

# Studien an Vulkanen.

Von

**J. Koenigsberger.**

(Mit einer Tafel und einer Figur im Text.)

---

## **I. Über Boden, Quell- und Meerestemperaturen und die geothermische Tiefenstufe vulkanischer Gegenden (Katakekaumene, Santorin).**

### **1. Katakekaumene (Vilajet Aidin, Kleinasien).**

Der gütigen Vermittlung des Grossh. Badischen Ministeriums der auswärtigen Angelegenheiten, und des Kaiserl. Deutschen Gesandten, Frhr. v. MARSCHALL, in Konstantinopel, und dem Entgegenkommen der türkischen Regierung verdanke ich die Erlaubnis, diese wenig besuchte Gegend zu bereisen. Die höheren Distriktsbeamten von Alascheir und Kula stellten Herrn Professor AUTENRIETH, Herrn Bergreferendar BÄLZ und mir Gendarmen zu unserer Begleitung.

Die Katakekaumene, wie es die griechischen Geschichtschreiber nannten, das „niedergebrannte Land“, ist deshalb besonders interessant, weil die Krater und Maare dieses völlig erloschenen Vulkangebiets so gut erhalten sind, wie wenn der letzte Ausbruch erst vor einigen Jahren stattgefunden hätte. Der Zeitraum, der seit der letzten Eruption verflossen, ist von anderer Grössenordnung als z. B. bei Santorin, aber doch noch ungefähr in Jahrtausenden auszudrücken, und deshalb schien es mir, namentlich mit Rücksicht auf die Tiefenstufen in der jungvulkanischen Gegend Württembergs bei Neuffen und Sulz, interessant festzustellen, inwieweit hier Quell- und Bodentemperaturen und Fumarolentätigkeit auf die früheren vulkanischen Eruptionen hinweisen. Messungen der geothermischen Tiefenstufe konnte ich leider nicht vornehmen.

Zunächst steht fest, dass seit historischer Zeit, seit der Anabasis des Xenophon, also seit 2300 Jahren, dort kein Ausbruch stattgefunden hat. Andererseits können wir eine obere Grenze durch fol-

gende Überlegung angeben. Der Kaplan Ala<sup>1</sup> bei Adala ist einer der älteren Vulkane der Gegend; denn während etliche Kilometer davon auf dem Kula Devlit bei Kula auf gleichem Gestein in derselben Höhe kaum etwas Gras wächst, sind dort schon hohes Gestrüpp und kleinere Bäume vorhanden<sup>2</sup>. Beide Vulkane liegen unter gleichen klimatischen Bedingungen in gleicher Höhe wenige Kilometer voneinander und bestehen aus mittelgrossen Basaltlapilli. Der Basalt, exakter Trachydolerit, der sog. Kulait, besteht aus glasarmer Grundmasse, Einsprenglingen von Plagioklas, Augit, Leucit, Hornblende. Der vom Kaplan Ala ausgehende Lavastrom ist mit einem Gefälle von  $570 - 150 = 420$  m etwa 20 km lang; er hat seinerzeit den Lauf des Hermosflusses in der Nähe von Adala durchquert. Seitdem hat ihn der Hermos dort etwa 20 m tief angeschnitten. Nehmen wir, indem wir berücksichtigen, dass das Gefälle des Hermos vor Adala etwa  $\frac{1}{2}$  cm pro 1 m beträgt, eine jährliche Erosion von 2 mm an, was sicherlich nicht zu viel gerechnet ist, so wären seit dem Erstarren des Lavastroms etwa 10000 Jahre verflossen. Vermutlich ist diese Zeit aber kürzer, vielleicht nur 6000 Jahre. Wie HAMILTON, der eine der beiden Forscher, welche zuerst 1840 die Gegend besucht haben, bemerkt<sup>3</sup>, ist der Flusseinschnitt vertikal, und das hängt mit der vertikalen Säulenzerklüftung der Basalte zusammen. Die Erosion konnte hier also leichter wirken als in einem ganz massigen Gestein. Der Kula Devlit ist, wie erörtert, bedeutend jünger als der Kaplan Ala, aber älter als 2500 Jahre. Wir können also annehmen, dass er vor 3000 bis 4000 Jahren entstanden ist.

In der Katakekaumene sind eine Reihe von Mineralquellen vorhanden. Eine derselben entspringt bei Alascheir (Philadelphia); es ist ein Kohlensäure, Eisen und Spuren von Schwefelwasserstoff enthaltendes Wasser (Sari-Kiz). Seine Temperatur beträgt etwa 15°. Daneben befindet sich eine chemisch ganz ähnlich zusammengesetzte, etwas weniger Eisenocker absetzende Quelle, die Badequelle (Hamam), die 27° zeigt. Die Lufttemperatur von Alascheir lässt sich

<sup>1</sup> Eine kleine geologische Kartenskizze hat der Verfasser der Direction de la carte géologique de l'Europe auf Wunsch von Herrn Geh. Bergrat BEYSCHLAG zur Verfügung gestellt. Die andern Beobachtungen sollen später mitgeteilt werden.

<sup>2</sup> Es ist merkwürdig, dass das Wachstum auf der basaltischen Blocklava äusserst langsam erfolgt; doch ist die Erscheinung, da die Gegend schon im Altertum deswegen bekannt war und davon ihren Namen hatte, nicht auf zu starkes Abweiden durch Schafe etc. zurückzuführen.

<sup>3</sup> W. J. HAMILTON und H. E. STRICKLAND, Trans. Geol. Soc. London (2) 6 p. 33, 1842.

ungefähr angeben. Smyrna hat nach J. HANN (Handbuch der Klimatologie II S. 100 (1897):  $16,5^{\circ}$ , Alascheir liegt 191 m höher, sollte also, da 100 m in allen Klimaten (vgl. J. HANN, Loc. cit. I S. 240) etwa  $-0,6^{\circ}$  bedeuten,  $15,3^{\circ}$  haben. Vermutlich ist aber die Temperatur auf der Hermosebene um einige Zehntel niedriger<sup>1</sup>. Jedenfalls ist hier kein grosser Unterschied zwischen Bodentemperatur bzw. Quelltemperatur und Jahrestemperatur der Luft vorhanden. Die Badequelle von  $27^{\circ}$  deutet schon auf Nähe von Vulkanen, obgleich hier nur Kalke und kristalline Gesteine anstehen, ebenso der so schwache Schwefelwasserstoffgehalt der beiden Quellen.

Heisser sind nach HAMILTON und STRICKLAND zwei Quellen nördlich vom Hermos in den Ruinen einer alten Stadt vermutlich bei dem jetzigen Hammamlar; sie entspringen Süsswasserkalken, die noch im vulkanischen Gebiet des Kula Devlit liegen, stehen also mit der jüngsten Eruption in Zusammenhang. Diese Temperaturen wurden von HAMILTON und STRICKLAND zu  $54^{\circ}$  und  $57^{\circ}$  gemessen; das Wasser soll auch schwach schwefelwasserstoffhaltig sein. Andererseits ist eine sehr starke Quelle, die am Fuss des Kaplan Ala an der Grenze des grossen Lavastroms der älteren Eruptionsperiode entspringt, jetzt 1908 nur noch äusserst schwach alkalisch, gar nicht mehr schwefelwasserstoffhaltig und hat nur  $12,3^{\circ}$ . Die mittlere Lufttemperatur dort — die Höhe des Ortes beträgt etwa 580 m — sollte  $12,9^{\circ}$  sein. Das ganze Hochplateau ist aber, wie schon vorher für Alascheir auseinandergesetzt, jedenfalls etwas kälter. So sollte Kaisarea unter  $38^{\circ}43'$  Breite wie Smyrna ( $38^{\circ}26'$ ) gelegen, 364 m hoch,  $14,2^{\circ}$  Jahrestemperatur haben, hat aber nach P. v. TCHIHATCHEFF (Asie mineure Climatologie, Paris 1856) nur  $12,6^{\circ}$  (?). An der Quelle des Kaplan Ala wäre also die Lufttemperatur etwa  $12,2^{\circ}$  zu setzen, und die Boden- und Quelltemperatur etwa  $12,3^{\circ}$ .

Die letzte Eruption, die den Kula Devlit bildete und Laven an andern Stellen offenbar nahe an die Oberfläche brachte, ohne dass diese durchbrochen wurde, hatte, wie eben erwähnt, noch warme Quellen jetzt nach etwa 3000—4000 Jahren zur Folge. Die Nachwirkung der vulkanischen Tätigkeit vom Kaplan Ala auf Temperatur oder chemische Zusammensetzung der Quellen nach 5000 bis 7000 Jahren ist dagegen schon erloschen. In der geothermi-

<sup>1</sup> Die von R. FITZNER herausgegebenen Beiträge zur Klimakunde des osmanischen Reiches Kleinasien, Berlin 1904—1907, enthalten nur sehr wenig Temperaturbeobachtungen, die im Mittel für die kleinasiatische Hochebene etwa  $0,60^{\circ}$  p. 100 m ergeben.

sehen Tiefenstufe müsste sie gleichwohl sehr deutlich hervortreten; denn vulkanische Tätigkeit zu Beginn der Quartärzeit verringert heute noch die Tiefenstufe um 30 Prozent und mehr<sup>1</sup>. Doch ist auch zu bedenken, dass der unterirdisch von den Laven eingenommene Raum, das vulkanische Areal, dabei sehr in Frage kommt.

#### Die Meerestemperaturen und Lavatemperaturen an den Kaimeniinseln bei Thera (Santorin).

Durch die freundlichen Empfehlungen des Kaiserl. Deutschen Gesandten in Athen, Grafen ARCO VALLEY, und das Entgegenkommen des Königl. Griechischen Kultusministeriums und Finanzministeriums wurden diese Untersuchungen sehr erleichtert.

Aus dem gewaltigen, 30 km im Umkreis messenden, jetzt erloschenen und meererfüllten Krater von Thera erheben sich in der Mitte die Kaimeniinseln, der einzige noch tätige Vulkan des östlichen Mittelmeers. Die Lava floss hier aus den Kratern dieser kleinen Inseln in das Meer und der ganze Vulkankegel der Kaimeni ragt nur zu einem Drittel aus dem Meer empor. Sowohl der älteste Krater, der Ringwall von Thera, wie der neue innere Krater, die Kaimeniinseln, haben aber im ganzen eine für Vulkane sehr flache Böschung, wie auf der beiliegenden Skizze die Vergleichung vom Stromboli und Thera ergibt. Das Meer ist nicht tief. Daher sollte man glauben, dass die Laven im Krater der Kaimeniinseln das Meer nicht unerheblich erwärmen müssten, falls sie in geringem Abstand von der Erdoberfläche noch flüssig wären.



Profil durch den Ringwall von Thera.

Nach der österr. Karte.

Zunächst müssen wir die Geschichte der Eruptionen von Santorin kurz besprechen; wohl bei keinem andern Vulkan lässt sich diese so genau feststellen. Bezüglich der Literatur sei hier nur auf das berühmte grundlegende Werk von FOUQUÉ, Santorin et ses eruptions Paris 1879 und auf die Darstellung von A. PHILIPPSON<sup>2</sup>, der

<sup>1</sup> Vgl. Compte rendu Congrès intern. Mexico 1907, p. 1127.

<sup>2</sup> A. PHILIPPSON bei F. HILLER VON GAERTRINGEN, Die Insel Thera, Berlin 1889, Bd. I.

einen sehr guten Überblick mit vollständiger Literaturangabe gibt, sowie auf die Abhandlungen von A. LACROIX<sup>1</sup> verwiesen. Der erste Ausbruch saurer Laven erfolgte teilweise submarin in den kleinen Vulkanen von Acrotiri im oberen Pliocän. Weitere zahlreiche Eruptionen von basischeren Schlacken, Tuffen und schliesslich von Andesit-Lavaströmen aus einem Zentrum, das vermutlich auch in den Kaimeniinseln lag, baute den gewaltigen Vulkan auf, dessen Reste das Ringgebirge von Thera, Therasia und Aspronisi sind. Wie die Pflanzenfunde von FOUQUÉ und LACROIX zeigen, traten nach Eruption längere Ruhepausen ein. PHILIPPSON schätzt die ursprüngliche Höhe des Vulkans auf über 2000 m; diese Caldera dürfte also ähnliche Dimensionen gehabt haben, wie der Basiskrater (las Cañadas) des Pico de Teyde auf Teneriffa oder wie der Basiswall des Pico de Orizaba in Mexico. Während aber bei diesen beiden Vulkanen die Tätigkeit sich allmählich auf die Mitte beschränkte und dort die hohen Gipfelkegel aufbaute, trat in Santorin eine Explosionsphase auf, die wohl zumeist auf dem langsamen Eindringen vadosen Wassers beruhen dürfte, wie 1883 beim Krakatau und 1888 am Bandai-San. Der ganze innere Vulkankegel von Santorin wurde von zerstäubendem flüssigen Magma ausgeblasen, und dieses bedeckte als Bimssteinschicht von 20—40 m Höhe die Reste des alten Kraters, den jetzigen Ringwall. Diese Katastrophe erfolgte, wie FOUQUÉS Fund einer prähistorischen Ansiedlung unter der Bimssteinschicht bewies, zu einer Zeit, als die Töpferei und Weberei erfunden und das Gold sowie Kupfer bekannt war, also etwa 3000 Jahre v. Chr. Seitdem hat sich auch auf Thera die vulkanische Tätigkeit auf die Mitte des ehemaligen Vulkans zurückgezogen. Die Meerestemperaturen am Strand von Thera an der äusseren flach abfallenden Seite<sup>2</sup> des Ringwalles sind dieselben wie bei Naxos oder Paros: im April 1908: 15,3° etwa 20 m von der Küste weg, in 10 cm bis 1 m Abstand von der Oberfläche. Unmittelbar an der Küste, wo das Wasser sehr seicht und nur bis 50 cm tief ist, findet man tagsüber infolge der Sonnenstrahlung überall etwas höhere Temperatur. Daher ist darauf zu achten, dass nicht in zu seichtem Wasser gemessen wird.

In frühe Zeit, zwischen 2000 und 100 v. Chr., fällt auch die Entstehung von Paläa Kaimeni. Dessen Laven sind oberflächlich

<sup>1</sup> Namentlich A. LACROIX, Comptes rendus. Acad. franc. Okt. 1896.

<sup>2</sup> Die heissen Quellen auf der Innenseite des Ringwalles sollen später besprochen werden.

völlig erkaltet, genau so wie die viel älteren von Thera; weder Fumarolen sind dort bemerkbar, noch treten höhere Temperaturen auf. Auch der Einfluss der in geringer Tiefe vermutlich noch flüssigen Laven ist klein. In der Nähe von Paläa Kaimeni, etwa 20—50 m, ist das Meer messbar wärmer, aber der Unterschied beträgt nur einige Zehntel Grad. Eine wesentliche Erhöhung der Temperatur ist nur auf der Nordostseite, da wo die Eruption von 726 n. Chr. stattfand, in der Bucht von St. Nicola bemerkbar. Dort treten im innersten Winkel der Bucht noch Kohlensäureblasen und heisser Wasserdampf auf; das Meer hat (vgl. Karte) Maximaltemperaturen von 30° bzw. 20°. Jedoch wird diese höchste Temperatur nur an Stellen erreicht, in denen das Meer ganz flach ist, und dürfte von den Meeresströmungen bzw. Ebbe und Flut nicht unerheblich abhängen.

Im Jahre 1570 bis 1573 öffnete sich östlich von Paläa Kaimeni ein Krater, schleuderte Asche, Steine aus und diese sowie die ausfliessende Lava bildeten schliesslich die Insel Mikra Kaimeni. Auch um Mikra Kaimeni ist die Meerestemperatur schon auf viele Meter Entfernung einige Zehntel Grad höher als normal. Fumarolentätigkeit zeigt dieser Krater nicht mehr, nur die Laven haben noch eine höhere Bodentemperatur als die mittlere von Thera, nämlich etwa 19°—20° statt 17°—18°. Stark erhöhte Meerestemperaturen treten da auf, wo Mikra Kaimeni an Nea Kaimeni grenzt, also auf der West- und Südwestseite. Das ist aber dem Einfluss der neuen Eruptionen, die Nea Kaimeni gebildet haben, zuzuschreiben. Der Nordteil der Insel, der Krater Megaloniscos, entstand 1707—1711, während das grösste Stück durch die Eruption von 1866 gebildet wurde. Über diese letzte Phase liegen eingehende wissenschaftliche Berichte von J. SCHMIDT, REISS und STÜBEL und FOUQUÉ vor. In dem Buche von J. SCHMIDT (Vulkanstudien, Leipzig 1874) ist neben ausführlichen Berichten und Zeichnungen auch eine sehr gute Karte der Kaimeniinseln mit Temperaturmessungen im Meer, nach Aufnahmen des Kommandanten und der Offiziere der österreichischen Korvette „Reka“ und Beobachtungen des Seeleutnants Hauser reproduziert. Die folgende Eruption von 1870 war heftig, hat aber nicht wesentlich das geographische Bild von 1868 verändert.

Auf der Karte (Tafel VII), in welcher die vom Verfasser April 1908 gemachten Beobachtungen zusammengestellt sind, sind in Klammern die Messungen von HAUSER Juni 1870 dazugesetzt. Man ersieht

daraus, dass die Stellen höherer Temperatur, die HAUSER beobachtet hat, auch jetzt noch nach 38 Jahren am selben Ort vorhanden sind. Doch hat die Intensität sich geändert; die Temperatur ist fast überall, mit Ausnahme des Georgioshafens, um einige Grade gesunken. Damit stimmt überein, dass die Fumarolen auf dem Krater selbst fast erloschen sind.

1866 war wie bei jeder vulkanischen Eruption stärkste Fumarolentätigkeit; der Schwefelwasserstoffgeruch war sogar auf den andern viele Kilometer entfernten kykladischen Inseln wahrnehmbar; Salzsäure, Kohlensäure, schweflige Säure, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff sind sicher von REISS und STÜBEL und von FOUQUÉ festgestellt worden<sup>1</sup>. Anfang 1870 beschränkte sich die Fumarolentätigkeit auf das Ausstossen von Wasserdampf, schweflicher Säure und Kohlensäure. 1870 und 1871 fanden erneute Eruptionen statt, und P. ZILLER, der 1872 Santorin besuchte, sah sehr starke Fumarolen am Georgskrater, die hauptsächlich Schwefelwasserstoff entwickelt haben sollen. Seitdem hat die Dampfungwicklung erheblich abgenommen. A. MAKOWSKY 1894 und A. PHILIPPSON 1896 sahen nur noch schwache Fumarolen von Wasserdampf und schweflicher Säure aus dem Krater emporsteigen. Im April 1908 machten sich die Fumarolen nur indirekt bei trübem Wetter dadurch bemerklich, dass sie Kondensationskerne zur Nebelbildung liefern. Auf dem Krater fand ich Schwefelkristalle, bei Durchstossen der ca. 30 cm starken Kruste strömten Wasserdampf und schweflige Säure aus, die Temperatur des Bodens in 30 cm betrug 70°—80°. Sonst war eine direkte stärkere Ausströmung nicht bemerklich. Der Vulkan befindet sich also in einer Phase der Ruhe; ob diese definitiv ist, lässt sich natürlich nicht übersehen. Vulkane wie der Popocatepetl haben seit 300 Jahren diese schwache Fumarolentätigkeit, bei der Schwefelwasserstoff und schweflige Säure und Wasserdampf entwickelt werden und die sich in dieser Zeit nur wenig verringert hat, und doch scheint dort trotz der anhaltenden Fumarolenausströmung die vulkanische Aktivität allmählich zu erlöschen. Wir wissen aber noch viel zu wenig über die Ursachen, die in den einzelnen geologischen Zeiträumen und in verschiedenen Gegenden die vulkanische Tätigkeit bedingen, um über das Schicksal von Thera eine Vermutung wagen zu können. Nur das ist nach der Verteilung der Meerestemperaturen und der unterseeischen Fumarolen

<sup>1</sup> Der Nachweis von Kohlenwasserstoffen war nicht sicher genug.

sowie der Höhenlage und der Verteilung der Laven nach wahrscheinlich, dass die schwächste<sup>1</sup> Stelle, wo die nächste Eruption wohl statthaben wird, jetzt zwischen Paläa Kaimeni und Nea Kaimeni auf der Westseite des Georgskrater liegt.

Die erhöhten Meerestemperaturen sind aber nicht, wie man annehmen könnte, durch die im Innern noch heissen Lavamassen bedingt; sondern stets da, wo erhöhte Temperatur ist, steigen Gasblasen auf; das Meerwasser gibt dort eine schwach saure Reaktion<sup>2</sup>, unterseeische Fumarolen strömen aus, deren Gase aber mit Ausnahme von Stickstoff und etwas Kohlensäure vom Meerwasser absorbiert werden. — Das Meer im Ringwall von Thera hat dieselbe Temperatur (15,3°) wie ausserhalb. Der Verfasser hatte das anders erwartet, er hatte geglaubt, dass die in geringer Tiefe noch flüssige Lava durch die bereits erstarrte Kruste hindurch das Meer im ganzen Ring von Santorin erheblich erwärmen würde. Jedoch zeigt die folgende, nachträglich angestellte Rechnung, dass, selbst wenn man annimmt, dass in 100 m Tiefe die Lava noch flüssig sei, das Meer nur um 0,2° innen wärmer wäre als aussen, was sich nicht sicher nachweisen lassen würde. Die tägliche Erneuerung der Wassermasse im Innern des Zirkus von Thera durch zweimalige Ebbe und Flut beträgt, einer (minimalen) Fluthöhe von von 25 cm entsprechend, etwa  $\frac{1}{300}$ ; hierbei ist von Zirkulation durch Wind, Strömungen etc. abgesehen. Die mittlere Meerestiefe ist mit 150 m nicht zu gross angesetzt. Die Wärmeleitfähigkeit andesitischer Lava<sup>3</sup> ist  $2,8 \cdot 10^{-3}$  (cm. gr. sec.). Wenn die Lava in 100 m noch flüssig wäre, also etwa 1000° hätte, so wäre der geothermische Gradient 0,05° p. cm.

Dies ergibt in 300 Tagen eine Erwärmung der Wassermasse auf 0,2° und das ist unter Berücksichtigung der oben erwähnten Strömung der dauernd konstant bleibende Temperaturüberschuss. —

<sup>1</sup> Die Stelle, an der ein Lavaausbruch stattfindet, ist stets die Stelle geringsten Widerstandes. Da die Lava gemäss ihrem spezifischen Gewicht einen erheblichen Druck ausübt, wird gerade bei weniger heftigen Eruptionen eine seitlich unten am Berg gelegene Stelle, wo die Kruste erstarrten Gesteines nicht sehr dick ist, der Lava einen besseren Ausweg verschaffen können, als der offene, am Gipfel gelegene Krater, da unten der ganze Druck der Lavasäule von oben her hinzukommt. Daher ist eine neue Eruption im Meer zwischen den Kaimeninseln zu erwarten.

<sup>2</sup> Meerwasser gibt im allgemeinen mit Lakmuspapier eine schwach alkalische Reaktion, wohl infolge der hydrolytischen Spaltung der Carbonate.

<sup>3</sup> Eclog. geol. helv. 10 p. 510, 1908.

Um ein Urteil zu haben, in welcher Tiefe etwa die Lava jetzt noch flüssig ist, müsste man in einem etwa 10 oder 20 m tiefen Bohrloch die Temperatur messen. Einige derartige Stellen hat die Natur in dem Lavablockmeer im Tal südlich vom Georgios geschaffen. Die Bodentemperatur der Kaimeniinseln ist etwa  $22^{\circ}$ , die von Thera der Lufttemperatur<sup>1</sup> entsprechend nur etwa  $17^{\circ}$ . Schon das deutet auf einen hohen Gradienten. In engen Spalten zwischen Lavablöcken im Tal in etwa 2 m Tiefe fand ich  $35^{\circ}$ ; ich schätze den Gradienten daher auf etwa  $5^{\circ}$ — $10^{\circ}$  p. m. Eine genauere Messung wäre natürlich sehr wünschenswert.

Man kann sich aber auch auf folgende Art durch Rechnung davon überzeugen, dass in geringer Tiefe die Lava noch flüssig sein muss. 1868 erfolgte der Ausbruch auf Nea Kaimeni, seitdem sind 40 Jahre verflossen. Setzen wir die Anfangstemperatur der Lava auf  $1000^{\circ}$ <sup>2</sup>, die Temperatur an der Oberfläche auf  $25^{\circ}$  an, so beträgt für diese Zeit angenähert, wenn wir zunächst die Oberfläche der Laven gross gegen die Tiefe, in der sie flüssig sind, annehmen,

$$\frac{d\vartheta}{dz} = \frac{1000}{\sqrt{\pi} \cdot a \sqrt{t}} \quad t = 40 \cdot 365 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60; \quad c = 0,25; \quad \rho = 2,7.$$

$$\alpha = 2,8 \cdot 10^{-3} \text{ bei } 20^{\circ}.$$

Dies ergibt

$$\frac{d\vartheta}{dz} = 0,2^{\circ} \text{ oder p. 1 m } 20^{\circ} \text{ C.}$$

oder eine Temperatur von  $1000^{\circ}$  schon in 50 m Tiefe. Diese Zahl von 50 m ist deshalb zu klein, weil die mittlere Wärmeleitfähigkeit  $\alpha$  zwischen  $1000^{\circ}$  und  $30^{\circ}$  vermutlich erheblich grösser ist, als die bei  $20^{\circ}$ . Die Wärmeleitfähigkeit der Silikate und Karbonate nimmt zunächst bis etwa  $200^{\circ}$  schwach ab, fängt dann an langsam anzusteigen und nimmt schliesslich von  $800^{\circ}$ — $1000^{\circ}$  ab sehr rasch zu. Nach dem Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit in Zusammenhang mit dem Wiedemann-Franz'schen Gesetz möchte ich  $\alpha$  ( $1000^{\circ}$ — $20^{\circ}$  Mittel) auf etwa  $1 \cdot 10^{-2}$  schätzen<sup>3</sup>, so dass die Tiefe, bis zu

<sup>1</sup> Die mittlere Lufttemperatur ist nach E. VASSILIU (HILLER VON GAERTRINGEN l. c. p. 121) gleich  $16,5^{\circ}$ .

<sup>2</sup> Die Temperatur ausströmender Laven liegt zwischen  $900^{\circ}$  und  $1500^{\circ}$ ; die Kontakte zeigen, dass die Laven von Thera alle ziemlich niedere Temperatur hatten.

<sup>3</sup> Wie die Änderung von  $\alpha$  mit der Temperatur sicher gemessen werden könnte, ist Ann. der Physik **23** p. 655, 1907, dargelegt und zwischen  $10^{\circ}$  und  $100^{\circ}$  durchgeführt worden. Leider fehlen mir die Mittel, um diese Messung bis zu höheren Temperaturen zu führen. Für die ganze Frage der Temperatur-

welcher jetzt die Lava erstarrt ist, etwa 150 m unter der Oberfläche betragen dürfte. Dies würde mit der nicht wahrnehmbaren Änderung der Meerestemperatur und andererseits mit der raschen Temperaturzunahme in der Lava der Kaimeniinseln wie erörtert ganz gut stimmen.

Besondere Beachtung verdienen noch die warmen alkalischen Quellen auf der Innenseite des Ringwalls von Thera an der Meeresküste bei Plaka und Thermia; sie steigen an der Grenze zwischen Phyllit und Andesit auf. Diese Quellen hatten früher eine Temperatur von 33° bzw. 35° (FOUQUÉ-PÈGUES). Jetzt (April 1908) war die warme Quelle von Plaka nur sehr schwach fließend, sie hatte etwa 24°. Zwei Tage vorher war allerdings infolge stärkerer Flut das kleine Badebassin, in das sie mündet, mit Meerwasser überschwemmt worden. Die heisse Quelle von Thermia besitzt jetzt auch nur etwa 25°. Sie soll früher so heiss gewesen sein, dass man Eier darin „kochen“ konnte. PÈGUES mass 1842 35°. Vermutlich war die Quelle 1868 bedeutend wärmer. Besonderes Interesse bietet die Quelle aus folgendem Grund: Mit dieser Quelle steht ein Erzgang in Zusammenhang, dessen Ausgehendes Chrysokollkrusten sind. Man kann da wie bei allen derartigen Thermen (die berühmtesten sind wohl Sulphur Banks und Steamboat Springs), die auf Erzgängen verlaufen, entweder annehmen, dass die Quelle längs früher entstandener Erzgänge empordringt und etwas von dem Erz löst, oder dass wir hier sehen, wie jetzt noch primär ein Erzgang entsteht. Wir wollen a. a. O. diskutieren, welche Auffassung wohl für Thermia zutrifft.

## II. Über Erlöschen und Erwachen vulkanischer Tätigkeit und die Möglichkeit einer Voraussage vulkanischer Eruptionen.

Wie nach einer starken Eruption, bei der erhebliche Lavamassen zu Tage gefördert werden, die Fumarolentätigkeit sich zeitlich und örtlich gliedert, hat SAINTE CLAIRE DEVILLE festgestellt, nachdem BUNSEN durch seine umfassenden Untersuchungen auf Island die Anregung dazu gegeben hatte. Die Gesetze von SAINTE CLAIRE DEVILLE sind durch alle späteren Forscher, FOUQUÉ, REISS

zunahme nach dem Erdinnern wäre eine solche Messung grundlegend; sie würde am besten an einem feinkörnigen, Erhitzung vertragenden Granit vorgenommen werden.

und STÜBEL, SILVESTRI, SCACCHI, LACROIX u. a., bestätigt worden. Über die Grössenordnung der Zeiträume, die hierbei in Betracht kommen, findet man jedoch keine Angaben. Im folgenden ist versucht worden, auf Grund der einschlägigen Literatur<sup>1</sup> und eigener Beobachtungen ganz kurz hierüber sowie über die parallel gehende Änderung geothermischer Tiefenstufe einige Schätzungen zu geben.

Bei Ausfluss grosser, recht heisser Lavamassen treten zuerst am stärksten wasserfreie Alkalichloride und einige Metallchloride, die „trocknen Fumarolen“ von SAINTE CLAIRE DEVILLE, auf. Diese erlöschen sehr bald, nach 1—3 Jahren (Vesuv, Ätna, Santorin). Ihnen entspricht am Ort eine geothermische Tiefenstufe von ca. 0,5 cm p. 1°. Es gibt jedoch viele Eruptionen, bei denen diese erste Gruppe völlig fehlt, wenn geringere Mengen oder nicht sehr heisse Lava ausgeflossen ist. Dagegen sind die „sauren Fumarolen“, die Eisenchlorid, Salmiak, Salzsäure etc. produzieren, fast mit jeder kleinen Eruption oder Explosion verknüpft, wie am Stromboli<sup>2</sup>, wo seit langem kein grosser Ausbruch stattgefunden hat und nur kleine Explosionen in kurzen Intervallen stattfinden, zu sehen ist.

Die Abgabe von Salmiak, Eisenchlorid etc. dürfte, wenn keine Explosionen mehr statthaben, wie die Erfahrungen am Ätna, Vesuv, Santorin etc. zeigten, in etwa 1—10 Jahren, je nach der Menge der geförderten Laven aufhören; in zeitlichem Zusammenhang damit steht das Auftreten von gasförmiger Salzsäure und Wasserstoff in den äusseren Fumarolen. Die Tiefenstufe in dieser Zeit beträgt rein lokal etwa 1 cm p. 1°. Schon viel länger dauert die Exhalation von schwefeliger Säure und Schwefelwasserstoff, die auch der zweiten Gruppe von SAINTE CLAIRE DEVILLE angehören. Am Pico de Orizaba, der 1545—1565 zum letztenmal tätig war, sah ich 1906 noch ganz schwache Schwefelfumarolen. Der Popocatepetl, dessen letzter Ausbruch am Ende des 17. Jahrhunderts stattfand, rauchte im Kraterboden 1906 stark und zeigte an vielen Stellen grössere Schwefelabsätze<sup>3</sup>. Auf Santorin dagegen waren 1908, also

<sup>1</sup> Die genauen Literaturangaben sowie die Beobachtungen, die der Verfasser auf Lipari, Vulcano, Stromboli, am Ätna, Pico de Orizaba, Popocatepetl etc. angestellt hat, sowie die von W. J. MÜLLER und ihm vorgenommenen Analysen der Fumarolenprodukte sollen später ausführlich mitgeteilt werden.

<sup>2</sup> Die seit 1792 (Spallanzani) fortdauernde Produktion von Salmiak an dem vegetationslosen Hang des Sciarra des Stromboli spricht in diesem Fall gegen organischen Ursprung desselben.

Selen konnten W. J. MÜLLER und ich in diesen Absätzen nicht nachweisen; etwa 0,2 % hätten wir noch finden können.

37 Jahre nach der letzten Eruption, nur noch äusserst schwache Schwefelfumarolen sichtbar. Im allgemeinen darf man wohl sagen, dass etwa 50—1000 Jahre<sup>1</sup>, je nach der Grösse des vulkanischen Areals, nach einer Lavaeruption der Absatz von Schwefel, d. h. das gleichzeitige Aufsteigen von schwefliger Säure und Schwefelwasserstoff aufhört. Dieser Zeit entspricht eine schon auf ein grösseres Areal sich ausdehnende Tiefenstufe von 2 cm bis 1 m pro 1°. Viel länger hält Produktion von freiem Schwefelwasserstoff allein an; das folgt aus den Beobachtungen zahlreicher Quellen, die Schwefelwasserstoff enthalten. Am leichtesten zu datieren ist dies wohl für die Katakekaumene (vgl. oben). Wir können sagen, dass sicher noch 3000 Jahre nach der letzten Eruption von Laven oder Asche freier<sup>2</sup> Schwefelwasserstoff austreten kann. Ich möchte die äusserste Grenze bei entsprechenden Lavamengen auf etwa 20 000 Jahre schätzen. Die zugehörige Tiefenstufe schätze ich auf 1—10 m pro 1° C., die sich auf einige Quadratkilometer ausdehnen kann. Der letzten Phase abkühlender Lava gehört die Entwicklung von Kohlensäure, Borsäure etc. mit Wasserdampf an, die mit Tiefenstufen von 10—15 m auf viele Quadratkilometer verbunden ist. Die Zeiträume, während welcher dieser Zustand andauern kann, sind schon mit den kürzesten geologischen Perioden vergleichbar. Die letzten Eruptionen an Orten, die jetzt noch Kohlensäure liefern, fallen zum Teil in die jüngste Tertiärzeit; es sind Zeiträume, die man wohl auf 50 000—500 000 Jahre schätzen kann.

Schliesslich bleibt die Nachwirkung der vulkanischen Ausbrüche nur noch in der Tiefenstufe bestehen. In vulkanischen Gegenden, deren Eruptionszeit in das jüngere Miocän oder in das Pliocän fällt, sind Tiefenstufen von 20—25 m p. 1° vorhanden, die sich dann auf grosse, viele 100 qkm umfassende Areale erstrecken.

Das Abklingen der Wirkungen einer vulkanischen Eruption ist also recht allmählich; gilt dasselbe etwa auch für das Einsetzen eines vulkanischen Ausbruches? Dieser Frage, die theoretisch wie praktisch von grosser Bedeutung ist, hat man bisher wenig Aufmerksamkeit gewidmet.

Wir wissen, dass in vielen Fällen grössere Ausbrüche sich mehr oder minder lange vorher selbst dem ganz ungeübten Auge

<sup>1</sup> Die letzte Eruption in Sierra di San Andres (Mexico) bei Cerro de las humaredas möchte ich auch nicht viel länger als 1000 Jahre schätzen.

<sup>2</sup> Warme Quellen, die schwefelsaure oder auch Schwefelwasserstoffsalze führen, brauchen, wie längst festgestellt, nicht vulkanischen Ursprungs zu sein.

anzeigten. Es sei hier nur an das Schmelzen des Schnees vor Eruptionen am Cotopaxi und in Island, an das Vertrocknen des Grases am Vulkan St. Maria in Guatemala, an die Temperaturzunahme von Quellen und von der Solfatara in Pozzuoli vor Eruptionen des Vesuv, an das Steigen und Fallen der Lava in dem Lavasee des Killeauea, an die Hebungen des Kraterbodens am Vesuv, an das Aufsteigen von Rauchwolken und Bildung neuer Fumarolen vor dem Ausbruch des Monte Pelé und der Soufrière von St. Vincent erinnert. Sehr häufig treten als Vorgänger einer Eruption mikroseismische Bewegungen auf.

Man kann also mit grosser Wahrscheinlichkeit schliessen, dass schon lange vor einer Eruption die Lava zu steigen beginnt, und dass gleichzeitig damit die Geoisothermen sich langsam heben. Fraglich ist nur, ob die Temperaturerhöhung sich rascher durch das Gestein fortpflanzt als die Lava in den Kaminen und Spalten emporsteigt und zum Ausfluss kommt. Dass in vielen Fällen zuerst die Temperaturerhöhung bemerkbar wird, darüber lassen die oben erwähnten Beobachtungen keinen Zweifel. Wenn derartige Veränderungen an der Oberfläche zu sehen sind, so hat sich die geothermische Tiefenstufe, wie sich beweisen lässt, bis auf einen kleinen Bruchteil ihres ursprünglichen Wertes verringert. Deshalb ist es sehr wahrscheinlich, dass auch, wenn an der Oberfläche keine Anzeichen eines Ausbruchs wahrgenommen wurden, die geothermische Tiefenstufe in diesen Fällen gleichwohl um einige Prozente kleiner geworden ist. Diese Temperaturerhöhung und die begleitende Auströmung geringer Mengen  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  etc. sind es vermutlich, welche die Unruhe der Tiere vor der Eruption und vielleicht auch vor den vulkanischen Erdbeben bedingen. Dies liesse sich aber ohne Schwierigkeit und ohne grosse Kosten nachweisen, und man könnte durch Beobachtungen, die selbstregistrierend zu geschehen hätten, Material sammeln, das erlauben würde, vulkanische Eruptionen vorauszusagen. Die Kosten der Anlage und Kontrollierung einer thermographischen Station an Vulkanen wären etwa auf 2000 bis 4000 Mark zu schätzen und ihr praktischer Nutzen könnte unter Umständen recht erheblich sein. Wenn man bedenkt, welche Summen die Regierungen der meisten Länder für seismographische Stationen ausgegeben haben, um nicht gegen andere zurückzubleiben, so sollte man meinen, dass auch für einige thermische Messungen, die zwar theoretisch weniger interessant, aber praktisch bedeutungsvoller sein dürften, Geld bewilligt werden könnte. Der Verfasser

hat bereits einmal darauf hingewiesen<sup>1</sup> und gedenkt das noch des öfteren zu tun, bis einmal ein derartiger Versuch angestellt wird.

Es wäre etwa folgende Vorrichtung geeignet:

Ein enges, gut abgeschlossenes Bohrloch von 30 m wird mit dünnem Stahlrohr<sup>2</sup> oder eventuell dickerem Ton- oder Zementrohr verrohrt. In das Bohrloch kann entweder ein Thermometer mit entsprechenden Kontakten oder ein Metallthermometer oder ein Widerstandsthermometer versenkt werden. Thermoelemente sind nicht zu empfehlen, da für dauernde Registrierung genügendes Konstanthalten der Temperatur an der andern Lötstelle praktisch unmöglich ist. Mir scheint ein Widerstandsthermometer am geeignetsten, das entweder als Registrierinstrument oder auch nur als Alarminstrument bei Temperaturschwankungen ausgebildet werden kann. In 30 m Tiefe kann eine Temperaturänderung von 0,05° nur durch Änderung der Tiefenstufe zustande kommen; und man könnte also auf diese Art eine Änderung der Tiefenstufe um 2—4 ‰ leicht ablesen oder registrieren lassen. Falls ein Bohrloch bis 40 m gebohrt würde, könnte die Änderung auf etwa 1 ‰ genau festgestellt werden. Die Zeichnungen für ein derartiges Instrument sollen hier nicht gegeben werden, da das zu viel Raum beanspruchen würde; der Verfasser ist aber gerne bereit, sie an Interessenten mitzuteilen.

Auch für die Voraussagung von Erdbeben, die nicht rein tektonischen Ursprungs sind — und es gehören zu den vulkanischen Beben vielleicht weit mehr, als man jetzt annimmt —, wäre eine solche thermographische Station von Nutzen.

<sup>1</sup> Comptes rendu du Congrès geol. intern., Mexico 1907, p. 1145.

<sup>2</sup> Das Rohr muss, um unnötige Wärmeleitung zu vermeiden, dünn sein, falls aus Metall, und darf wegen der stark angreifenden Fumarolendämpfe, die auch weit vom Krater den Boden durchtränken, nicht leicht rosten.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau](#)

Jahr/Year: 1911

Band/Volume: [18](#)

Autor(en)/Author(s): Koenigsberger Johann G.

Artikel/Article: [Studien an Vulkanen. 43-56](#)