

FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und
Westfalens

Der quartäre Vulkanismus im zentralen Teil der Westeifel - ein Beitrag
zum Eruptionsmechanismus der Eifel-Vulkane : mit 15 Abbildungen und 1
Tabelle im Text, 2 Karten und 2 Tafeln

Rahm, Gilbert

1956

Digitalisiert durch die *Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main* im
Rahmen des DFG-geförderten Projekts *FID Biodiversitätsforschung (BIOfid)*

Weitere Informationen

Nähere Informationen zu diesem Werk finden Sie im:

Suchportal der Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main.

Bitte benutzen Sie beim Zitieren des vorliegenden Digitalisats den folgenden persistenten
Identifikator:

[urn:nbn:de:hebis:30:4-168930](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hebis:30:4-168930)

Der quartäre Vulkanismus im zentralen Teil der Westeifel

Ein Beitrag zum Eruptionsmechanismus der Eifel-Vulkane

Von Gilbert R a h m, Freiburg i. Br.

Mit 15 Abbildungen und 1 Tabelle im Text, 2 Karten und 2 Tafeln.

Inhalt

I. Einleitung	12
II. Untergrund und Tektonik im Gebiet der Westeifeler Vulkanzone	12
III. Die Entwicklung der Morphologie bis zum Beginn des Vulkanismus	13
IV. Die Beschreibung der vulkanischen Erscheinungen im zentralen Teil der Westeifel	14
A. Die Vulkangruppe um Hillesheim und Walsdorf	15
B. Die Vulkangruppe um Gerolstein und Rockeskyll	19
C. Die vulkanischen Ablagerungen bei Pelm und Berlingen	25
D. Die vulkanischen Ablagerungen um Hohenfels und Bötteldorf	26
E. Die Vulkane bei Kirchweiler, Hinterweiler und Waldkönigen	29
F. Die Vulkane bei Dockweiler und Dreis	31
G. Die Vulkane bei Brück	33
H. Die vulkanischen Ablagerungen bei Neunkirchen, Steinborn und Daun	33
I. Die vulkanischen Ablagerungen südöstlich Gerolstein	35
K. Tertiäre Vulkane des Kartengebietes	35
L. Einzelne Vulkane NW außerhalb des Kartengebietes	36
M. Einzelne Vulkane SE außerhalb des Kartengebietes	38
V. Die Tiefenlage der vulkanischen Herde	40
VI. Das Alter der Vulkane	41
VII. Der Eruptionsmechanismus in der quartären Westeifeler Vulkanzone	43
1. Reine Tuffablagerungen	43
a) Sprengtrichter und Maare	43
b) Lockerkegel	44
c) Palagonittuffe	46
2. Ablagerungen von Tuffen und Basalten	46
3. Stratovulkane	48
4. Seitwärtsverlegung der Eruptionspunkte	48
VIII. Zusammenfassung	48
IX. Literaturverzeichnis	49

I. Einleitung

Über die Westeifeler Vulkanzone liegen bisher nur wenige Sonderuntersuchungen vor. Die vorliegende Arbeit soll einen Anfang der Kartierung der quartären Vulkane auf größerem Maßstab darstellen und darüber hinaus einen Beitrag zum Verständnis der Entstehung dieser Vulkane liefern.

Die Anregung zu dieser Arbeit erhielt ich von Herrn Professor Dr. W. AHRENS, der mir aus seiner reichen Erfahrung und seiner genauen Kenntnis der Eifel heraus viele Hinweise und manche wertvolle Unterstützung gegeben hat. Ihm sei an dieser Stelle ganz besonders gedankt. Viele Kenner und Freunde der Eifel gaben mir noch manche Hinweise, Ratschläge und Unterstützungen. Hierfür danke ich Herrn Pater Dr. M. HOPMANN, Herrn Professor Dr. H. FALKE, Herrn Professor Dr. J. FRECHEN, Herrn Dr. F. X. MICHELS, Herrn Dr. R. STROH und nicht zuletzt meinem Vater, Herrn Oberstudienrat H. RAHM. Herr Professor Dr. M. PFANNENSTIEL, mein Lehrer, erlaubte mir, die vorliegende Arbeit als Dissertation durchzuführen. Ihm sei an dieser Stelle dafür und für alles, was ich während meiner Studienzeit aus seinem reichen Wissen lernen konnte, gedankt.

II. Untergrund und Tektonik im Gebiet der Westeifeler Vulkanzone.

Das quartäre Vulkangebiet der Westeifel erstreckt sich auf eine Länge von etwa 50 km von Ormont am Rande der Schnee-Eifel bis nach Bad Bertrich nahe der Mosel.

Alle Vulkane sind gefalteten und steilgestellten Schichten unter- und mittel-devonischen Alters aufgesetzt oder in sie eingesprengt. Der tiefere Untergrund ist nur durch wenige Auswürflinge kristalliner Schiefer vom Kyller Kopf bei Rockeskyll bekannt (HAARDT [1914]).

Die Achsen der varistisch gefalteten devonischen Schichten verlaufen allgemein WSW-ENE. Bereits während der Faltung bildete sich eine Depression, die sogenannte Eifeler N-S-Zone heraus, in der jüngere Schichten abgelagert und erhalten wurden.

Durch spätere Bruchtektonik wurde das Gebiet stark zerstückelt. Die Eifeler N-S-Zone wurde dabei besonders stark gestört. Neben streichenden Störungen und solchen parallel zur N-S-Zone entstanden auch Querstörungen in NW-SE-Richtung.

Die Vulkanzone der Westeifel verläuft in dieser NW-SE-Richtung, sie ist dem NE-Rand der Trierer Bucht vorgelagert und verläuft diesem parallel. Die Breite der Hauptvulkanzone beträgt etwa 12 km, die Begrenzung ist aber unscharf. Beiderseits dieser Zone sind in wiederum 12 km Entfernung Nebelinien parallel vorgelagert. Diese verlaufen im SW von Minderlittgen über den Mosenberg bei Manderscheid, den Kalem bei Birresborn bis Neuenstein; im NE von Schmitt über Ulmen, Utzerath, Mosbruch bis nach Bauler und Nohn.

Vereinzelt kann diese NW-SE-Orientierung bei lokalen Vulkangruppen beobachtet werden, worauf auch FRECHEN (1951) besonders hinweist. Solche Reihen bilden: Die Mosenbergkrater mit dem Meerfelder Maar; das Holzmaar, das Dürre Maar und die Hitsche; die Falkenley, Hüstchen und Facherberg bei Bad Bertrich und die Mürmes mit den beiden südlichen Dauner Maaren.

In dem zentralen Gebiet der Vulkanzone lassen sich noch beliebig viele derartige Linien konstruieren. Die Vulkane liegen hier jedoch so dicht beieinander, daß sie sich auch in jeder beliebigen anderen Richtung verbinden ließen.

Nach FRECHEN (1951) deutet sich auch die WSW-ENE-Richtung in den Westeifeler Vulkanen an: Die Vulkane bei Birresborn und die Ditzenley liegen in gleichem Abstand vor der mitteldevonischen SW-NE gerichteten Salmer Mulde, ebenso wird diese Richtung durch das Vorspringen der Vulkane bei Dreis und Brück nach NE aus der Zone damit zusammenhängen.

Eine Anreicherung der Ausbruchspunkte auf den Sattelzügen, also eine unmittelbare Abhängigkeit von der sedimentären Oberkruste, wie sie KNETSCH (1951) für das Gebiet der tertiären Eifeler Vulkane nachgewiesen hat, läßt sich hier nicht feststellen. Die Tuffbedeckung ist zu mächtig und verwehrt an den entscheidenden Stellen den Einblick in die Unterlage. Lediglich für das Gebiet um Bad Bertrich liegen einige Untersuchungen vor (KETIN [1939]), wonach Quarzgänge und diesen parallel auch einige Basaltgänge quer bis senkrecht zum Schichtstreichen SE-NW verlaufen.

Die Basaltgänge im zentralen Gebiet der Zone befinden sich in der Mehrzahl im Tuff. Ein Rückschluß auf die nichtvulkanische Unterlage ist daraus nicht zu ziehen, denn die Spalten im Tuff verlaufen meist radial zum Ausbruchspunkt.

Nach FRECHEN (1951) scheint der Vulkanismus die Gebiete der tektonischen Mulden zu meiden. Die Vulkane drängen sich zwischen der Gerolsteiner und Hillesheimer Mulde zusammen und treten nur randlich in sie ein. Allerdings sind in der Gerolsteiner Mulde doch noch eine ganze Anzahl Vulkane festzustellen.

Auffallend ist vor allem die starke Anhäufung der Vulkane im Raume Gerolstein-Dockweiler-Hillesheim-Oberbettingen, also gerade dort, wo die Vulkanzone die Eifeler N-S-Zone kreuzt. In diesem Gebiet scheinen die vielfach vorgezeichneten Wege den Aufstieg des Magmas besonders zu erleichtern.

III. Die Entwicklung der Morphologie bis zum Beginn des Vulkanismus.

Den Hauptanteil am Aufbau der Eifel haben Meeresablagerungen devonischen Alters. Diese Schichten wurden während der varistischen Gebirgsbildung aufgefaltet. In der darauffolgenden Zeit war das Gebiet Festland, es begann die Erosion. Der Verwitterungsschutt wurde im Karbon und in der Rotliegendzeit in Mulden am Rande des Gebirges abgelagert.

Am Ende des Paläozoikums bestand die Eifel aus einer flach gewellten Rumpflfläche. Die einzige größere Depression darin war die sogenannte Eifeler N-S-Zone, deren Anlage bis in die devonischen Ablagerungen zu verfolgen ist.

Der Buntsandstein füllte die Depression der N-S-Zone aus, er ist darüber hinaus nach W und E nicht bekannt. Im N und S wird er in der Commerner und Trierer Bucht von jüngeren mesozoischen Sedimenten überlagert. In der Eifel selbst sind in der Gerolsteiner Mulde nur geringe Reste des Muschelkalks bekannt geworden. Alle anderen Formationen des Mesozoikums haben keine Spuren hinterlassen, so daß über die Geschichte der Eifel zu dieser Zeit nichts ausgesagt werden kann.

Im Alttertiär war die Eifel ein Gebirge mit ähnlichen Höhenunterschieden, wie sie heute vorhanden sind. Allerdings hatten die Täler die Form breiter Mulden mit sanften Hängen, aber doch ziemlich großer Taltiefe (LOUIS [1953]). Im Oligozän und Miozän wurden diese Täler wieder aufgefüllt. Zur gleichen Zeit

wurden die höher aufragenden Gebirgsteile erheblich abgetragen, es entstand eine flachwellige Rumpffläche.

STICKEL (1927) hat eine R_1 und R_2 -Rumpffläche unterschieden, die durch stufenweises Herausheben des Rheinischen Schiefergebirges entstanden sein sollen. LUCIUS (1950) hat für das Luxemburger Gebiet stark differenzierte Bewegungen nach Art der Undulationen nachweisen können. Solche Verbiegungen der alten Rumpffläche haben zweifellos auch in der Eifel stattgefunden, die Höhenunterschiede sind wenigstens teilweise solchen Vorgängen zuzuschreiben. Zu einem anderen Teile werden sie aus der unterschiedlichen Verwitterbarkeit der Gesteine entstanden sein.

Am Ende des Tertiärs bestand eine mehr oder weniger stark gewellte und „verbogene“ Rumpffläche, die stärker nur von Vulkanen überragt wurde, die in einer N-S-gerichteten Zone in der östlichen Eifel entstanden.

Die Hebung der Rheinischen Scholle ging auch im Quartär weiter und dauert bis in die Jetztzeit an. In dieser Zeit erst bildeten sich die Talterrassen, von denen jede einer Stillstandsphase der Hebung entsprechen soll.

In dem Gebiet der quartären Westeifeler Vulkanzone sind bisher lediglich die Terrassen der Kyll von ZEPP (1933) bearbeitet worden. Er unterscheidet eine Pliozänterrasse, eine Oberterrasse, zwei Hauptterrassen, zwei Mittelterrassen und eine Niederterrasse.

Die Terrassenbildung der Kyll war natürlich abhängig von der der Mosel, doch konnte auch ZEPP (1933) die Terrassen nicht ganz bis zur Mündung verfolgen. Eine Parallelisierung der Kyllterrassen mit den Moselterrassen ist daher noch unsicher. Altersbestimmungen anhand von Terrassen in Eifeltälern sind daher vorerst nur im Rahmen größerer Variationsbreiten möglich.

Zu Beginn des quartären Vulkanismus war die Eifel morphologisch bereits stark gegliedert. Aus der Abtragungshochfläche ragten Quarzitrücken und tertiäre Vulkane als Härtlinge heraus. Die „zentrale Eifelschwelle“ umfaßt die Quarzitrücken des Apert und der Prümscheid und setzt sich nach NO als Schwelle der Hohen Eifel fort. Sie kreuzt die Westeifeler Vulkanzone in der Gegend von Daun.

In die schon stark gewellte Hochfläche haben sich die Flüsse eingetieft, zu Beginn des Vulkanismus weniger stark, am Ende schon sehr stark. Nach dem Abklingen des Vulkanismus hat sich die Landschaft nicht mehr wesentlich verändert. Die Kyll z. B. hat sich nach dem Ausfluß des Gerolsteiner Lavastroms nur noch etwa 4 m tiefer eingeschnitten.

Die vulkanischen Ablagerungen liegen heute in den Tälern und auf den Hochflächen. In den Tälern stehen sie teils noch bis unter die Talsohle an, teils findet man sie auf Terrassenresten oder hoch am Hang. Auf den Hochflächen bilden die positiven Formen oft weithin sichtbare Kegel, die dieser Landschaft das besondere Gepräge geben.

IV. Die Beschreibung der vulkanischen Erscheinungen im zentralen Teil der Westeifel.

Die Hauptzone des Westeifeler Vulkanismus läßt sich in drei Gebiete einteilen:

1. Der südöstliche Teil von Bad Bertrich bis Daun. In ihm liegen verstreut verschiedene Vulkantypen, vor allem aber die meisten Maare. Die Länge dieser Zone beträgt etwa 20 km.

2. Der zentrale Teil, etwa die Gegend zwischen Daun, Hillesheim, Steffeln und Gerolstein. Die Länge dieser Zone beträgt ebenfalls etwa 20 km, die Zahl der Vulkane darin ist jedoch weitaus größer. In ihr befinden sich sowohl die höchsten Vulkanberge (Erresberg bei Hinterweiler), als auch eine der größten negativen Formen (Dreiser Weiher). Auch die überwiegende Mehrzahl aller Basaltvorkommen befindet sich in dieser Zone.

3. Der nordwestliche Teil erstreckt sich westlich Steffeln bis zum Goldberg bei Ormont. Auf knappe 10 km Längenerstreckung entfallen nur drei vulkanische Vorkommen, von denen nur der Goldberg größere Bedeutung erlangt.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich im wesentlichen mit dem zentralen Teil des Westeifeler Vulkanismus. Um eine Übersicht über die zu beschreibenden vulkanischen Vorkommen zu erreichen, wurde das Gebiet in mehrere Vulkangruppen unterteilt. Es sei jedoch bemerkt, daß diese Einteilung willkürlich ist und in diesen Gruppen mitunter keine weiteren Zusammenhänge bestehen.

Die von den Vulkanen abgelagerten Lockermassen sind basaltische Tuffe aus grobkörnigen Lapilli, in die feinkörnige Schichten (vulkanische Sande und Aschen) eingelagert sind. Die Aschen sind meist fester verbacken als die anderen Schichten und fallen dann in älteren Aufschlüssen als herausragende Rippen auf. Auch besonders grobkörnige Auswurfmassen (Bomben, Schlacken und Lavafetzen) sind nicht selten vorhanden. Die vulkanischen Anteile in den Tuffen bestehen meistens aus Glas, in dem mikroskopisch i. a. nur die dunklen Minerale Olivin, Augit, Biotit und vereinzelt auch Hornblende gefunden werden.

Die in den Tuffen enthaltenen Auswürflinge des Nebengesteins entstammen in überwiegender Mehrzahl dem Unter- und Mitteldevon, nur in ganz wenigen Ausnahmen dem Buntsandstein. Ihr Mengenanteil wechselt stark sowohl in den einzelnen Schichten, als auch bei den einzelnen Vulkanen. Auswürflinge von Gesteinen älteren als devonischen Alters sind bisher nur vom Kyller Kopf bei Rockeskyll bekannt geworden. HAARDT (1914) erwähnt unter den Auswürflingen „kristalline Schiefer, die weder Kontakt- noch Pyrometamorphose erfahren haben“.

Die Basalte gehören allgemein der Alkalireihe an. Sie treten als Gänge, Kraterfüllungen und Lavaströme auf. Da chemische Analysen von ihnen nur ganz vereinzelt vorliegen, erfolgte ihre Einteilung bei allen Autoren nach dem mikroskopisch erfaßbaren Mineralbestand. Zuletzt hat FRECHEN (1951, S. 75) eine Zusammenstellung aller bisher untersuchten Basaltlaven gegeben.

A. Die Vulkangruppe um Hillesheim und Walsdorf.

1. Der Buch. NE Hillesheim befindet sich, noch auf Schichten mitteldevonischen Alters, ein kleines Basaltvorkommen mit wenig Tuff. Am Rande der Höhe steht Basalt in groben Säulen an, von einem eigentlichen Lavastrom aber ist nichts zu erkennen. Es dürfte sich um das Ausquetschen eines kleinen Basaltganges (NW-SE-Richtung) handeln, bei dem daneben nur kleine Tuff-eruptionen stattfanden.

2. Kyller Höhe, Graulai und Lierwiese.

v. DECHEN (1886) bezeichnet die Kyller Höhe S Hillesheim als die „größte Schlacken- und Lavamasse der Vordereifel“. Sie besitzt zwar die größte flächenhafte Ausdehnung, stellt jedoch nicht die größte Masse vulkanischen Materials dar. Auch ist die Kyller Höhe durchaus nicht so einfach aufgebaut, wie es in der bisherigen Literatur beschrieben wurde.

Als Eruptionspunkt der gesamten vulkanischen Gesteine wurde die Lierwiese angesehen, die als eigentümliche Kraterform in die Massen eingesenkt ist. MITSCHERLICH (1865) hat die Kyller Höhe mit der Graulai als Lava in seiner Karte bezeichnet, bemerkt jedoch dazu, daß die Lavastücke den Boden so dicht bedecken, daß eine Darstellung nicht anders möglich wäre. v. DECHEN (1886) erwähnt bereits an den inneren Hängen zur Lierwiese große Schlackenfelsen, und es fiel ihm weiter auf, daß „der Rand des Kraters der Unterbrechung des Walles gegenüber am niedrigsten“ sei. Er zweifelt aber nicht daran, daß die Lierwiese als Krater alle diese Massen geliefert habe.

Die neue Kartierung hat folgendes ergeben: Am inneren Abhänge zur Lierwiese befinden sich mehrere Basaltvorkommen. An der Kyller Höhe steht nach W zur Lierwiese hin ein ziemlich mächtiger Basaltgang an, im E befinden sich am Fuße der Höhe mehrere Basaltvorkommen, die als Enden kleiner Lavaströme anzusehen sind. Am Hang der Graulai nach N zur Lierwiese liegt Basalt als Ende kleiner Ströme in zwei Absätzen übereinander (die auch v. DECHEN [1886] schon erkannt hat) und ein Basaltgang. Am S-Hang der Graulai befinden sich ebenfalls mehrere Basaltvorkommen, von denen eines im Wäldchen N Lammersdorf abgebaut wird. Der Basalt liegt dort auf Buntsandstein, es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß es sich um einen Lavastrom handelt.

Die Lierwiese öffnet sich in einer engen Schlucht nach NW zum Bolsdorfer Tal hin. Dort steht auf beiden Seiten ziemlich poröse Basaltlava an. v. DECHEN (1886) sieht diesen Ausgang als einen „nachträglich im Strom gebildeten Durchbruch“ an. Dies ist jedoch sehr unwahrscheinlich, denn warum sollte sich der Durchbruch gerade in den härtesten Gesteinen vollziehen? Im allgemeinen umgeht die Erosion die Basalte und greift viel leichter die danebenliegenden Tuffe an. Auch müßte bei der Annahme eines derartigen Durchbruchs sich eine entsprechende Lava-Blockhalde talab ziehen, die hier jedoch fehlt.

Somit muß angenommen werden, daß der Basalt im NE mit der Kyller Höhe, der im SW dagegen mit der Graulai zusammenhängt. Kyller Höhe und Graulai sind zwei nahe beieinander liegende, aber doch getrennte Vulkane, deren Basalte sich am Ausgange der Lierwiese fast berühren, und deren Tuffe sich zwischen den Höhen ineinander verzahnen, nämlich dort, wo v. DECHEN (1886) die niedrigste Stelle des Walles bezeichnet.

Die Lierwiese ist demnach nicht der Herkunftsort der Tuffe und Basalte der Kyller Höhe und Graulai. Sie verdankt ihre Entstehung eher der Tatsache, daß von den Höhen beiderseits eines breiten Tales herab Lavaströme flossen, die dieses Tal aber nicht ganz zu sperren vermochten. Es haben dazu noch kleinere Eruptionen im W-Teil der Lierwiese stattgefunden, die Tuffe lieferten, in denen neben auffallend großen Biotittafeln auch dunkle Tiefeneinschlüsse vorkommen. Auch spricht die große Menge Basalt dagegen, die Lierwiese als Krater oder Maar anzusehen, denn bei keinem anderen Maar finden sich derartige Basaltmengen.

3. Der Gossberg.

Dieser Berg gewährt den besten Einblick in den Aufbau eines Schichtvulkans. Am Eingang zu einem großen Aufschluß im NE sind unmittelbar über Kalken mitteldevonischen Alters feinkörnige, feste graue bis rotbraune Schichten als Basis der Tuffe aufgeschlossen. Darüber wurden und werden zum Teil noch grobkörnige Lapilli, denen nur wenige Auswürflinge des Nebengesteins beige gemengt sind, abgebaut. Die Schichten folgen in abwechselnd feineren und gröberen Lagen übereinander. Ihre Mächtigkeit ist unterschiedlich, daneben ist eine ständige Zunahme der Mächtigkeit zum Bergipfel hin festzustellen. Der Eruptions-

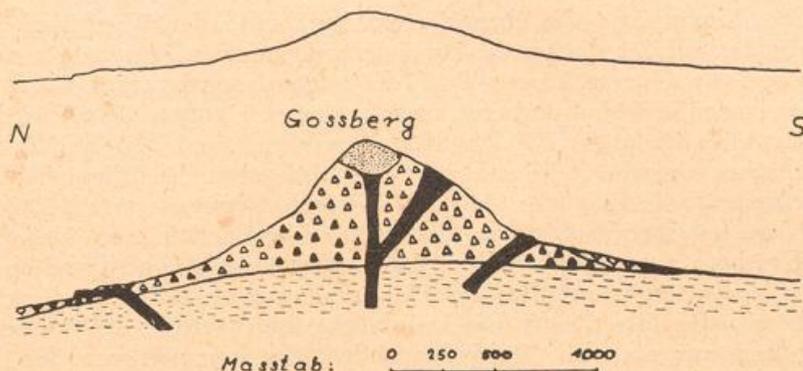
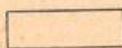
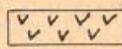
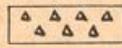
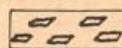
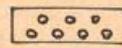
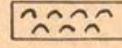
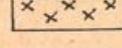
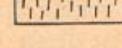
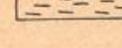


Abb. 1

Abb. 1. Schematischer Schnitt durch den Gossberg. $2\frac{1}{2}$ fach überhöht.

Zeichenerklärung zu den Abbildungen:

- | | |
|---|--|
|  | alluviale Ablagerungen |
|  | nachträglich umgelagerte Tuffe |
|  | Tuffe, Aschen, Sande und Lapilli |
|  | Tuffe mit Bruchstücken von Sanidinkristallen |
|  | Palagonittuffe |
|  | Tuffe des Dreiser Weihers |
|  | quartäre Basalte |
|  | Ausdehnung der Basalt-Blockhalden |
|  | Schweißschlacken |
|  | Buntsandstein |
|  | Devon |

punkt ist der Gipfel des Gossberges, der aus Schweißschlacken besteht, wie sie vielfach in der Nähe der Eruptionsspunkte festzustellen sind. Hangabwärts, vornehmlich nach W, befinden sich kleinere Basaltvorkommen als Gänge und Lavaausflüsse, die den Gossberg als einen echten Stratovulkan erkennen lassen.

Zwei größere Lavaströme, die ebenfalls wohl während der Wurf Tätigkeit des Vulkans ausflossen, bilden heute die Basis der vulkanischen Massen. Sie werden vermutlich an der Grenze Devon-Tuff die wesentlich leichteren Tuffmassen hochgehoben haben und sind darunter ausgeflossen. v. DECHEN (1886) beschreibt einen Lavastrom, der nach SW ausgeflossen sein soll und „zu beiden Seiten von Lavablöcken umgeben, die sich weit hin auch über die Wiesenflächen in Menge verbreiten“. Es sind hier wohl die Basaltvorkommen etwa 300 m SW des Fußes des Gossberges gemeint, die zwar sicher im tieferen Untergrund mit dem Gossberg zusammenhängen werden, hier an der Oberfläche aber als Gänge oder Spaltenergieße seitlich des Hauptvulkanes erscheinen und nicht bis zum Gossberg zu verfolgen sind. Die Lavablöcke sind heute in den Wiesen alle abgeräumt und nur noch im Wald vorhanden. Sie stammen von den höher gelegenen kleineren Basaltvorkommen des Gossberges.

4. Walsdorfer Maar, Erbenschell und Orenberg.

Die SE-Umrandung des Walsdorfer Maares, der Erbenschell, besteht aus basaltischen Lapilli, denen vereinzelt Auswürflinge aus Olivin, Augit und Biotit beigemischt sind. Vielfach findet man hier auch idiomorphe Augitkristalle. Auswürflinge des Nebengesteins sind nur sehr wenige vorhanden, sie gehören dem Unterdevon an. Die untersten aufgeschlossenen Schichten sind feinkörnig und plattig ausgebildet.

Auch die untersten Schichten der NE-Umwallung des Walsdorfer Maares, des Orenberges, sind feinkörnig ausgebildet. Darüber folgen Schichten, die meist auch noch feinkörnig, aber mit sehr vielen und großen Bruchstücken des Unter- und Mitteldevons durchsetzt sind. Auch Bruchstücke von Basalt und größere Lavablöcke finden sich darin. Anhand der Größe und Häufigkeit der Basaltblöcke läßt sich eine Hauptwurfrichtung der Tuffmassen des Orenberges aus dem NE-Teil des Walsdorfer Maares nach NE ermitteln.

Das Walsdorfer Maar liegt auf der Grenze Unter-Mitteldevon. Die Tuffe des Erbenschell enthalten unterdevonische Bestandteile, die des Orenberges dagegen überwiegend mitteldevonische. Die Tuffe des Erbenschell werden von denen des Orenberges im Grenzgebiet überlagert. Aus dem Walsdorfer Maar heraus erfolgten also zwei gerichtete Ausbrüche, der ältere davon in Richtung SE aus dem SE-Teil des Maares, der noch dem Unterdevon angehört. Er lieferte die ziemlich reinen Tuffe des Erbenschell. Der spätere zweite Ausbruch durchschlug einen Basalt, der vermutlich zum Gossberg gehört, dessen Blöcke auf dem Orenberg liegen.

5. Das Beuel bei Zilsdorf.

Die Basalte und Tuffe SW Zilsdorf sind offenbar von den früheren Autoren nicht richtig erkannt worden. v. DECHEN (1886) erwähnt nur sehr kurz eine Tuffablagerung, die viele Stücke von Eifelkalkstein und wenig Buntsandstein enthält. Auf der Karte von MITSCHERLICH & ROTH (1865) ist dieses Vorkommen nicht eingezeichnet. In einer Tuffgrube im NE-Teil des Vulkans sind die unteren Schichten hellfarbig und mit vielen Bruchstücken des Nebengesteins durchsetzt, die oberen dagegen grau, grobkörnig und schlackenreich. Die Fallrichtung der Tuffe ist zunächst kraterwärts und biegt in die entgegengesetzte Richtung um.

Die Basalte dieses Vorkommens sind bisher nicht in der Literatur erwähnt. Von W über S bis zur Ostseite des Beuel ist mehrfach Basalt in den Steilhängen aufgeschlossen. Dem gesamten Bild nach handelt es sich um die Füllung eines

Kraters mit Basaltlava. Nur nach NW ist eine geringe Menge der Lava ausgeflossen und hat einen 70—80 m langen Lavastrom gebildet, der an seinem Ende ebenfalls aufgeschlossen ist.

6. Der Gonnenstall.

S Zilsdorf an dem alten Wege von Dreis nach Hillesheim befinden sich Tuffe und Schweißschlacken, in denen, auch von v. DECHEN (1886) erwähnt, alte Mühlsteinbrüche liegen. Eine kleine Tuffpartie NE davon dürfte ursprünglich damit im Zusammenhang gestanden haben. Der Eruptionspunkt ist in der Gegend der Schweißschlacken zu suchen.

SE des Gonnenstall am Rande einer Schlucht, die sich nach Essingen herabzieht, steht Basalt in groben, senkrechten Pfeilern an. Die Umgebung besteht aus Unterdevon. Der Basalt ist gangartig aus dem Devon herausgequetscht worden, jedoch kann angenommen werden, daß er im Innern mit dem Gonnenstall zusammenhängt. Die Gaseruptionen fanden einen geraden Weg nach oben und warfen die Tuffe aus, während der aufdringende Basalt einen seitlichen Ausweg fand.

Auf dem Bergrücken S des Gonnenstall befinden sich Tuffe, in denen häufig Bruchstücke von Sanidinkristallen gefunden werden. Sie hängen nicht mit dem Gonnenstall zusammen. Ihre Herkunft ist unklar, wahrscheinlich gehören sie zu den sanidinführenden Tuffen des Mühlenberges bei Hohenfels.

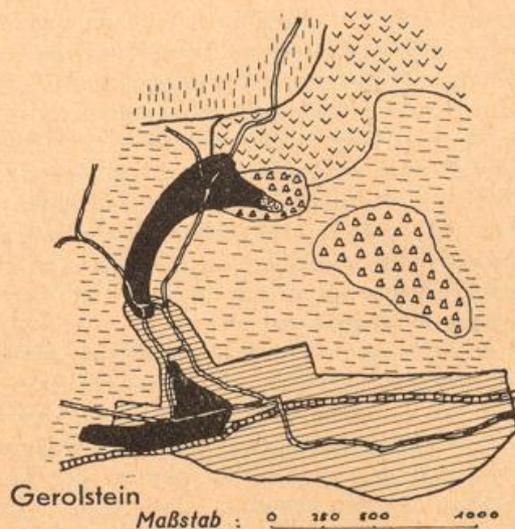


Abb. 2

Abb. 2. Abgedeckte Karte des Gerolsteiner Lavastromes. (Zeichenerklärung s. Abb. 1 S. 17).

B. Die Vulkangruppe um Gerolstein und Rockeskyll.

1. Papenkaule, Hagelskaule und Sarresdorfer Lavastrom.

Die Papenkaule auf den Dolomithöhen N Gerolstein ist ein vulkanischer Sprengtrichter. Sie ist leicht oval, mit der längeren Achse in NW-SE-Richtung.

In geologischem Sinn ist sie ein Maar, allerdings hat der durchlässige Untergrund (Dolomit) eine Wasseransammlung unmöglich gemacht.

Die Papenkaule ist der einzige Ausbruchspunkt der Tuffe der Umgebung. Zwei Wurfrihtungen wurden bevorzugt: Nach NW lagern die Tuffe auf den höheren Teilen der Dolomite der Munterley und sind bis in das Tal im N gelangt. An der ebenfalls in diesem Tal am N-Rand der Munterley gelegenen Hagelskaule floß die Lava aus, die talab zwischen Auberg und Munterley hindurch bis auf die Niederterrasse der Kyll geflossen ist und sich dort noch etwa 700 m weit ausbreitete. Die Lava muß, entsprechend der Länge des Stromes, sehr dünnflüssig gewesen sein. An der engsten Stelle zwischen Auberg und Munterley ist der untere Teil des Stromes wahrscheinlich sogar völlig abgerissen, denn dort hat man auch unter den Alluvionen noch keinen Basalt finden können.

Während des Ausflusses der Lava bildeten sich durch herausgeschleuderte Spritzer die Schweißschlacken um die Hagelskaule. v. DECHEN (1886) glaubt, daß die Hagelskaule auch eine Zeitlang Ausbruchstelle der umliegenden Schlackentuffe gewesen sei. Die äußerst groben und porösen Schlacken dieser Gegend entstammen aber doch eher der Papenkaule, denn am Hangfuße müssen sich die größten Teile ansammeln. Bereits MITSCHERLICH & ROTH (1865) weisen darauf hin, daß hier die in der Eifel seltene Tatsache vorliegt, daß die Lava nicht aus dem eigentlichen Krater ausfließt, sondern sich einen seitlichen Ausweg geschaffen hat.

2. Kreiskaul, Kasselburger Hahn und Borlich.

Mehrere Ausbruchstellen auf dem NE-Teil des Dolomitplateaus der Gerolsteiner Mulde schufen dort eine größere zusammenhängende Decke vulkanischen Materials. Der Kasselburger Hahn erreicht die größte Höhe, seine Tuffdecke ist bis 35 m mächtig. An der W-Seite des Berges zeigt ein großer Aufschluß die mittleren Partien dieser Tuffe, die teilweise viele gefrittete Kalk- und Dolomitstücke enthalten. Auf der E-Seite stehen in einem alten Aufschluß feinkörnigere, festere und reinere Tuffe an, die ungefähr die Basisschichten des Kasselburger Hahns darstellen. Diese sind später von grobkörnigen Schlackentuffen durchschlagen worden, die wieder zu Schweißschlacken verbacken sind und bis zum Gipfel des Berges hinaufreichen. Sie stehen in unmittelbarer Verbindung mit einem Lavastrom, der nach E ausgeflossen ist.

Der Basaltstock der Kasselburg ist nur in Verbindung mit dem Kasselburger Hahn zu verstehen. Der Basalt hat teilweise einen seitlichen Ausweg benutzt und gelangte, verbunden mit kleineren Gaseruptionen, hier an die Erdoberfläche.

Auch die Kreiskaul (Kreuzkaul der Karte) steht wohl in innerem Zusammenhang mit dem Kasselburger Hahn und bildet nur an der heutigen Oberfläche einen kleinen selbständigen Ausbruchspunkt. Der höchste Punkt besteht aus Schweißschlacken. Der von v. DECHEN (1886) erwähnte Basalt am E-Abhang ist nicht auffindbar, es stehen dort ebenfalls nur Schweißschlacken an.

Die Ausbruchstellen Steinberg und Borlich (Berlich der Karte) sind jünger als der Kasselburger Hahn, denn deren Tuffe lagern, in einem Aufschluß am W-Hang des Hahns aufgeschlossen, diskordant über diesen.

Vom Steinberg kommt sicher auch der Basalt an seinem E-Hang, der nach MITSCHERLICH & ROTH (1865), v. DECHEN (1886), HAARDT (1914) und allen anderen Autoren vom Kyller Kopf auf der gegenüberliegenden Seite der Kyll stammen soll (bei diesen Autoren die Lava vom Borlich oder Berlich genannt). Er ist diesem Basalt zwar petrographisch völlig gleich, doch ist es, wie bereits

einmal erwähnt, sehr unwahrscheinlich, daß die Erosion den Basalt, das härteste Gestein, durchschnitten haben soll und an einer Seite nur kleine Reste davon stehen läßt, während wenige Meter daneben ein viel leichterer Weg durch lockere Tuffe möglich wäre. Das auffallend enge Kyllbett zwischen Kasselburger Hahn und Borlich einerseits und Kyller Kopf andererseits dürfte den beiderseits anstehenden Basalthärtlingen zuzuschreiben sein. Die Talweite bei Bewingen —Dohm entstand dann nicht, wie ZEPP (1933) annimmt, durch eine Aufstauung von einem das ganze Tal sperrenden Lavastrom, sondern nur durch die wesentlich weicheren Schichten des Buntsandsteins.

Der Borlich erscheint gegenüber dem Steinberg nochmals als ein selbständiger und etwas jüngerer Ausbruchspunkt. Er setzt mit einem steilen Absatz von etwa 5 m zum Steinberg ab. An seinem NW-Hang ist das Ende eines sehr kleinen Lavastromes aufgeschlossen.

3. Kyller Kopf und Giesenheld.

Der Kyller Kopf ist in einer Monographie von HAARDT (1914) eingehend beschrieben worden. Am Hang des Borlich und des Kyller Kopfes zum Kylltal (Tuff Nr. 3 bei HAARDT) befinden sich Reste von Palagonittuff. Gleichartige Reste stellt man am NE-Hang des Kyller Kopfes (Tuff Nr. 5 bei HAARDT), an beiden Hängen des Nonnentalen W Rockeskyll und beiderseits des Rockeskyller Tales fest.

Diese Palagonittuffe werden am E-Hang des Kyller Kopfes von Tuffen abgelagert, die Sanidinkristalle und Einschlüsse kristalliner Schiefer enthalten und in mehreren örtlich und zeitlich getrennten Ausbrüchen abgelagert wurden. In der Flur „Auf Dickel“ ist ein Tuffschlot aufgeschlossen. Hier sind ältere gut geschichtete grobkörnige Tuffe, die größere Sanidinbruchstücke enthalten, von einem jüngeren Tuff durchschlagen worden. Der Tuff des Schlotes verbreitet sich auf der Oberfläche auf der Flur „Auf Dickel“, er enthält kleinere Sanidinbruchstücke, als der ältere Tuff. Neben groben, bis etwa $\frac{1}{2}$ cbm großen Brocken aus Unter- und Mitteldevon befinden sich darin auch Fetzen älterer Tuffe, darunter Palagonittuff. Die sanidinführenden Tuffe weiter im S („Auf dem Tommel“ der Karte) enthalten größere Sanidinbruchstücke als die durchschlagenen Tuffe im Aufschluß. Die Ausbruchstelle hat sich also wahrscheinlich später nach N verlagert. Die Tuffe reichen heute bis an die Hänge der Kyller Höhe und des Gossberges. (Bild 1, T. I).

Der eigentliche Kyller Kopf beginnt mit seinen basaltischen Tuffen und Laven über den oben beschriebenen Tuffen mit einem deutlichen Absatz und steilerem Hang. Entgegen der Ansicht von HAARDT (1914) müssen die Ausbrüche der Tuffe mit den kristallinen Schiefern und Sanidinen früher erfolgt sein, als die Eruptionen der Leuzit- und Melilith-Basaltlava und deren Tuffe auf dem Kyller Kopf. HAARDT begründet seine Ansicht damit, daß die Tuffe sowohl auf den Höhen, als auch im Tal abgelagert wurden, demnach die zu den Basalten gehörigen Tuffe bereits wieder erodiert sein mußten. Diese Ablagerung ist aber genau so möglich, wenn die Basalte und deren Tuffe noch nicht vorhanden waren.

Der Kyller Kopf ist ein Stratovulkan. Es erfolgten mehrfach hintereinander Gasausbrüche und Lavaergüsse. Zwei verschiedene Basalte, ein älterer Olivin-Nephelin-Leuzitit und ein jüngerer Olivin-Melilith-Nephelinit werden unterschieden. Die neuere Kartierung läßt vermuten, daß der ältere Basalt in zwei

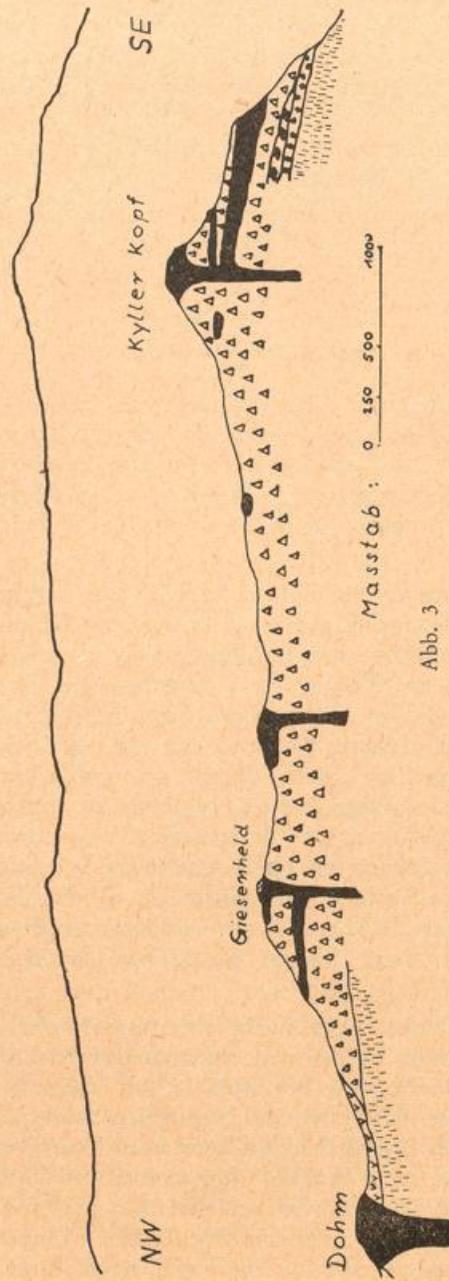


Abb. 3

Abb. 3. Schematischer Schnitt durch den Kyller Kopf. $2\frac{1}{2}$ fach überhöht. (Zeichenerklärung s. Abb. 1 S. 17).

Phasen ausgeflossen ist. Demnach wären am Kyller Kopf dreimal nacheinander Gasausbrüche mit Ablagerungen basaltischer Tuffe und im Anschluß daran Lavaergüsse erfolgt. Die jüngste Lava vermochte nur noch den Krater zu füllen, zu einem eigentlichen Erguß kam es nicht mehr.

Die Basaltlaven des Mäuseberges (auf der Karte nicht benannt) und der Giesenheld (bei HAARDT Hofacker), sowie der Basalt von Dohm wurden gleich dem Basalt vom Borlich als dem unteren Lavastrom des Kyller Kopfes identisch bezeichnet. Alle Autoren (u. a. MITSCHERLICH & ROTH [1865], v. DECHEN [1886], HAARDT [1914] und ZEPP [1933]) waren daher der Ansicht, daß der erste Erguß des Kyller Kopfes große Mengen Lava geliefert habe, die sich einmal nach S bis zum Borlich ergossen, dann aber auch einen geschlossenen deckenartigen Strom vom Kyller Kopf bis nach Dohm gebildet habe. Da dicht nebeneinander liegende Vulkane sehr leicht einen gemeinsamen Herd haben können, bedeutet der gleiche petrographische Bestand der Laven noch keinen gleichen Eruptionspunkt.

Daß der Basalt des Steinberges nicht zum Kyller Kopf gehört, wurde bereits nachgewiesen. Doch auch die petrographisch mit dem Kyller Kopf gleichen Basalte des Mäuseberges, der Giesenheld und von Dohm bilden nicht einen gemeinsamen Lavastrom. Mäuseberg und Giesenheld sind vielmehr zwei neben dem Kyller Kopf selbständige Vulkane mit eigenen Schloten. HAARDT (1914) betrachtet diese als unbedeutende Erhebungen, die durch kleine Erosionsrinnen voneinander getrennt sind. In den Sätteln zwischen den Bergen befindet sich nicht ein Basaltblock, der die Erosion einer ehemaligen Basaltplatte bezeugen könnte. Die Blockhalden gehen vielmehr entsprechend den bereits so angelegten Hängen abwärts. Auch wäre eine derartige „selektive“ Erosion nicht einzusehen, denn ein Kyllbett war ja bereits eingeschnitten. Die noch vorhandenen Basalte der Giesenheld stoßen aber viel weiter zu diesem Bett vor, als die dahinter geschützten Bergsättel.

Der Basalt, auf dem die Kirche von Dohm steht, kann auch nicht mehr direkt im Zusammenhang mit dem Kyller Kopf betrachtet werden. Es handelt sich wohl um einen Basaltpropfen, der seitlich des Hauptvulkanes an die Oberfläche empor drang. Die Säulenstellung ist senkrecht, wie sie wohl auch bei Basaltpropfen in der Nähe oder an der Erdoberfläche vorkommen kann, wo die stärkere Abkühlung von oben kam.

4. Gyppenberg, Tönnisbusch und Köpfchen.

Um und SE Rockeskyll befinden sich Palagonittuffe, die HAARDT (1914) nur kurz erwähnt. Der steile S-Abfall des Gyppenberges wird von derartigen Tuffen gebildet, die diskordant über älteren gleichartigen lagern. Den Fallrichtungen nach zu urteilen, gehören die oberen jüngeren zu den Palagonittuffen von Rockeskyll, die sich noch weit auf den Schießberg hinaufziehen und über den Kyller Kopf bis an den Hang des Borlich zu verfolgen sind. Der Ausbruchpunkt liegt wahrscheinlich unter den sanidinführenden Tuffen am E-Hang des Kyller Kopfes verborgen. Die älteren Palagonittuffe dürften wohl im Essinger Tal in der Gegend der Talausweitung inmitten dieser Tuffe ausgebrochen sein.

Ebenso, wie der Kyller Kopf die Palagonittuffe durchschlagen hat, fanden am E-Rande dieser Tuffe später noch kleine Eruptionen statt. Gleichzeitig mit sehr schwachen Gasausbrüchen, die wenig basaltischen Tuff bei P. 491,7 ablagerten, stieg ebenfalls unter Gasruptionen und Ablagerung basaltischen Tuffes im

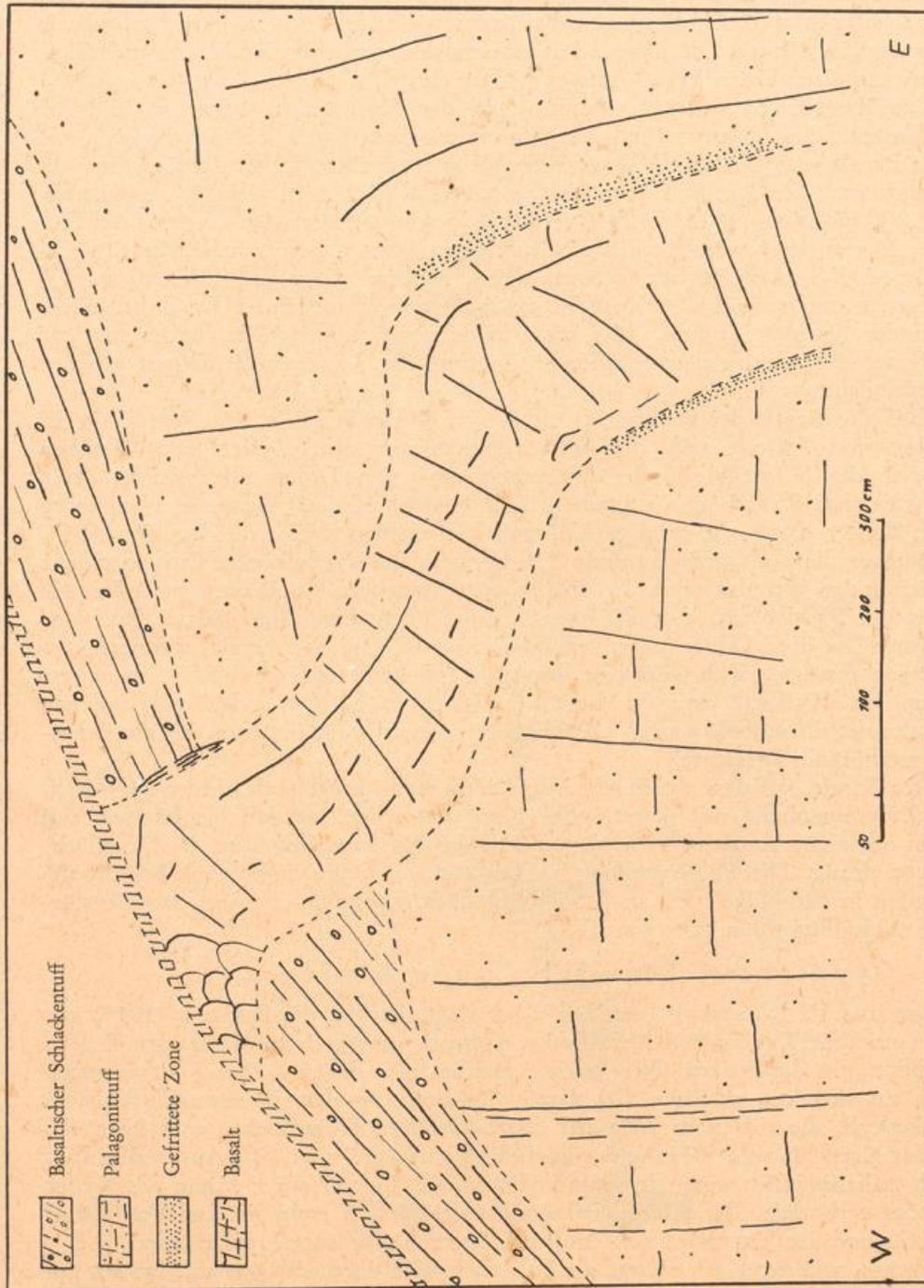


Abb. 4

Abb. 4. Basaltgang an der Straße Palm-Essingen.

Essinger Tale selbst Basalt auf und bildete einen kleinen Basaltkopf aus schlanken Säulen. Später nochmals aufdringender Basalt fand den alten Schlot verschlossen und zwängte sich seitlich gangförmig in die Tuffe ein. Die zeitliche Aufeinanderfolge der Ablagerungen, die in einem Aufschluß der Arnstädter AG. an der Straße Pelm—Essingen sichtbar ist, ist also: Palagonittuff, basaltischer Tuff, Basalt, Basaltgang.

Im E, dicht neben diesem Aufschluß, endet der Lavastrom des Tönnisbusch. Er steht vielleicht mit dem Köpfchen, dem Berggipfel im N, in Verbindung, auf dem sich wenige basaltische Tuffe befinden und ebenfalls noch ein kleiner Lavastrom ausgeflossen ist.

C. Die vulkanischen Ablagerungen bei Pelm und Berlingen.

1. Baarley und Geißhecke.*)

SE Pelm und N Gees befinden sich am Westhang der Baarley Reste eines Palagonittuffes. Dieser wird von basaltischen Tuffen überlagert, deren Eruptionspunkt sich auf dem Gipfel des Berges befindet. Von hier hat ein kleiner Lavaerguß nach S stattgefunden. W davon drang ein Basaltgang auf, der die Tuffe an seinem Rande zu Schweißschlacken verbacken hat.

Die Geißhecke E der Baarley besteht aus zwei kleinen Kuppen, die von Schweißschlacken gebildet werden. Die nach W und S ausgeflossenen Basalte scheinen aus dem Sattel zwischen diesen Kuppen zu kommen, wo sich der Eruptionspunkt befunden haben muß.

v. DECHEN (1886) vermutet den Krater, der alle Tuffe der Baarley und Geißhecke geliefert hätte, in der Mulde zwischen diesen beiden Bergen. Nach den neueren Feststellungen muß diese Ansicht aufgegeben werden.

Die sehr kleine Basaltkuppe auf dem Dachsberg bei Gerolstein, SE Pelm, die nach v. DECHEN (1886) das Ende eines Lavastromes von der Baarley her sein soll, ist wohl ein selbständiger kleiner Durchbruch.

2. Sellbusch und Bongsberg.

Vom Gipfel dieses Berges aus sind nach vorausgegangenen Tuffablagerungen zwei Lavaströme ausgeflossen. Die Schweißschlacken, die die beiden Ströme auf dem Gipfel trennen, stellen die Reste des Kraters dar. Die erste Lava floß nach SW aus und bildete einen kurzen, aber mächtigen Strom. Nach deren Erstarrung war dieser Weg versperrt, so daß die übrige Lava nach E ausfließen mußte und dort eine gut 700 m lange, mitunter 200 m breite aber sehr geringmächtige Decke bildete.

3. Der Sassenberg.**)

S Berlingen befinden sich auf halber Höhe senkrechte grobe Pfeiler einer Lava, die zum Sassenberg gehört. Dieser erhebt sich E davon noch etwa 50 m höher. Die Lava ist hier in den lockeren Tuffen nicht aufgestiegen, sondern hat sich seitlich einen leichteren Ausweg gesucht. Auf die gleiche Art sind wohl die kleinen Basalte am NE-Hang entstanden.

*) (Geeserberg bei v. DECHEN [1886], Aarley bei MITSCHERLICH & ROTH [1865]).

***) (Beuel bei v. DECHEN [1886]).

D. Die vulkanischen Ablagerungen um Hohenfels und Betteldorf.

1. Alter Voss, Bickenberg, Feuerberg und Nohn.

Zwischen Berlingen und Hohenfels breitet sich ein großer Komplex vulkanischer Massen aus, der aus mehreren Einzelbergen zusammengesetzt ist. Der höchste von ihnen ist der Alte Voss. Nach vorangegangenen Auswürfen vulkanischer Aschen stieg in dem Schlot Basaltlava auf. Diese durchbrach seitlich die aufgeschütteten Tuffe und floß nach S aus in das Tal von Berlingen und dieses Tal abwärts noch etwa 1 km weit. Seitlich dieses Lavastromes hat der Berlinger Bach sich weiter eingeschnitten, so daß heute die groben senkrechten Basaltsäulen als scharfe Kante am oberen Ende des Taleinschnittes anstehen. Etwa gleichzeitig mit dem Ausfluß dieser Lava drangen kleinere Mengen gangartig in die Tuffe ein, sie bilden heute den Gipfel des Berges. Schweißschlacken am W-Hang lassen vermuten, daß der eigentliche Krater zwischen diesen und dem Basalt des Gipfels gelegen hat.

Durch einen schmalen Tuffrücken ist der Bickenberg mit dem Alten Voss verbunden. Nur der oberste Teil dieses Berges besteht aus vulkanischem Material. Am W-Rand steht Basalt in groben Säulen an, dieser ist im E unter Tuffen verdeckt. Die gesamte Form läßt vermuten, daß es sich um die Füllung eines Aschenkraters mit Basalt handelt.

An den Alten Voss schließen sich nach E die großen Tuffmassen und Basalte des Feuerberges an. Dieser Vulkan ist wesentlich komplizierter gebaut, als die älteren Autoren ihn beschrieben haben. Durch die riesigen Aufschlüsse am N-Hang über Hohenfels läuft eine große Diskordanz. Die unteren Schichten fallen steil (um 20°) nach N ein, sie sind gut geschichtet. Die Schichtmächtigkeit erreicht nur selten 1 m. Grobkörnige und feinkörnige Schichten wechseln ständig, einige Schichten scheinen auch aus Palagonittuff zu bestehen, den HAARDT (1914) erwähnt. Alle diese Schichten sind mit Bruchstücken des Nebengesteins durchsetzt, die an Häufigkeit nach S in das Innere des Berges zunehmen. Über der Diskordanz stehen ganz anders geartete Tuffe an, die mit $6-10^\circ$ nach S einfallen. Ihre Schichtung ist nur undeutlich zu erkennen.

Auf dem Feuerberg haben mehrere Ausbrüche stattgefunden. Der jüngere Ausbruch hat die Kuppe des ersten Aschenberges gesprengt und seine Lockermassen dann in dem entstandenen Trichter und nach NE über die älteren Tuffe abgesetzt.

Der jüngere Ausbruch läßt sich in mehrere Phasen aufgliedern. Der erste Teilausbruch, der wohl noch die größte Explosivkraft hatte und den älteren Vulkankegel sprengte, förderte auch die größte Menge der jüngeren Tuffe. Diese wurden vor allem nach E und NE in gerichteten Würfeln abgesetzt. Es erfolgte dann eine ständige Verlagerung des Eruptionspunktes. Dies erkennt man an der Lage der Diskordanz in den Aufschlüssen am N-Hang und an der Straße nach Berlingen, deren wechselndes Streichen mindestens vier Verlagerungen vermuten läßt. (Bild 2, T. I).

Während der letzten Phase der Eruptionstätigkeit drang langsam Basalt hoch. Größere Magmafetzen wurden schon mit den letzten Gasausbrüchen hochgerissen und als Schlacken und Bomben in den obersten Tuffen abgelagert. Schließlich gelangte der Basalt selbst an mehreren Stellen der Tuffdecke an die Oberfläche und floß teilweise aus. Mehrere Basaltgänge und zwei kleine Lavaströme nach SW und SE sind Zeugen dieser letzten Tätigkeit des Feuerberges.

Die gesamten Tuffmassen der jüngeren Ausbrüche sind weniger gut geschichtet, als die älteren und viel grobkörniger und meist porös. Besonders in den obersten Teilen wird die Schichtung immer undeutlicher, da mehr und mehr Schlacken hinzukommen. In den kraterwärts einfallenden Tuffen treten auch kompakte Basaltbomben und schwere Kugeltuffe auf. Das ist ein Zeichen dafür, daß die Explosionskraft geringer wurde und die schweren Stücke in den eigenen Trichter zurückfielen.

Vom Feuerberg nur durch ein kleines Tal getrennt, befindet sich am Hange der N o h n (Kellert bei v. DECHEN [1886] und MITSCHERLICH & ROTH [1865]) eine kleine Tuffpartie. Es liegt nahe, sie als zum Feuerberg gehörend anzusehen. Wahrscheinlicher jedoch befindet sich hier ein kleiner selbständiger Ausbruchspunkt, denn die Ausbildung der Schichten ist verschieden. In mehreren Aufschlüssen im SW-Teil sind zwei Tuffarten zu unterscheiden: Die unteren sind gut geschichtet, meist hellfarbig, feinkörnig und fest verbacken. Dazwischen liegen jedoch immer wieder dunklere, lockere mittelkörnige Schichten, die teilweise eine sehr auffallende, leuchtende blaue Farbe haben. Die oberen Tuffe sind dagegen grau, grobkörnig und sehr porös. In den unteren Lagen der oberen Tuffe befinden sich einige Nebengesteinsbruchstücke. Eine Schichtung ist hier noch zu erkennen, sie wird in den oberen Partien aber immer undeutlicher. Dafür nehmen grobe und sehr poröse Schlacken nach oben hin immer mehr zu. Die obersten Schichten bestehen fast nur aus solchen groben Schlacken, die teilweise auch miteinander verbacken sind.

2. Der Mühlenberg bei Hohenfels. *)

Auf dem Mühlenberg N Hohenfels befindet sich eines der größten Basaltvorkommen. Der Basalt steht in groben senkrechten Pfeilern von S über W bis an den N-Hang des Berges an. Die Basis besteht aus einer etwa 50 cm dicken rotge-

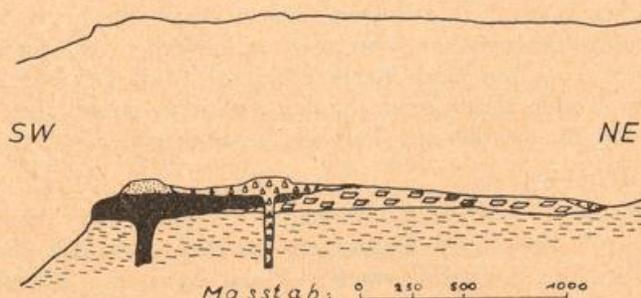


Abb. 5

Abb. 5. Schematischer Schnitt durch den Mühlenberg. $2\frac{1}{2}$ fach überhöht. (Zeichenerklärung s. Abb. 1 S. 17)

färbten Tuffschicht, darunter folgen noch mehrere m Tuffe, dann tonig verwittertes Devon. Der Eruptionspunkt dieser Basalte und der darunter lagernden Tuffe ist in der Gegend der ziemlich mächtigen Schweißschlacken am W-Rand

*) (Weißle bei v. DECHEN [1886]).

zu suchen. Über dem Basalt befindet sich ein Tuff, der viele Bruchstücke von Sanidinkristallen enthält. Darüber lagert, aber nur im westlichen Teil, ein basaltischer Tuff, der bei seinem Ausbruch den Basalt durchschlagen hat. Sein Ausbruchspunkt bildet heute eine deutliche Kuppe auf dem Mühlenberg, auf welcher eine Reihe Basaltblöcke zu finden sind. Der sanidinführende Tuff ist dem auf dem südlichen Rücken des Gonnenstall gleich. Beide scheinen von einer Eruption zu stammen, deren Punkt in dem heutigen Tale zwischen diesen Vorkommen zu suchen wäre.

Die Basalte der Lavaströme sind meist porös. Der Grad der Porosität ist unterschiedlich, mitunter sogar in einem Strom. In dem Aufschluß am N-Hang des Mühlenberges verläuft in etwa 3 m Höhe horizontal durch den ganzen Aufschluß eine scharfe Grenze. Oben ist der Basalt porös, so daß er zu Werksteinen verarbeitet werden kann. Unterhalb der Grenze ist er bedeutend dichter, so daß dieser Teil nur als Schottermaterial Verwendung findet. Auf der Grenzlinie selbst treten häufig kleine längliche schrägliegende Hohlräume auf, die man als Erscheinung ähnlich den Scherklüften deuten kann. Es haben also wahrscheinlich in dem oberen Teil des Lavastromes noch in zähflüssigem Zustand kleine Bewegungen stattgefunden, während der untere Teil, vielleicht in einer schüsselartigen Mulde gelegen, ruhig blieb.

Die Untergrenze der Lavaströme zeigt überall dort, wo sie aufgeschlossen ist, die sogenannten Rollschlacken über vielfach gefritteten Tuffen oder Sedimentgestein. Häufig werden auch durch die fließende Lava Teile aus der Unterlage mitgerissen und in die untersten Partien des Lavastromes einbezogen. In dem Basalt des Mühlenberges, der bis zu den liegenden Tuffen abgebaut wird, lassen sich diese Erscheinungen besonders gut beobachten. (Bild 3, T. II).

Die hohe Lage der Basaltsteilkante am Mühlenberg und das Fehlen größerer Mengen zum Basalt gehörender Tuffe spricht für eine fortgeschrittene Erosion und damit für ein relativ größeres Alter dieser Ausbrüche. Zweifellos ist der Basalt in ein ehemaliges Tal geflossen, dessen Bach sich heute mindestens 50 bis 60 m tiefer eingeschnitten hat. Von allen vulkanischen Ablagerungen auf dem Mühlenberg sind heute nur noch Reste erhalten. Auch der Basalt hat viel an Masse durch am Rande abstürzende Säulen verloren. Rund um den Berg sind riesige Blockfelder, die sich bis zur Talsohle herabziehen.

3. Der Döhm-Berg.

Ganz ähnlich dem typischen Vulkankegel des Gossberges bei Walsdorf ist der Döhm-Berg NE Betteldorf. Er besteht aus steil nach allen Richtungen abfallenden Lapillituffen. Lediglich am SW-Hang ist in die Tuffe etwas Basalt gangartig eingedrungen und hat die Tuffe am Kontakt zu Schweißschlacken verbacken. Etwa gleichzeitig hiermit wird auch das kleine Basaltvorkommen des Schwammert entstanden sein, das sich SE, isoliert vom Döhm-Berg, im Unterdevon befindet.

4. Der Kalenberg.

Auf dem Kalenberg N Betteldorf stehen senkrechte Basalt Pfeiler an. Anstehender Tuff ist nur noch wenig vorhanden, jedoch breiten sich weit den Hang abwärts umgelagerte Tuffe und Basaltblöcke aus.

MITSCHERLICH & ROTH (1865) und v. DECHEN (1886) sahen den Kalenberg als einen SE-NW-gestreckten Rücken an, dessen Basalt vom Döhm-Berg herkommen solle. Von dort solle

ein Lavastrom nach NW über den Kalenberg bis nach Zilsdorf geflossen sein. Die neuere Kartierung zeigt, daß der Kalenberg kein gestreckter Rücken ist, sondern eine fast runde basaltische Kraterfüllung darstellt, aus welcher nach NW ein kleinerer Lavastrom ausgeflossen ist.

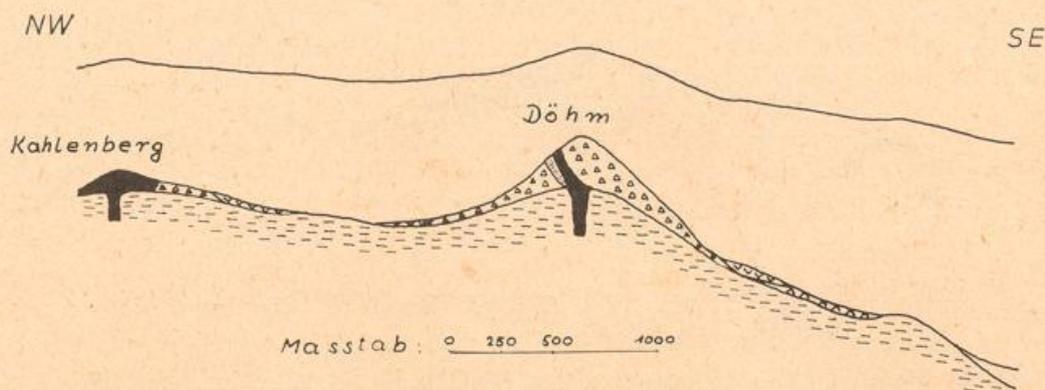


Abb. 6

Abb. 6. Schematischer Schnitt durch Kalenberg und Döhm. $2\frac{1}{2}$ fach überhöht.
(Zeichenerklärung s. Abb. 1 S. 17).

Am Döhm-Berg ist von einem Lavastrom in NW-Richtung nichts zu erkennen. Der Kalenberg ist als ein vollkommen selbständiger Vulkan anzusehen. Auch die kleinen Basaltvorkommen S und SE Zilsdorf sind nicht das Ende dieses Lavastromes, sondern Gänge und Lagergänge im Devon. Die Blockhalde des Basaltes auf dem Kalenberg zieht sich nicht bis nach Zilsdorf abwärts, sondern findet in dem allerdings schwer zu kartierenden Waldgebiet ihr Ende.

E. Die Vulkane bei Kirchweiler, Hinterweiler und Waldkönigen.

1. Der Scharteberg.

v. DECHEN (1886) bezeichnet den Scharteberg als wichtigsten und interessantesten Vulkan der Vordereifel. „Derselbe stellt eine vielgestaltige Bergmasse dar, welche entschieden durch mehrere nacheinander folgende Lavaergüsse an verschiedenen Stellen entstanden ist.“ Bereits MITSCHERLICH & ROTH (1865) und v. DECHEN (1886) haben an der NE-Seite des Berges zwei übereinanderliegende Lavaströme mit dazwischen gelagertem Tuff erkannt und Profile beschrieben. ZIRKEL (1859), HUSSAK (1878) und BUSZ (1885) haben diese Gesteine mikroskopisch untersucht. Trotz dieser eingehenden Erforschung ist es heute noch schwer, ein klares Bild dieses Vulkanes zu erhalten.

Der Gipfel des Scharteberges besteht aus Schweißschlacken. Hier befindet sich wohl der Ausbruchspunkt der meisten und wichtigsten vulkanischen Massen dieses Berges. Die beiden übereinanderliegenden Lavaströme an der E-Seite kommen dort her, ebenso die gangartige Lava SW des Gipfels.

Etwa gleichzeitig mit den Lavaergüssen ist der Basalt auch in das Nebengestein eingedrungen und an vielen Stellen, besonders N und W des Gipfels bis an die Oberfläche gangartig emporgedrungen.

Der kleinere Gipfel im E (P. 650,0) ist ein eigener kleinerer Eruptionspunkt. Hier drang nach Tuffablagerungen einmal Basalt auf, der teilweise bis zum Gipfel emporstieg, dessen Hauptmasse aber nach SE in einem kurzen Lavaström ausfloß.

Der NE-Teil des Scharteberges, der Ringseitert (P. 628,9), besteht nur aus

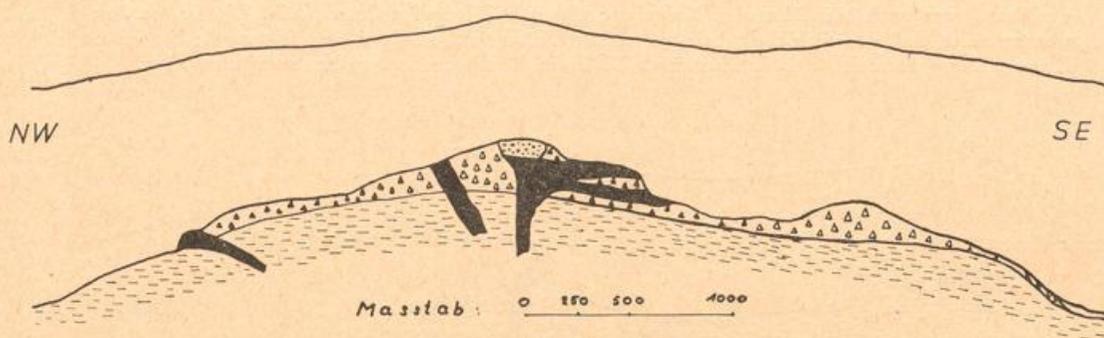


Abb. 7

Abb. 7. Schematischer Schnitt durch den Scharteberg. $2\frac{1}{2}$ fach überhöht. (Zeichenerklärung s. Abb. 1 S. 17).

Tuffen. Diese fallen durchschnittlich mit 35° nach E ein. Ein besonderer Eruptionspunkt ist hier nicht festzustellen, doch scheinen sie weder direkt vom Gipfel des Scharteberges, noch von der Höhe 650,0 ausgeworfen zu sein. Ihr Eruptionspunkt kann in dem maarartigen Kesseltal NE des Scharteberges, W des Ringseitert, vermutet werden.

Das Tuffvorkommen des Geisrech (Geiserich bei v. DECHEN [1886]) ist nicht ganz so ausgedehnt, wie es auch auf der Karte von MITSCHERLICH & ROTH (1865) verzeichnet ist. Der ehemalige Zusammenhang mit dem Scharteberg ist zwar denkbar, aber doch zweifelhaft. Die Tuffe fallen nach NE ein. Sie können eher von dem SW gelegenen Gosberg ausgeworfen sein.

2. Das Dauner Heck und Beuel.*)

MITSCHERLICH & ROTH (1865) und v. DECHEN (1886) erkannten auf dem Dauner Heck bereits „einen kleinen deutlichen, gegen W offenen Krater“, der aus Schlacken gebildet wird und aus dem heraus ein Lavastrom zu verfolgen ist. Beide Autoren bezeichnen das Beuel in Kirchweiler als Ende dieses Lavastromes, dessen Trennung der Erosion eines heute nicht mehr vorhandenen Wasserlaufes zuzuschreiben sei. Eine derartig starke Erosion ist sehr unwahrscheinlich. Auch hier fehlt jede Spur eines Lavablockfeldes, das doch noch vorhanden sein müßte.

Die 8—10 m hohe Basaltmauer ist in einer Einmündung W des Gipfels nach SE zu verfolgen. Hier ist entweder ein kleiner Lavastrom in dieser Richtung ausgeflossen, eher aber scheint es sich um ein gangartiges Eindringen der Lava in den Tuff zu handeln. Untere Stromschlacken, die v. DECHEN (1886) erwähnt, sind heute an keiner Stelle aufgeschlossen.

Im Beuel ist der Basalt direkt durch den devonischen Untergrund gangartig aufgedrungen, wobei nur sehr kleine Gaseruptionen stattgefunden haben. Hier sind also nicht Stromschlacken seitlich in eine Lavamasse eingedrungen, wie v. DECHEN (1886) meint, sondern der aufdringende Basalt hat den Tuff am Rande zu Schweißschlacken verbacken.

3. Der Ernstberg.

Der Ernstberg E des Dauner Heck, SE Hinterweiler, ist der höchste Berg der Vordereifel (698,8 m). v. DECHEN (1886) schreibt: „Die aus Stromschlacken auf

*) (Dungerheck und Beuelchen bei v. DECHEN [1886]).

der Kuppe des Berges bestehenden Felsen scheinen einen gegen E offenen Krater zu umgeben.“ Tatsächlich muß der Gipfel als der Eruptionspunkt aller vulkanischen Massen des Berges angesehen werden. Es handelt sich allerdings nicht um Stromschlacken, sondern Schweißschlacken, wie sie den Rand eines Krates umgeben können (besonders deutlich am Windsborn auf dem Mosenberg).

Von hier stammen auch die den gesamten N-, E- und S-Hang umgebenden Basalte. Allerdings ist ein großer Lavastrom, wie er auf der Karte von MITSCHERLICH & ROTH (1865) eingetragen ist, nicht vorhanden. Die Basalte WSW Waldkönigen sind durch das Devon aufgedrungene Lagergänge. Sie können innerlich zwar mit dem Ernstberg, eher aber mit den Basalten Auf der Wacht zusammenhängen.

4. Auf der Wacht.*)

In den Tuffen Auf der Wacht befinden sich einzelne augitische Tiefeneinschlüsse, sehr selten findet man auch kleine Sanidinbruchstücke. Die Karte von MITSCHERLICH & ROTH (1865) verzeichnet auf dem Berge Basalt. Dieser steht aber nur in einzelnen Partien N, W und S am Hang des Berges an. Der Eruptionspunkt der Tuffe ist etwa der heutige Gipfel. Hierzu gehört nur der Basalt unmittelbar W des Gipfels, alle anderen Basalte sind gang- oder lagergangartig bis in die Tuffe hinein aufgedrungen.

F. Die Vulkane bei Dockweiler und Dreis.

1. Der Hangelsberg.

Der Gipfel des Hangelsberges SW Dockweiler ist durch den Abbau unmittelbar an seinem S-Rand gut aufgeschlossen. FRECHEN (1951) erwähnt hier schon einen mauerartigen Basaltgang. Dieser ist in die vorher abgelagerten grobkörnigen porösen Lapilli in der Nähe des Kraters eingedrungen. Der Eruptionspunkt liegt in der Nähe des Gipfels..

2. Der Eselsberg.

Die Tuffe des Hangelsberges stehen in unmittelbarer Verbindung mit denen des Eselsberges, jedoch ist der Eselsberg ein selbständiger Vulkan, der mächtige Tuffmassen lieferte und einen großen Lavastrom fast 2 km weit in das Tal nach Dreis aussandte.

Der Eselsberg hat zur wirtschaftlichen Erschließung seiner Materialien eine eingehendere Untersuchung erfahren (RAHM [1954]). Die Tuffe sind nicht ganz einheitlich. Auf der E-Seite des Berges befinden sich grobkörnige poröse lockere Tuffe mit einem geringen Anteil an Nebengesteinsbruchstücken, die im W und S von den sogenannten jüngeren Tuffen des Eselsberges überlagert werden. Diese jüngeren Tuffe sind durchweg hellfarbiger und enthalten viel mehr Nebengestein. Sie beginnen mit hellgrauen, festen, feinkörnigen Schichten, die nach oben grobkörniger werden. Die Anteile des Nebengesteins werden darin nach oben hin immer häufiger bis zu einer Schichtserie, die die „hellgrauen Leitschichten des Eselsberges“ genannt wurde (RAHM [1954]). Diese Leitschichten sind am N-Hang des Berges gut aufgeschlossen, sie bestehen aus 10—30 cm mächtigen feinkörnigen festen Schichten, zwischen denen sich grobkörnige Lagen mit oft

*) (Wachshübel bei v. DECHEN [1886]).

über 50 % Nebengesteinsanteilen befinden. Über den Leitschichten folgen wieder grobkörnigere und lockere Tuffschichten. Ihr Anteil an Nebengesteinen bleibt unter dem der Leitschichten, ist aber doch noch höher, als in den unteren Schichten.

Die Ausbruchspunkte weder der jüngeren, noch der älteren Tuffe des Eselsberges sind genau festzulegen. Beide müssen sich unter der bis zu mindestens 25 m mächtigen Tuffbedeckung befinden.

Im NW-Teil des Eselsberges befindet sich ein Ausbruchspunkt noch jüngerer, sehr grober Schlackentuffe (auf der Karte „In der Eyd“). In einem Aufschluß

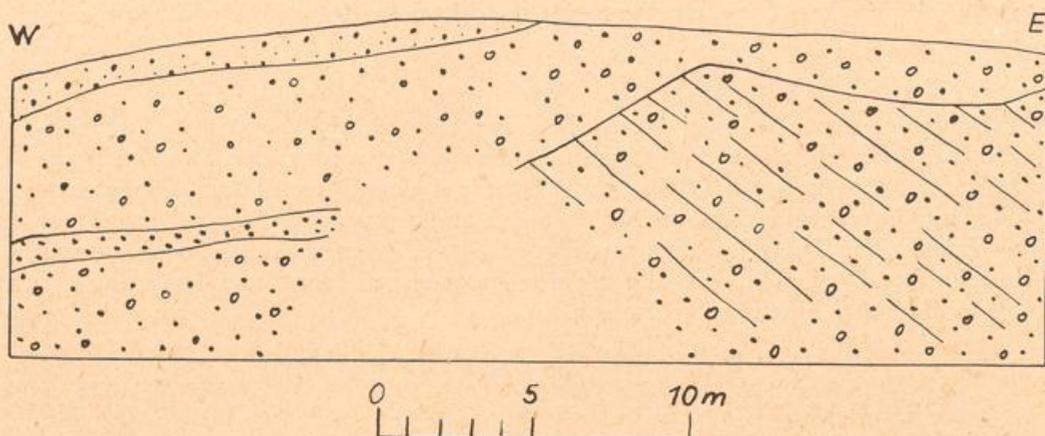


Abb. 8

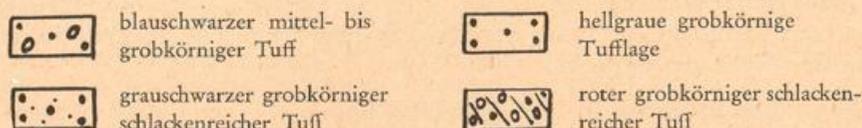


Abb. 8. Aufschluß „In der Eyd“ am NW-Hang des Eselsberges.

stehen im E grobe rote Schlacken und Lapilli an, die steil (45°) nach NE einfallen. An einer scharfen Grenzlinie in der Mitte des Aufschlusses, die 50° nach W einfällt, setzen diese roten Schlacken gegen einen ebenfalls sehr schlackenreichen, aber viel dunkleren, grauschwarzen Tuff ab, der zunächst fast horizontal liegt, am W-Rand des Aufschlusses aber schon steil (bis 30°) nach NNW einfällt. Dieser grauschwarze, schlackenreiche Tuff lagert auch noch in Taschen über den roten Schlacken. Als Hangendes tritt im W-Teil des Aufschlusses noch ein blauschwarzer, grobkörniger, aber fast schlackenloser Tuff hinzu. Aus unmittelbarer Nähe dieses Aufschlusses, nicht vom Hangelsberg, wie v. DECHEN (1886) meint, ist auch der Lavastrom nach N und NE ausgeflossen, dessen Ende heute in alten Steinbrüchen an der Steinlai bei Dreis erschlossen ist.

3. Der Dreiser Weiher.

Neben der Papenkaule bei Gerolstein und dem Walsdorfer Maar ist der Dreiser Weiher noch der einzige einwandfreie Markessel des Kartengebietes. Schon die geringen ihn umlagernden Tuffmengen lassen darauf schließen, daß

es sich nicht um einen reinen Sprengtrichter, wie bei der Papenkaule handelt, sondern daß Senkungserscheinungen an der Ausbildung des großen Kessels mitgewirkt haben. Das wird auch durch die Tatsache bewiesen, daß in der Mitte des Dreiser Weiher noch zusammenhängendes Devon festgestellt wurde, das wohl als größere Scholle abgesunken ist. (FRECHEN [1951]).

FRECHEN (1951) hat am Dreiser Weiher 4 Ausbrüche, die alle randlich gelegen sind, festgestellt. Ein Ausbruch fand am NW-Rande des Kessels statt und warf seine Tuffe nach SW. Die 3 übrigen Ausbrüche erfolgten am SE-Rande. Einer davon warf seine Tuffe fast genau nach S bis über den Lavastrom von Dockweiler. Ein zweiter richtete seine Würfe nach SE, seine Tuffe liegen unmittelbar W Dreis. Der dritte Wurf schließlich war nach NE gerichtet, von ihm stammen die Ablagerungen beiderseits an den Hängen des Struthberges.

Die Tuffe des Dreiser Weiher sind seit langem berühmt wegen ihrer ultrabasischen Auswürflinge, besonders der Olivinbomben. Die Minerale der Auswürflinge sind: Olivin, Diopsid, Pikotit, Hornblende, Biotit, Apatit, Titanit und Magnetit. Hier sei besonders auf die Untersuchungen von FRECHEN (1948) verwiesen.

G. Die Vulkane bei Brück.

1. Der Reinarts-Berg. *)

NW Brück erhebt sich der Reinarts-Berg bis zu einer Höhe von 609,5 m. Nur die oberste Kuppe des Berges ist vulkanisch. In die ziemlich grobkörnigen Tuffe ist nur wenig Basalt gangartig eingedrungen.

v. DECHEN (1886) spricht die Vermutung aus, daß hier Palagonittuff vorhanden sein könnte. Doch ist kein Aufschluß vorhanden, in dem Tuffe mit den Eigenschaften des Palagonittuffes auftreten.

2. Der Rädtersberg.

Der einzige Tuff, der größere Einzelkristalle von Hornblenden führt, befindet sich auf dem Rädtersberg SE Brück. Dazu findet man hier Augite und große Biotite. Bruchstücke vom Nebengestein sind nicht sehr häufig.

Alle Aufschlüsse am Rädtersberg zeigen grobkörnige, poröse Lapilli. Feinkörnige Basisschichten, wie sie bei fast allen anderen Vulkanen bekannt sind, fehlen hier. Die Mächtigkeit der Ablagerungen beträgt in der Gipfelregion etwa 20 m, nimmt nach den Seiten hin aber schnell ab.

Basalte sind vom Rädtersberg nicht bekannt, es handelt sich also um reine Gaseruptionen und Tuffablagerungen. Der Eruptionspunkt wird in der Nähe des Gipfels zu suchen sein.

H. Die vulkanischen Ablagerungen bei Neunkirchen, Steinborn und Daun.

1. Der Gosberg.

Etwa 1 1/2 km NW Neunkirchen befindet sich der Gosberg, dessen nähere Untersuchung v. DECHEN (1886) als wünschenswert bezeichnet, da „die Lage des Lavastromes auf dem Gosberge schwer zu deuten“ sei.

Diese Untersuchung zeigt folgendes Ergebnis: Nach anfänglichen Gaseruptionen mit Tuffablagerungen auf dem SE-Ausläufer des Berges drang Basalt auf,

*) (Reinertsberg bei v. DECHEN [1886]).

füllte den Krater und floß nur wenig nach SE aus. Nach kurzer Ruhepause begannen die Eruptionen von neuem; da jedoch der alte Schlot verstopft war, wurde die Ausbruchsstelle nach NW zum heutigen Gipfel des Gosberges verlegt. Der aufdringende Basalt füllte auch hier teilweise den Krater, floß dann aber an der Grenze Devon/Tuff mehr als 500 m weit nach S aus und bildete das einzige größere Basaltvorkommen, das die Karte von MITSCHERLICH & ROTH (1865) nicht verzeichnet. Die spätere Erosion läßt heute die basaltischen Kraterfüllungen auf den Höhen erscheinen. Sie bilden dort keinen Lavastrom, die Vorkommen sind deutlich voneinander getrennt.

2. Der Riemerich.

Der Gipfel des Riemerich W Neunkirchen wird von der Umwallung eines „deutlichen gegen W hin offenen Kraters“ (v. DECHEN [1886]) gebildet. Von hier floß Lava nach W aus, bog jedoch bald nach S und weiter nach E um. Die Lava ist porös und eignet sich zur Herstellung von Hausteinen, sie wird ungefähr am Ende des Stromes abgebaut.

3. Die Held.

Auf der Held NW Neunkirchen befinden sich am N-Hange in der Nähe des Gipfels alte Aufschlüsse, in denen der stark verfestigte Tuff als „Backofenstein“ abgebaut wurde. Dieser Palagonittuff ist grob geschichtet, grobkörnig, hellgrau und stark verfestigt. Er sieht besonders dem Palagonittuff von Steffeln ähnlich. Die Ausbruchsstelle ist nicht bekannt. Sie befindet sich vermutlich in der Gegend E des Gipfels der Held. Von hier aus ist auch ein kleiner Lavastrom nach NE geflossen, dessen Ende in groben senkrechten Säulen SE Steinborn ansteht. Gleichzeitig hiermit drang wohl der Basalt pfpfenartig auf, auf dem heute Kirche und Friedhof von Neunkirchen stehen.

Der Palagonittuff der Held ist teilweise auf älteren basaltischen Tuffen abgelagert worden, die heute noch am S-Hang des Berges und im Hippersbachtal in einem Aufschluß anstehen. Diese gehören nicht zu den Tuffen des Gosberges oder des Riemerich, denn deren Tuffe überlagern den Palagonittuff, sind also jünger als dieser.

4. Der Asse-Berg. *)

Auf dem Asse-Berg NE Steinborn befindet sich ein großes Basaltvorkommen. Dabei ist auffallend wenig Tuff vorhanden. Der Sockel des Berges besteht bis hoch hinauf aus Devon, dann folgen fast rund um den Berg grobe senkrechte Basalt Pfeiler. Über dem Basalt liegt Tuff.

Die geringen Tuffmengen und die hohe Lage am Hang lassen auf ein höheres Alter dieses Vulkanes schließen. Bestärkt wird diese Ansicht noch durch sehr große Lavablockfelder, die sich nach allen Seiten hangab, besonders zum Pützbachtal hin, erstrecken.

5. Der Fuchskopf. **)

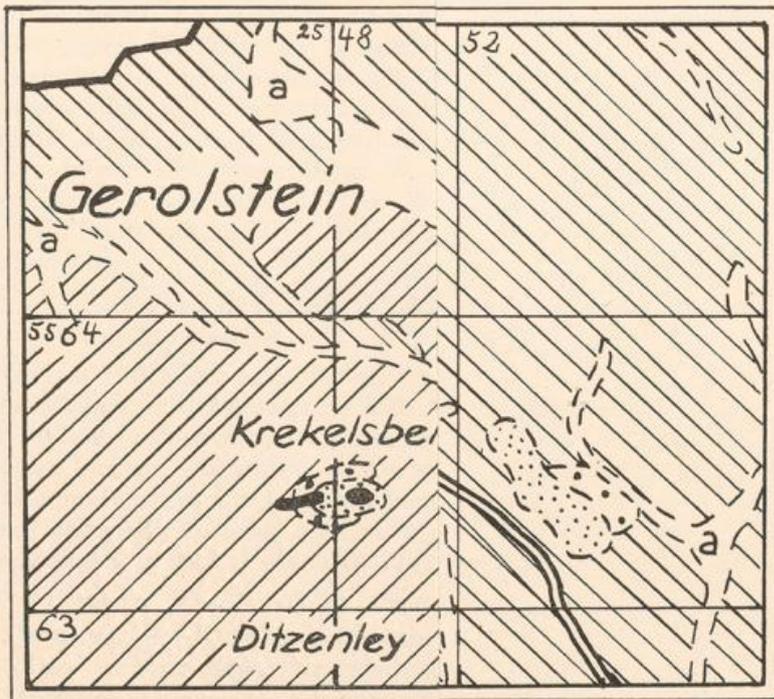
NW Daun führt die Straße nach Dockweiler durch eine Tuffpartie, aus der bereits seit früher Zeit Pflanzenreste bekannt sind. KRÄUSEL & WEYLAND (1942)

*) (Felsberg bei MITSCHERLICH & ROTH [1865] und v. DECHEN [1886]).

**) (Warth bei v. DECHEN [1886]).

Decheniana Bd. 109, Heft 1, 1956

Rahm, Abb. 9



Decheniana Bd. 109, Heft 1, 1956

Rahm, Abb. 9

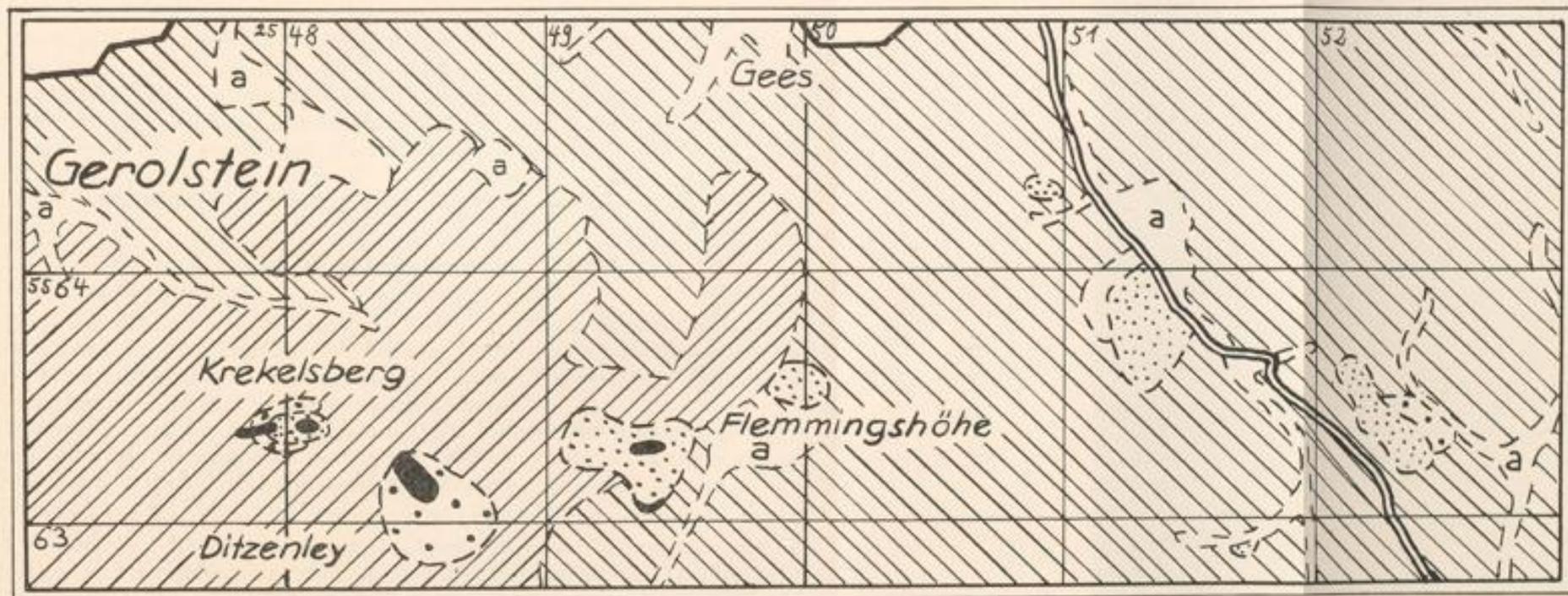


Abb. 9

Abb. 9. Die vulkanischen Ablagerungen südöstlich Gerolstein.

(Erläuterungen siehe Karte 1)



haben das tertiäre Alter dieser Pflanzenreste erneut bestätigt. Dieser tertiäre Tuff konnte sich nur erhalten, weil über ihn noch quartäre Tuffe abgelagert wurden, die in der Gegend der Schweißschlacken auf dem SW-Ausläufer des Fuchskopfes ausgeworfen wurden.

6. Der Kreuzberg.

Der Kreuzberg SE des Fuchskopfes kann als ein selbständiger kleiner Eruptionspunkt betrachtet werden, denn die groben und schlackenreichen Tuffe zeigen umlaufendes Streichen und sind teilweise stark verbacken.

I. Die vulkanischen Ablagerungen südöstlich Gerolstein.

1. Ditzenley und Krekelsberg.

Der Gipfel der Ditzenley N Büscheich besteht aus Basalt, der in groben, senkrechten Säulen abgesondert ist. Er ist anscheinend als mächtiger Gang aufgedrungen oder stellt die Füllung eines ovalen Kraters dar. FRECHEN (1951) bezeichnet ihn als Basaltkegel. Anstehender Tuff ist nicht mehr vorhanden.

Der Gipfel des Krekelsbergs W der Ditzenley besteht ebenfalls aus einer basaltischen Kraterfüllung. Nach W ist ein kleiner Lavastrom etwa an der Grenze Buntsandstein/Tuff ausgeflossen. Der Tuff ist hier größtenteils noch vorhanden.

2. Die vulkanischen Vorkommen bei Jagdhaus Flemingshöhe.

Unweit E der Ditzenley befindet sich noch ein größeres Vorkommen vulkanischer Massen. In den Krater ist nach Auswurf grober Tuffe und Schlacken Basalt als Füllung aufgedrungen. Anscheinend hat später nochmals eine Gaseruption auf der kleinen Kuppe NW davon stattgefunden.

Unmittelbar um das Jagdhaus Flemingshöhe befinden sich grobkörnige Tuffe, deren Mächtigkeit gering, aber nicht genau bekannt ist. Ein Zusammenhang mit irgendeinem anderen Vulkan ist nicht zu erkennen.

3. Einige Tuffvorkommen zwischen Gees und Neroth.

SW Gees, am Wege nach Neroth, befinden sich zwei Tuffvorkommen. Das nördliche ist sehr klein. Die Schichten sind ziemlich feinkörnig. Das südlichere größere besteht aus grobkörnigen Tuffen und Schlacken. LIPPERT (1937) beschreibt von diesen Vorkommen eine subaerische Gleit-Faltung, die aber heute nicht mehr aufgeschlossen ist.

Den Eruptionsort dieser Tuffe und des Vorkommens an der Straße Neroth—Kirchweiler vermutet LIPPERT (1937) in dem Kesseltale bei Punkt 490. Das ist naheliegend, denn auch NW Neroth, SW Punkt 490 befindet sich noch ein sehr kleiner Tuffrest.

K. Tertiäre Vulkane des Kartengebietes.

Auf dem Blatt Hillesheim sind zwei Vulkane, deren Alter als tertiär angenommen wird.

Die Kopp, etwa 2,5 km NW Daun, E des Asse-Berges, ist eine kleine Basaltkuppe, bei der sich noch etwas Tuff erhalten hat. Das tertiäre Alter ist deshalb wahrscheinlich, weil dieser Basalt Sonnenbrand zeigt, der bei quartären Basalten nicht bekannt ist. Auch die äußere Form ähnelt viel eher den tertiären

Basaltstöcken in der Hocheifel.

Der Ahrensberg NE Walsdorf wird ebenfalls als tertiär angesehen. Hier ist der Basalt bereits bis tief in den Schlot hinein abgebaut worden. Basalt-schlote sind von quartären Vulkanen nirgendwo aufgeschlossen. Es bedarf erheblich größerer Zeiträume, um Vulkane so weit abzutragen. An den Schloträndern ist noch Tuff erhalten, in welchem grobe Brocken aus Buntsandstein enthalten sind. Dies ist deshalb bemerkenswert, weil hier zusammen mit einem kleinen Vorkommen bei Hohenfels die östlichsten Punkte der Buntsandsteinfunde der Westeifel sind.

L. *Einzelne Vulkane NW außerhalb des Kartengebietes.*

1. Der Rudersbüsch.*)

Die wichtigste Erhebung bei Oberbettingen ist der Rudersbüsch NE des Ortes. Dichte Bewaldung und starke Veränderungen auf dem Gipfel lassen seine Formen nicht deutlich erkennen. Es haben zuerst Gasausbrüche mit Tuffablage-

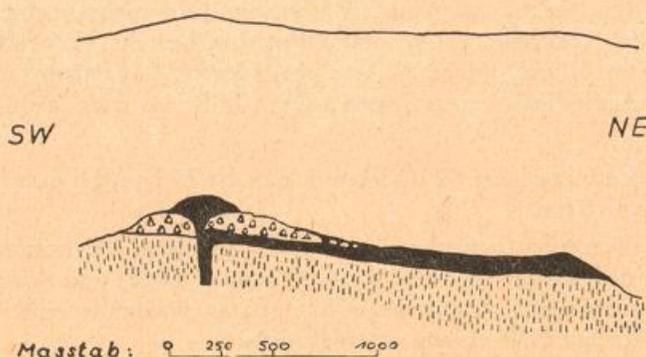


Abb. 10

Abb. 10. Schematischer Schnitt durch den Rudersbüsch. $2\frac{1}{2}$ fach überhöht. (Zeichen-
erklärung s. Abb. 1 S. 17).

rungen stattgefunden, dann drang Basalt auf, hob die relativ leichte Tuffdecke hoch und schob Teile davon beiseite, floß dann etwa an der Grenze Buntsandstein/Tuff aus und bildete einen kleinen Strom nach S, und einen größeren nach NW bis in das ehemalige Kyllbett. Der Gipfel des Berges besteht aus Schweißschlacken, die sich über dem Basalt bei der Ausbruchsstelle gebildet haben.

Der Basalt des südlichen kleinen Lavastromes ist in einem größeren Steinbruch erschlossen. Auf groben Schlacken (die „unteren Rollschlacken“) stehen hier zunächst senkrechte plumpe Säulen. Nach 2—3 m folgen wesentlich feinere Säulen, die scheinbar wirr durcheinanderlaufen, an der oberen Grenze aber alle senkrecht enden. Diese Grenze zu den darüberliegenden Tuffen ist unscharf. Die unmittelbar an den Basalt grenzenden Teile der Tuffe sind zu Schweißschlacken verbacken und machen teilweise die säulige Absonderung des Basaltes mit. Weiter nach oben wird der Tuff immer lockerer, bis er schließlich normal und geschichtet ist.

*) (Roderkopf bei v. DECHEN [1886], Rotherbüsch bei MITSCHERLICH & ROTH [1865]).



Abb. 11

Abb. 11. Der Rudersbüsch bei Oberbettingen. (Zeichenerklärung s. Abb. 1 S. 17).

2. Die Palagonittuffe bei Steffeln.

Während der Steffeler Kopf einen Stratovulkan mit mächtigen Tuffaufschüttungen und einem kleinen Lavaerguß nach SW darstellt, sind die Tuffe N und NE Steffeln anders geartet. Sie sind vielfach untersucht worden und schon bei MITSCHERLICH & ROTH (1865), HUSSAK (1878) und v. DECHEN (1886) als Palagonittuffe aufgeführt.

Recht eigenartig ist die Lage dieser Palagonittuffe um die kesselförmige Mulde NE Steffeln. In diesem Kessel wird der Eruptionspunkt gelegen haben. Der Tuffwall ist nicht mehr rundum geschlossen, es scheinen hier bereits erhebliche Mengen des vulkanischen Materials erodiert zu sein. Auch die Palagonittuff-

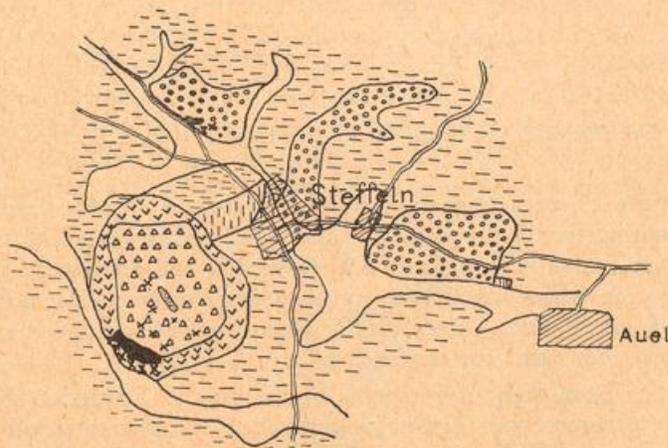


Abb. 12

Maßstab: 0 250 500 1000

Abb. 12. Die vulkanischen Ablagerungen bei Steffeln. (Zeichenerklärung s. Abb. 1 S. 17).

partie NW Steffeln, die heute vollkommen isoliert ist, wird mit den übrigen Teilen zusammengehungen haben, obwohl hier etwas Basalt auftritt.

Der Steffelner Kopf muß jünger sein, als die Ablagerungen des Palagonittuffes, denn in seinen Tuffen finden sich mitunter Teile des durchschlagenen Palagonittuffes.

M. Einzelne Vulkane SE außerhalb des Kartengebietes.

1. Der Firmerich.

Auf dem östlichen Ufer der Lieser bei Daun befindet sich auf dem Firmerich eine deutliche nach NW offene Kraterform. Nach anfänglichen Ablagerungen grober Tuffe, die am S-Hang des Berges gut aufgeschlossen sind, füllte der aufdringende Basalt den Krater und floß nach NW in einem breiten Strom aus.

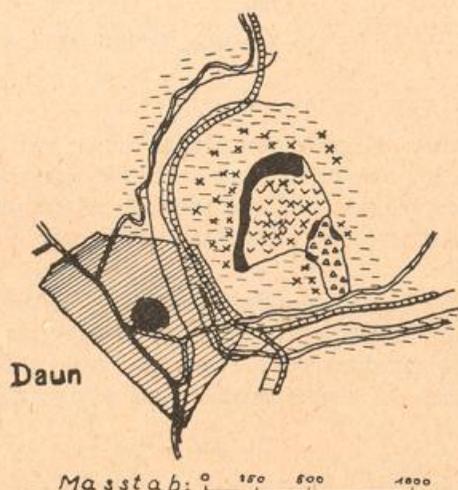


Abb. 13

Abb. 13. Der Firmerich bei Daun. (Zeichenerklärung s. Abb. 1 S. 17).

Gleichzeitig drang er auch gangartig in die Tuffe ein. Einer dieser Gänge ist in der Grube unmittelbar E des Gipfels während des Abbaues erschlossen worden.

Der Lavastrom ist an seinem Ende SW Boverath und an seinem W-Rand am Hang der Lieser in mehreren Brüchen gut aufgeschlossen. Seine hohe Lage am Hang läßt auf ein höheres Alter des Vulkans schließen, das auch FRECHEN (1951) vermutet, aber nicht für erwiesen hält.

Die Burg von Daun steht auf einem Basalt, den v. DECHEN (1886) als das Ende eines Lavastromes vom Firmerich ansieht. Hier scheint jedoch, der runden Form nach zu schließen, eine selbständige Kuppe vorhanden zu sein.

2. Der Kreuzberg bei Schönbach.

N Schönbach befinden sich auf dem Kreuzberg zwei Tuffvorkommen. Mehrere Aufschlüsse lassen gute Einblicke in die Tuffolgen zu.

Die unmittelbar auf dem Devon aufliegenden Schichten sind feinkörnig,

hellgrau und ziemlich fest verbacken. Sie bilden die Basisschichten des nördlichen Vorkommens. Darüber lagern, etwas diskordant, grobkörnige Lapillituffe mit einem größeren Anteil von Deckgebirgsbruchstücken.

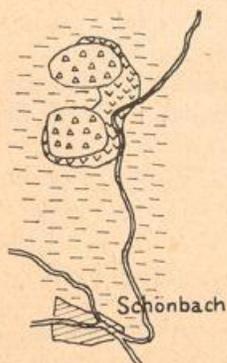


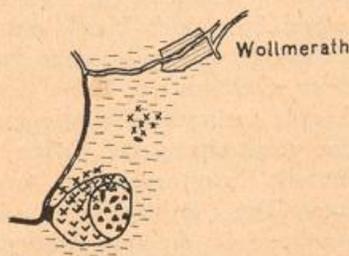
Abb. 14

Maßstab: 0 250 500 1000

Abb. 14. Der Kreuzberg bei Schönbach. (Zeichenerklärung s. Abb. 1 S. 17).

Im südlichen Teil des Kreuzberges bilden grobkörnige Tuffe die Basis. In ihnen befinden sich auch noch Bruchstücke des Deckgebirges, doch in geringerer Zahl. Nach oben verschwinden sie schließlich fast ganz, dafür treten immer mehr und immer größere Schlacken auf.

Beide Vorkommen entstammen wohl einem Eruptionspunkt, der etwa in der Mitte lag. Zuerst wurden die Tuffe des nördlichen Vorkommens abgelagert. Die ersten feinkörnigen Schichten paßten sich der alten Erdoberfläche an, die folgenden grobkörnigen Tuffe bilden durch ihre größere Mächtigkeit ein Eigengefälle und lagern deshalb leicht diskordant über den feinkörnigen Tuffen. Während der Eruptionen hat sich dann die Ausbruchrichtung geändert, es folgt die Ablagerung der Tuffe des südlichen Vorkommens. Mit der Förderung poröser



Maßstab: 0 250 500 1000

Abb. 15

Abb. 15. Der Wollmerather Kopf. (Zeichenerklärung s. Abb. 1 S. 17).

Schlacken ist die Tätigkeit des Vulkanes beendet. Basalte sind nicht aufgeschlossen.

3. Der Wollmerather Kopf.

SW Wollmerath befinden sich sehr grobkörnige, schlackenreiche Tuffe, die teils rot, teils blau-schwarz gefärbt sind. Die sehr vielen und sehr groben Schlacken lassen auf aufsteigenden Basalt schließen. Dieser ist in die Tuffe gangartig eingedrungen und in einem Aufschluß nahe dem Gipfel erschlossen. Ein Teil der Lava aber hat einen Weg seitwärts durch die devonischen Schichten an die Oberfläche gefunden. Die Enden dieser Basaltgänge treten heute am Talabhang N des Wollmerather Kopfes und W des Berges im tiefeingeschnittenen Uessbachtal zutage.

V. Die Tiefenlage der vulkanischen Herde.

Ein Versuch, ähnlich wie RECK (1923) im Hegau die Tiefenlage der vulkanischen Herde nach dem prozentualen Anteil der einzelnen Deckschichten an den Auswürflingen im Tuff zu bestimmen, mußte in der Westeifel scheitern. Im Hegau haben die Vulkane verschiedene nicht gefaltete und in ihrer Mächtigkeit bekannte Schichten durchschlagen; hier befinden sie sich in gefaltetem Gebirge, dessen Unterlage nicht genügend bekannt ist, und dessen Mächtigkeit nur geschätzt werden kann.

Der überwiegende Teil der bisher gefundenen nichtvulkanischen Auswürflinge in den Tuffen entstammt dem Devon oder jüngeren Schichten. An mehreren Maaren und beim Rockeskyller Kopf findet man Auswürflinge metamorpher Gesteine. Vom Kyller Kopf erwähnt HAARDT (1914) auch nichtmetamorphe Auswürflinge kristalliner Schiefer. Gneis wird von den Dauner Maaren von SCHULTE (1891/93) beschrieben, doch liegt offenbar eine Verwechslung mit den Sanidiniten vor; er ist nirgendwo mit Sicherheit nachgewiesen worden.

Dort, wo Vulkane Buntsandstein durchschlagen haben, findet man nur auffallend wenige Buntsandsteinstücke im Tuff. Das ist darauf zurückzuführen, daß das durch toniges Bindemittel sehr weiche Gestein vielfach schon bei der Eruption völlig auseinanderfällt.

Alle Vulkane, die auf Mitteldevon aufsitzen, enthalten in ihren Tuffen sehr viele mitteldevonische Kalke und Dolomite. Das Unterdevon tritt dagegen stark zurück. Da dies auch bei den Vulkanen der Fall ist, die am Rande der mitteldevonischen Mulden stehen, kann der Herd, aus dem der Ausbruch erfolgte, nicht sehr tief gelegen haben. Es wäre allerdings denkbar, daß aus einem langen, engen Schlot sich erst in allernächster Nähe der Erdoberfläche ein Trichter öffnete. Dadurch würde eine geringere Tiefenlage vorgetäuscht.

Die niemals sehr weite Ausbreitung der Tuffe um den Eruptionspunkt, also die verhältnismäßig schwache Eruptionenergie lassen aber auch eine nur geringe Tiefe der Herde vermuten. Denn je höher der vulkanische Herd sich im Deckgebirge befindet, um so geringer ist die zum Ausbruch notwendige Energie.

Ganz allgemein dürfte die Tiefenlage der Herde immer nur mit wenigen 100 m angenommen werden. Natürlich ist sie bei den einzelnen Vulkanen verschieden.

Je tiefer der vulkanische Herd sitzt, um so direkter, d. h. steiler wird die

Durchschlagsröhre zur Erdoberfläche sein. Entsprechend sind dann auch die Gaseruptionen steil nach oben gerichtet. Die Tuffe fallen unmittelbar um den Eruptionspunkt nieder. Da keine größere seitwärts gerichtete Energie vorhanden ist, kann auch kein großer Sprengtrichter entstehen.

Sitzt der vulkanische Herd höher, dann vermag die Ausbruchenergie sich um so leichter seitwärts auszurichten. Der Sprengtrichter an der Erdoberfläche wird größer, die Tuffe werden etwas weiter vom Eruptionspunkt entfernt abgelagert und lassen den Trichter frei. Im extremen Fall sind die Eruptionen einseitig schräg gerichtet, so daß kein geschlossener Tuffwall um den Sprengtrichter entsteht.

In der Westeifel läßt sich die Beobachtung ganz allgemein machen, daß die Tuffe um die Maare weiter verbreitet sind, als um die positiven vulkanischen Formen. Hier nimmt die flächenhafte Ausdehnung nur mit der Höhe des Vulkanes zu.

Die zwei verschiedenen vulkanischen Vorgänge nach FRECHEN (1951), die Bildung der Schlackenkegel und der Maare, der positiven und negativen Formen, läßt sich so auch durch die verschiedene Tiefenlage des vulkanischen Herdes deuten. Damit stimmt auch überein, daß die Maare die letzten vulkanischen Erscheinungen sind. Sie konnten erst entstehen, als das Magma bis dicht unter die Erdoberfläche emporgedrungen war.

Ungelöst bleibt allerdings noch die Frage der Tiefeneinschlüsse, die gerade bei den Maaren, und fast ausschließlich bei diesen, vorhanden sind. Doch scheinen eher ultrabasische Restlösungen aus einem tieferen Magmaherd aufgestiegen zu sein, als daß in dem eigentlichen Herd der Vulkane noch eine Differentiation stattgefunden hätte.

VI. Das Alter der Vulkane

Das Alter einiger Maare wurde pollenanalytisch von FRECHEN und STRAKA (1950) bestimmt und wie folgt angegeben:

Schalkenmehrener Maar	Wende 10. — 9. Jahrht. v. Chr.
Mosbrucher Maar	Wende 10. — 9. Jahrht. v. Chr.
Weinfelder Maar	Mitte 9. Jahrht. v. Chr.
Booser Maar	Wende 9. — 8. Jahrht. v. Chr.

Damit sind die Maare der Eifel zum Teil noch jünger, als die letzten Bimsausbrüche im Lächer Seegebiet; sie sind die letzten und jüngsten vulkanischen Erscheinungen der Westeifel (außer den heute noch tätigen Sauerbrunnen). Im großen und ganzen ist der Westeifeler Vulkanismus mit dem des Laacher Seegebietes gleichaltrig.

Zur Festlegung des ungefähren Alters der Vulkane kann ihre Beziehung zur Talmorphologie herangezogen werden. Dies gelingt mit Sicherheit aber nur in wenigen Fällen.

Das Alter des Kalem bei Birresborn läßt sich auf Grund der Untersuchungen von ZEPP (1933) zeitlich nach Ausbildung der oberen Hauptterrasse und vor Ausbildung der unteren Mittelterrasse der Kyll festlegen.

Der Essinger Bach hat vor Ablagerung der Palagonittuffe bereits eine Terrasse ausgebildet, die entsprechend ihrer Höhenlage in der Nähe der Mündung in die Kyll nach ZEPP (1933) nur der oberen Mittelterrasse zugerechnet werden

kann. Die Terrasse ist unter- und oberhalb des Palagonittuffes sehr gut zu verfolgen. Der Palagonittuff ist also nach der Ausbildung der oberen Mittelterrasse und, da er heute noch bis unter die Sohle des Bachbettes ansteht, vor Ausbildung der unteren Mittelterrasse entstanden.

Der Lavastrom der Hagelskaule bei Gerolstein ist jünger, als die Niederterrasse der Kyll. Das Bett der Kyll befindet sich heute 4—5 m tiefer, als diese Terrasse.

Bei allen anderen Vulkanen fehlen derartig klare Beziehungen zu Flußterrassen, es lassen sich lediglich Rückschlüsse auf Grund der Höhenlage am Talhang und des Grades der Zerstörung ziehen. Danach werden etwa zur gleichen Zeit mit dem Kalem noch eine Reihe anderer „älterer“ Vulkane tätig gewesen sein: Der Schlackenkegel bei Kopp, der Willersberg bei Lissingen, die Ditzenley und der Krekelsberg S Gerolstein, der Mühlenberg bei Hohenfels, der Ernstberg bei Hinterweiler, der Asse-Berg NE Steinborn, Fuchskopf und Firmerich bei Daun und der Kreuzberg bei Schönbach.

Ungefähr zur gleichen Zeit mit der Papenkaule und der Hagelskaule bei Gerolstein werden folgende vulkanischen Ablagerungen entstanden sein: Die Lavaströme und Basalte bei Dohm, Dockweiler-Dreis, Manderscheid (Horngraben am Mosenberg), Bad Bertrich, der Rudersbüsch bei Oberbettingen, der Alte Voß und Sassenberg bei Berlingen, Beuel und Dauner Heck bei Kirchweiler und Auf der Wacht bei Waldkönigen.

Die zeitliche Stellung aller übrigen Vulkane ist unsicher. Sie sind wahrscheinlich nicht so alt, wie der Kalem, aber auch nicht so jung, wie die Papenkaule. Sie entstanden in der vielleicht etwas ruhigeren Zwischenzeit, etwa gleichzeitig mit den Palagonittuffen im Essinger Tal.

Außer diesen Altersbestimmungen nach der morphologischen Lage lassen sich noch relative Altersbestimmungen einiger Vulkane untereinander durchführen.

So sind die Tuffe des Erbenscheil SE Walsdorf älter, als die sie in der Grenzzone überlagernden Tuffe des Orenberges. Beide Auswürfe aus dem Walsdörper Maar sind aber jünger als der Gossberg, denn sie haben zu ihm gehörige Basalte durchschlagen.

Die Palagonittuffe bei Rockeskyll sind älter als die sanidinführenden Tuffe am E-Hang des Kyller Kopfes. Diese wiederum sind älter, als der Kyller Kopf selbst und wahrscheinlich auch älter als Graulai, Kyller Höhe und Gossberg.

Der Kasselburger Hahn, Steinberg und Borlich sind jünger als der Palagonittuff. Der Borlich ist jünger als der Steinberg und dieser jünger als der Kasselburger Hahn.

Der Feuerberg bei Hohenfels ist jünger als der Alte Voß, denn seine Tuffe überlagern jene diskordant.

Der Döhm-Berg NE Betteldorf ist älter als der Dreiser Weiher, denn die Olivinbomben liegen auf den Tuffen des Döhm, wie auf dem Lavastrom von Dockweiler. Dieser ist mithin auch älter als der Dreiser Weiher.

Die Palagonittuffe bei Neunkirchen sind älter als der Riemerich und der Gosberg, jedoch jünger als basaltische Tuffe, die von ihnen überlagert werden.

Über die Zeit zwischen den einzelnen Ausbrüchen läßt sich nur wenig sagen. Sie kann in jedem Fall nur relativ kurz gewesen sein, denn an keiner Stelle sind stärkere Bodenbildungen auf älteren Tuffen aufgeschlossen.

VII. Der Eruptionsmechanismus in der quartären Westeifeler Vulkanzone.

Die quartäre Westeifeler Vulkanzone besteht aus mehr als 100 Einzelvulkanen. Trotzdem sich die Vulkane besonders in dem Kreuzungsgebiet dieser Zone mit der Eifeler N-S-Zone anhäufen, kann in der Regel das vulkanische Material einem bestimmten Eruptionspunkt zugeordnet werden.

Durch die verschiedensten Umstände kann während der Tätigkeit eines Vulkans der Eruptionspunkt verlegt werden. Vielfach zeigen also die vulkanischen Ablagerungen um einen Eruptionspunkt einzelne Stadien des Eruptionsmechanismus auf.

Nach der Systematik der Vulkantätigkeit von RITTMANN (1936) gehören alle diese Vulkane zu den Initialdurchbrüchen, von denen außer den Bimssteindurchbrüchen großen Stils und den gemischten Durchbrüchen mit zähflüssiger Lava alle Arten vorkommen.

Es soll im Folgenden versucht werden, die einzelnen Stadien des Eruptionsmechanismus darzulegen und eine schematische Reihenfolge aufzustellen, die sich nach den Ablagerungen rekonstruieren läßt.

1. Reine Tuffablagerungen.

a) Sprengtrichter und Maare.

Die Maare werden in der Eifel als die letzten vulkanischen Erscheinungen angesehen. Die Vulkane, denen sie ihre Entstehung verdanken, haben fast nur Tuff gefördert. Von keinem Maar ist ein Lavastrom bekannt. Kleine, gangförmige Lavapartien gibt es nur an sehr wenigen Stellen.

Dort, wo die Tuffe in der Nähe der Maare aufgeschlossen sind, findet man die untersten Lagen meist feinkörnig und ohne Bruchstücke des Nebengesteins vor. Nach oben nimmt der Anteil des Nebengesteins zu und gleichzeitig werden die Tuffe immer grobkörniger. In noch höheren Schichten können dann die Fremdanteile allmählich wieder abnehmen.

Dieser Schichtenzyklus ist schon seit langem bekannt, er wird z. B. von MITSCHERLICH & ROTH (1865), v. DECHEN (1886) und FRECHEN (1951) ausdrücklich erwähnt.

Ein Vergleich mit der Schichtenfolge der Tuffablagerungen in den Lockerkegeln zeigt, daß die Zyklen beider Ablagerungen sehr ähnlich sind. Der Eruptionsmechanismus wird in beiden Fällen also etwa der gleiche gewesen sein.

Der Grund für die Entstehung der beiden unterschiedlichen Formen, der positiven und negativen, der Lockerkegel und Maare, ist in erster Linie in der Tiefenlage der vulkanischen Herde zu suchen. (s. Abschnitt V.).

Die Massen der Tuffberge sind größer, als die um die Maare. Das bedeutet, daß jener Vulkan mehr Material gefördert hat, und wahrscheinlich längere Zeit tätig war. Ein Auftürmen größerer Tuffmassen wird meistens auch eine Verlegung des Kraters in diese Tuffmassen hinein zur Folge haben. Der Sprengtrichter der Maare liegt im devonischen Untergrund. Es ist wahrscheinlich, daß derartige, aber wohl kleinere Trichter sich auch unter den Tuffbergen befinden. Die Krater in den Tuffmassen sind heute durch die fortschreitende Erosion meist nur noch undeutlich oder gar nicht mehr zu erkennen.

Bei vielen größeren Maaren, besonders z. B. beim Dreiser Weiher und dem Meerfelder Maar sind die ausgeworfenen Tuffmassen gegenüber der Größe des Trichters verschwindend gering. Dieses auffallende Mißverhältnis hat schon zu vielen Diskussionen Anlaß gegeben.

Neben der Herausbildung eines Sprengtrichters muß hier ein Nachbrechen der obersten Krustenteile stattgefunden haben. STENGEL (1823) bezeichnet das Meerfelder Maar als kalderaartiges Einsturzbecken, VOGELANG (1864) denkt an eine Einschmelzung des Nebengesteins und Nachbrechen der oberen Krustenteile. CLOOS (1941) gibt anhand der Beobachtungen in den Tuffschloten der Schwäbischen Alb „Senkung ihrer Unterlage in jedem Stadium der Tätigkeit“ zur Herausbildung der Maarschüsseln an. FRECHEN (1951) schließt sich dieser Meinung an.

Der extremste Fall vulkanischer negativer Formen sind nach RITTMANN (1936) Sprengtrichter oder Gasmaare ohne Tuffe. Man hat vielfach versucht, die bekannten Kesseltäler der Eifel so zu erklären. Es dürfte jedoch die Ansicht v. DECHEN's (1886) zutreffen, daß diese Kesseltäler nicht vulkanischen Ursprungs sind.

b) Lockerkegel.

Bei den positiven Formen der Tuffablagerungen findet man in der Regel dort, wo die Basis der Tuffe aufgeschlossen ist, feinkörnige, meist etwas verfestigte Tuffe. Diese sind vorhanden am Feuerberg, der Nohn, am Orenberg und am Kreuzberg. Durch Schürfarbeiten wurden sie weiterhin vom Eselsberg und Wolfsbeutel bei Niederbettingen bekannt.

Die Profile der Nohn und des Eselsberges zeigen, daß diese Ablagerungen nicht einheitlich sind. Es sind, besonders in den höheren Teilen, vielfach grobkörnige Lagen zwischengeschaltet. Jedoch sind diese Schichten in der Regel völlig frei von Beimengungen des durchschlagenen Deckgebirges.

Auf diese meist feistkörnigen Schichten folgen grobkörnigere Tuffe. Diese sind nach oben hin immer mehr mit Bruchstücken des Nebengesteins durchsetzt. Meist liegen diese Bruchstücke völlig unverändert vor, seltener sind einzelne Stücke mit einer dünnen Glasrinde umgeben.

In den Tuffen fast aller Vulkane, die mitteldevonische Kalke und Dolomite durchschlagen haben, findet man teils gefrittete, teils ungefrittete Kalke und Dolomite. v. DECHEN (1886) erwähnt solche gefritteten Kalke bereits vom Kasselburger Hahn und von der Papenkaule bei Gerolstein. Einige chemische Analysen, die Herr Dr. R. STROH, Leverkusen, freundlicherweise zur Verfügung stellte, zeigen, daß es sich tatsächlich noch um Calciumcarbonat handelt. Andere Proben dagegen, und das sind ganz besonders leichte Stücke, die in der Farbe den übrigen aber gleich sind, bestehen aus stark eisenhaltigem Aluminiumsilikat. Probe III weist einen auffallend hohen Prozentsatz P_2O_5 auf, der bis jetzt noch nicht erklärt werden kann. (Siehe Tabelle Seite 45).

Tuffe, die mit vielen Bruchstücken des Nebengesteins durchsetzt sind, sind aufgeschlossen am Willersberg, Kasselburger Hahn, Kyller Kopf, Alter Voß und Feuerberg.

Nur selten nimmt der Anteil der Nebengesteinsbruchstücke derartig zu, daß sie den überwiegenden Teil der Eruptionsmassen ausmachen. So am Orenberg und in den hellgrauen Leitschichten des Eselsberges.

Der Anteil des Nebengesteins nimmt in den hangenden Schichten wieder ab.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
CaO	53,5 ⁰ / ₀	53,3 ⁰ / ₀	11,8 ⁰ / ₀	0,8 ⁰ / ₀	Spur	51,8 ⁰ / ₀	1,1 ⁰ / ₀
CO ₂	40,2 ⁰ / ₀	42,0 ⁰ / ₀	1,7 ⁰ / ₀	0,2 ⁰ / ₀	∅	36,3 ⁰ / ₀	∅
SiO ₂	2,2 ⁰ / ₀	1,6 ⁰ / ₀	42,1 ⁰ / ₀	57,1 ⁰ / ₀	58,6 ⁰ / ₀	2,7 ⁰ / ₀	58,1 ⁰ / ₀
Al ₂ O ₃	1,9 ⁰ / ₀	1,4 ⁰ / ₀	20,8 ⁰ / ₀	19,1 ⁰ / ₀	n. best.		18,34 ⁰ / ₀ (Ti+O ₂)
Fe ₂ O ₃	1,0 ⁰ / ₀	0,2 ⁰ / ₀	3,9 ⁰ / ₀	9,3 ⁰ / ₀	12,0 ⁰ / ₀	2,2 ⁰ / ₀	7,66 ⁰ / ₀
MgO	1,0 ⁰ / ₀	1,3 ⁰ / ₀	1,5 ⁰ / ₀	2,3 ⁰ / ₀	Spur	∅	2,9 ⁰ / ₀
K ₂ O	Spur	Spur	1,6 ⁰ / ₀				
Na	∅	∅		5,8 ⁰ / ₀			
P ₂ O ₅			8,9 ⁰ / ₀				
Glühverl.			3,6 ⁰ / ₀	3,7 ⁰ / ₀	6,2 ⁰ / ₀		

Probe I und II: Alter Voß

Probe III und IV: Willersberg bei Lissingen

Probe V und VI: Kyller Kopf

Aufschlüsse in diesen Partien sind ziemlich selten. Die Schürfarbeiten am Eselsberg haben diese Abnahme deutlich gezeigt, weiter können hierher wahrscheinlich auch die Tuffe des Gossberges gerechnet werden.

Mit der Abnahme des Anteils an Nebengestein nimmt in der Regel die Grobkörnigkeit der Tuffe zu, bis sie schließlich in Schlackentuffe übergehen. Haben die Tuffe mit den Nebengesteinsbruchstücken das Ausräumen des vulkanischen Schlotens angezeigt, so ist nunmehr dieser Schlot frei zum Aufstieg des Magmas. Je höher das Magma in den Schlot steigt, um so größer werden die Fetzen, die bei den Gaseruptionen, die ja noch nicht völlig aufhören, mitgerissen werden. Eine Zunahme der Schlacken und gleichzeitige Abnahme der Menge des Nebengesteins im Profil nach oben hin zeigen am deutlichsten die Aufschlüsse an der Nohn. Auch am Feuerberg, der Papenkaule und am Wollmerather Kopf sind solche Schlackentuffe vorhanden. Die größten und größten Schlacken enthält der Wartgesberg bei Strohn. Hier muß das Magma im Schlot bereits nahe an die Oberfläche aufgestiegen sein, denn nur dann können solch große Lavafetzen und, wie es hier der Fall ist, schon ziemlich kompakte Basaltblöcke mitgerissen werden.

Mit dem Aufstieg des Magmas wird die zu den Eruptionen notwendige Energie schwächer. So können, wenn das Magma bis nahe an die Oberfläche emporgedrungen ist, große Lavafetzen nach einem verhältnismäßig kurzen Schleuderweg noch nicht völlig erstarrt sein. Bei kurz hintereinanderfolgenden gleichgerichteten Auswürfen bilden sich dann Schlackenpartien, die durch die noch verhältnismäßig große Wärme miteinander verbacken und die sogenannten Schweißschlacken bilden. Es sind meist engbegrenzte Partien in sonst lockeren Tuffen. Oft sind die einzelnen Schlackenstücke noch gut zu erkennen, so daß an ihrem nachträglichen Verbacken kein Zweifel sein kann.

Da Schweißschlacken also nur in unmittelbarer Nähe ihres Eruptionspunktes entstehen können, zeigen sie in der Regel auch den Eruptionspunkt aller anderen vulkanischen Massen an. Die Schweißschlacken der Hagelskaule zeigen den Ursprungsort des Gerolsteiner Lavastromes an. Alle vulkanischen Gesteine des Ernstberges haben ihren Eruptionspunkt in der Gegend der Schweißschlacken auf dem Gipfel. Von den Schweißschlacken im NW-Teil des Eselsberges „In der

Eyd“ kommt der Dockweiler Lavastrom. Die beiden übereinanderliegenden Lavaströme des Scharteberges kommen vom heutigen Gipfel, der aus Schweißschlacken besteht.

Ganz ähnlich sind die Schweißschlacken der heutigen Gipfel des Gossberges, des Riemerich, des Kasselburger Hahns, der Kreuzkaule, des Rudersbüsch, des Gonnenstalls und des Mühlenberges leicht als Eruptionspunkte von Tuffen und Lavaströmen zu erkennen.

c) Palagonittuffe.

Palagonittuffe in der Eifel wurden bereits von MITSCHERLICH & ROTH (1865) beschrieben und sind von HUSSAK (1878) mikroskopisch untersucht worden. Auch v. DECHEN (1886) erwähnt diese eingehend. Sie kommen vor bei Steffeln, Rockeskyll und Neunkirchen. Diese Tuffe bestehen aus einem braungelben porösen vulkanischen Glas mit Einsprenglingen von Olivin, Augit, Biotit und Magnetit. Eine rotbraune Substanz hat diese Tuffe besonders stark verfestigt, so daß steile, felsartige Abhänge entstehen konnten.

Während im allgemeinen die vulkanischen Lockermassen um einen Eruptionspunkt herum heute noch als geschlossene Decke lagern, sind die Palagonittuffe wesentlich stärker erodiert und meist nur noch als mehr oder weniger große Fetzen erhalten. Der Riegel aus Palagonittuff am unteren SW-Ende im Essinger Tal zeugt von stärkeren Zusammenschwemmungen. Nach S. v. WALTERSHAUSEN (1845) entstehen Palagonite und deren Tuffe submarin, zumindesten unter Wasser. Die Palagonittuffe der Eifel können jedoch unmöglich in Wasser entstanden sein, denn sie reichen von den Talsohlen bis zu solchen Höhen hinauf, daß eine vollkommene Ablagerung in Wasser undenkbar ist. Man kann sich nur vorstellen, daß gleichzeitig mit den Tufferuptionen starke wolkenbruchartige Regen niedergegangen sind, die eine schnelle Zersetzung des vulkanischen Glases und damit eine Palagonitisierung der Tuffe ermöglichten. Natürlich wurde dabei auch sofort sehr viel des gerade abgelagerten lockeren Materials abgeschwemmt, so daß heute nur noch Reste vorhanden sind. Daß viel Wasser bei der Eruption und den Ereignissen kurz danach beteiligt gewesen ist, bezeugen die eindrucksvollen Stauchungen oder Rutschungen im unteren Palagonittuff im Essinger Tal am Hang des Gyppenberges. Dieser Aufschluß befindet sich aber auch bereits in einer solchen Höhe, daß die Rutschungen nicht als subaquatisch angesehen werden können, denn der kurz unterhalb befindliche Talriegel aus zusammengeschwemmten Palagonittuffen ragt nicht so hoch auf. Er hätte sowieso durch seine Porosität das Wasser nicht für längere Zeit stauen können. (Bild 4, T. II).

LIPPERT (1937) beschreibt ähnliche Erscheinungen von einem Tuff (allerdings kein Palagonittuff) bei Gees und bezeichnet sie als subaerische Gleit-Faltung. Als Anlaß hierzu nimmt er in der Hauptsache auch starke Durchfeuchtung an.

2. Ablagerungen von Tuffen und Basalten.

Alle gemischten Vulkane der Westeifel gehören nach der Einteilung von RITTMANN (1936) zu den gemischten Durchbrüchen mit dünnflüssiger Lava.

Haben die im Tuff häufiger werdenden Schlacken und Lavafetzen und die sich bildenden Schweißschlacken bereits das Aufsteigen des flüssigen Magmas angezeigt, so kommt nun der Zeitpunkt, an dem das Magma die Oberfläche erreicht.

Ist die Menge des aufdringenden Magmas gering, so werden damit nur Spalten im Untergrund und später in den Tuffen gefüllt. Versteckte Basaltgänge

werden mitunter erst durch einen Abbau der Tuffe freigelegt, so z. B. in den Palagonittuffen an der Straße Rockeskyll-Essingen, im Hangelsberg, im Firmerich und im Wollmerather Kopf.

Basaltgänge dringen nicht nur in die Tuffe ein. Sobald durch irgendwelche Umstände Spalten im Sedimentgebirge aufreißen, wird das Magma diesen ihm gebotenen Weg benutzen. So findet man heute Basalte, die als Gänge oder sehr kleine Ergüsse fast oder ganz ohne Tuffe aus dem Sedimentgestein aufragen.

Das Beuel in Kirchweiler ist als solcher Gang zu betrachten, ebenso die Basaltfelsen N Essingen, die Basalte E und SE Zilsdorf, mehrere Vorkommen auf dem Scharteberg u. a. m. Die Basaltgänge bei Bad Bertrich sind schon von KETIN (1939) und FRECHEN (1951) beschrieben worden. Der Basaltgang am Pulvermaar bei Gillenfeld dürfte zusammen mit dem Vorkommen im Römerberg auf die gleiche Art entstanden sein und nicht zum Maarvulkanismus gehören.

Bei einem weiteren Aufstieg des Magmas wird nun zunächst der Krater gefüllt. Eine solche Kraterfüllung stellt der Bickenberg dar, der Kalenberg und wahrscheinlich auch die oberste Lava des Kyller Kopfes.

Da die Lava erheblich schwerer ist, als die vorher ausgeworfenen, den Krater bildenden porösen Tuffe, kann sie diese Tuffe einfach beiseite schieben und ausfließen. Der klarste Fall dieser Art ist der Lavastrom im Horngraben vom südöstlichsten Krater des Mosenberges bei Manderscheid (AHRENS [1929]). Kraterfüllungen mit kleinen Lavaströmen sind vorhanden auf dem Beuel SW Zilsdorf und dem Kalenberg SE Zilsdorf.

Lavaströme sind an sehr vielen, ja den meisten Vulkanen der Westeifel ausgeflossen. Einer der bedeutendsten, weil längsten und an Masse reichsten Ströme, floß vom Kalem bei Birresborn in das damalige Kyllbett (Hauptterrasse), wurde dort gestaut und floß etwa drei km weit talauf bis kurz vor Lissingen. Vielfach sind die zu diesen Strömen gehörigen, aus Lockermaterial bestehenden Krater nicht mehr zu erkennen.

Es wurde bereits erwähnt, daß die gegenüber den Tuffen erheblich schwerere Lava diese Tuffe beiseite schieben kann. Sie vermag aber auch die Tuffe teilweise hochzuheben und unter ihnen auszuffließen. Dies geschieht dann etwa an der Grenze sedimentärer Untergrund/Tuff.

Bei oberflächlichem Ausfließen einer Lava bilden sich an der Oberschicht des Stromes Schlacken, die den Lavastrom vor zu schneller Abkühlung schützen. Solange jedoch die Lava unter den Tuffen hervorquillt, werden keine Schlacken neu gebildet, sondern die Hitze wird an die unmittelbar darüber befindlichen Tuffe abgegeben. Diese werden dadurch in sich und mit dem Strom verschweißt. Es ergibt sich dann ein kontinuierlicher Übergang von Basalt über Schweißschlacken zu ungestört lagernden Tuffen. Der beste Aufschluß dieser Art konnte vom Rudersbüsch N Oberbettingen beschrieben werden, es ist weiterhin am Mosenberg bei Manderscheid zu beobachten.

Die Lavaströme des Rudersbüsch sind also nach Ablagerung der heute darüberliegenden Tuffe ausgeflossen. Sie bedeuten die letzte Tätigkeit dieses Vulkans. Ganz ähnlich werden auch viele andere Lavaströme das Ende der Tätigkeit der einzelnen Vulkane darstellen.

Die Ströme des Gossberges nach S und N sind nach der Bildung der Tuffe dieses Berges ausgeflossen, gleichzeitig drangen dabei kleinere Magmateile als Gänge in die Tuffe ein.

Der Lavastrom des Alten Voß floß an der Grenze Devon/Tuff nach S aus und ergoß sich in das Tal des Berlinger Baches, nachdem das Magma wahrscheinlich vorher im Schlot und in Spalten im Tuff emporgedrungen war und diesen Aufstiegsweg verstopft hatte.

Auch die letzte vulkanische Tätigkeit des Sassenberges bestand in einem Lavaerguß, dessen Felsen heute am Fuße des vulkanischen Teiles dieses Berges anstehen.

3. Stratovulkane.

Nach RITTMANN (1936) ist ein Stratovulkan „ein Sammelbegriff, der alle abwechselnd aus Lavaströmen und Lockerstoffen aufgebaute Vulkankegel umfaßt“.

Nach dem Aufbau eines Tuffberges und dem Ausfließen der Lava ist in der Regel die Tätigkeit eines Vulkanes beendet. Sie kann jedoch nach kurzer Ruhepause wieder aufleben und beginnt dann wiederum mit Gaseruptionen und Tuffablagerungen. Teilweise durchschlagen diese Eruptionen den vorher erstarrten Basalt. Sie stellen keine Hornitos dar, sondern zeigen den wiederauflebenden echten Vulkanismus an.

Auf dem Lavastrom des Kalem entstanden später mehrere Schlackenkegel, deren Schlote durch den ganzen Basalt zu verfolgen sind. Auch auf dem Mühlenberg befinden sich Blöcke des durchschlagenen Basaltes in dem jüngsten Tuff.

Diese Wiederholungsphase des Zyklus der vulkanischen Tätigkeit ging in einigen Fällen auch wieder bis zu Lavaergüssen, so daß bei diesen Vulkanen dann zwei Lavaströme übereinander liegen.

Vom Scharteberg haben MITSCHERLICH & ROTH (1865) und v. DECHEN (1886) bereits zwei Lavaströme beschrieben.

Auf dem Kyller Kopf sind zwei Lavaströme sogar im Mineralbestand verschieden. Der untere Lavastrom scheint dazu noch in zwei Phasen ausgeflossen zu sein, so daß hier im ganzen drei Ausbrüche anzunehmen sind.

4. Seitwärtsverlegung der Eruptionspunkte.

Die am Ende einer vulkanischen Phase erstarrte Lava hat vielfach auch den Schlot und damit die Eruptionsstelle der vulkanischen Massen verstopft. Bei dem Wiederaufleben der vulkanischen Tätigkeit mußte nun vielfach ein neuer Weg gesucht werden. So kann seitwärts neben dem alten Vulkan ein neuer entstehen.

Gerade in dem zentralen Teil der Westeifel häufen sich die Vulkane so, daß manche von ihnen einen gemeinsamen Herd haben werden. Hier, in der Eifeler N-S-Zone ist der sedimentäre Untergrund so stark gestört, daß zahlreiche Aufstiegswege möglich sind. An der Oberfläche lassen sich diese inneren Zusammenhänge nicht erkennen. Vielfach gehören also hier als selbständig behandelte Vulkane mit benachbarten zusammen zu einem Eruptionszyklus.

VIII. Zusammenfassung

Es wird der zentrale Teil des quartären Westeifeler Vulkanzuges behandelt, in dem sich in dem Kreuzungsgebiet mit der Eifeler N-S-Zone die Vulkane stark anhäufen.

In der Vulkanzone sind einzelne Vulkangruppen entsprechend der Tektonik des sedimentären Untergrundes NW-SE oder SW-NE orientiert. Einzelheiten der Abhängigkeit der Vulkane von der Tektonik lassen sich durch die Tuffbedeckung nicht nachweisen.

Die Landschaft vor Beginn des Vulkanismus bestand im Alttertiär aus einem

Gebirge mit sanften Hängen, deren Täler im Oligozän und Miozän wieder aufgefüllt wurden. Spätere Verbiegungen schufen eine gewellte Rumpffläche, in die sich im Quartär mit der Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges die von Rhein und Mosel abhängigen Flüsse einschneiden. Die vulkanischen Massen wurden in eine zertalte Landschaft ähnlich der heutigen außerhalb der Vulkanzone abgelagert.

Die einzelnen Vulkane werden beschrieben und dabei versucht, den Eruptionspunkt festzulegen. Die Basalte gehören zu den Alkalibasalten. Die Tuffe sind meist lapilliartig, teilweise mit vielen Bruchstücken des Deckgebirges. Einige Tuffe enthalten Auswürflinge magmatischer Tiefengesteine, andere Bruchstücke von Sanidinkristallen.

Die Tiefenlage der vulkanischen Herde ist nur gering entsprechend der schwachen Eruptionsenergie und der Häufigkeit der obersten Schichten des Nebengesteins in den Tuffen. Je höher der vulkanische Herd sitzt, um so leichter kann sich die Ausbruchenergie seitwärts ausrichten. Bei den Maaren liegt der Herd wahrscheinlich am höchsten.

Die jüngsten und letzten Ausbrüche sind die Maare. Ihr absolutes Alter beträgt 10 000—12 000 Jahre.

Das Alter der anderen Vulkane kann nur in wenigen Fällen durch Ablagerungen auf Flußterrassen genauer angegeben werden. Sonst läßt nur die Höhenlage an Talhängen und die Stärke der Erosion Rückschlüsse zu.

Für mehrere Vulkangruppen werden relative Altersfolgen angegeben.

Alle Vulkane zählen zu den Initialdurchbrüchen. Bei den Maaren und Lockerkegeln findet man an der Basis der Ablagerungen feinkörnige Tuffe. Im Profil nach oben werden die Tuffe grobkörniger und der Anteil des Nebengesteins nimmt bis zu einer bestimmten Höhe zu und dann langsam wieder ab. Die negativen Formen haben den gleichen Eruptionsmechanismus.

Die Bildung der Palagonittuffe ist in der Eifel nicht unter Wasser möglich, sie wird durch starke Regengüsse während der Eruption erklärt.

Das nach den Gasausbrüchen aufsteigende Magma dringt zunächst nur in Spalten ein, füllt dann den Krater und fließt schließlich unter Beiseiteschieben der Tuffe aus. Einige Lavaströme haben die leichtere Tuffdecke teilweise emporgehoben und sind an der Grenze Sedimentgestein/Tuff ausgeflossen. In jedem Fall bildet die Förderung von Basalt das Ende einer Eruptionsphase.

Der Eruptionszyklus kann sich ein- oder zweimal wiederholen.

Bei verstopftem Schlot wird der Eruptionspunkt seitlich verlegt, so daß äußerlich mehrere Vulkane nebeneinander entstehen, die denselben Herd haben.

Literaturverzeichnis

- Ahrens, W., Der geologische Bau des Mosenberges bei Manderscheid. — Verh. Naturhist. Ver., 86, 11—128, Bonn 1929.
- Busz, K., Mikroskopische Untersuchungen an Laven der Vordereifel. — Verh. Naturhist. Ver., 42, 433—435, 438—439, Bonn 1885.
- Cloos, H., Einführung in die Geologie. — XII, 503 S., Berlin (Borntraeger) 1936.
- Hebung — Spaltung — Vulkanismus. — Geol. Rdsch., 30, H. 4a, Stuttgart 1939.
- Die Maare der Eifel. — Rhein. Heimatpfl., H. 1/2, 1940.
- Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. — Geol. Rdsch., 32, H. 6—8, Stuttgart 1941.
- Dechen, H. v., Vergleichende Übersicht der vulkanischen Erscheinungen im Laacher Seegebiet und in der Eifel. — Z. deutsch. geol. Ges., 17, 69—152, Berlin 1865.

- Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. — 2. Aufl. Bonn (Cohen) 1886.
- Follmann, O., Vulkanwegführer Andernach—Gerolstein. — Trier (Schaer & Dathe) 1914.
- Abriß der Geologie der Eifel. — Braunschweig (Westermann) 1915.
- Die Eifel. — Mon. z. Erdkunde. Bd. 26, 1928.
- Frechen, J., Die Genese der Olivinausscheidungen vom Dreiser Weiher (Eifel) und Finken-
berg (Siebengebirge). — N. J. Min. etc., 29 A, 317—406, Stuttgart 1948.
- Die Vulkane der Westeifel. — Exkurs.-Fhr. S. 9, Bonn 1950.
- und Straka, H., Die pollenanalytische Datierung der letzten vulkanischen Tätigkeit
im Gebiet einiger Eifelmaare. — Naturwiss., 37, 184/185, Berlin 1950.
- Die Vulkane der Westeifel. — In: Hopmann-Frechen-Knetsch, die vulkanische Eifel.
S. 49—77. Wittlich (Fischer) 1951.
- Der Rheinische Bimsstein. — Wittlich (Fischer) 1953.
- Grebe, H., Neuere Beobachtungen über vulkanische Erscheinungen am Mosenberg bei Man-
derscheid, bei Birresborn und in der Gegend von Bertrich. — Jb. Pr. Geol. LA für
1885, 165—177, Taf. 5, Berlin 1886.
- Haardt, W., Die vulkanischen Auswürflinge und Basalte am Killerkopf bei Rockeskill in
der Eifel. — Jb. Pr. Geol. LA., 35 II, 177—252, Taf. 14—21, 2 Abb., Berlin 1914.
- Halbfass, W., Die noch mit Wasser gefüllten Maare der Eifel. — Verh. Naturhist. Ver.,
53, 310—335, Berlin 1896.
- Hentschel, H.: Über die Tuffnatur der Schalsteine. — Notizbl. Hess. LA f. Bodenforsch.
(6), 2, 122—137, Wiesbaden 1951.
- Hesse, H., Die erloschenen Vulkane Deutschlands. — Wiss. Beil. z. Jahresber. d. Realsch. z.
Reichenbach i. V., 69 S., 1883.
- Hopmann, M., Spuren eines Phonolithdurchbruchs bei Rockeskyll in der Eifel. — Zbl. Min.
etc., 565—569, Stuttgart 1922.
- Hoppe, H. J., Untersuchungen an Palagonittuffen und über ihre Bildungsbedingungen. —
Chemie d. Erde, 13, H. 4, 484—514, Jena 1941.
- Hussak, E., Die basaltischen Laven der Eifel. — Sitzber. Kgl. Akad. Wiss. Wien, 77, I,
330—336, Wien 1878.
- Keferstein, Ch., Geognostische Bemerkungen über die basaltischen Gebilde des westlichen
Deutschlands; als Fortsetzung der Beiträge zur Geschichte und Kenntnis des Basaltes.
— 207 S., Halle (Hendel u. Sohn) 1820.
- Ketin, I., Tektonik und Vulkanismus der Gegend von Bad Bertrich in der Südeifel. — Jb.
Pr. Geol. LA. 60, 49—98, Taf. 12, 27 Abb., Berlin 1940.
- Kräusel, R. und Weyland, H., Tertiäre und quartäre Pflanzenreste aus den vulkanischen
Tuffen der Eifel. — Abh. Senckenb. Naturf. Ges., 463, 62 S., 9 Taf. 17 Abb., Frank-
furt 1942.
- Krömmelbein, K., Zur Geologie der Salmerwald- und Gerolsteiner Mulde (Devon.
Eifel). — Z. deutsch. geol. Ges. 103, 325—326, Stuttgart 1952.
- Laspeyres, H., Beiträge zur Kenntnis der vulkanischen Gesteine des Niederrheins. — Z.
deutsch. geol. Ges. 18, 311—363, Berlin 1866.
- Lippert, H. J., Gleit-Faltung in subaquatischem und subaerischem Gestein. — Sencken-
bergiana, 19, 355—375, Frankfurt 1937.
- Loewinson-Lessing, F., Zur Bildungsweise und Classification der klastischen Gesteine.
— Min. petrogr. Mitt., 9, 528—533, Wien 1888.
- Louis, H., Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im
Moselgebiet. — Münchner Geographische Hefte, 2, 97 S., 10 Profilabb., 1 K., Regens-
burg 1953.
- Lucius, M., La notion de pénéplaine et le modelé du terrain de l'Ardenne Luxembourgeoise
(Oesling). — Bull. Soc. naturalistes lux., Luxembourg 1950.
- Mitscherlich, E., Über die vulkanischen Erscheinungen in der Eifel und der Metamorphie
der Gesteine durch erhöhte Temperatur. — Abh. Kgl. Akad. Wiss. Berlin, Phys. Kl.,
1—77, 5 Kten, Berlin 1865.
- Pencck, A., Studien über lockere vulkanische Auswürflinge. — Z. deutsch. geol. Ges., 30,
97—129, Berlin 1878.
- Über Palagonit- und Basalttuffe. — Z. deutsch. geol. Ges. 31, 504—577, Berlin 1879.
- Philippson, A., Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. — Verh. XIV. deutsch.
Geogr.-Tag. Köln, 193—205, Köln 1903.

- Pirsson, L. v., Der mikroskopische Charakter der vulkanischen Tuffe. — *Auw. Sci.*, 40, 191—211, New Haven 1915.
- Rahm, G., Geologisch-technische Untersuchungen der vulkanischen Vorkommen Eselsberg bei Dockweiler, Nohn bei Betteldorf, Wolfsbeuel bei Niederbellingen und der vulkanischen Ablagerungen bei Oberstadtfeld zum Zwecke ihrer Verwendung als Kunstbaustoffe. — Diplomarbeit Freiburg 1954.
- Rauff, H., Entwurf zu einem Geologischen Führer durch die Gerolsteiner Mulde. — 54 S., 3 Taf. (geol. Karte 1 : 25 000), Berlin (geol. LA.) 1911.
- Reck, H., Die Kainozoischen Vulkane Deutschlands und unsere Vulkantheorien. — *Naturwiss. Wochenschrift*, 49, Jena 1908.
- Über den Eruptionsmechanismus einiger eigenartiger Vulkane Mittel- und Süddeutschlands. — *Jb. Pr. geol. LA.*, 42, 543—559, Berlin 1921.
- Die Hegau-Vulkane. — XXIII, 248 S., 18 Taf., 23 Abb., 1 Karte 1 : 200 000, Berlin (Borntraeger) 1923.
- Rittmann, A., Vulkane und ihre Tätigkeit. — VII, 188 S., 25 Abb., 1 Taf., Stuttgart (Enke) 1936.
- Sartorius v. Waltershausen, W., Über die submarinen vulkanischen Ausbrüche in der Tertiär-Formation des Val di Noto im Vergleich mit verwandten Erscheinungen am Aetna. — *Gött. Stud.* 371—432, Göttingen 1845.
- Schulte, W., Geologische und petrographische Untersuchungen in der Umgebung der Dauner Maare. — *Verh. Naturhist. Ver.* 48, 174—208, Bonn 1891, 50, 295—306, Bonn 1893.
- Seiwert, J., Über einige basaltische Laven und Tuffe der Eifel. — *Verh. naturhist. Ver.* 48, 97—103, Bonn 1891.
- Steininger, J., Die erloschenen Vulkane in der Eifel und am Niederrhein. — Mainz 1820 und 1821.
- Gebirgskarte der Länder zwischen Rhein und der Mosel. — Mainz 1822.
- Geognostische Beschreibung der Eifel. — 143 S., 1 Karte, 1 Profiltaf., 9 Taf., Trier (Lintz) 1853.
- Stengel, Beschreibung des Mosenberges bei Manderscheid und des Meerfelder Sees. — In Nöggerath, J., *Das Gebirge in Rheinland und Westfalen*. I, 79—91, Bonn 1823.
- Stickel, R., Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. — *Beitr. Landeskd. Rheinl.* 5, Leipzig 1927.
- Neuere Beobachtungen über die Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges. — *Naturwiss. Monatsh. f. d. biol. chem. u. geol. Unterr.*, 3, 142—148, Leipzig 1930.
- Straka, H., Zur spätquartären Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. — *Arb. Rhein. Landeskunde.*, 1, IX, 116 S, Bonn 1952.
- Pollenanalytische Datierung zweier Vulkanausbrüche bei Strohn (Eifel). — *Planta*, 43, 461—471, 1954.
- Von den letzten deutschen Vulkanen in der Eifel. — *Natur und Volk*, 86, 3, 69—79, Frankfurt 1956.
- Van der Wyck, Übersicht der Rheinischen und Eifeler erloschenen Vulkane und der Erhebungsgebilde, welche damit in geogn. Verbindung stehen, nebst Bemerkungen über den technischen Gebrauch ihrer Produkte. — Bonn 1826.
- Vogelsang, H., Die Vulkane der Eifel in ihrer Bildungsweise erläutert. — *Preisaustr. d. Holl. Ges. Wiss. Haarlem* 1864.
- Wolff, F. v., *Der Vulkanismus*. I. — Stuttgart (Enke) 1914.
- *Das Gesetz des Vulkanismus*. — *Nov. Acta Leop.*, 8, 55, Leipzig 1940.
- Zapp, J., Morphologie des Kyllgebietes. — *Verh. naturhist. Ver.*, 90, 1—69, Bonn 1933.
- Die Maare der Eifel. — *Rhein. Heimatpfl.*, 7, 1, 1935.
- Zirkel, F., Die trachytischen Gesteine der Eifel. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 11, 507—540, Berlin 1859.
- Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung der Basaltgesteine. — Bonn 1870.
- Mikromineralogische Mitteilungen. 5. Vulkanische Aschen und Sande. — *N. J. Min. etc.*, 16—25, Stuttgart 1872.
- *Lehrbuch der Petrographie*. 2. Aufl. I., II. — Leipzig 1893/94.



Bild 1: Aufschluß NE des Kyller Kopfes in der Flur „Auf Dickel“, r=48700, h=69720. Tuffschlot mit groben Brocken aus Unter- und Mitteldevon und älteren Tuffetzen, der einen gut geschichteten sandinführenden Tuff durchschlagen hat.



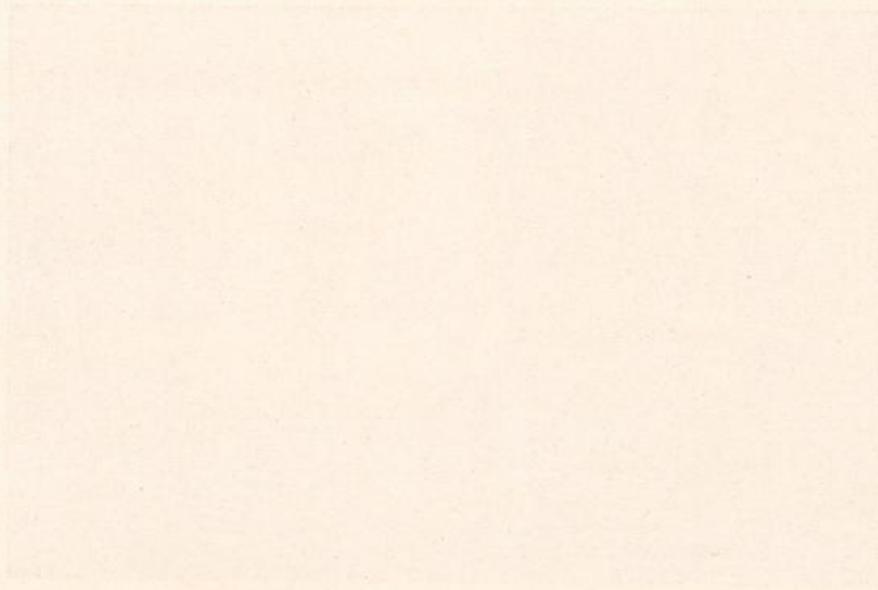
Bild 2: Aufschluß im Feuerberg an der Straße nach Berlingen mit Diskordanz.



Bild 3: Rollschlacken unter Basalt im Aufschluß am N-Hang des Mühlenberges.
Darunter rotgefritteter Tuff.



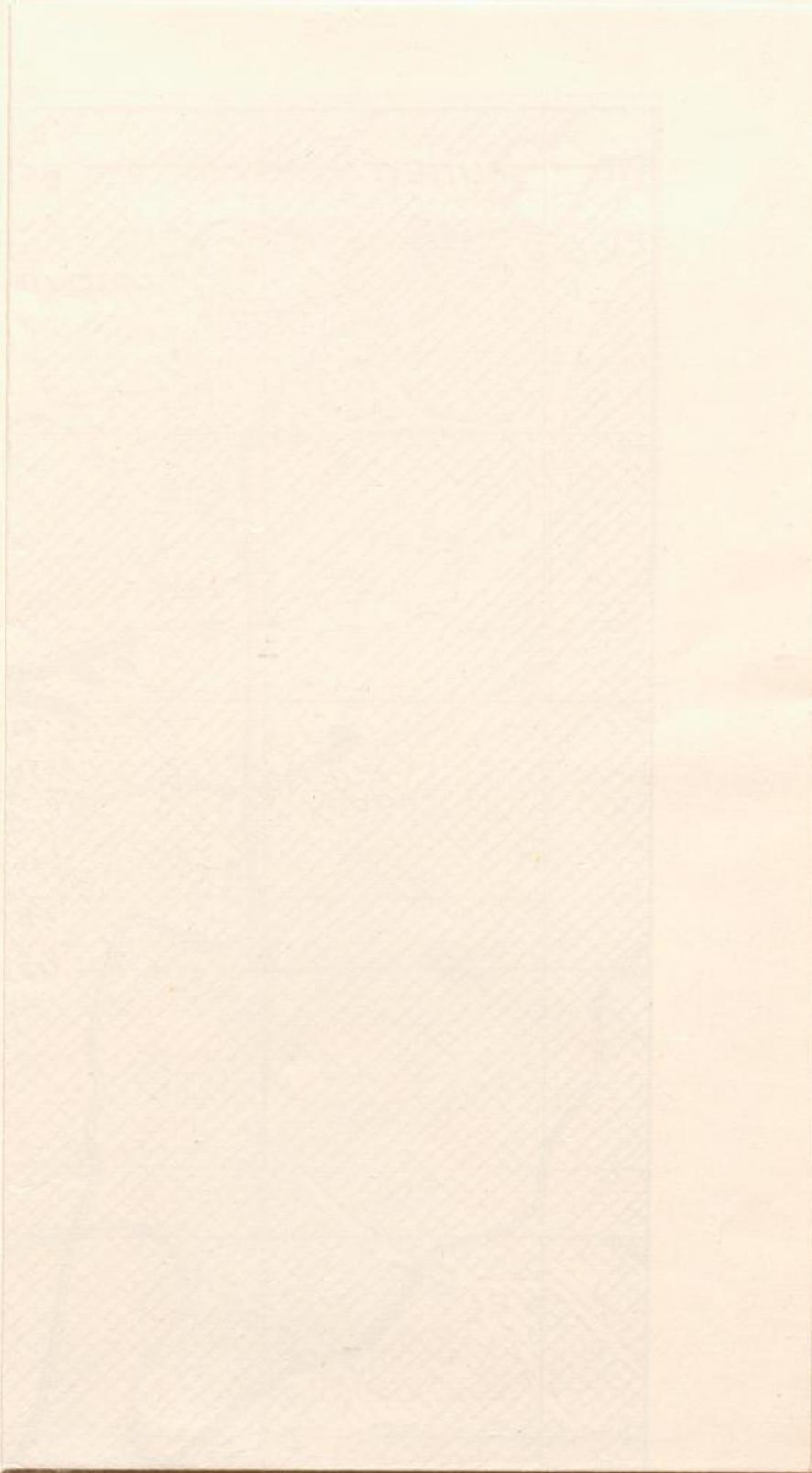
Bild 4: Palagonittuff am S-Hang des Gyppenberges. Die unteren Tuffe sind gestaut und zeigen Rutschungserscheinungen. Darüber liegen diskordant jüngere Palagonittuffe.



Faint, illegible text centered at the bottom of the page, possibly a signature or a date.

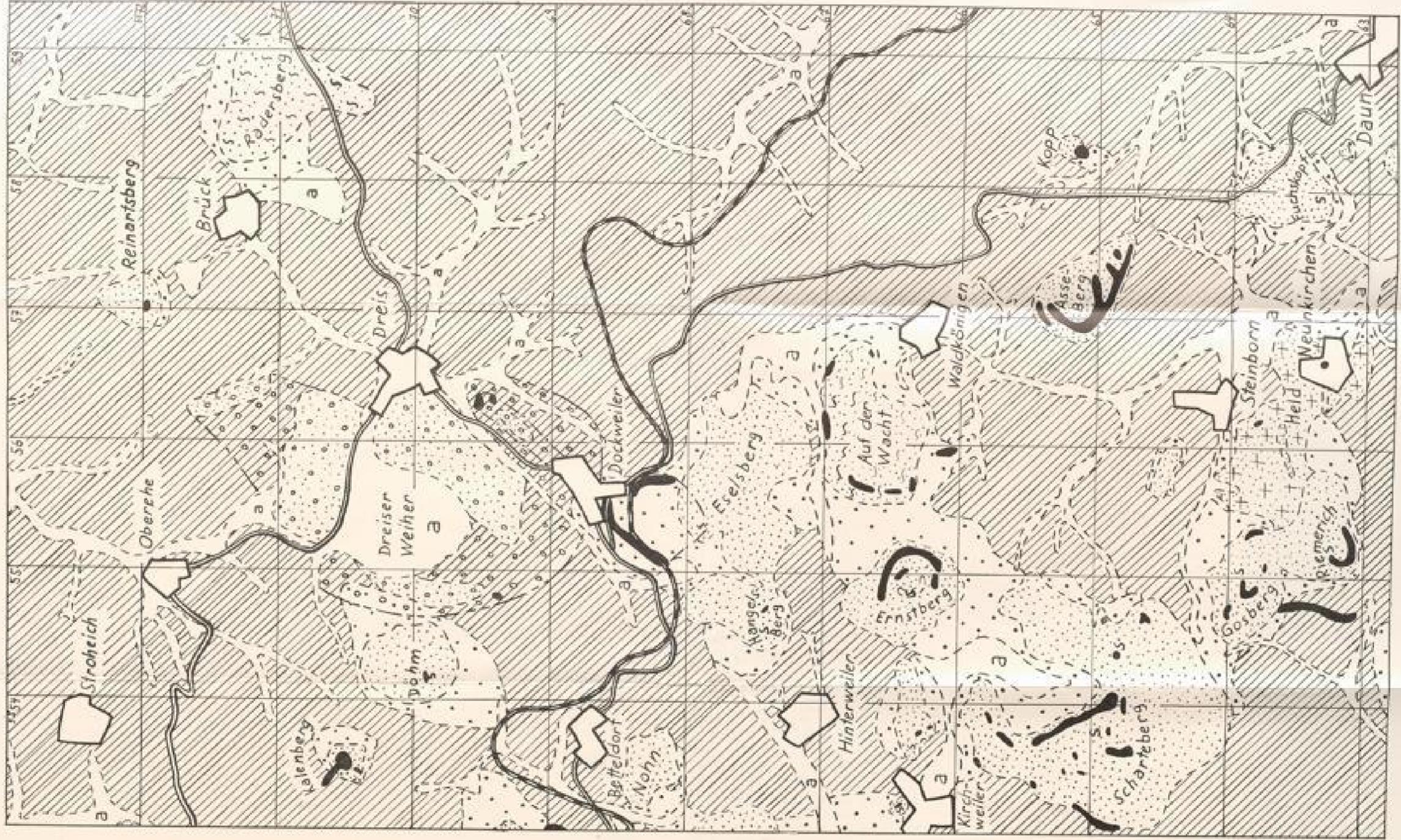
kanzone

[Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page]



Karte der vulkanischen Gesteine im zentralen Teil der Westfälener Vulkanzone

Südöstlicher Teil



Zeichen-Erklärung:

-  Täflingsen - Alveolen
-  naturgemäß ungelagerte Tuffe
-  Tuffe, Anden, Sande und Lappell, verbunden mit Schlickern und Auswürflingen des Deckgebirges darstellend
-  Tuffe des Dreier Wehers mit Auswürflingen abtrümmelter Tuffmassen (OG-Versteine für Angit- und Hornblende-Granite)
-  Verwitterung der Olivitbänken des Dreier Wehers
-  Tuffe mit großen Hornblende-Kristallen
-  Bergige Tuffe mit abtrümmelten Tuffmassen
-  Tuffe mit Basaltfelsen von Sandsteinriffen
-  Tuffe, Übergang zum Basaltfelsen des Deckgebirges hinüber
-  Plagiokrasta
-  Basalt
-  vornehmliche Ausrichtung der Basalt unter der Tuffdecke
-  Schweißblöcke
-  Basaltbänke
-  Devon

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a title or header.

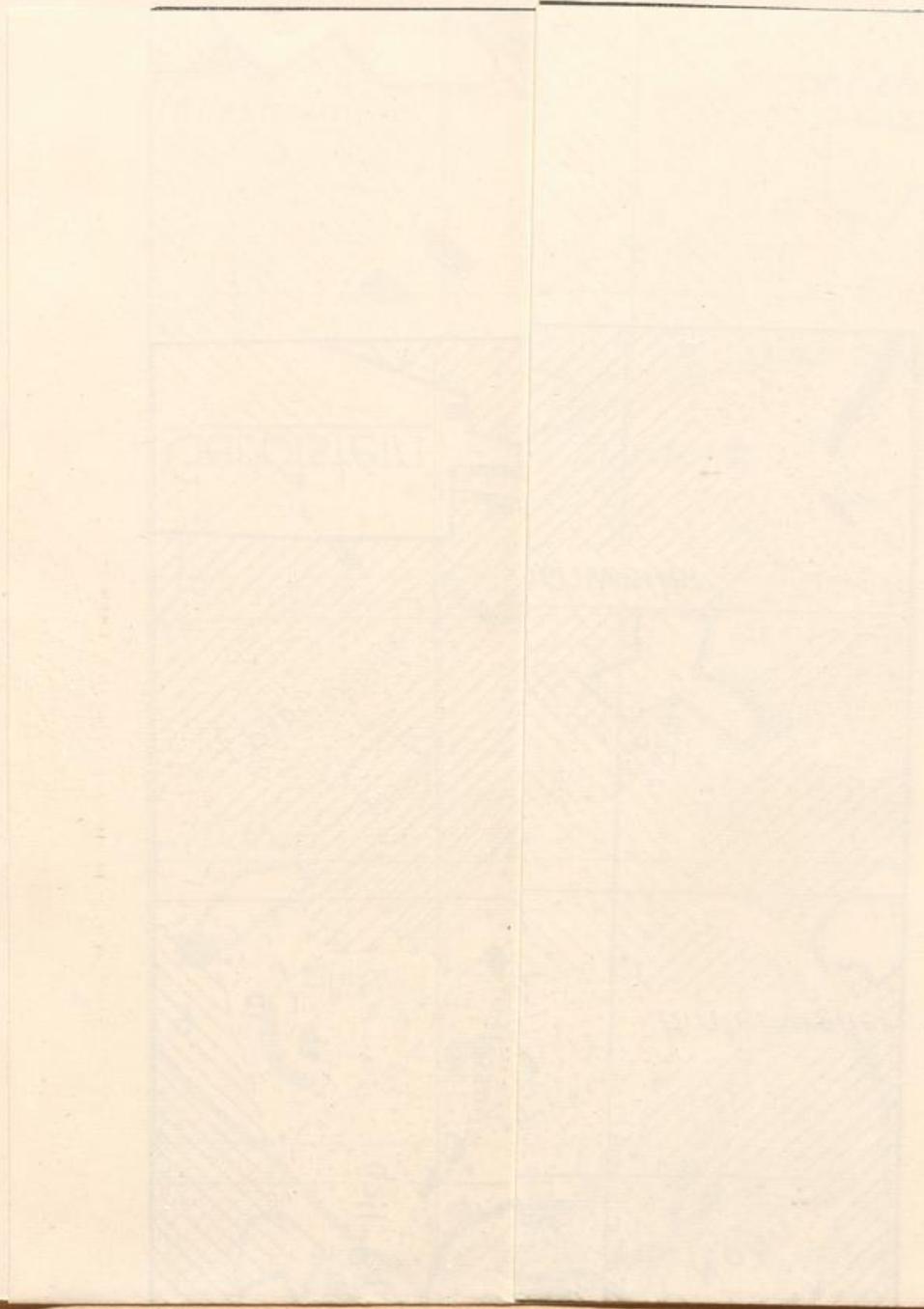


Main body of faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page. The text is arranged in several columns and appears to be a list or a series of entries.

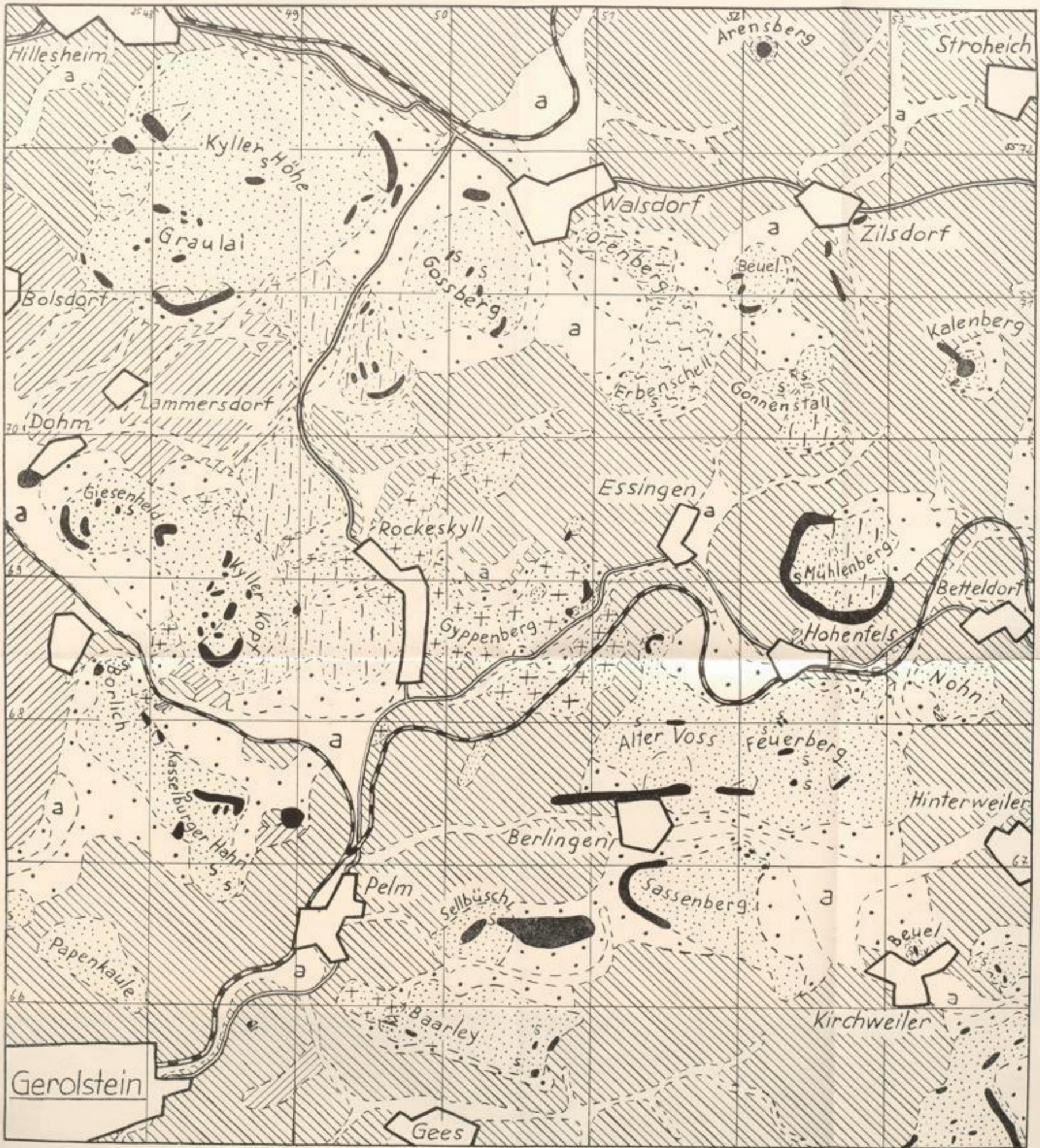
Decheniana, Bd. 109, Heft 1, 1956

Rahm, Karte 2

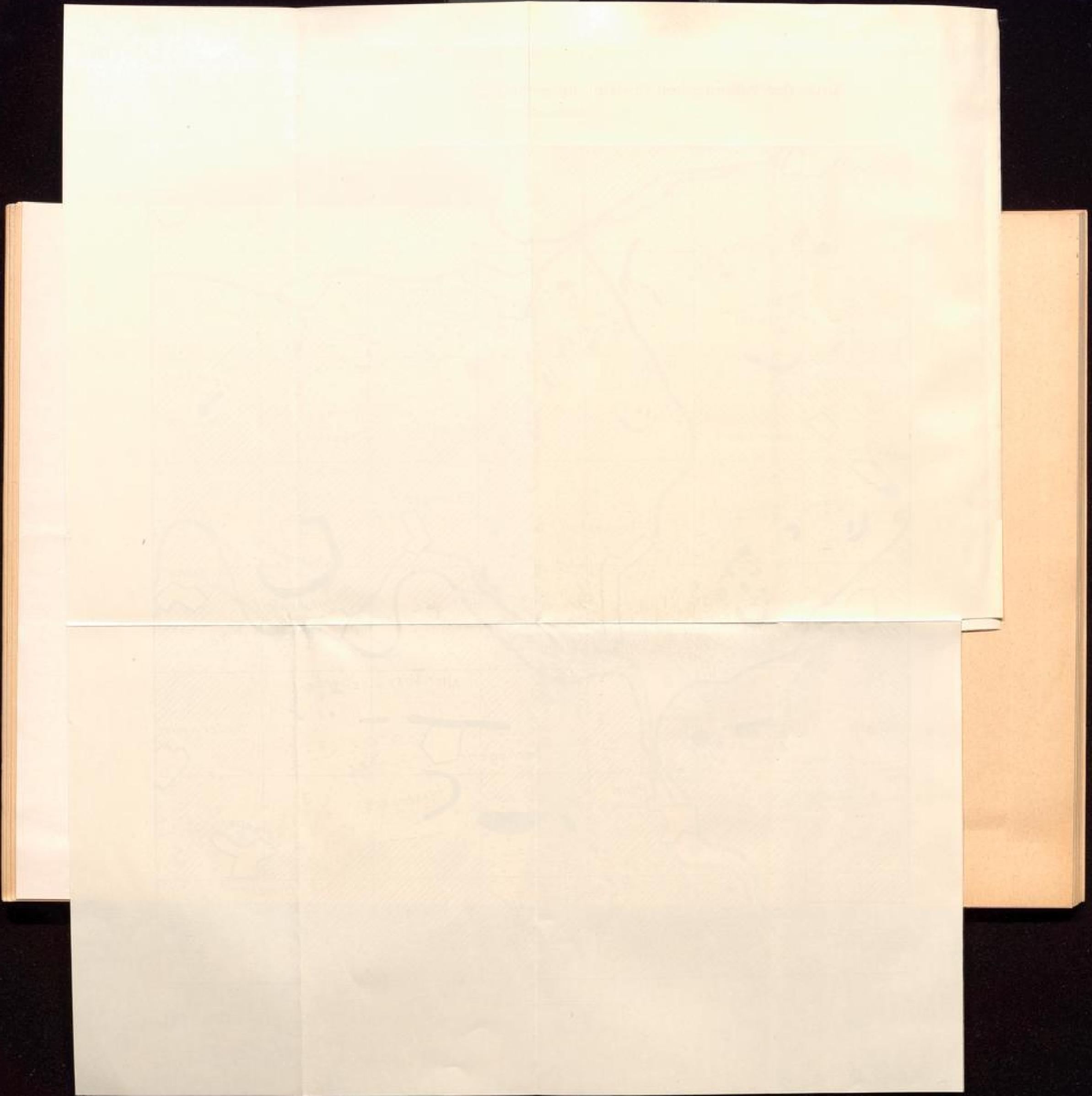
Karte der ulkanzone



Karte der vulkanischen Gesteine im zentralen Teil der Westeifeler Vulkanzone Nordwestlicher Teil



Erläuterungen siehe südöstlichen Teil (Karte 1).



Karte der russischen Gesteine

1850



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1956

Band/Volume: [109](#)

Autor(en)/Author(s): Rahm Gilbert

Artikel/Article: [Der quartäre Vulkanismus im zentralen Teil der Westeifel - ein Beitrag zum Eruptionsmechanismus der Eifel-Vulkane 11-51](#)