeit im Hinblick auf die übrigen Vulkanzentren des Kykladenbogens, die alle in der gleichen Zeit erwachen.

6. Vergleich mit dem Vulkanismus der übrigen Kykladenyulkane.

Ein kurzer Vergleich mit den Vulkangebieten des Kykladenbogens soll zeigen, wie weit der Vulkanismus des Golfs von Ägina sich in den Kykladenvulkanismus einfügt. Aus der oben erwähnten stofflichen Verwandt-

²²⁾ Th. Fuchs (1877, p. 82) hatte die Megara-Schichten als Äquivalent der marinen (Strombus)-Schichten des Isthmus aufgefasst.

schaft der Laven von dazitischem und andesitischem Typ folgt eine große Ähnlichkeit des Eruptionsmechanismus. Besonders die jüngsten Vulkane Santorins (Kammeni-Inseln) stimmen im Ablauf der Phasenentwicklung und in Einzelformen zum Teil völlig mit Vulkanen auf Methana überein. Auf die Verbreitung des Sekundärvulkanismus wurde schon hingewiesen. Anders gestalten sich aber die vulkanische Entwicklung und der Aufbau der Vulkangebiete als Ganzes. Während wir in Ägina-Methana als erstes die Bildung der Massive durch Erguß großer Lavamengen unter fast völligem Zurücktreten explosiver Erscheinungen haben, sind in Santorin und der Milos-Gruppe gerade die ersten Eruptionsphasen durch die Förderung großer Tuffmengen ausgezeichnet. In Santorin entsteht neben einigen Einzelvulkanstöcken ein großer gemischter Vulkanbau, der alte Thera-Vulkan, nach dessen erschöpfender Bimssteineruption mit folgendem Einsturz im Innern der Kaldera die Bildung von Einzelvulkanen in Form von Staukuppen einsetzt, die eruptionsmechanisch mit denen von Methana übereinstimmen. In Milos beginnt der Vulkanismus mit der Förderung mächtiger Tuffdecken, die später von einzelnen Vulkanstöcken durchbrochen werden (Sonder [1925]), ohne daß es aber zu einem Zusammenschluß ähnlich wie in Methana und Ägina kommt. Das Vorherrschen von Gasexplosionen in Santorin und Milos läßt auf andere Verhältnisse der vulkanischen Herde schließen, die vielleicht in verschiedener Tiefenlage der Einzelherde bedingt sind. Eine Ähnlichkeit des Eruptionsmechanismus mit Methana und Ägina stellt sich erst in der jüngsten Entwicklung ein, die in allen Gebieten gegenüber den Ausmaßen der ersten Phasen epigenetischen Charakter trägt. Jedenfalls sind die Unterschiede zwischen der vulkanischen Entwicklung von Ägina-Methana und den anderen Gebieten des Kykladenbogens nicht durch prinzipiell andere tektomsche Vorgänge begründet, wie sich aus der gleichen Altersstellung und der gleichen tektonischen Position ergibt.

B. Der Schauplatz des Vulkanismus.

1. Stratigraphische Vorbemerkungen Über das Neogen Im Raum des Golfes von Agina.

Über die neogenen Ablagerungen Griechenlands, besonders auch über die unseres Gebietes, ist viel geschrieben worden, ohne daß eine endgültige Bestimmung ihrer Altersstellung erreicht worden wäre. Seitdem Neumayr (1880) die erste, heute noch grundlegende Gliederung des Jungtertiärs im griechischen Archipel gegeben hat, haben einzelne Schichtgruppen oder das Neogen als Ganzes eine Umdeutung ihrer Altersstellung erfahren. So hat vor allem P.-Oppenheim (1906) die Neogenmergel des nördlichen Peloponnesrandes und ihre Äquivalente (Attika, Megara usw.) ins Sannat und Pont und die schon von Neumayr und zum Teil von Th.Fuchs (1876/77) als Pleistozän angesehenen Marinbildungen des Isthmus ins obere Pliozän gestellt. Ch.Deperet (1913) versuchte das griechische Neogen mit dem kala-brischen zu parallelisieren.

Im Golf von Ägina und seiner weiteren Umgebung lassen sich zwei Schichtgruppen

unterscheiden: Die untere zeigt vor allem brackische und limnische Sedimente (mit geringen marinen Einschaltungen); sie sind im Peloponnes durch die bis 600 m mächtigen neogenen Mergel der nördlichen und westlichen Randgebiete vertreten und werden durch die bis 800 m mächtigen Konglomerate abgeschlossen. Im Becken von Megara beginnt die Ablagerung ebenfalls mit limnischen Mergeln (mit geringen marinen Einschaltungen) und endet mit tonigen, sandigen, roten, terrestrischen und konglomeratischen Schichten. In beiden Fällen wird das Ende der Ablagerungszeit der unteren Neogengruppe durch eine starke Bruchphase bezeichnet, die vielleicht für das ganze Gebiet eine sichere Zeitmarke ist. Über der unteren Gruppe transgredieren die marinen Sande und Mergel von Korinth und des Isthmus. In Ägina bestehen die unteren Neogen-schichten aus limnischen und brackischen, im Hangenden marinen Mergeln; sie wurden disloziert bevor die jüngeren Sedimente abgelagert wurden, die hier wie im Korinther Becken rein marine Fazies zeigen. Die Diskordanz läßt sich ebenfalls auf Milos und Kos nachweisen und deutet auf eine regional verbreitete orogene Phase. Die Sedimente beider Gruppen sind in keinem Fall in den dinarischen Faltenbau einbezogen. Sie gehören zu einer im griechischen Archipel weitverbreiteten Formation, die von Neumayr(1880) auf Grund zahlreicher Fossilien in das Levantin und jüngere Stufen gestellt wurde, Deperet (1915) rechnet, die Systematik von Gignoux (1915) für die oberpliozänen und pleistozänen Stufen des Mediterrangebietes zugrunde legend, die untere Mergelgruppe des Korinther Gebietes zum Levantin, die darüber liegenden Konglomerate auf Grund des Vergleichs mit süditalienischenverhältnissen zur kalabrischen Stufe. Aus den über der Diskordanz liegenden Sedimenten hat Deperet (1915) «Couches á Strombes » durch Fossilfunde (Strombus mediterraneus) bekanntgemacht.²³⁾ Die darunter zu erwartenden Schichten der Sizilischen Stufe haben sich bisher nicht nachweisen lassen und sind vielleicht wegen der von Deperet angenommenen Heraushebung des Korinther Beckens (Flußterrassen) nicht vorhanden. Die liegenden Mergel Äginas sind den levantinischen, die hangenden Marinmergel den Strombusschichten gleichzustellen.²¹⁾ Ob sich die Kalabrische und Sizilische Stufe in Ägina, wo keine große Sedimentationslücke anzunehmen ist, nachweisen lassen, erscheint bei den verhältnismäßig formenarmen Faunen zweifelhaft. Sichere Leitfossilien wurden nicht gefunden. Vielleicht könnte aber die deutliche Diskordanz an der Basis der rein marinen Schichten als Zeitmarke verwertet werden. So würden wir zu folgender Gliederung des Neogens im Gebiet des Golfs von Korinth und Ägina kommen:

Stufen (nach Gignoux)	Golf und Isthmus von Korinth (Gliederung nach Depéret)	Megara	Ägina
	Bruchphase		Bruchphase
Couches á Strombes Sizilien	Terrestrische Kiese u. Sande (Elephant und helix). Marine Sande, Mergel, Konglomerate von Korinth und Kalamaki. Flussterrassen.		Deckkalke m. Cardium u. Helix. Marine Mergel von Agia Marina. Im Norden Konglomerate

²³⁾ Damit stimmen die Funde von Zähnen des Elephas gortyniensis (einer aus dem Peloponnes bekannten, dem El. antiquus nahestehenden Form) in den höheren Kiesen des Isthmus überein (Deperet, 1915, p. 1050).

24) Eine Parallelisierung der faunenarmen oberen Mergel Äginas (Aj. Marina) mit denen des Korinther Golfes (Korinth, Kanal und Kalamaki) ist möglich, da alle Formen Äginas (bis auf Echinidenreste) auch bei Korinth auftreten.

Stufen (nach Gignoux)	Golf und Isthmus von Korinth (Gliederung nach Deperet)	Megara	Ägina
	Bruchphase	Bruchphase -	Bruchphase
Calabrien Levantien (Astien u. Plaisancien)	Konglomerate der Peloponnes Brackische bis limni-sche Mergel der Peloponnes	Terrestrische Einschwemmungen Brackische bis limni-sche Mergel, zum Teil mit marinen Einschaltungen	Brackische und marine Mergel Brackische bis limnische Mergel, z. T. Konglomerate und Kalke

Die postoberpliozäne orogene Phase kann als die «Walachische» im Sinne H. Stilles bezeichnet werden.

2. Der Werdegang des Golfes von Ägina.

Der Golf von Ägina als Schauplatz des Vulkanismus liegt in der Nachbarschaft des attischen Kristallins. Eine Untersuchung der tektonischen Entwicklung des Golfs im Zusammenhang mit der Entwicklung des Golfs von Korinth und der Kykladen-Randsenke gestattet die tektonischen Beziehungen des Vulkanismus zu klären. In dieser Hinsicht ist das Kykladenmassiv in der Tektonik der Ägeis von Wichtigkeit.

a.) Das Kykladenmassiv.

L. K ober (1929) hat jüngst das Kykladenmassiv als kristallines Fenster im dinarischen Deckenbau gedeutet. Die älteren Auffassungen Neumayrs (1880) vom mesozoischen Alter der Marmore und sonstigen kristallinen Gesteine Attikas und Euböas schienen sich durch - allerdings unsichere - Fossilfunde zu bestätigen. Wichtiger war der Nachweis von Überschiebungen und Schuppenbau am Westrand des attischen Kristallins, wo nichtmetamorphe Serien, vom fossilführenden Karbon bis zur Unterkreide reichend, die umgewandelten Massen überlagern bzw. auf sie überschoben sind. Die Verhältnisse in Attika sollen nach Kober für das gesamte Kykladengebiet gelten. Andere Auffassungen, die auf der Annahme höheren, zum Teil archaischen Alters des Kristallins beruhen (A. Philippson [1898/1901]), sehen im Kykladenmassiv Reste eines alten Massivs, um das sich die Faltenzüge der Dinariden legen; Philippson nimmt eine oder mehrere alte Faltungen des Massivs mit eigenem, vom dinarischen Bau unabhängigen Faltenstreichen an. Auch W. v. Seidlitz (1931) möchte wenigstens den größten Teil des Kykladenmassivs als kristallines Zwischengebiet auffassen. Zumindest seit der Oberkreide sind Teile des Kykladenmassivs Denudationsgebiete (kristalline Gerolle und Quarzsandsteine in der Oberkreide im Randgebiet

[Methana]). Erst während der jüngsten (quartären) Bruchphase wurden weite Teile unter den Meeresspiegel versenkt.

b) Die Bildung der Randsenke.

Im Zusammenhang mit der Heraushebung des dinarischen Gebirges wurde das Meer aus dem Räume der Ägeis verdrängt. Im Oberen Miozän befand sich im nordägäischen Gebiet der sarmatische Binnensee, im Süden brach das Meer zwischen Kreta und Rhodos (Insel Kasos) in den ägäischen Raum ein.

Ob es damals schon bis in den Golf von Ägina gelangte, ist zweifelhaft, da die Altersstellung des «Obermiozän» von Trakones an der SW-Küste Attikas unsicher ist und sichere obermiozäne Sedimente im übrigen Kykladengebiet fehlen. Jedenfalls treten größere Absenkungen im Gesamtgebiet der Ägeis erst im Pleistozän ein.. Immerhin zeigen Süßwasserablagerungen in zahlreichen Einzelbecken im Peloponnes, Nordgriechenland, den Kykladen und in Kleinasien, daß Auch damals der größte Teil der Ägäis noch Festland war. Die erste Anlage einer Innensenke zwischen dem Kykladenmassiv und der dinarisch gefalteten Außenzone stellte sich in der Randzone des. Kristallins ein. Ist doch in Milos und Santorin marines Pliozän über kristallinem Grundgebirge, am Piräus und in Ägina in seiner unmittelbaren Nähe bekannt. Im Peloponnes drang das Meer in die Senkzonen der Südküste (Iakonische und messenische Bucht) ein, und zeitweise stellte sich durch die große Quersenkung des Golfs von Korinth eine Verbindung mit der Kykladen-Randsenke her. Im oberen Pliozän und Pleistozän erweitert sich die Kykladensenke nach Osten, indem Kos und Rhodos in sie einbezogen werden.

Heute sind die größten Teile der ägäischen Randsenke und ihrer Ränder unter dem Meeresspiegel versunken. Die Morphologie des Meeresbodens zeigt Tiefen bis fast 5000 m am Rande des 500 m unter dem Meeresspiegel liegenden Plateaus, über das die einzelnen kristallinen Gesteinsmassen der Kykladen aufragen. Nach NW hebt sich das Kykladenmassiv selbst in Attika und Euböa bis über 1000 m Meereshöhe axial heraus; auch die Randsenke wird in der argolischen Bucht und im Golf von Ägina nach NW seichter und spitzt sich aus. Dieses Gebiet ist daher für die Untersuchung der tektonischen Anlage und der Entstehung der Senke besonders günstig. ,Die Senke des Golfs von Korinth ähnelt in manchen Zügen der Entwicklung und Struktur dem Becken von Ägina, ist aber frei von Vulkanismus. Aus den Beziehungen beider Becken zueinander lassen sich Schlüsse für die besonderen Verhältnisse im Golf von Ägina ziehen. Die Betrachtung des Golfs von Korinth wird wegen der größeren Übersichtlichkeit der in seinem Räume eintretenden Bewegungen vorangestellt.

c) Die Bildung der Senke des Golfs von Korinth.

a) Epirogene Anlage. Im Pliozän begann in den Senkzonen des Golfs von Korinth und von Ägina die Ablagerung von Süß- und Flachwassersedimenten. Der Beckengrund sank, so daß allein die levantinischen Ablagerungen eine Mächtigkeit von teilweise mindestens 600 m erreichen konnten. An den Beckenrändern und am östlichen Ende des sich axial heraushebenden Beckens bei Korinth ist eine Randfazies mit Einschaltungen von Konglomeraten und rotem, terrestrischem Schutt deutlich ausgebildet. Im oberen Pliozän wird der Nordrand des Peloponnes in die sinkende Bewegung einbezogen, so daß die (Kalabrischen) Konglomerate über die Levantin-mergel hinaus auf dem dinarischen Untergrund vorgreifen. Auch diese Konglomerate erreichen in der südlichen Randzone, wo die

Absenkung anscheinend am stärksten war, große Mächtigkeit (bis zu 800 m). Stärkere Diskordanzen sind in der ganzen Schichtgruppe des Beckeninhalts nicht vorhanden; nur schwache, als Schüttungsdiskordanzen aufzufassende Inkongruenzen sind am Beckenrande da (z. B. bei Aj. Georgios).

β) Orogene Ausgestaltung.

Am Ende des Pliozäns wird das gesamte Ägeisgebiet von starken orogenen Bewegungen betroffen. Das Becken von Korinth erfuhr eine oro-gene Heraushebung, die auch Teile des Beckenrandes (nördliche Peloponnes) ergriff. Die Kalabrischen Konglomerate wurden längs der ganzen Peloponnesküste hoch empor getragen (Aj. Georgios 700 m, Fukas 800 m, Gawrias 1200 m usw.) Im Gebiet des Mawron Oros war, ebenso wie die epirogene Absenkung (1500 m oberpliozäne Sedimente), auch die orogene Heraushebung am stärksten, und ihr ist ein wesentlicher Teil der heutigen Höhenlage der Kalabrischen Konglomerate (1700 m) zu verdanken. Sieht man von weiterer epirogener Hebung ab, sind in den 1700 m am Mawron Oros noch mindestens die 500 m eingeschlossen, um die die pleistozänen, marinen Terrassen zum Teil in Verbindung mit Brüchen gehoben wurden. Als Maximalwert der postpliozänen (walachischen) Hebung würden wir also 1400 m erhalten. Im Gebiet des Mawron Oros kommen auch Schollen des dinarischen Beckengrundes unter den Levant-

²⁵⁾ Vgl. hierzu A. Philippson: Geolog. Karte des Peloponnes, Bl. I u. 2.

tinmergeln an der Küste zutage. Die Heraushebung war mit Bruchbildung verbunden, die die bedeutenden Verwerfungen des Neogens gegen das gefaltete Gebirge und die «Riesentreppe» des Bruchschollenlandes der nördlichen Peloponnes schuf. An großen synthetischen und antithetischen Staffelbrüchen sinken die Pliozänschichten zum heutigen Golf ab. So erhielt erst durch die orogene Umgestaltung des epirogenen Beckens der Golf von Korinth seine heutige grabenartige Struktur.'

Deperet (1915) glaubt, längs der südlichen Küste des Korinther Golfes in, bestimmten Höhenlagen alte Flußterrassen erkennen zu können, die eine kontinentale Phase des herausgehobenen Beckens im ältesten Pleistozän anzeigen sollen; jedenfalls wurde im Räume des heutigen Festlandes die durch «nordische Gäste» charakterisierte Sizilische Stufe bisher nicht nachgewiesen. Das Meer dringt erst wieder mit den Strombusschichten in den Beckenraum ein (Transgression mit Diskordanz über gestörten Neogenmergeln südlich des Bahnhofs von Korinth). Die Beckensohle sinkt weiter (zirka 80 m marine Sedimente am Isthmus), während sich die Beckenränder herausheben (marine Strandterrassen an der nördlichen Peloponnesküste). Auch die Strombusschichten werden noch von Brüchen betroffen, die auf den östlichen Beckenteil beschränkt zu sein scheinen.

Der östliche Beckenabschluß ist im Profil vom Nordrand der Gebirge der Argolis (Gebirge von Sofikon) über den Kanal von Korinth und das Gerania-Gebirge bis in das Becken von Megara zu studieren. Im S sind die Neogenmergel gegen das ältere Gebirge verworfen, ebenso gegen die Schollen der Gebirge von Athiki und der Onia. Diese beiden Bergzüge besitzen nach N, dem Becken zu, steile Bruchwände, während sie nach S flach unter die Neogensedimente einfallen. Randnahe Bildungen (Konglomerate und rote terrestrische Einschwemmungen in den Mergeln) zeigen auf der Südseite der Bergzüge, daß sie während der Beckenbildung Horste waren. Sie wurden wahrscheinlich erst im weiteren Verlauf der

Sedimentation eingedeckt und durch die Kippschollenbewegung der jüngeren orogenen Phasen dann wieder zur Oberfläche gebracht. Auch im Kanal von Korinth deutet sich die Nähe des Beckenrandes durch mächtige Einschaltungen von Konglomeraten und zahlreiche Schüttungsdiskordanzen an. Der vielfache Wechsel der Aufschüttungsrichtung zeigt, daß die Schuttmassen von allen Seiten herbeigeführt wurden. Die jungen Strombusschichten sind nur auf den innersten Teil des Korinther Beckens beschränkt. Ihre größte Mächtigkeit (zirka 80 m) scheinen sie im Kanal zu besitzen, während sie schon bei Korinth als wenige Meter mächtiges Strandkonglomerat und im N des Kanals im Hügelland der Krommyonia in dünner Deckschicht den pliozänen Sedimenten auflagern. In der Krommyonia tauchen unter den Neogensedimenten Schollen älterer Gesteine (Serpentine und Kreidekalke) auf. Gegen das Gerania-Gebirge ist das Neogen wieder stark verworfen.

Das Becken von Megara, jenseits des Horstes des Gerania-Gebirges, ähnelt in seiner Entstehung dem Becken von Korinth. Mächtiges limnisches Levantin (mit wenig brackischen Einschaltungen) wurde während der epirogenen Absenkung sedimentiert. Die orogene Heraushebung schuf die scharfen Bruchränder an beiden Seiten und die Schollenzerstückelung des Beckeninhalts.²⁶⁾ Die pleistozäne Meeresstransgression berührte das Becken von Megara nicht; dagegen wurde eine Einebnungsfläche, welche die schräggestellten Schichten abschneidet, in jüngster Zeit wieder schief gestellt und im NO, unter Alluvialbildungen versenkt.

d) Der Zusammenhang zwischen den Golfen von Korinth und Ägina.

a) Die Bewegungen im Golf von Ägina.

Auf Ägina und an der SW-Küste Attikas sind pliozäne Sedimente vorhanden, und auf Grundlage dieser ist der Beginn der Beckenbildung ebenso wie im Golf von Korinth und in der südlichen Ägeis in das jüngste Tertiär zu stellen. Die levantinischen Ablagerungen auf Ägina erreichen, soweit erkennbar, nicht die großen Mächtigkeiten wie im Korinther Becken. Die brackische bis marine B'azies im oberen Teil der pliozänen Gruppe (Levantin + Kalabrien ?) zeigt, daß im Golf von Ägina ein dauernder Zusammenhang mit dem offenen Meer durch die Kykla denrandsenke gewahrt war. Die Bruchphase am Ende des Pliozäns leitet auch hier die Schollenzerstückelung ein. Vielleicht fällt in dieselbe Zeit die starke Heraushebung der Argolis, die mit steiler Bruchküste aus dem Golf von Ägina ansteigt. Sie könnte in diesem Falle mit der Hochbewegung des nördlichen Peloponnes zusammenfallen und würde gleiche Vorgänge für die grabenartige Umgestaltung der Becken von Korinth und Ägina anzeigen.

Im Pleistozän transgredierte in Ägina das Meer über dislozierte Pliozänschichten und die vulkanischen Ergüsse der ersten Eruptionsfolge. Die jüngeren, den Strombusschichten des Isthmus gleichzustellenden Sedimente werden durch die dünne Platte der jüngsten Deckkalke überlagert, die große Teile des Golfs von Ägina zu überziehen scheinen. Sie wird durch die letzten Bewegungen, die den heutigen Golf schufen, zerbrochen, gekippt und gehoben.

²⁶⁾ Die oft starken Schichtfaltungen sind als subäquatische Rutschungen zum Teil in Zusammenhang mit telefonischen Bewegungen zu deuten.

Die telefonischen Vorgänge in den beiden Becken sind also einander sehr ähnlich. Die

epirogene Senkung wird durch orogene Heraushebung und Bruchschollenbildung unterbrochen. Die Ausmaße der Bewegungen sind im Becken von Korinth größer.

β) Der Isthmus von Korinth als Überschneidungszone der Becken von Korinth und Ägina.

(Das Kanalprofil von Korinth.)

Die Golfe von Korinth und Ägina sind des öfteren als ein und dieselbe tektonische Zone aufgefaßt worden, die zusammen die nordwestliche Fortsetzung der Kykladensenke sein soll (vgl. die tektonischen Skizzen bei Philippson [1898], Maull [1929/31], von Seidlitz [1928]). Wie schon oben angedeutet, ist aber das Gebiet von Korinth als das sich axial heraushebende östliche Ende des Korinther Beckens aufzufassen. Die weite Verbreitung terrigener Randfazies, geringere Sedimentmächtigkeiten, die zahlreichen Schollen des hier hochliegenden Untergrunds, auch die Zerlegung des Beckens in die zwei Teilbecken von Megara und des Isthmus, zeigen das Aufhören des Korinther Beckens an. Die südliche Begrenzung des Korinther Beckens biegt im O mit dem Nordrand der Argolischen Berge (Gebirge von Sofikon) aus der OSO- in OW- und ONO-Richtung um. Das Becken von Megara schließt sich ebenfalls nach O, indem in der Umgebung der Stadt Schollen des gefalteten Untergrundes auftauchen.

In der jüngsten Bruchphase wurde der östliche Teil des Korinther Beckens heftig gestört. Die großen Abbrüche im nördlichen Golf von Ägina schufen den Steilabsturz der Kakiskala (von Seidlitz [1928], Abb. 43, p. 185), dessen Brüche sich bis in den Kanal von Korinth fortsetzen.

Das 5 km lange Profil des Kanals von Korinth gibt einen prachtvollen Einblick in die Struktur des Überschneidungsgebietes der beiden Becken (Fig. 56). Zutiefst sind Levantinmergel, reich an sandigen und konglomeratischen Einschaltungen, in einer Mächtigkeit von 80 m aufgeschlossen. Die pleistozänen Meeressande liegen anscheinend konkordant darüber, im Gegensatz zum weiter SW gelegenen Bahnprofil bei Korinth. Im Kanal sind beide Schichtgruppen von jüngeren Brüchen erfaßt worden, die einen schmalen Horst schufen, der in der Verlängerung der Zone alten Gebirges liegt, die bei Susaki unter der Neogenbedeckung in großen Schollen von Serpentin und Kreidekalk ansteht. Die Verwerfungen streichen westlich des Horstes zirka N 60° - 70° O, östlich des Horstes N 90° - 110° O. Die OW gerichteten zahlreichen Staffeln setzen sich bis in den Bruch der Kakiskala fort, wo das Gerania-Gebirge an einer großen

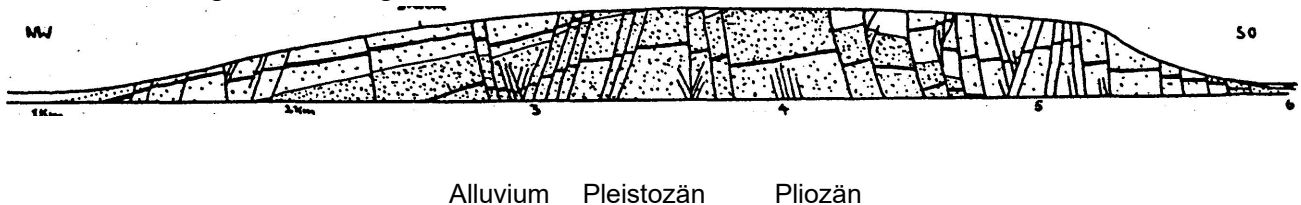


Fig. 56. Profil des Kanals von Korinth.

Verwerfung zum Golf von Ägina abstürzt. Der Gesamtverwurf an den antithetischen und synthetischen Brüchen, die durchschnittlich mit 75° einfallen, beträgt 200 m, was eine Zerrung von ungefähr 5% bedeutet. Da innerhalb der Neogenschichten die Brüche nach oben zu aufsplintern, erscheint die Sprunghöhe der einzelnen Verwerfungen unten vielfach größer als oben. Es lassen sich jedoch keine Anzeichen dafür finden, daß ältere Brüche hier posthum

aufgerissen sind, da keinerlei Diskordanzen beobachtet wurden.

Während also noch bei Korinth die älteren «walachischen» Bewegungen recht kräftig waren, und die jüngeren Schichten nicht zerbrochen, sondern nur etwas gehoben wurden, fehlen anscheinend auf dem Isthmus die älteren Brüche, während die jüngeren Bewegungen ziemlich intensiv sind.

γ.) Zusammenfassung.

Die Golfe von Korinth und Ägina sind zwei Becken, die durch ähnliche tektonische Bewegungen (epirogene Einsenkung, orogene Schollenkip-pung) entstanden sind. Der Isthmus von Korinth liegt in der Überschneidungszone beider Becken.

Während das Becken von Korinth eine Quersenke im dinarischen Faltenbau ist, begleitet der Golf von Ägina den abgobogenen Rand des Kykladenmassivs (attisches Kristallin). Der nach SO schnell abtauchende Horst der Argolis trennt den Golf von Ägina von der tiefen Zone der Kykladenrandsenke, die in der argolischen Bucht ihr Ende erreicht. Die Tiefenrinne der argolischen Bucht verhält sich zum Golf von Ägina wie die Tiefenrinne des kretischen Meeres zum 500 m unter dem Meeresspiegel liegenden Rand des Kykladenplateaus.

C. Der Zusammenhang von Vulkanismus und Tektonik.

1. Die zeitlichen Beziehungen.

Die Verknüpfung vulkanischer Ergüsse mit den Beckensedimenten zeigt, daß die Ergüsse in die epirogenen Zeiten der Senkenbildung gehören. Bei Aj. Theodoros sind die Dazite den Neogenschichten konkordant eingeschaltet. Auf Ägina fließen die Laven der ersten Eruptionsperiode über dislozierte Levantinmergel, fallen daher nicht mit der orogenen Bruchbildung zusammen. Auch bei den übrigen Kykladenvulkanen treten die Ergüsse in verschiedenen Perioden während der Beckenbildung auf. Von der auf zwei Phasen beschränkten Orogenese sind sie zeitlich . unabhängig. Sie beginnen im Pliozän, also vor der walachischen Phase, und überdauern noch die starke quartäre Bruchschollenbildung.

2. Die räumlichen Beziehungen.

Der Vulkanismus ist auf den Golf von Ägina beschränkt.²⁷⁾ Er tritt weder in der Quersenke des Körinther Beckens, noch in der Randsenke in der argolischen Bucht auf. Er ist an die Nachbarschaft des attischen Kristallins gebunden. Darin gleicht der saronische Vulkanismus den übrigen Kykladenvulkanen, denn auf Milos, Santorin und Kos ist die Verknüpfung von kristallinem Untergrund, neogenen Beckensedimenten und Jungem Vulkanismus vorhanden. Die vulkanische Zone des Golfs von Ägina ist als Gesamtphänomen nicht durch große Bruchzonen vorgezeichnet. Innerhalb der Zone ergibt sich aber eine sekundäre Abhängigkeit von Brüchen, denn bei Aj. Theodoros und Susaki benutzen die postvulkanischen Gase und Lösungen Verwerfungen als Aufstiegswege. In Methana hat ein großer Teil der Spaltenvulkane ein mehr oder weniger quer zur Richtung des Golfes ver-

²⁷⁾ Im Golf von Korinth könnten die Thermen von Loutraki am Südabbruch des Gerania-Gebirges als vulkanische Erscheinung gedeutet werden. Aber auch dann bezeichnen sie eine, wohl in der Nachbarschaft des vulkanischen Herdes von Ai. Theodoros bedingte, nur äußerst schwache Tätigkeit.

laufendes Streichen. Auch der Poros-Spaltenvulkan streicht quer zu der kleinen Spezialsenke von Epidavros. Bei zeitlicher Unabhängigkeit der vulkanischen Ergüsse vom Eintreten orogener Erscheinungen wird der Aufstieg vulkanischer Massen in epirogenen Zeiten durch vorhandene Brüche erleichtert.

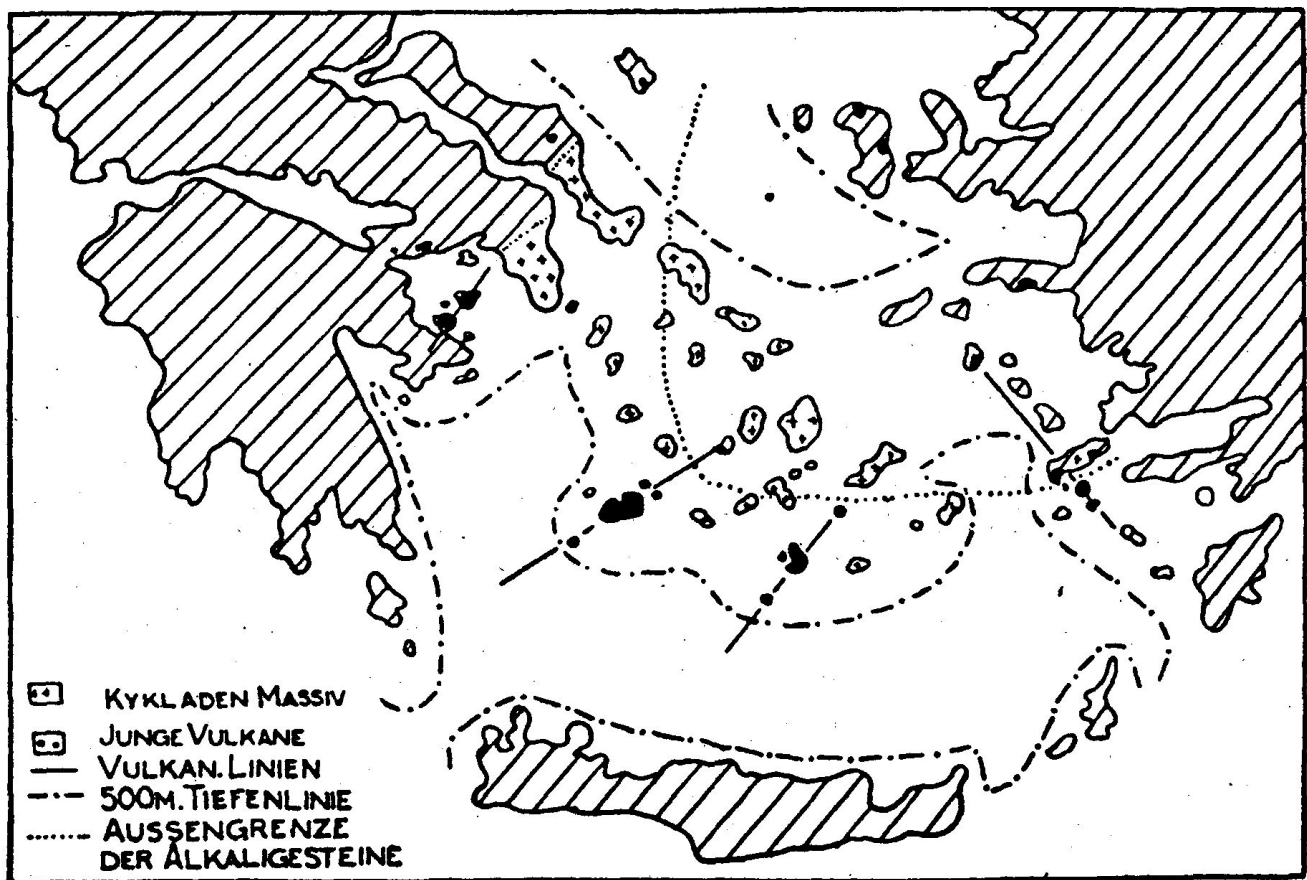


Fig. 57. Der Kykladenbogen.

3. Der Kykladenbogen.

Sieberg lehnt ein Gebundensein der ägäischen Vulkane an den «Kykladenbogen» ab. (S. v. Seidlitz [1928], p. 267—268); die Vulkane sollen auf Schnittpunkten von Brüchen des „erythräischen“ und «kykladischen» Systems liegen. Demgegenüber konnte im Golf von Ägina keine genetische Abhängigkeit von regionalen Brüchen festgestellt werden, vielmehr deutet die Geschichte und die Position des Vulkanismus der Kykladen auf eine Verbindung mit der epirogen entstandenen Randsenke um das Kykladenmassiv. Auch nach R.A.Sonder (1925) sitzen die Vulkane auf einer großen «Randflexur» des absinkenden Kykladenmassivs. Damit stimmt überein, daß im NW (Golf von Ägina) der im Alter, Mechanismus und Chemismus einheitliche Kykladen Vulkanismus mit dem Ende der kristallinen Massive in Attika, im SO auf Kos und Nisyros mit dem östlichen Ende des Kykladenmassivs aufhört. Innerhalb des Kykladenbogens sind die Vulkane anscheinend an Zonen gebunden, die zum Kykladenmassiv radial liegen: Nisyros-Kos-Patmos (SSO-NNW), Kristiani Inseln-Santorin-Amorgopulo (SW-NO), Ananes Inseln-Milos-Kimolos-Antiparos (SW-NO), vielleicht auch Methana-Ägina (SW-NO). Auf Milos und Kimolos ist nach R. A. Sonder (1925) die SW-NO-Richtung die Hauptrichtung der Vulkane und vulkanischen Gänge. Auch auf Methana kommt diese Richtung in der Erstreckung von Spaltenvulkanen zum Ausdruck. Vorhandene

Bruchlinien werden also vom Magma innerhalb der vorgezeichneten Randzone des Kykladenbogens benutzt.

D. Ein Vergleich mit dem Vulkanismus anderer Innensenken.

1. Räumlich.

Die Lage der Randsenke und des mit ihr verbundenen Vulkanismus des Kykladenbogens läßt Vergleiche mit anderen Gebieten zu. Am Rande der innervaristischen, kristallinen Massive in Deutschland bildete sich nach Abschluß der varistischen Hauptfaltung durch epirogenes Absinken der Grenzzone zum gefalteten sedimentären Außengebiet eine kontinentale Senke (Saar-Saale-Senke) aus, die im Bogen die kristallinen Massen umzieht. Innerhalb der Senke und auf dem Rande des Kristallins fanden die mächtigen Porphy- und Melaphyr-Ausbrüche der Rotliegendzeit statt, deren Decken den Beckensedimenten eingeschaltet sind. Die nördlich liegende, gefaltete Außenzone des Varistikums ist demgegenüber fast frei von Vulkanismus.

Im Innern des Karpatenbogens treten dazitische und andesitische Laven in der Grenzzone des Faltengebirges gegen das versunkene Zwischenmassiv (Pannonisches Becken) auf. Auch die italienischen Vulkane besetzen die Randzonen der eingebrochenen kristallinen Tyrrhenischen Masse. In den beiden letzten Fällen ist aber die Ausbildung einer verhältnismäßig schmalen, besonders tiefen Randsenke zwischen Massiv und gefalteter Außenzone nicht vorhanden. Die Vulkane sind hier auch im allgemeinen an das gefaltete sedimentäre Gebiet, nicht an das kristalline Massiv gebunden.

2. Zeitlich.

Ebenso wie in der Ägeis der junge Vulkanismus erst nach Abschluß der Faltung beginnt und weiterhin Unabhängigkeit vom Eintreten orogener Bewegungen, aber Beziehung zu epirogenen Senkungsvorgängen zeigt, läßt sich auch in den vergleichbaren Gebieten (siehe oben) die Unabhängigkeit des vulkanischen Paroxysmus von Faltungs- oder Bruchphasen feststellen. Der Rotliegendevulkanismus der Saar-Saale-Senke fällt in die epirogene Einsenkungsperiode des nach der varistischen Hauptfaltung angelegten Beckens. Ebenso ist die Haupttätigkeit des Vulkanismus im inneren Karpatenbogen und in Italien wesentlich jünger als die letzte große Faltung.

3. Stofflich.

P. Niggli (1922) weist auf die nahe magmatische Verwandtschaft aller Vulkangebiete «der alpin-karpatischen und dinaridisch-hellenidischen randlichen Innenprovinz » hin. Besonders der Kykladenbogen und die Vulkane des inneren Karpatenbogens stimmen in den Magmentypen und im Differentiationsverlauf weitgehend überein. Auch der Vulkanismus der jungvaristischen Innensenken in Deutschland ist vorherrschend pazifisch. Der Vulkanismus der Tyrrhenis zeigt dagegen neben atlantischem und pazifischem vor allem mediterranen Typus (P. Niggli, 1922).

Ähnlich wie im Innern der Pannonischen Senke (Pannonisches Massiv) der Vulkanismus atlantisch ist, während er nahe der Faltungszone pazifisch wird, so steht neben dem pazifischen Vulkanismus der Kykladenrandzone (Kykladenbogen) der Vulkanismus einer kykladischen Innenzone, die Mischreihen und Übergänge von kalkalkalischen zu alkalischen Magmen aufweist (Ktenas, 1927 - 1929). Der rein pazifische Vulkanismus ist also in beiden

Fällen auf die sinkende Randzone der Massive gegen das gefaltete Außengebiet beschränkt, während der Vulkanismus im Innern des Massivs den atlantischen Charakter der starren Vorländer und Zwischenmassive annimmt oder sich ihm nähert.

4. Zusammenfassung

Der Vulkanismus des Kykladenbogens ist ähnlich wie derjenige anderer Vulkangebiete an Randsenken zwischen kristallinen Massen und Faltenzonen gebunden. Gerade die Grenzzonen zwischen starren Massiven und mobileren Einheiten scheinen den Aufstieg von Magma zu begünstigen, während benachbarte Senkzonen in rein sedimentärem Gebiet (subvaristische Saumtiefe, Becken von Korinth) in unseren Fällen frei von Vulkanismus bleiben. Der magmatische Charakter ist pazifisch mit Vorherrschen von sauren und intermediären Typen vor allem auf den Außenrändern. Für den pazifischen Charakter ist die Lage im tektonischen Großbild bestimmend, nicht seine zeitliche Bindung an einzelne orogene Phasen. Das Ergebnis der Untersuchung P. Niggli s (1922) trifft für den Kykladenbogen zu, «daß längs und innerhalb sich bildender Kettengebirge, im vorgerückten Stadium dieser Bildung, pazifische und mediterrane Assoziationen vorherrschen, in Innensenken (Zwischengebirgen) und Außensenken (Vorländern) jedoch atlantische Provinzen häufiger sind».

E. Ergebnisse.

Der Vulkanismus des Golfs von Ägina bezeichnet das NW-Ende des Kykladenbogens. Denn mit dem Abtauchen des kristallinen Kykladen-massivs in Attika hören auch die Randsenke und der Vulkanismus auf. Der saronische Vulkanismus teilt mit den übrigen Kykladenvulkanen

1. das Alter; der Vulkanismus beginnt im mittleren Pliozän und dauert bis in jüngste Zeiten fort;
2. den petrographisch-chemischen Charakter;
3. den Eruptionsmechanismus;
4. die Lage in einer Senke zwischen kristallinem Kykladenmassiv und äußerem Faltenbogen.

Obwohl der Schauplatz des Vulkanismus von mehreren Bruchphasen betroffen wurde, scheinen die Ausbrüche, soweit erkennbar, zeitlich und örtlich in die epirogene Entwicklung der Randsenke zu fallen. Vorhandene Brüche können zum Aufstieg benutzt werden, jedoch nur soweit sie in der sinkenden Zone liegen. Der Vulkanismus ist unabhängig vom Eintreten orogener Bewegungen.

Auch in anderen Gebieten ist der postorogene, pazifische Vulkanismus an sinkende Zonen zwischen starren kristallinen Massen und mobilerem, sedimentärem Faltengebiet gebunden. Also nicht die Senkenbildung an und für sich - Senken im sedimentären Faltengebiet bleiben vulkanfrei - sondern die Senkenbildung am Kristallinrand (Randsenken) ist maßgebend. In diesem Sinne typisch ist das Vorhandensein von Vulkanismus im Golf von Ägina gegenüber dem Fehlen von Vulkanen in der Quersenke des Golfs von Korinth, trotzdem sie die gleiche tektonische Entstehung aufzuweisen hat (epirogene Beckenbildung - orogene grabenartige Umgestaltung).

Das Auftreten des Vulkanismus in der Peripherie der kristallinen Kykladenmasse setzt nach den vorangegangenen Ausführungen eine Verwurzelung dieser Massen in großer Tiefe voraus, und so würde der kykladische Vulkanismus schwerer verständlich sein, wenn das Kykladenmassiv ein penninisches Fenster im Faltenbau, also eine verhältnismäßig flache und im Untergrund nicht verwurzelte Schubmasse wäre.

F. Bemerkungen zu den Karten.

1. Geologische Karte von Methana (Tafel I). Da die Vorhandenen topographischen Karten von Methana (englische Admiralitätskarten) für die ins einzelne gehende vulkanologische Untersuchung nicht ausreichten, wurde eine topographische Kartenskizze hergestellt, für die der Küstenumriß der englischen Admiralitätskarte benutzt wurde. Nach trigonometrischer und barometrischer Festlegung zahlreicher Punkte wurden die Geländeformen durch Routenaufnahmen und Teilaufnahmen bestimmter Abschnitte gewonnen. Zur Höhenbestimmung dienten zwei Aneroidbarometer, die durch einen während der ganzen Zeit in Lutra stationierten Barographen und durch Messungen mit einem Siedethermometer kontrolliert wurden. Die Höhen einzelner Punkte (Chelonas-Gipfel, Kameno Chorio u. a.) wurden mit dem Siedethermometer bestimmt. Zur trigonometrischen Messung diente der Universalkompaß mit Spiegeldiopter von Breithaupt & Sohn, der auf ein Stativtischchen aufgelegt wurde. In einigen Fällen wurden photographische Aufnahmen mit einem Panoramakompaß verwandt. Die Messungen und Berechnungen im Gelände und zu Hause wurden zum Teil von Herrn Dr. F. Dobe ausgeführt, dem auch an dieser Stelle herzlichst gedankt sei.

2. Geologische Karte von Ägina (Tafel II). Als topographische Unterlage diente die vortreffliche Kartenskizze von H. Tiersch) Die petrographische Kartierung hielt sich ebenso wie in der Karte von Methana an die Namengebung von H.S.Washington (1894/95). Die Beschriftung aller Karten führte Herr Kartograph F. Bautz, Berlin, aus.

²⁸⁾ In Furtwängler: «Ägina», II. Bd. München, 1906.

Geologische Übersicht der Vuikengebiete des Kykladen-Bogens.

Stufen nach Gignoux	Golf von Korinth	Isthmus und Krommyonia	Becken . von Megara	Ägina	Methana und Porös	Milos	Kos und Nisyros
Holozän	Marine Terrassen	<i>Post-vulkanismus</i>	Alluvial-Bildungen		Rezente <i>Andesit-Vulk.</i> Flußterrassen <i>Andesitische Eimelvulkane</i>	<i>Liparit-Vulkane</i>	<i>Phonolith-Tuffe v. Yali</i>
Strombus-Stufe	Marine Konglomerate, Kalke und	Terrestrische Kiese und Sande mit Eleph.		Deckkalke <i>Hypersthen-Andesite und Dazite.</i> Marine	<i>Dazite der jüngeren Einzelvulkane</i> <i>Dazite der</i>	Terrestrische und marine Poroskalke	Marine Mergel

	Mergel Flußterrassen	anti-quus, Marine Kon- glomerate, Kalke und Mergel		Strandsedi- mente (Aj. Marina) <i>Andesite</i>	<i>älteren Massive</i>	<i>Dazite Schotter</i>	
Sizilische Stufe							
Kalabrische Stufe	Konglome- rate Brackisch- limnische Mergel	Kalke, Mergel und Kon- glomerate <i>Dasit v. Aj. Theodoros</i> Brackisch- limnische Mergel <i>Dazit von Kalamaki</i>	Terrigene Tone. Lignite, Konglome- rate Brackisch- limnische Mergel und Kalke	Marine bis brackische Mergel Brackisch- limnische Mergel und Kalke <i>älterer Vulkanismus (Tuffe)</i>	Mergel, Kalke und Kon- glomerate <i>Tuffe auf Poros</i>	Marine Kalke und <i>Tuffe</i> <i>Liparite und Andesite</i>	Marine Mergel <i>Rhyolith</i> Paludi- nen- Schich- ten <i>Sanidin- Trachyte</i>
Levantini- sche Stufe							

(Nach Deperet, Maull, Neumayr, Philippson, Plieninger, Sonder und eigenen Beobachtungen.)

G. Literaturverzeichnis.

T. Ansted, On solfataras and deposits of sulphur at Kalamaki, near the Isthmus of Korinth. Q. J. Geol. Soc. 29 (1873), 360—363.

A. Bergeat, Die Äolischen Inseln. Abh. k. Bayr. Akad. Wiss. Math. Naturw. Kl. 20, Abt. I (1899).

A. Bittner, M. Neumayr, F. Teller, Überblick über die geologischen Verhältnisse eines Teiles der ägeischen Küstenländer. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien. Math. Naturw. Kl. 40 (1880), 379 - 415.

A. Born, Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abh. Senckenberg. nat. Ges. 37 (1921), 507—585.

L. v. Buch, Physiographische Beschreibung der Canarischen Inseln, Berlin (1825).

G. v. Buckowski, Grundzüge des geologischen Baues der Insel Rhodus, Sitz. Ber. k. k. Akad. Wiss. Wien. Math. Naturw. Kl. 98 (1889), 208—272.

Der geologische Bau der Insel Kasos. Ibid., 653—669.

L. Cayeux, Les transformations du massif des Cyclades á la fin des temps tertiaires et au conunencement de l'epoque quaternaire. C. R. Ac. Sc. Paris 152 (1911), 1796—1798.

H. Cloos und E. Cloos, Die Quellkuppe des Drachenfelses am Rhein, ihre Tektonik und Bildungsweise. Z. Vulk. 11 (1927), 33—40.

Das Strömungsbild der Wolkenburg im Siebengebirge. Ibid., 93—95.

E. Curtius, Pelloponesos. Gotha (1851). Im bes. Bd. I, 40 - 42, u. Bd. II, 458 - 445.

A. Desio, Le Isole italiane dell'Egeo. Mem. Descr. Carta geol. d'Italia 24 (1931).

A. Damvergis, Physikalische und chemische Beschreibung der Heilquellen von Methana. Athen, 1887 (griechisch).

Ch. Deperet, Observations sur l'histoire geologique pliocene et qautemaire du Golf et de l'Isthme de Corinthe. C. R. Ac. Sc. Paris 156 (1913), 427—431, 659—663, 1048—1052.

v. Dücker, Conchylen vom Isthmus von Korinth. Z. deutsch, geol. Ges. 27 (1875), 966—967.

- G. d'Erasmus**, Su alcuni fossili dell' Isola di Milo raccolti dal .Dott. R. Sonder. Z. Vulk. 8 (1925), 250—256.
- Expedition scientifique de Moree**. Section des sciences physiques II. Pt. 2: Geologie et Mineralogie par P. de Boblaye et Th. Virlet, Paris (1855).
- K. G. Fiedler**, Reise durch alle Teile des Königreiches Griechenland. Leipzig (1840), 2 Bde.
- F. Fouqué**, Briefliche Mitteilungen über Methana an Ch. Sainte-Claire Deville. C. R. Ac. Sc. Paris 62 (1866), 904—905 und 1121—1122.
- Les anciens volcans de la Grece. Rev. d. deux mondes 67 (1867), 470—490.
 - Santorin et ses eruptions. Paris (1879).
- F. Frech** u. **C. Renz**, Zur Kenntnis der Unterkreide in Attika. C. B. f. Min. usw. (1911), 732 - 736.
- I. Friedländer** und **R. A. Sonder**, Eine Studienreise nach den Vulkaninseln Griechenlands. Z. Vulk. 8 (1924), 4—15.
- T h. Fuchs**, Die Solfatara und das Schwefelvorkommen von Kalamaki. Verh. k. k. geol. R. Anst. Wien (1876), 54—55.
- T h. Fuchs**, Studien über das Alter der jüngeren Tertiärbildung Griechenlands. Sitz. Ber. k. h. Akad. Wiss. Wien, Math. Naturw. Kl. 73 (1876), 75 - 88.
- Studien über die jüngeren Tertiärbildungen Griechenlands. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien, Math. Naturw. Kl. 57 (1877).
 - Bemerkungen zu Neumayrs Darstellungen der jungtertiären Bildungen im griechischen Archipel. Verh. k. k. geol. R. Anst. Wien (1881), 175 - 178.
- A. Furtwängler**, Ägina. 2 Bde. München (1906). A. Gaudry, Animaux fossiles et Geologie de l'Attique. 2 vol. Paris (1862).
- G. Georgalas** u. **N. Liatsikas**, Rapport sur l'eruption epigenetique (1928) du volcan de Santorin. Rapport Comm. geod. Hellenique, IVm⁶ Ass. gen. de l'Union geod. et geophys. intern. & Stockholm 1950. Athen (1950).
- Strukturelle Unterschiede der primären und sekundären Lavaströme des Dafni-Vulkans. C. B. f. Min. usw. (1928), 557—542.
 - Die historische Entwicklung des Dafni-Ausbruches 1925—1926. In:
- H. Reck**, Santorin, der Werdegang eines Inselvulkans und sein Ausbruch von 1925 - 1928. Berlin (1956), Bd. II., 1 - 96.
- M. Gignoux**, Les formations marines pliocenes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie. Ann. univ. de Lyon. Nouv. Ser. 56. I. (1915), Ref.: Geol. C. B. 21 (19), 547.
- K. E. v. Hoff**, Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. 5 Bde. Gotha (1824—1840). Im bes. Bd. II, 167 ff. u. IV. 147.
- M. Hoernes**, Mitteilung über eine subfossile Marinf fauna von Kalamaki. Bull. Soc. geol. France (2) 15 (18 ..), 571—575 u. 855—856.
- A. v. Humboldt**, Kosmos. Stuttgart (1845), im bes. Bd. I, 251—252, Bd. IV, 275—274.
- H. Jung**, Die provinziiale Stellung der permischen Eruptivgesteine des Thüringerwaldes. Beitr. Geol. v. Thüringen 2 (1929), 49—66.
- L. Kober**, Beiträge zur Geologie von Attika. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Math. Natw. Kl. (1929), Abt. I, 299—527.
- Die Großgliederung der Dinariden. C. B. f. Min. usw., Abt. B. (1929), 425—457.
- C. A. Ktenas**, Rapport sur les travaux du laboratoire de petrologie de l'Universite d'Athenes concernant l'etude des volcans de la Mer Egee. Bull. volc. (Napoli), Nr. 15 u. 14 (1927), 182—187.
- Les limites de la region mixte egeenne. C. R. Ac. Sc. Paris 189 (1929), 1196—1198.
 - Sur le caractere alcalin des laves des volcans d'Antiparos (Cyclades). Ibid. 189 (1929), 489—491.

A, Lacroix , La Montagne Pelee et ses eruptions. Paris (1904).

X. Landerer, Beschreibung der Heilquellen Griechenlands. Nürnberg (1845).

- Über die in Griechenland vorkommenden Petrefakten. N. Jb. f. Min. usw. (1848), 513—518.

L. de Launay, Etudes geologiques sur la Mer Egee. La geologie des lies de Metelin (Lesbos), Lemnos et Thasos. Ann. d. Mines (9) 15 (1898), 157 - 316.

R. Lepsius, Geologie von Attika. Berlin (1895).

R. v. Leyden, Staukuppen und verwandte Bildungen, ein Beitrag zur vulkanologischen Systematik auf genetischer Grundlage. Z. Vulk. 16 (1936), 225 - 247.

O. Maull, Beiträge zur Morphologie des Peloponnes und des südlichen Mittelgriechenlands. Geogr. Abh. 10 (1921).

- Länderkunde von Südeuropa. Leipzig (1929).

- In v. Seydlitz, Geographie II, Europa (1951).

P h. Negria , Submersion et regression quaternaire en Grece. Bull. Soc. geol. de France (4) 8 (1908), 418—441.

- Les terrasses du Nord du Peloponnes et la regression quaternaire. Athenes (1910).

Ref.: Geol. C. B. 15 (1911), 997, 579—582.

M. Neumann van Padang, Die Geschichte des Vulkanismus Santorins von ihren Anfängen bis zum zerstörenden Bimssteinausbruch um die Mitte des zweiten Jahrtausends von Christus. In: H. Reck, Santorin, Der Werdegang eines Inselvulkans und sein Ausbruch von 1925—1928. Berlin (1956), I, 1—72.

M. Neumayr, Über den Bau der Insel Kos und über die Gliederung der jungtertiären Binnenablagerungen des Archipels. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien. Math. Natw. Kl. 40 (1880), 215 - 514.

P. Niggli, Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 2 (1922), 169—275.

P. Oppenheim, Beiträge zur Kenntnis des Neogens in Griechenland. Z. deutsch. geol. Ges. 45 (1891), 421 - 487.

- Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Balkanhalbinsel. Ibid. 58 (1906), 109 - 180.

Ovidius , Metamorphoses. Bericht über einen Ausbruch bei Troizen in Liber XV, 296 - 306.

Pausanias, Graecia descriptio. Bericht über einen Ausbruch auf Methana in Liber II, 54.

M. L. Pertessis, Les eaux minerales de Methana. Publ. Bureau geol. Athenes (1925).

A. P hilippson , Der Isthmus von Korinth. Z. Ges. Erdk. Berlin 25 (1890), 1—98.

- Der Peloponnes. Berlin (1891/1892).

- La tectonique de l'Egeide. Ann. de Geogr. 7 (1898), 112—141.

- Der Gebirgsbau der Ägaeis und seine allgemeinen Beziehungen. Verh. d. VII. intern. Geogr. Kongr. in Berlin 1899. Berlin (1901).

- Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Peterm. Mitt. Erg. H. 154 (1901), 1—172.

- Beiträge zur Morphologie Griechenlands. Geogr. Abh. III. Reihe 5 (1950).

F. Plieninger u. K. Sapper, Kos und Nisyros. Peterm. Mitt. 66 (1920), 162 - 163, 194—197, 213—219.

H. Reck, Die Entstehung der Nautilus-Quellkuppe auf Santorin, Anfang 1928. Z. deutsch. geol. Ges. 82 (1950), 115—116.

- Die epigenetische Nautilus-Eruption 1928 (Santorin). Z. Vulk. 15 (1950), 25—50.

- Referat über: H. Umbgrove, Het ontstaane van het Dieng-Plateau. Z. Vulk. 15 (1951), 264.

- Dynamik und Morphogenese des Dafni-Ausbruches als Beispiel einer Stau-

- kuppenbildung mit Stromerguß. In: Santorin, der Werdegang eines Inselvulkans und sein Ausbruch von 1925 - 1928. Bd. II, 114-207. Berlin (1956).
- Dynamik und Morphogenese des Nautilus-Ausbruches als Beispiel einer Staukuppenbildung ohne Stromerguß. Ibid. II, 541—555, Berlin (1956).
- W. Reiss** u. **A. Stübel**, Ausflug nach den vulkanischen Gebirgen von Ägina und Methana. Heidelberg (1866).
- Geschichte und Beschreibung der vulkanischen Ausbrüche bei Santorin von der ältesten Zeit bis zur Gegenwart. Heidelberg (1868).
- C. Renz**, Über den Gebirgsbau Griechenlands. Z. deutsch, geol. Ges. 64 (1912), Monatsber. 457—465.
- E. Reyer**, Theoretische Geologie. Stuttgart (1888).
- J; Küsssegger**. Reisen in Europa, Asien und Afrika, 185-3—1841. 4 Bde. Stuttgart (1848), im bes.: Bd. I, 79 u. Bd. IV, 245—251.
- K. Sapper**, Katalog der geschichtlichen Vulkanausbrüche. Straßburg (1917). J. Schmidt, Vulkane und Erdbeben. 2 Bde. Leipzig (1881).
- H. Scholtz**, Tektonische Untersuchungen an Westerwälder Vulkanen. Geol. Rundsch. 19 (1928), 459—447.
- Die Bedeutung makropischer Gefügeuntersuchung für die Rekonstruktion fossiler Vulkane. Z. Vulk. 14 (1951), 97—118.
- K. v. Seebach**, Über den Vulkan von Santorin und die Eruption von 1866. Abh. k. Ges. d. Wiss. Göttingen (1867).
- W. v. Seidlitz**, Der Einbruch der Ägeis und die Bruchbildung im levantinischen Gebiet. Jenaische Z. f. Naturw. 64 (N. F. 57) (1928), 21—52.
- Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin (1951).
- A. Sieberg**, Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeer. Denkschr. Med. Naturw. Ges. Jena 18 (1952), 2. Lief.
- R. A. Sonder**, Zur Geologie und Petrographie der Inselgruppe von Milos. Z. Vulk. 8 (1925), 181-257
- H. Stille**, Die oberkarbonisch-altdyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der variscischen Tektonik. Congr. Stratigr. carbonifere Heerlen (1928), 698—750.
- Strabo**, Geographica. Bericht über einen Ausbruch auf Methana in Lib. I, 3, 59.
- J. H. F. Umbgrove**, Het ontstaane van het Dieng-Plateau. Leidsch. geol. med. 5 (1929), 151—149.
- H. S. Washington**, A petrographical sketch of Aegina and Methana. J. Geol. 2 (1894), 789—815 und 5 (1895), 21-46.
- H, Williams**, The history and character of volcanic domes. Univ. of California Publ. Bull. Dept. geol. sc. 21 (1952), 51—146.

H. Verzeichnis der Textillustrationen und Tafeln.

Textillustrationen

1. Profil durch die NW-Ecke von Methana
2. Profil der Neogenscholle der Malja Glat
5. Gang im Lutesa-Massiv
4. Blockdiagramm des Kammeno-Vulkans von N gesehen
5. Übersichtsskizze der Kammeno-Kuppe
6. Thermische Klüftung in den Gipfelfelsen der Kammeno-Kuppe
7. Längs- und Querprofil durch die Radialrippe «E» der Kammeno-Kuppe
8. Schuppenbildung an der Oberfläche sekundärer Schlackenlava .
9. Schema der sekundären Stromquellenbildung .

- 10 a. Längsprofil der West-Flanke des Kammeno-Stroms
- 10 b. Längsprofil der Ost-Flanke des Kammeno-Stroms
- 11 a. Querprofil durch den Stromansatz des Kammeno-Stroms
- 11 b. Querprofil durch den Stromoberlauf und Staurücken « T » des Kammeno-Vulkans

- 12. Fließstruktur in der Stromlava
- 15. Der Westrand des Kammeno-Stroms
- 14. Profil durch das Stromfeld
- 15. Das Stromfeld des Kammeno-Vulkans
- 16. Dachaufpressung unter « K » im Kammeno-Stromfeld
- 17. Der sekundäre Flußstrom « U » am SW-Fuß der Kammeno-Kuppe
- 18 a. Längsprofil durch Kammeno-Kuppe und Stromfeld
- 18 b. Längsprofil durch den Ostteil der Kammeno-Kuppe, Staurücken « T » und Stromfeld.

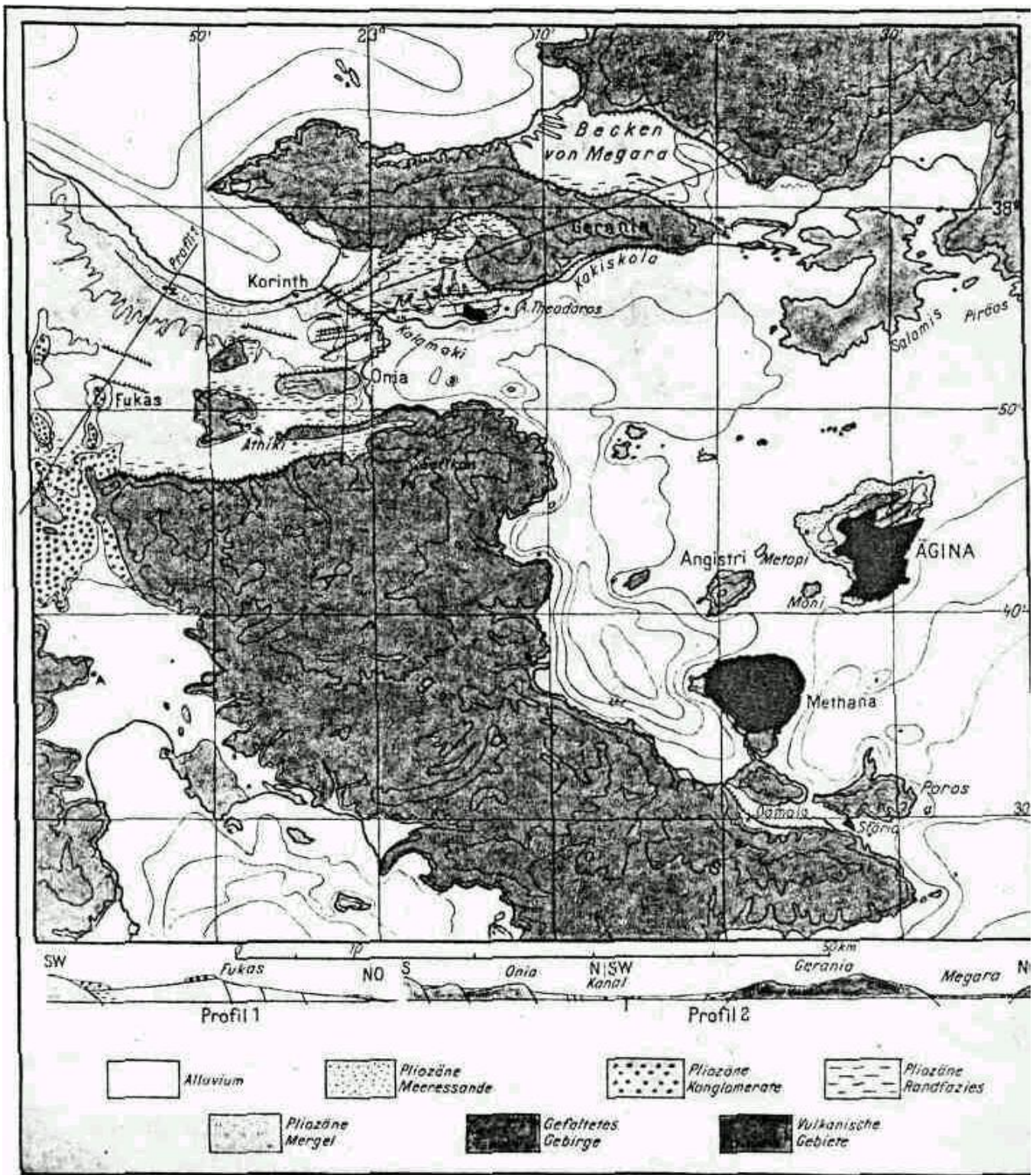
- 19. Austritt kleiner Lavaströme an Brüchen im Kreidekalk, Aj. Andreas
- 20. Lageskizze der Aj. Andreas-Eruption
- 21. Lageskizze des Stromkopfes der Aj. Andreas-Ströme
- 22. Profil durch den Stromkopf und den Sekundärstrom der Aj. Andreas-Eruption
- 25. Kuppe des nördlichen Dsunaki-Vulkans
- 24. Kossona-Kuppe. Skizze der Kuppenoberfläche
- 25. Schematisches -Profil durch die Kossona-Kuppe
- 26. Die Westflanke des Dsunaki-Stromes
- 27. Stromschema des Dsunaki-Stromes

- 28. Profil des Stirndurchbruches des Dsunaki-Stromes
- 29. Skizze der Kuppenoberfläche der Malja-Kuppe
- 50. Aufsicht und Profil der Kuppe «A»
- 51. Die Malisa-Kuppe
- 52. Die Basis der Stromdecken am Aj. Ilias-Hügel
- 55. Die Lavaferassen am Hang des Kreidekalkes
- 54. Schema der Verwerfungen am Abfall der Kreidekalke
- 55. Die Paläokastro-Kuppe
- 56. Der Megalo Chorio-Strom
- 57. Sekundäre Pfropfenströme auf den Zungen des Potami-Stromes .
- 58. Sekundäre Pfropfen auf dem Potami-Strom
- 59. Kartenskizze der Schlucht von Megalo Potami
- 40. Die Spältenvulkane des NW-Gebietes von N gesehen
- 41. Die Horisa-Vulkangruppe
- 42. Die Gipfelsenken der Pikesa, Horisa und Malja Glat . .
- 45. Sedimentschollen im Massivgestein der Malja Glat und Malja Skurti
- 44. Der Spaltenvulkan der Malja Glat und das Massiv der Malja Skurti
- 45. Basisprofil der Choma Bukore-Gruppe
- 46. Die Schwefelquellen und Bäder von Lutra
- 47. Die 400—600m Höhenlinien der Massive und die Lage der jüngeren Vulkane von Methana
- 48. Der Vulkan von Poros auf der Halbinsel Sfäria
- 49. Diskordanz von jungen Laven über untern Neogenmergeln (Aj.Paraskewi, Ägina)
- 50. Profil durch das Tal von Missagro (Ägina)
- 51. Der Eruptivstock, von Kalamaki
- 52 a. Lageskizze des vulkanischen Gebietes von Aj. Theodoros
- 52 b. Profil durch das vulkanische Gebiet von Aj. Theodoros
- 55. Idealschnitt durch eine andesitische Staukuppe
- 54. Blockdiagramm einer Radialspaltenkuppe
- 55. Der Differentiationsverlauf der Laven des Golfes von Ägina .

56. Profil des Kanals von Korinth
57. Der Kykladenbogen

Tafeln

- I. Geologische Karte von Methana I': 25,000 von R. v. Leyden.
II. Geologische Karte von Ägina 5 : 100,000 von R. v. Leyden.
III. Übersichtskarte des Golfes von Ägina und seiner Randgebiete.
IV. Fig. I: Der Kameno-Vulkan von Süden.
Fig. 2: Der Sekundärstrom von « G » und die sekundären Quellen vor « F » (Kameno-Kuppe).
V. Fig. 5: Staurücken «T » (links), sekundäre Ströme und Hauptstrom (rechts) am Kameno-Vulkan. Fig. 4: Sekundäre Ströme vor «E» (Kameno-Vulkan).
VI. Fig. 5: Primäre (links) und sekundäre (rechts) Laven am Kameno-Vulkan (vor « G »).
Fig. 6: Andesitische Strömchen über Kreidekalk (Aj. Andreas). VII./VIII. Fig. 7: Panorama des Kraters der Kameno-Kuppe von «A».
Fig. 8: Panorama der Ostrandvulkane (Malja-Kuppe, Kuppe A, Kossona-Kuppe, südlich Dsunaki).
IX. Fig. 9: Gipfel der Kossona-Kuppe mit Radialspaltenrippen.
Fig. 10: Pikesa und Choni-Kuppe (mit Einsturzkrater) von W. X. Fig. 11: Die Malisa-Kuppe mit Gipfelsenke. Fig. 12: Der Strom von Megalo Chorio.
XI./XII. Fig. 15: Die Horisa-Gruppe und Makro-Longo vom Chelonas-Gipfel.
Fig. 14: Die Spalten-Eruptionen des Nordwest-Gebietes (links Horisa, in der Mitte Pikesa, rechts Malja Glat und Malja Skurti).
XIII. Fig. 15: Sekundäre Pfropfen auf dem südlichen Dsunaki-Strom. Fig. 16: Sekundäre Pfropfen auf dem Aj. Warwara-Strom.
XIV. Fig. 17: Klostertal auf Ägina (Interkollines Hochtal).
Fig. 18: Transgression von Strandkonglomerateri (Strombus-Stufe) über gestörten Levantin-Mergeln (südlich des Bahnhofs von Korinth).



Übersichtskarte des Golfes von Ägina und seine Randgebiete

Zum Beitrag R. v. Leiden: Der Vulkanismus des Golfes von Aegina und seine Beziehungen zur Tektonik.