Der geologische Bau des Mosenberges bei Manderscheid.

Von **Wilhelm Ahrens**, Berlin.

Mit einer Karte.

Der Mosenberg bildet mit seinen vier Kratern den mächtigsten Vulkan der Eifel. Er ist sehr gut erhalten, und da sein Aufbau verhältnismäßig leicht zu überblicken ist, stellt er ein sehr geeignetes Studienobjekt der verschiedensten vulkanischen Erscheinungen dar. Er ist deshalb, vor allem in der älteren Literatur, schon öfter beschrieben worden [1]), aber meist nur sehr kurz.

I. Allgemeine geologische Lage des Mosenberges.

Der Mosenberg liegt auf der Hochfläche zwischen Kleiner Kyll und Salm, gleich westlich des erstgenannten Baches zwischen Manderscheid und Bettenfeld. Der Untergrund wird von den unterdevonischen Siegener Schichten gebildet, die gleich jenseits des westlichen Randes der beigegebenen Kartenskizze von Buntsandstein transgressiv überlagert werden. Die devonischen Grauwacken und Schiefer sind oft stark verlehmt, vor allem gegen das flache Wiesental östlich Bettenfeld hin.

Die morphologischen Verhältnisse waren zur Zeit des Ausbruchs des Vulkans von den heutigen nicht wesentlich verschieden. Die Kleine Kyll war schon damals fast bis zu ihrer heutigen Tiefe in die Devonschichten eingeschnitten, und von den Nebentälern waren das Ellbachtal im Norden

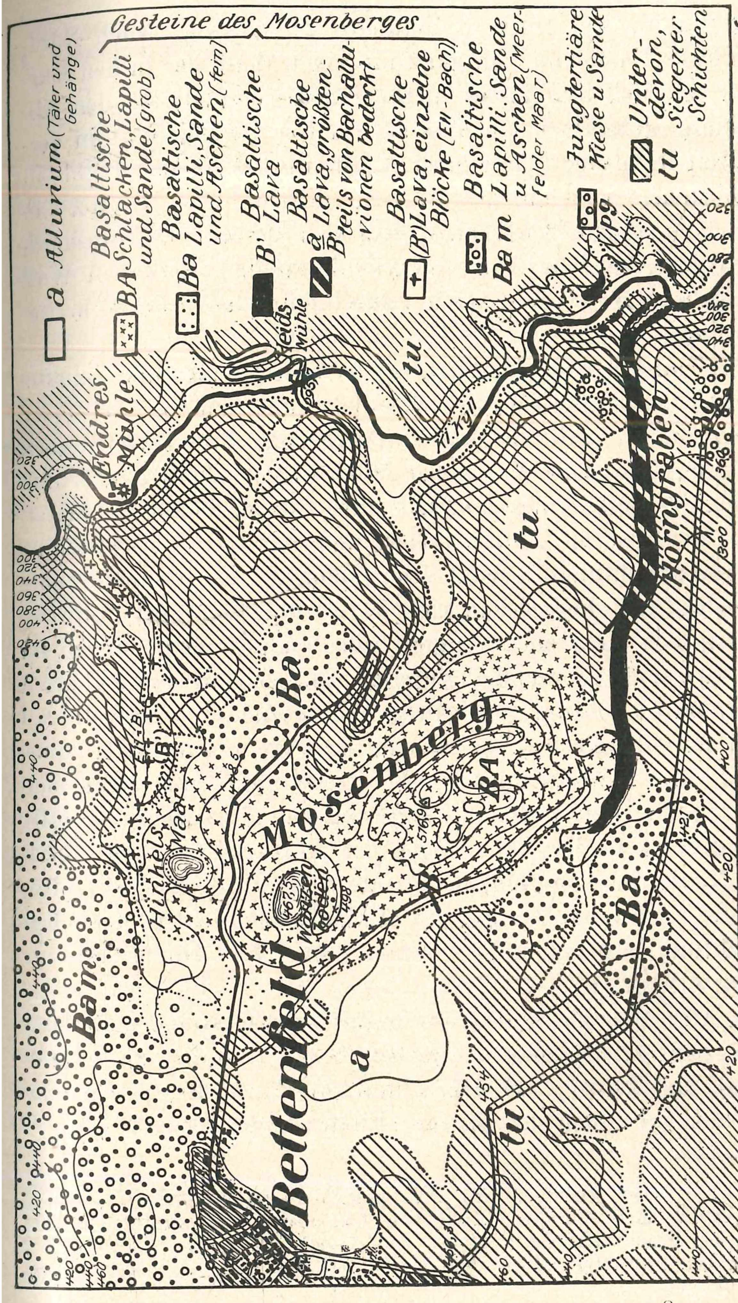
---

1) Mitscherlich, Ueber die vulkanischen Erscheinungen in der Eifel. Abh. phys. Kl. Ak. Wiss. Berlin 1865, S. 47. Mit Karte 1 : 25 000. — Grebe, Neuere Beobachtungen über vulkanische Erscheinungen am Mosenberg bei Manderscheid, bei Birresborn und in der Gegend von Bertrich. Jahrb. Pr. Geol. Landesanstalt 1885, S. 165—178. — v. Dechen, Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. 2. Aufl. Bonn 1886, vor allem S. 204—217.

und der Horngraben im Süden, sowie der Unterlauf des zwischen beiden liegenden Johannistales sicher schon vorhanden, da sie zum Teil von den vulkanischen Gesteinen erfüllt werden. Auch die breite Einmuldung östlich und südöstlich Bettenfeld muß schon damals existiert haben; zweifelhaft bleibt nur, durch welches der eben genannten Täler eine Verbindung mit der Kleinen Kyll bestand, denn der oberste Teil des Johannistales und die etwa nordnordwestlich gerichtete Verbindung des Horngrabens mit dieser Einmuldung sind in ihrer jetzigen Form sicher jüngerer Entstehung, da sich der Mosenberg wie ein breiter Keil dazwischen schiebt. Die Hochfläche, auf der der Ausbruch stattfand, hat also, wie ein Vergleich der Höhenkurven ergibt, damals rund 150 m über dem Talboden der Kleinen Kyll gelegen. Die alten, vorläufig wohl am besten ins Pliozän gestellten Schotter liegen etwas tiefer. Sie sind in den kleinen, im Bereich der beigegebenen Karte liegenden Partien nicht aufgeschlossen; gut zu beobachten sind sie auf der anderen Seite der Kleinen Kyll unmittelbar am Westausgang von Manderscheid.

Ob das etwa $2^1/_2$ km nordwestlich gelegene Meerfelder Maar zur Zeit des Ausbruchs des Mosenberges schon bestand, ist nicht nachzuweisen. Die morphologischen Verhältnisse — auch das Meerfelder Maar entstand erst, als die Täler schon ungefähr soweit wie heute eingeschnitten waren — ergeben nur, daß keine großen Altersunterschiede bestehen können. Die Tuffablagerungen beider Bildungen treten zwar in unmittelbare Berührung, doch fehlen in dem in Frage kommenden Gebiet die Aufschlüsse. Aus den zur Zeit möglichen Beobachtungen scheint aber hervorzugehen, daß die durch nicht seltene Olivinbomben gut charakterisierten Tuffe des Meerfelder Maares die Sande und Aschen des Mosenberges überlagern. Weiter unten wird auf diese Frage noch ausführlicher eingegangen.

Wie ein Blick auf die Karte, besser noch die umfassende Rundsicht vom Gipfel des Mosenberges zeigt, wird der Vulkan von vier Kratern aufgebaut. Der südlichste, verhältnismäßig tief liegende, ist nach Süden offen. Auch der folgende Krater



Geologische Karte der Umgebung des Mosenberges. Maßstab 1 : 25 000.

ist nur an drei Seiten vollständig geschlossen. Nach Nordnordwest bildet nur ein ganz niedriger Wall, der in den Kurven des Meßtischblattes nicht einmal heraustritt, den Abschluß. Jenseits einer ziemlich breiten Talung folgt in derselben Richtung weiter nach Nordnordwest zu der prachtvoll erhaltene, ringsum geschlossene Krater des Wanzenbodens oder Windsborns, dem sich 300 m nach Nordnordost das ebenfalls von einem vollständig erhaltenen Wall umgebene Hinkelsmaar anschließt, das rund 35 m tiefer liegt.

Die drei südlichen Krater liegen also auf einer schnurgeraden, etwa NNW. gerichteten Linie, und es ist sicher kein Zufall, daß in der Verlängerung dieser Linie nach Norden das große Meerfelder Maar liegt. Diese Kraterlinie verläuft annähernd senkrecht zum Streichen der Schichten des devonischen Untergrundes und entspricht der Hauptzerrungsrichtung in dem alten Gebirge. Es ist nicht notwendig, daß diese Linie eine Verwerfung darstellt, an der dann auch mehr oder weniger bedeutende Verschiebungen im Untergrund stattgefunden haben müssen; es braucht sich nur um eine Linie geringsten Widerstandes zu handeln, an der die vulkanischen Massen am leichtesten aufdringen konnten. Die Entscheidung dieser Frage kann nur durch eine Kartierung der weiteren Umgebung des Mosenberges gefällt werden, da in der Nähe wegen der starken Bedeckung durch die Tuffe die Lagerungsverhältnisse des Untergrundes völlig verschleiert sind. Warum das Hinkelsmaar nicht in derselben Richtung liegt, entzieht sich aus ähnlichen Gründen unserer Beurteilung.

Der Mosenberg hat nur basaltische Gesteine gefördert, und zwar Lockermassen (Aschen, Sande, Lapilli und Schlakken) und Lava. Auf der schwarzen Farbe dieser Gesteine beruht vor allem der düstere Eindruck des Berges [1]).

---

1) Leider scheint es der Forstverwaltung zu gelingen, den ganzen Mosenberg, nicht nur den Abhang zum Johannistal hin, aufzuforsten. Dies ist vom Standpunkt des Geologen und Naturfreundes aus bei einem Berg wie dem Mosenberg außerordentlich zu bedauern. Es ist, um ein Wort

II. Der geologische Bau des Mosenberges im einzelnen.

1. Das Hinkelsmaar.

Das Hinkelsmaar, der nördlichste Krater, war nach den Angaben von Dechens bis 1840 mit Wasser gefüllt, das damals durch einen kleinen Stollen in die Schlackenwände geleitet und dort zum Versickern gebracht wurde, weil man den Torf, der sich am Grunde des kleinen Kratersees gebildet hatte, abbauen wollte. Die besten Aufschlüsse befinden sich an der Nordwand der Innenseite. Hier stehen bis 6 m hohe Felsen an. Sie sind aus festverschweißten Bomben und Schlacken aufgebaut, zwischen die sich größere Lavafetzen einschalten, die über 1 m Durchmesser erreichen. Dadurch tritt eine leidliche Schichtung der ganzen Ablagerung heraus, die im einzelnen etwas unregelmäßig, im ganzen aber flach nach außen fallend gerichtet ist [2]).

Vergegenwärtigt man sich den Aufbau eines Tuff- oder Stratovulkans, so ist der Schichtenbau im ganzen periklinal, d. h. die Aschen oder die von Lava- und Schlackenmassen durchsetzten Tuffe fallen am äußeren Abhang auf allen Seiten nach außen ab. Im Innern eines derartigen Vulkans fallen die Schichten dagegen nach innen, der Achse des Eruptionsschlotes zu. Hier sind die Böschungs- und die Neigungswinkel der Schichten wesentlich steiler als auf der Außenseite, außerdem findet sich das Einfallen nach innen zu nur in einem verhältnismäßig kleinen Raum. Diese steil gelagerten. nach innen fallenden Schichten stürzen daher sehr leicht in den Krater ab und verschwinden bei fortschreitender Abtragung des Vulkans sehr rasch. In diesem Zustand liegt uns jetzt das Hinkelsmaar vor: das, was wir an der Nordwand beobachten, ist nicht mehr der eigentliche innere Kraterrand, sondern ist seines Fallens wegen schon der Außenumwallung zuzurechnen.

Goethes zu gebrauchen, das er zu dem Plan einer Aufforstung der Jenaer Muschelkalkberge gesagt haben soll, tatsächlich dasselbe, wie wenn man der Venus von Milo Kleider anzöge.

2) Von einer Einzeichnung von Streich- und Fallzeichen in die Karte wurde der leichteren Lesbarkeit wegen abgesehen.

Auf Einzelheiten kann nur kurz eingegangen werden. Die Lava ist meistens nur sehr schwach porös, oft geradezu kompakt mit wenigen und kleinen Einsprenglingen von Olivin und Augit. Unter dem Mikroskop erweist sie sich als außerordentlich leuzitreich, sodaß das Gestein als Nephelin führender Leuzitbasalt zu bezeichnen ist.

Unter den Bomben finden sich manche von schön gedrehter Form; sie erhielten ihre Gestalt dadurch, daß sie in weichem Zustand ausgeworfen und in der Luft gedreht wurden.

An der Außenumwallung des Kraters fehlen leider Aufschlüsse. An den Wegeinschnitten an der Nordseite sieht man verhältnismäßig viel feinkörniges Material, daneben aber auch größere Schlackenmassen und vereinzelte Lavablöcke, die ähnlichen kleinen Lavafetzen angehören dürften, wie sie an der Innenseite aufgeschlossen sind.

2. Der Wanzenboden (Windsborn).

An der Südseite der zwischen Hinkelsmaar und Wanzenboden hindurchführenden Straße Manderscheid—Bettenfeld liegen einige zum Teil sehr gute Aufschlüsse mit Höhen von etwa 10 m. Man beobachtet hier gut geschichtete, grobe und feine Lapilli sowie Schlacken, die nicht selten 30 cm Durchmesser erreichen. Die größeren Bomben tragen vielfach die typische „Brotkrustenrinde", die dadurch entstand, daß bei schon erstarrter Oberfläche das Innere sich aufblähte, weil aus dem Schmelzfluß noch größere Gasmengen frei wurden. Auch gedrehte Formen sind gelegentlich zu beobachten. Nicht selten findet man ferner Brocken des beim Ausbruch durchschlagenen Untergrundes, vornehmlich devonische Schiefer und Grauwacken, sowie vereinzelt weiße Sandsteine, die wahrscheinlich dem Buntsandstein angehören. Hierdurch würde dargetan, daß an der Ausbruchstelle noch Buntsandstein anstand. Die Schichten fallen kräftig, teilweise mit etwa 30°, nach Nordosten ein. Daraus läßt sich ohne weiteres erkennen, daß sie nicht mehr zum Südwall des Hinkelsmaares, sondern schon zum Nordwall des nächsten Kraters,

des Wanzenbodens, gehören. Da der Wanzenboden wesentlich höher gelegen ist, als das vorgelagerte Hinkelsmaar, liegt auch die Sohle dieser Aufschlüsse schon höher, als die höchsten Teile von dessen Nordumwallung. Anscheinend schiebt sich von Osten her das Devon unter geringer Tuffbedeckung zwischen die beiden Krater ein. Da die diesbezüglichen Aufschlüsse aber sehr schlecht sind, kann eine sichere Entscheidung nicht getroffen werden.

Der Wanzenboden hat einen ringsum geschlossenen Kraterwall. Auch hier hat man früher das Wasser des Kratersees in den Schlacken zum Versickern gebracht und nach Dechen $7^1/_2$ m Torf gewonnen. Der Ringwall fällt 20 bis 30 m tief, meistens sehr steil zum Boden des Kraters ab. Der Schichtenaufbau ist an vielen Stellen sehr gut zu beobachten, z. B. an der Felsreihe an der Nordwestseite der Umwallung, und vor allem in der Umgebung des Punktes 498, wo das große Holzkreuz steht, von dem aus man einen prachtvollen Ueberblick über den mittleren Teil des Mosenbergvulkans hat.

Die Schichten bestehen wieder aus festverschweißten Schlacken und Lapilli, die im Nordwesten vielfach fast ungeschichtet erscheinen. An der Südumwallung finden sich auch häufiger kleine Lavafetzen, die meistens nur $^3/_4$ m lang und 10 bis 15 cm dick sind. Es handelt sich hier wahrscheinlich um Auswurfsmassen, die noch so weich ausgeschleudert wurden, daß sie nach dem Aufschlagen auseinanderfließen konnten. Wie schon erwähnt, ist die Verschweißung der Auswurfsmassen überall sehr stark, und vor allem dieser Tatsache ist die prachtvolle Erhaltung des Ringwalles zu verdanken. Ein Einfallen der Schichten ist nicht überall, aber doch an sehr vielen Stellen zu beobachten. Es ist stets nach außen gerichtet, der eigentliche innere Kraterwall ist also auch beim Wanzenboden nicht mehr erhalten. Nach Süden zu ist der Ringwall des Wanzenbodens vollkommen selbständig, er tritt mit den Schlacken des südlichen Hauptvulkans nur in Berührung, er ist vorgelagert, ohne mehr als nur den nördlichen Fuß desselben zu bedecken.

3. Die beiden südlichen Krater.

Der südliche Hauptvulkan, der an seiner Ostseite mit 516,9 gipfelt, hat zwei Krater, die aber wesentlich enger zusammengehören, als Hinkelsmaar und Wanzenboden. Sie sind durch einen aus Schlacken bestehenden Wall getrennt, dessen Aufbau nicht aufgeschlossen ist. Alle Formen sind hier wesentlich verwaschener als bei den nördlichen Kratern und die Aufschlüsse an der Innenseite nicht so durchgehend, sodaß hier für den Aufbau im einzelnen nicht so exakte Beobachtungen möglich sind, wie beim Hinkelsmaar und Wanzenboden.

Der nördliche Krater, dessen Boden etwas höher liegt als der südliche, ist nach Norden nur durch einen ganz niedrigen Wall abgeschlossen. Aufschlüsse in den Schlacken sind spärlich. Die nordwestlich des Gipfels liegenden, meistens etwa 4—5 m hohen Felsen bestehen aus oft sehr groben Schweißschlacken mit seltenen Lavafetzen. Es ist hier vielfach ein schwaches Einfallen nach Nordwesten, also zum Krater hin, festzustellen; doch ist bei den wenigen Aufschlüssen nicht zu ermitteln, ob dieser Tatsache irgendwelche Bedeutung zukommt. Auch an der Westseite der Umwallung finden sich nur wenige Aufschlüsse, ebenfalls Schweißschlakken mit Lavafetzen; hier ist gelegentlich ein Einfallen nach der Außenseite hin zu beobachten.

Der südlichste Krater hat zunächst oben einen breiten, ebenen Kraterboden, der nach etwa 200 m in einer kleinen Stufe nach Süden abbricht. Nach Süden zu schließt sich an diese Geländekante ein tieferer Einschnitt an, der dadurch noch schärfer hervortritt, daß er an seiner Westseite von einem nach Süden vorspringenden spornartigen Fortsatz des Mosenberges begrenzt wird, von dem weiter unten noch zu sprechen sein wird. Der Aufbau der Innenseite des Kraterwalls ist auch hier sehr schlecht aufgeschlossen. Die Felsenreihe an der Ostseite besteht aus Schweißschlacken mit meistens recht seltenen Lavafetzen. Streichen und Fallen der Schichten ist im allgemeinen nicht mit Sicherheit zu er-

kennen. An der Westseite sind die Aufschlüsse noch schlechter.

An der Außenumwallung sind an der Ostseite bei der dichten Bewaldung kaum irgendwelche Beobachtungen möglich, nur ziemlich oben in der Nähe des Gipfels liegen vielfach einzelne größere Bomben von 30 bis 40 cm Durchmesser. Etwas besser ist es an der Westseite. Im Norden sind an kleinen Wegeinschnitten auf halber Höhe am Abhang grobe Lapilli und kleine zackige Schlacken bis etwa 10 cm zu beobachten. Im Süden finden sich etwa 400 m südlich vom Gipfel mehrere Gruben, die einen guten Einblick in den Aufbau des Außenrandes gestatten. Es treten ± geschichtete, tiefschwarze Lapilli auf, mit wenigen größeren Schlacken durchsetzt, die meistens nur 5 bis 10 cm Durchmesser haben, während die größten rund 30 cm erreichen. Nur selten finden sich Bomben bis ¾ m Durchmesser. Das Einfallen ist bald mehr, bald weniger ausgeprägt, dem Abhang parallel. Lavafetzen fehlen in den Gruben, wie auch anscheinend an den Wegeinschnitten im Norden völlig. Wir haben also auch hier am Außenrand vorwiegend feinkörniges, lockeres Material.

Einige besonders interessante Beobachtungen sind an dem unteren Weg an der Westseite unmittelbar neben dem Wiesental zu machen. Im nordwestlichen Teil tritt fast genau westlich vom Gipfel (516, 9) ein etwa ONO streichender und annähernd senkrecht stehender Basaltlavagang in größeren Felsen auf (s. Karte auf S. 113). Seine Mächtigkeit schwankt stark; sie beträgt an der Ostseite des Weges etwa 1 m. Nach oben keilt hier die Lava aus, so daß sie weiter oberhalb an dem Bergabhang schon nicht mehr heraustritt. Sie reicht bis in das Wiesental hinein, wo noch einzelne Felsen anstehen. Die Schlacken und Lapilli sind an beiden Seiten fest mit der Lava verschweißt. Hieraus folgt, daß das Ganggestein in die schon abgelagerten Schlacken hineingedrungen, also jünger als die Aufschüttung des lockeren Materials ist. Es handelt sich um einen der an tätigen Vulkanen oft zu beobachtenden „radialen“ Lava-

gänge. Das Gestein ist ziemlich porös und enthält reichlich kleine Augit- und Olivineinsprenglinge. Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß der Leuzit recht spärlich ist.

Südsüdöstlich von diesem Gang findet sich eine konkordant in die Schlacken eingelagerte Lavabank von einer Mächtigkeit bis zu 2 m. Sie fällt dem Abhang parallel ziemlich kräftig ein und ist etwa 100 m weit zu verfolgen. Die Aufschlüsse sind leider nicht so gut, daß es ohne weiteres ersichtlich wäre, ob es sich um eine nachträglich eingedrungene Lavamasse handelt oder um einen Miniaturstrom, der sich auf Schlacken absetzte und nachher von einem jüngeren Ausbruch bedeckt wurde. Das Gestein ist sehr fein und dicht, enthält seltene kleine Einsprenglinge, vor allem von Olivin und erweist sich unter dem Mikroskop wieder als recht leuzitreich (Nephelin führender Leuzitbasalt).

Bemerkenswert ist, daß gleich südlich davon das Devon im Wege ansteht (s. Karte). Da nach Süden zu gleich wieder Schlacken folgen, muß es sich um eine kleine, rückenartige Erhebung handeln. Ob ihr irgendwelche besondere Bedeutung in dem Aufbau des Vulkans zukommt — sie liegt genau in der Fortsetzung des Trennungswalles der beiden südlichen Krater — läßt sich zur Zeit nicht beurteilen.

4. Die Lavaströme.

Der Ursprung des einzigen, oder wenigstens des allein deutlich erkennbaren Lavastromes des Mosenberges ist der südliche Krater. Die Lava läßt sich durch den Horngraben reichlich 1½ km weit bis zu dessen Einmündung in die Kleine Kyll verfolgen.

An der Südwestecke des Mosenberges treten an der Südseite des schon erwähnten „Sporns“ von der auf der Karte bezeichneten Stelle an große Lavafelsen am Abhang heraus. Da, wo der kleine Weg von Süden her herantritt, erheben sie sich bis zu 3 m Höhe; 100 m abwärts ist das Gestein in einem 5 m tiefen Steinbruch aufgeschlossen. Von dort an liegen auch in dem Wiesental große Lavablöcke. Der unmittelbare Zusammenhang dieser Lavapartie mit den gleich unterhalb

an der Südseite des Horngrabens anstehenden Massen ist besonders bei einem Ueberblick von der Höhe des Vorsprunges aus unverkennbar. Die Lava tritt dann zunächst, wie auf der Karte angegeben, nur an der Südseite in großen Blöcken heraus, erst etwa 350 m unterhalb der Endigung des „Sporns“ finden sich auch an der Nordseite mächtige Lavafelsen.

Auf der anderen Seite der kleinen Talung, die den „Sporn“ nach Osten begrenzt, also der Fortsetzung des südlichsten Kraters, findet sich keine Lava mehr, hier tritt vielmehr schon unter einer geringen Decke von Sanden und Lapilli das Devon zutage. Dagegen dürfte der ganze Sporn aus Lava bestehen, die nur von geringmächtigen Tuffen überlagert ist. Weiter oberhalb ist in der Krateröffnung keine Lava, sondern bei sehr schlechten oder fehlenden Aufschlüssen nur mehr oder weniger verschweißte Schlacke zu beobachten. Wenn somit auch die eigentliche Ausbruchsstelle verdeckt ist, so kann man sich doch auf Grund der morphologischen Verhältnisse ein Bild über die Art des Durchbruchs der Lava machen.

Die eigentliche Durchbruchsstelle des zunächst auch im Süden sicher geschlossenen Kraterwalles lag an der oben erwähnten Stufe am Südende des jetzigen ebenen Kraterbodens. Die Lava floß zunächst nach Südwesten und Süden. Dann aber lag das größte Gefälle nach Osten, in der Richtung des damals schon vorhandenen Horngrabens, der hier im Oberlauf als breites, flaches Tal ausgebildet war. Der nach Südwesten, also talaufwärts getriebene Teil fand rasch ein Widerlager, an dem er sich staute, während die Hauptmasse nach Osten im Horngraben abfloß. Die Lava erstarrte oberflächlich, der unterlagernde, noch flüssige Teil drängte weiter, es entstand ein Hohlraum, der dann an vielen Stellen einbrach. So dürfte die jetzt von Alluvionen erfüllte Senke nördlich der Lava im obersten Teil des Horngrabens entstanden sein. Auch weiter unterhalb ist zunächst noch mit ähnlichen Erscheinungen zu rechnen. Der nach Südwesten geflossene Teil hingegen, der rasch gestaut wurde, erkaltete,

ohne daß die unteren Teile weiterfließen konnten: so entstand der „Sporn“ an der Südwestseite des Vulkans. Es sind natürlich auch andere Erklärungsmöglichkeiten denkbar, doch hat diese bei den jetzigen Aufschlüssen die meiste Wahrscheinlichkeit für sich. Einen guten Ueberblick über die geschilderten Verhältnisse hat man vom Gipfel (Punkt 516, 9) aus.

In dem talabwärts folgenden Kilometer ragen bald an der Nord- bald an der Südseite des Horngrabens mächtige Felsen, oft in längerer Reihe heraus. Auch im Tal sind früher sicher größere Felsen gewesen — im Untergrund liegen sie massenhaft —, die nur der Wiesenkultur zum Opfer fielen. Man muß auch hier noch annehmen, daß der innere Teil des Lavastromes nach Erkaltung der Oberfläche und der Ränder weiterfloß und daß sich dadurch Hohlräume bildeten, die später einstürzten. Ein Teil der dabei entstandenen relativ lockeren Massen kann später durch Ausräumung entfernt sein. An den Talrändern ist die Lava vielfach außerordentlich schlackig, was aus der raschen Erkaltung an diesen Stellen zu erklären ist.

Der untere, verhältnismäßig enge Teil des Horngrabens ist im Gegensatz zum mittleren vollständig von Lava erfüllt. Sie erreicht hier durch Aufstau die gewaltige Mächtigkeit von über 30 m. Um dies und die eben beschriebenen Verhältnisse im Mittel- und Oberlauf verstehen zu können, muß man eine ziemlich starke Dünnflüssigkeit der Lava annehmen. An der Nordseite lehnt sich der Basalt an einen steilen, von Grauwacken und Schiefern gebildeten, schmalen Rücken an, der den Horngraben damals von der Kleinen Kyll trennte, und erreicht dessen Höhe. In der Mitte wird die Lava von einem sehr engen, schluchtartigen Tälchen durchschnitten, das im unteren Teil durch einen alten Steinbruch erweitert ist. Hier steht die Lava in schlanken Säulen von etwa 30 cm durchschnittlicher Breite an. Die Säulen stehen fast senkrecht, werden aber talaufwärts und nach unten zu unregelmäßiger; stellenweise ist auch eine Quergliederung angedeutet. Die hangenden, unregelmäßigen, schlackigen Teile des

Stromes sind an dem oberhalb des Steinbruchs auf die Höhe führenden Fußweg ausgezeichnet zu beobachten. Auch auf der Südwestseite des tief eingeschnittenen Tälchens steht die Lava in mächtigen Säulen an, doch tritt im Südosten das Devon in einer Felsnase unmittelbar an die Schlucht heran. (Durch ein Versehen ist hier auf der Karte die Lava bis fast an die Kleine Kyll heran gezeichnet worden.)

Auch im Tal der Kleinen Kyll finden sich Reste der Lava. Gleich gegenüber der Mündung des Horngrabens liegt in dem Winkel gegen das von Osten kommende Tälchen ein Vorkommen, während 200 m nördlich davon ein größeres und mächtigeres durch einen ausgedehnten Steinbruch aufgeschlossen ist. Es reicht fast bis 30 m über die Sohle des Kylltals. Das ziemlich kompakte Gestein ist in feine, 10 bis 15 cm starke, meistens unregelmäßig gelagerte Säulen gegliedert. 100 m weiter oberhalb wird von Grebe noch ein weiterer kleiner Lavarest (nicht auf der Karte eingetragen) angegeben. Auch auf der westlichen Talseite finden sich einige kleine Vorkommen, von denen zwei auf der Karte dargestellt sind, während es bei den übrigen wahrscheinlicher ist, daß es sich um Blöcke handelt, die von der Höhe des schmalen Grates, der das Kylltal vom Horngraben trennt, abgestürzt sind.

Von besonderem Interesse ist die Frage, ob die Lava noch jetzt bis in die eigentliche Talsohle hinabreicht. Dies ist nicht der Fall. Die Kleine Kyll fließt ebenso wie der Horngraben im untersten Teil der Schlucht überall auf Devon. Die Bäche haben sich also schon wieder etwas tiefer eingeschnitten, als die damalige Talsohle lag. Wie hoch dieser Betrag ist, entzieht sich zur Zeit der Beobachtung. Die unterhalb der Lava auf der Kartenskizze eingetragenen schmalen Devonstreifen sollen also nicht die wirkliche Höhe der Unterkante der Lava über der Talsohle angeben — dazu reicht der Maßstab der Karte nicht aus —, sondern nur generell veranschaulichen, daß der Bach jetzt wieder im Devon fließt. v. Dechen gibt, a. a. O. S. 209, an, daß bei den guten Aufschlüssen im Jahre 1886 die Auflagerung der

Lava auf den Schichtenköpfen des Devons etwa 15 m über der Sohle der Kleinen Kyll zu beobachten war. Anscheinend liegt diese Stelle etwas oberhalb der Einmündung des Horngrabens in die Kleine Kyll. An einem anderen Punkt beobachtete er, anscheinend auf der östlichen Talseite, 6 m über dem Bach eine Geröllablagerung von 1 m Mächtigkeit unter der Lava. Man wird also wohl annehmen können, daß sich die Kleine Kyll seit Ablagerung der Basaltlava mindestens 6 bis 10 m unter die Sohle des Stromes eingeschnitten hat.

Es ist außerordentlich auffällig, daß sich die Lava in der Kleinen Kyll nur oberhalb und nicht unterhalb der Einmündung des Horngrabens findet. Anscheinend wurde der Strom an der engen Mündung des Horngrabens vollkommen gestaut. Es ist aber kaum anzunehmen, daß dieses stauende Hindernis so bedeutend war, daß es die Lava zum Bergauffließen zwang. Bei den weiter oberhalb gelegenen Vorkommen ist eher daran zu denken, daß die Lava über den trennenden Rücken zwischen Horngraben und Kleiner Kyll noch in geringer Menge hinübergeflossen ist. Die Verhältnisse sind leider gerade hier besonders unübersichtlich, weil sich bei der dichten Bewaldung oft nicht entscheiden läßt, was an der Westseite der Kleinen Kyll ansteht und was von dem Rücken gegen den Horngraben hin abgerutscht ist.

Die Horngrabenlava ist ein ziemlich dichtes, nur selten stärker poröses Gestein und enthält sehr wenige mit bloßem Auge erkennbare Augit- und Olivineinsprenglinge, von denen die letzteren meist etwas größer sind. Es enthält neben Nephelin etwas Leuzit und reichlich Glas. Es ist daher als leuzitführender Nephelinbasalt zu bezeichnen, der zu den Limburgiten hinneigt.

Außer diesem, schon seit langem bekannten Lavastrom entdeckte Grebe 1885 Spuren eines zweiten Vorkommens im Ellbachtal nördlich des Vulkans. Er beobachtete hier in dem eigentlichen Talgrund zahlreiche große Basaltlavablöcke, die sich besonders gegen die Mündung des Tales hin häuften. Er hielt sie für die Reste eines größtenteils zerstörten Stro-

mes, dessen Ausbruchspunkt nicht mehr festzustellen ist. Im Ellbachtal liegen auch jetzt noch vereinzelte Basaltblöcke, vor allem kurz vor der Mündung. Ein großer Teil der von Grebe noch beobachteten scheint jedoch inzwischen beseitigt zu sein. Auf der Karte wurden sie daher nach den Beobachtungen Grebes eingetragen.

Ob es sich tatsächlich um einen Lavastrom handelt, ist zwar zweifelhaft, aber durchaus nicht ausgeschlossen. Gegen die Annahme, daß etwa kleine Gänge das Tal durchsetzen, von denen die Blöcke herstammen könnten, spricht die Häufung gegen die Mündung hin. Abgerutschte Stücke von den Lavaeinlagerungen in den Schlacken des Hinkelsmaares sind es sicher nicht; dazu sind sie zu häufig und zu groß und zeigen vor allem eine wesentlich andere petrographische Zusammensetzung; Leuzit ist in ihnen, im Gegensatz zu den Gesteinen des Hinkelsmaares, sehr selten. Jedenfalls müßte dieser Lavastrom älter als das Hinkelsmaar und der Wanzenboden sein. Man würde ihn am wahrscheinlichsten aus dem nördlichen Hauptkrater herleiten, wobei jedoch zu betonen ist, daß es sich um reine Vermutungen handelt. Petrographisch hat die Lava große Aehnlichkeit mit der des Horngrabens (Leuzit führender Nephelinbasalt, der zu Limburgiten hinneigt).

5. Lockere Auswurfsmassen in der Umgebung des Mosenberges.

Die lockeren Auswurfsmassen des Mosenberges reichen natürlich über den eigentlichen Vulkanbau hinaus und bedecken flächenhaft die umliegende Hochfläche [1]). Sie haben nach dem Ausbruch natürlich auch die Täler bis zu einem gewissen Grade erfüllt. Hier konnten sie aber (z. B. im Johannistal) verhältnismäßig rasch wieder entfernt werden

1) Auf der Karte auf S. 113 sind die meisten gröberen Auswurfsmassen des eigentlichen Vulkanbaues mit einer anderen Signatur bezeichnet, als die Tuffe auf der Hochfläche. Irgendeine Grenze zwischen beiden Bildungen ist natürlich nicht vorhanden, sie gehen ineinander über und im einzelnen sind oftmals die Tuffe an der Außenumwallung eines Kraters feiner als die lockeren Auswurfsmassen der weiteren Umgebung.

und heute ist es meistens zweifelhaft, ob die an den Abhängen liegenden, nicht aufgeschlossenen basaltischen Lapilli einer ursprünglichen Talausfüllung angehören oder von den Abhängen abgerutscht sind.

Südwestlich des Mosenberges liegen feinere und gröbere Lapilli in dünner Decke über dem vielfach verlehmten Devon; Aufschlüsse fehlen. Verhältnismäßig mächtige Tuffmassen schließen sich östlich an Hinkelsmaar und Wanzenboden an. Hier befinden sich auch einige Aufschlüsse, ein größerer, sehr frischer, liegt unmittelbar an der Straße von Manderscheid nach Bettenfeld. Es handelt sich um schlecht geschichtete Lapilli von 1 bis 2 cm Größe, die vereinzelte Schlacken bis 10 cm Durchmesser enthalten. Als Einlagerung finden sich besonders reichlich in einer Schicht $2^1/_2$ bis 3 m unter der Oberkante große, meistens flache Bomben einer fast dichten bis stark porösen Lava. Sie erreichen einen größten Durchmesser von 75 cm bei einer Dicke von oft nur 25 cm. Es finden sich jedoch auch andere, die eine wesentlich rundlichere Gestalt haben. Die ganze Ablagerung ist hier noch etwa 4 m mächtig. Nicht selten sind senkrecht oder fast senkrecht stehende, bis $^1/_2$ m breite Löcher, die von Bäumen herrühren, die beim Ausbruch verschüttet wurden, ähnlich wie sie in den jungen Tuffen des Laacher-See-Gebietes häufig zu beobachten sind. Bei guter Erhaltung reichen sie bis in den Untergrund.

Nach Norden gehen die Tuffe des Mosenberges noch über das Ellbachtal hinaus. Nur ist es hier sehr schwer, eine Abgrenzung gegen die Auswurfsmassen des Meerfelder Maares zu finden. Aus dem Meerfelder Maar wurden ebenfalls basaltische Sande, Lapilli und kleine Schlacken gefördert, die vielfach von den entsprechenden Gesteinen des Mosenberges nicht zu unterscheiden sind. Allerdings scheinen die Schlacken des Meerfelder Maares häufiger devonische Gesteinsbröckchen eingebacken zu enthalten als die entsprechenden Mosenberggesteine. Eine sichere Zuteilung ist nur da möglich, wo die Olivinbomben des Meerfelder Maares auftreten. Im ganzen Südteil des sich nördlich an den Ell-

bach anschließenden Rückens liegen sicher beide Tuffe zusammen. Woher die von v. Dechen und Grebe beschriebenen Tuffe in Manderscheid selbst stammen, ist vorläufig nicht zu entscheiden.

III. Geologisches Alter des Mosenberges.

Zur Feststellung des geologischen Alters des Mosenberges stehen uns nur morphologische, keine stratigraphischen Daten zur Verfügung, nämlich im wesentlichen nur die Tatsache, daß die Täler zur Zeit des Ausbruches schon fast so tief eingeschnitten waren wie heute. Wenn wir nun auch Einzelheiten über die Datierung des tiefen Einschneidens der Flüsse im Innern der Eifel noch nicht kennen, so ist doch sicher, daß diese Eintiefung bis fast auf die heutige Talsohle erst im jüngeren Diluvium erreicht wurde. Damit ergibt sich auch für die Entstehung des Mosenberges ein jungdiluviales Alter.

IV. Entstehungsgeschichte des Mosenberges.

Aus den geologischen und morphologischen Beobachtungen am Mosenberge läßt sich, wenigstens in großen Zügen, zusammenfassend die Entstehungsgeschichte des Vulkans ableiten.

Den Kern, den Hauptvulkan, bildet der südliche Teil mit den beiden südlichsten Kratern. Die morphologischen Beobachtungen ergeben mit großer Wahrscheinlichkeit, ja fast mit Sicherheit, daß es sich um den ältesten Teil handelt. Ihm ist nach Nordwesten der Wanzenboden vorgelagert. Das Altersverhältnis zwischen Wanzenboden und Hinkelsmaar ist nicht klar zu erkennen. Die Beobachtungen in den Gruben an der Straße zwischen den beiden Kratern lassen es als durchaus möglich erscheinen, daß das Hinkelsmaar älter ist, also gegenüber dem Mosenberg eine mehr oder weniger selbständige Bildung darstellt. Der Wanzenboden ist dann in der Verlängerung der beiden südlichen Krater entstanden und stellt — eigentlich nur rein äußerlich — das Verbindungs-

stück zwischen dem Hauptvulkan und dem Hinkelsmaar dar. Zu welchem der einzelnen Ausbrüche die Sande und Lapilli der Umgebung des Mosenberges gehören, ist schwer zu entscheiden. Läßt man die Anschauung gelten, daß der Wanzenboden das jüngste Gebilde darstellt, so sind die östlich und wohl auch zum Teil die nördlich des Gesamt-Mosenberges liegenden Tuffe auf diesen zurückzuführen, während die südwestlich des Berges liegenden dem Hauptvulkan entstammen können.

In welche Periode der Ausbruch der Lava des Horngrabens gehört, ist natürlich kaum festzustellen. Da an dem „Sporn", soweit die augenblicklich möglichen Beobachtungen reichen, die Lava noch wieder von Tuffen bedeckt wird, müssen nach dem Durchbrechen des Ringwalls des südlichen Kraters noch wieder Tufferuptionen stattgefunden haben. Gleich nördlich des Mosenberges beginnen, wie schon erwähnt, die Tuffe des Meerfelder Maares. Nach manchen Beobachtungen (Aufschlüsse fehlen leider) ist mit der Wahrscheinlichkeit zu rechnen, daß sie jünger als die Mosenberggesteine sind. Es ist aber auch sehr wohl denkbar, daß sich der Ausbruch des Meerfelder Maares während der Entstehung des Mosenberges abspielte, daß es also nur jünger als die ältesten Teile ist, während der Ausbruch des jüngsten Mosenbergkraters (? Wanzenboden) erst später erfolgte. Dies sind jedoch Fragen, die zur Entscheidung noch weiterer Beobachtungen, vor allem planmäßiger Erforschung aller zeitweiligen Aufschlüsse am Mosenberg bedürfen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen des naturhistorischen Vereines der preussischen Rheinlande

Jahr/Year: 1930

Band/Volume: 86

Autor(en)/Author(s): Ahrens Wilhelm

Artikel/Article: Der geologische Bau des Mosenberges bei Manderscheid. 111-128