Mitt. POLLICHIA	68	29—100	58 Abb.	Bad Dürkheim/Pfalz 1980
				ISSN 0341—9665

Volker LORENZ & Georg BÜCHEL

Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel*

Kurzfassung

LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1980): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel. — Mitt. POLLICHIA, **68**: 29—100, Bad Dürkheim/Pfalz.

Das sich 50 km NW/SE erstreckende quartäre Vulkangebiet der Westeifel war seit ca. 2,7 Millionen Jahren aktiv und ließ von ca. 230 Förderpunkten über 50 Maare entstehen. Der lange Zeitraum der Aktivität und die jüngsten Eruptionen vor ca. 10 000 Jahren deuten darauf hin, daß der Vulkanismus wahrscheinlich noch nicht erloschen ist.

Die mit gut 20% an den Förderpunkten beteiligten Maare galten bisher als die jüngsten Vulkane, sind aber nach neuen morphologischen, geologischen, geophysikalischen Erkenntnissen und Radiokohlenstoff-Datierungen (^{14}C-Methode) gleichzeitig mit den Schlackenkegeln tätig gewesen. Die bisherigen Überlegungen zur Genese der großen Maare im Vergleich zu der der relativ kleinen Schlote der Schlackenkegel gingen vom variablen Entgasungsverhalten der H_2O-CO_2-reichen, überwiegend ultrabasischen Schmelzen aus. Inzwischen liegen genügend Hinweise vor, die die Genese der Maare durch externe Wassereinwirkung, sogenannte phreatomagmatische Eruptionen, erklären. Es sind dies:

1. rundliche, blasenarme, durch Wasser abgeschreckte Lapilli und Bomben,
2. Blumenkohlbomben,
3. wasserführende Aschen während der Eruption, die zur Bildung von akkretionären Lapilli und Blasenstuffen führten,
4. Sedimenttexturen, die durch turbulente, oberflächennah rasant dahinfließende Eruptionswolken, sogenannte "base surges", erzeugt wurden wie z. B. Rinnen, Antidünen und fehlende Einschlagskrater unter großen Blöcken und
5. große Mengen an stark fragmentiertem Nebengestein und geringere Mengen ebenfalls stark fragmentierten Magmas, die auf hohe Eruptionsenergien (hervorgerufen durch externe Wassereinwirkung) hinweisen.

Die phreatomagmatische Genese der Maare hängt eng mit ihrer Lokalisierung in Tälern zusammen. Die Bildung der Täler in der Eifel erfolgte bevorzugt entlang tektonischer Bruch- und somit auch Schwächezonen, auf denen Grundwässer zirkulieren. Wenn aufsteigendes Magma oberflächennah mit diesen hydraulisch aktiven Schwächezonen in Kontakt gerät, sei es, wenn eine Förderspalte ein Tal kreuzt oder in streichender Erstreckung des Tales liegt, dann kommt es zu phreatomagmatischen Eruptionen.

Ausgehend von der unterschiedlichen Ausbildung der Vulkane in der Westeifel lassen sich 3 Fälle unterschiedlichen Eruptionsverhaltens konstruieren: Fall 1 — Beim Kontakt von aufsteigendem Magma mit Grundwasser in einer permeablen Bruchzone unter einem Tal kommt es bei kontinuierlichem Wasserzufluß zum Explosionort zu fortwährenden phreatomagmatischen Eruptionen, die zur Bildung eines Maares führen. — Fall 2 — Bei begrenztem Grundwasserzufluß kommt es zu ersten phreatomagmatischen Eruptionen mit der Bildung eines kleinen initialen Maares. Weiterer Aufstieg von nun nicht mit Grundwasser in Kontakt geratendem Magma läßt in einer zweiten Eruptionsphase einen Schlackenkegel im initialen Maar entstehen. Fall 3 — Beim

*Der 68. Band der „Mitt. POLLICHIA" ist überwiegend den Maaren der Eifel gewidmet.

Aufstieg des Magmas in einer hydraulisch inaktiven, präexistenten Bruchzone unter den Hochflächen und Talhängen kommt es durch „normale" magmatische Entgasung zur Eruption von Lavafontänen, folglich nur zur Bildung eines Schlackenkegels.

Die phreatomagmatischen Explosionen finden in einer Tiefe von vielleicht 100—2000 m unter der Erdoberfläche statt, wo im abgeschlossenen System während des Kontaktprozesses zwischen heißem Magma und kaltem Wasser hohe Drücke aufgebaut werden, die das umschließende Nebengestein hydraulisch zerbrechen und in großen Mengen mit dem ebenfalls stark fragmentierten Magma auswerfen lassen. Die Zunahme des Schlotdurchmessers am Explosionsort in der Tiefe läßt ab einem kritischen Durchmesser die Schlotwände einbrechen, wodurch durch Nachbruch an der Oberfläche die trichterförmige Hohlform eines Maares entsteht.

Abstract

LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1980): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel [Volcanology of the Maars and scoria cones of the West Eifel/Germany]. — Mitt. POLLICHIA, **68**: 29—100, Bad Dürkheim/Pfalz.

The Quarternary Westeifel volcanic field extends for 50 km NW/SE and consists of nearly 180 volcanic cones and more than 50 maars. The paper focusses mostly on the maars and, therefore, on aspects of their geology, the sedimentology of their ejecta beds, and their eruptive mechanism which is shown to have been caused by contact between rising magma and groundwater.

In the Westeifel volcanic field activity started approximately 2,7 million years ago and has lasted until approximately 10 000 years ago. The activity may not have come to an end yet. On average eruptions took place every 10 000 years. Periods of less frequent eruptions probably alternated with periods of eruptions following each other more rapidly.

The volcanic field is underlain by Devonian sediments and in its central part to some extent by Lower and Middle Triassic sediments too. An important characteristic of the Devonian clastic rocks is that they are nearly impermeable and that groundwater is nearly exclusively circulating on zones of structural weekness. The Middle Devonian rocks contain some karstic carbonate rocks.

The magmas involved in the formation of the volcanic field were tephritic, basanitic, leucititic, nephelinitic, and melilititic in composition. The scoria cones are mostly rather small rarely reaching 100 m in elevation. Approximately 37% of the scoria cones produced lava flows some reaching several km in length.

The scoria cones are located on valley slopes and on hills, scoria production being the result of lava fountaining. The maars in contrast are with few exceptions located in valleys. Owing to mapping and geophysical investigations during the last years the number of maars known has increased from 30 to more than 50. Old maars have largely or completely lost their ejecta rim whereas the youngest maars still show nearly completely preserved ejecta rims.

The pyroclastic deposits of the maars show many characteristic features, i.e. large number of rather thin pyroclastic beds, planar beds, antidune structures, channels, vesiculated tuffs, accretionary lapilli, and a high ratio of fragments derived from the vent walls to juvenile fragments. The juvenile lapilli and bombs display rather round shapes and in some cases are nearly spherical. They are poor in vesicle content and represent chilled magma fragments. Many lapilli and bombs contain fragments derived from the vent walls. All these features are related to the phreatomagmatic origin of the maars.

The distinction between maars in valleys and scoria cones on valley slopes and hills in the Westeifel is related to zones of structural weekness of different hydraulic activity and thus of different topographic expression. If magma rises near the surface into a hydraulically rather active zone of structural weekness which erosion has shaped into a valley at the surface the magma contacts nearly continuously groundwater during the whole period of activity and, therefore, a maar forms within a valley. If on the other hand magma rises into a closed zone of structural weekness which, therefore, is hydraulically inactive and was not shaped into a valley by erosion or it opens up a completely new fissure it is enabled to reach the surface without contacting groundwater. Consequently lava fountaining takes place and a scoria cone forms on a valley slope or on a hill.

If magma, however, rises into a zone of structural weekness which is hydraulically not very active and, therefore, has not been shaped into a distinct valley the limited amount of groundwater available causes phreatomagmatic eruptions to last only for a brief period of time and to form a small maar (initial maar) only. Continued rise of magma but discontinued influx of

groundwater then results in a second eruptive phase characterized by the formation of a scoria cone within the initial maar. Later intermittant influx of groundwater will cause further phreatomagmatic phases. Thus the availability of groundwater in zones of structural weekness of different hydraulic activity clearly influences style of eruption and type of volcano formed.

Contact between rising magma and groundwater in a zone of structural weekness at a depth of 100 m, may be up to 2 km, result in water vapour explosions. The high pressure reached during the contact process hydraulically fractures extensively both the magma and the wallrocks of the vent. Extensive fragmentation of the walls of the vent introduces large quantities of wallrock fragments into the ejecta and is not believed to be possible by extensive exsolution of the gase phase from alkalic SiO_2-undersaturated melts assumed until recently to have been the cause of maar and diatreme formation.

The juvenile fragments frequently possess a round shape which is due to the action of surface tension during fragmentation of the low viscosity melts. Depending on the amount of groundwater participating in the contact process a gradation is seen from large amounts of wallrock fragments being ejected separately but simultaneously with small juvenile clasts (ash and small lapilli) to small amounts of wallrock fragments being ejected together with but mostly included in the juvenile clasts which on average are larger in size in this case (lapilli and cauliflower bombs).

Ejection of large quantities of wallrock fragments causes rockmechanical instability of the vent walls and thus their collapse. At the surface this collapse is expressed by a maar which is a subsidence crater cut into the countryrocks underlying the original surface.

Posteruptive processes include compaction of the vent filling and, therefore, some continued subsidence. The ejecta rim is eroded with time and a potential fresh water crater lake is filled until it dissappears. CO_2-springs are very frequent in the Westeifel and concentrated on valley floors lending support to the model that valleys are underlain by hydraulically active zones of structural weekness.

Finally the Westeifel maars are compared with maars of other countries including the Ukinrek maars in Alaska which formed in 1977.

Résumé

LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1980): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel [La volcanologie des maars et des cônes stromboliens de la région de l'Eifel de l'Ouest (Allemagne)]. — Mitt. POLLICHIA, **68**: 29—100, Bad Dürkheim/Pfalz.

La région volcanique quarternaire de l'Eifel de l'Ouest s'étend sur 50 km NO/SE et était active il y a environ 2,7 millions d'années. L'activité volcanique a provoqué la formation de plus de 50 maars dans environ 250 points d'éruption. La longue période d'activité et les plus récentes éruptions remontant à environ 10.000 d'années donnent à penser que l'activité volcanique n'est probablement pas encore éteinte.

Représentant 20% des points d'éruption les maars passaient jusqu'alors pour les volcans les plus jeunes. Des nouvelles datations par ^{14}C et des nouvelles observations géomorphologiques, géologiques et géophysiques indiquent au contraire, que le volcanisme des maars a été en activité pendant la même époque que le volcanisme des cônes stromboliens.

Jusqu'ici, les réflexions sur la genèse des grands maars comparés aux cheminées relativement petites des cônes stromboliens, ont parté sur diverses manières d'exsolution de gaz juvéniles riches en H_2O et CO_2 des magmas ultrabasiques. Entre temps se sont présentés suffisamment de signes qui expliquent la genèse des maars par des explosions phréatomagmatiques, c'est-à-dire, des explosions qui sont la conséquence d'une interaction d'un magma ascendant avec de l'eau externe. Ces signes sont données par

1. des lapilli et des bombes de formes rondes et pauvres en bulles qui ont été refroidies très rapidement par l'eau,
2. des bombes «en chou-fleur»,
3. des lapilli accrétionnés et des tufs vésiculés formés par l'accrétion de cendres mouillées,
4. des textures sédimentaires provoqués par des déferlantes basales (base surge) comme, par exemple, des chenaux, des antidunes, des gros blocs sans cratères d'impact, et enfin,
5. des grandes quantités de roches non-volcaniques fortement fragmentées et des faibles quantités de magma solidifié mais aussi fortement fragmenté, qui indiquent des fortes énergies explosives provoquées par l'influence de l'eau externe.

La genèse phréatomagmatique des maars est en rapport très étroit avec leur localisation dans les vallées. La formation des vallées dans l'Eifel suit de préférence des ruptures tectoniques et des

zones structurales faibles, que suivent des eaux souterraines. Quand le magma ascendant arrive à proximité de la surface et entre en contact avec une de ces zones structurales faibles et d'activité hydraulique, ou bien quand la naissance d'une fissure croise une vallée ou suit la ligne de cette vallée, alors se produisent des explosions phréatomagmatiques.

En dehors du développment different des appareils volcaniques dans la région de l'Eifel de l'Ouest on peut reconstituer 3 cas de différents procédés d'éruption: cas no 1: Au contact du magma ascendant avec de l'eau souterraine, dans une fissure caracterisée par une activité hydraulique sous une vallée et par une affluence continuelle de l'eau à la chambre d'explosion, on arrive à des explosions phréatomagmatiques continuelles qui mènent à la formation d'un maar. — cas no 2: Par une affluence limitée des eaux souterraines, une fissure de l'activité hydraulique limitée et par conséquence pas erodée à la surface sous forme d'une vallée on arrive à des premières éruptions phréatomagmatiques avec la formation d'un petit maar initial. L'acendance continuelle du magma, alors pas encore en contact avec des eaux souterraines, donne naissance dans une deuxième phase éruptive à des fontaines de lave et un cône strombolien dans le maar initial. — cas no 3: À la montée du magma dans une zone de fracture préexistante mais hydrauliquement inactive et localisée par conséquent au-dessous des hauts plateaux ou des bords des vallées on parvient, par une échappée normale des gaz juvéniles à l'éruption de fontaines de laves et en suite seulement à la formation d'un cône strombolien.

Les explosions phréatomagmatiques se produisent à une profondeur allant peut-être de 100 à 2000 m sous surface du sol. À ces profondeurs le processus de contact entre la magma boullant et l'eau froide provoque des hautes pressions qui brisent hydrauliquement le magma et les roches encaissantes et rejettent en grandes quantités les produits de cette fragmentation. L'accroissement du diamètre d'une cheminée initiale par des explosions phréatomagmatique, mène même, à partir d'un diamètre critique à la destruction et l'effondrement des murs de la cheminée ce qui, à la surface, donne naissance à un cratère d'effondrement, c'est-à-dire à un maar. Enfin les maars de l'Eifel de l'Ouest sont comparés avec d'autres maars, especialement avec des maars d'Ukinrek en Alaska qui formaient en 1977.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung 33
2. Geologischer Überblick 34
3. Alterseinstufung der Westeifeler Vulkanzone 35
4. Die Schlackenkegel der Westeifel 43
5. Die Maare der Westeifel 49
   5.1. Beschreibung der Maare 49
      5.1.1. Name 49
      5.1.2. Zahl der Maare 50
      5.1.3. Größe 51
      5.1.4. Lokalisierung 51
      5.1.5. Erhaltungszustand 51
      5.1.6. Kraterwall 51
      5.1.7. Korngrößen der Tuffe 52
      5.1.8. Nebengesteinsfragmente 53
      5.1.9. Juvenile Pyroklasten 54
      5.1.10. Akkretionäre Lapilli und Blasentuffe 54
      5.1.11. Schichtung der Tuffe 59
      5.1.12. Transportarten 60
      5.1.13. Ablagerungstexturen 66
      5.1.14. Vergleich mit Schlackenkegeln 69
      5.1.15. Die wirtschaftliche Bedeutung der Maare und Schlackenkegeln 70
      5.1.16. Die Tiefenlage der Eruptionsherde der Maare 71
   5.2. Zur Genese der Maare der Westeifel (phreatomagmatische Genese) 74
   5.3. Fördersysteme 82
   5.4. Phreatomagmatische Eruptionsprozesse 84
   5.5. Einbruch der Maare 88
   5.6. Spät- bis postvulkanische Prozesse 88
6. Mineralquellen der Westeifel 89
7. Vergleich mit anderen Maaren 90
8. Danksagung 94
9. Literaturverzeichnis 94

1. Einleitung

Das quartäre Vulkangebiet der Westeifel, neben der Osteifel eines der beiden jüngsten Vulkangebiete Deutschlands, erstreckt sich in Nordwest/Südost-Richtung über 50 km von Bad Bertrich nahe der Mosel bis Ormont an der belgischen Grenze (Abb. 1). Bis in das Gebiet der Westeifel reichte während des Tertiärs der Vulkanismus der Hocheifel, der nach Untersuchungen von CANTAREL & LIPPOLT (1977) in der Zeit von 45—25 Millionen Jahren vor heute aktiv war. Im Streit zwischen Neptunisten und Vulkanisten Mitte des 18. bis Anfang des 19. Jahrhunderts waren auch die Vulkane der Westeifel Studien- und Diskussionsobjekt. Ob Basalte Absätze eines ehemals erdumspannenden Urmeeres sind oder ob sie als Schmelzprodukte des Erdinnern durch Spalten an die Erdoberfläche gelangen, diese Fragen teilte die Geologen jener Zeit in zwei Parteien. NOSÉ, ein Neptunist, lieferte als erster eine Beschreibung der Vulkanzone der Westeifel (1789—1790). Den ersten umfassenden Überblick gab jedoch STEININGER, ein Vulkanist, in seinen zahlreichen Arbeiten (1819, 1820, 1821, 1822, 1853). Unter den weiteren Bearbeitern der Vulkanzone sind aus dem vorigen Jahrhundert VAN DER WYCK (1836),

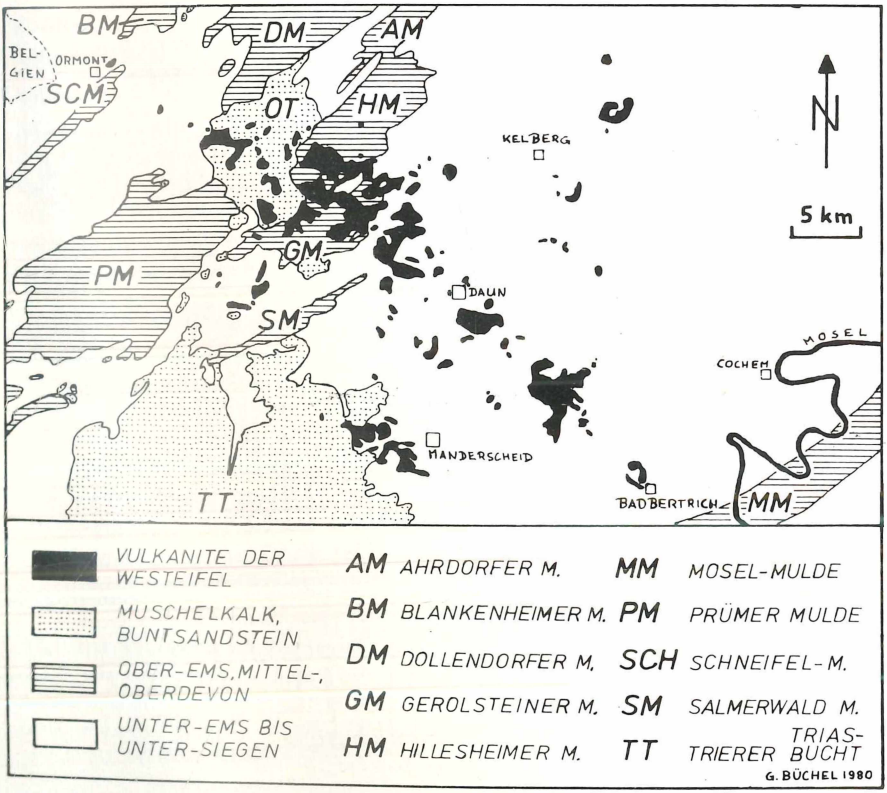


Abb. 1: Schematische geologische Übersichtskarte der Vulkanzone der Westeifel und ihrer Umgebung (nach FUCHS 1974).

Fig. 1: Schematic geological map of the Westeifel volcanic zone and surrounding area showing the distribution of volcanic rocks in black (after FUCHS 1974).

VOGELSANG (1864), MITSCHERLICH & ROTH (1865), VON DECHEN (1886), SCHULTE 1891, 1893) und HALBFASS (1896) hervorzuheben. Diese Autoren beschäftigten sich nicht nur mit den Schlackenkegeln der Westeifel, sondern auch oder nur mit den Maaren.

In diesem Jahrhundert waren von den Westeifelvulkanen besonders die Maare Objekt vieler Studien. Hier sind AHRENS (1929), CIPA (1956, 1958) GÜTEBIER (1965), NOLL (1967), OLLIER (1967) und die umfassenden Arbeiten von RAHM (1956, 1958, 1960, 1961, 1963, 1977) und FRECHEN (1948, 1963, 1976, FRECHEN et al., o. J.; FRECHEN & STRAKA 1950; FRECHEN & THIELE 1979) zu nennen. In jüngster Zeit arbeiten vor allem Arbeitsgruppen der Universitäten aus Bochum und Mainz an den Maaren und Schlackenkegeln der Westeifel (BANZER-BUSSMANN 1979, BÜCHEL 1976, 1978, 1981, BÜCHEL & LORENZ 1979, 1981, BUSSMANN 1979, HELLWIG 1981, ILLIES et al. 1979, JAGOUTZ et al. 1979, LORENZ 1973, 1975, 1980, 1981, LORENZ & BÜCHEL 1978, 1980, MEERHEIM 1979, MERTES 1981, MERTES & SCHMINCKE 1978, SCHMINCKE & MERTES 1979, SCHMINCKE et al. 1978, WEHSE 1980). An einzelnen Vulkangruppen wird außerdem von den Geologischen Instituten der Universitäten Bonn, Köln, Heidelberg und Frankfurt gearbeitet.

2. Geologischer Überblick

In der Westeifel sind zur Zeit ca. 230 Förderpunkte bekannt. Unter einem Förderpunkt verstehen wir einen Punkt an der Erdoberfläche, an dem Vulkanite gefördert wurden, wobei dicht beieinander liegende Förderpunkte auch innerhalb eines Vulkanes getrennt erfaßt werden. Die Vulkane lassen sich überwiegend in Schlackenkegel, mit oder ohne Lavastrom, und Maare unterteilen, wobei die ca. 50 Maare (ihre Zahl wird sich infolge der durch die verschiedenen Universitäts-Institute durchgeführte Neubearbeitung der Vulkanzone wahrscheinlich noch geringfügig erhöhen) 20% aller Vulkane darstellen. Die durch den insgesamt nicht sehr intensiven Vulkanismus geförderten Vulkanite, überwiegend kamen Pyroklastite zur Ablagerung, bestehen aus stark SiO_2-untersättigten Alkalivulkaniten und zwar Nepheliniten, Leuzititen, Nephelin-Leuzititen, Leuzit-Nepheliniten, Melilith-Leuzit-Nepheliniten, Melilith-Nepheliniten und wenigen Tephriten, Melilithiten und Basaniten; nur lokal wurde Phonolith bei Rockeskyll und östlich von Essingen gefördert (MERTES & SCHMINCKE 1978, FRECHEN & THIELE 1979, THIELE & WIENECKE 1980). Das häufige Auftreten von Ultramafititknollen des Oberen Erdmantels (FRECHEN 1963, JAGOUTZ et al. 1979, SECK & REESE 1979, STOSCH & SACHTLEBEN 1979) weist auf Magmen hin, die großenteils ohne längeres Verweilen in Zwischenreservoiren vom Ort ihrer Bildung im Oberen Erdmantel zur Erdoberfläche aufstiegen (SCHMINCKE 1977). Daten der experimentellen Petrologie lassen z. T. hohe Gasgehalte (hohes CO_2/H_2O-Verhältnis) für die Genese der Schmelzen vermuten (BREY 1978, GREEN & RINGWOOD 1967, EGGLER 1978, WYLLIE 1978).

Im zentralen Teil der Westeifeler Vulkanzuges zwischen Daun, Hillesheim, Steffeln und Gerolstein befinden sich die größten Schlackenkegel, einhergehend mit einer Zunahme der Förderpunktdichte. Hier wurde der größte Anteil der Schmelzen der Westeifeler Vulkanzone gefördert. In den nach Südosten und Nordwesten anschließenden Gebieten ist die Förderpunktdichte und die Produktionsrate geringer gewesen. Dort befinden sich jedoch die meisten Maare (Abb. 2).

Die Vulkanzone liegt innerhalb des linksrheinischen Schiefergebirges. Der Hauptanteil der den Untergrund der Vulkane aufbauenden sedimentären Gesteine besteht aus unterdevonischen Sedimenten, vorwiegend Tonsteinen („Tonschiefer"), Grauwacken und Quarziten. Mitteldevonische, untergeordnet auch oberdevonische Sedimente, vor-

wiegend fossilreiche Kalksteine und andere karbonatische Gesteine, treten in einzelnen Mulden auf, von denen die Salmerwald Mulde (KRÖMMELBEIN 1955), die Gerolsteiner Mulde (WINTER 1965), die Hillesheimer Mulde (FUCHS 1965) und die Prümer Mulde (HAPPEL & REULING 1937) bis in das Gebiet der Vulkanbauten der Westeifel reichen (Abb. 1). Diese sogenannten Eifelkalkmulden liegen innerhalb der Eifeler Nord/Süd-Zone, einer Nord/Süd streichenden Schollengrenze, die seit Beginn des Paläozoikums als paläogeographisches Element wirksam war und die Vulkanzone im zentralen Bereich kreuzt (MURAWSKI 1964a). Im Mesozoikum stellte die Schollengrenze eine Senkungszone dar, in der im Bereich von Oberbettingen vor allem rötliche Sandsteine des Mittleren und Oberen Buntsandsteins zur Ablagerung gelangten (MADER 1980) (untergeordnet auch Sedimente des Muschelkalk [FUCHS 1980]). In südwestlicher Fortsetzung folgt die mit triassisch-jurassischen Sedimenten gefüllte, schüsselförmige Einsenkung der Trierer Triasmulde (SCHRÖDER 1951) (Abb. 1).

Als jüngste Gesteine sind in der Westeifel die mengenmäßig stark zurücktretenden quartären Sedimente anzuführen (Terrassenschotter, Alluvionen, Hangschutt).

3. Alterseinstufung der Westeifeler Vulkanzone

Aufgrund neuerer K/Ar-(SCHMINCKE & MERTES 1979, MERTES & SCHMINCKE 1981) und ^{14}C-Alterswerten (BÜCHEL & LORENZ 1981) sind die bisherigen Annahmen zum Alter des Westeifelvulkanismus sowohl in Richtung höheres Alter für das Einsetzen der Aktivität als auch in Richtung jüngeres Alter für die jüngste Aktivität zu erweitern. Nach diesen neueren Daten, die noch weiterer Bestätigung bedürfen, fand vulkanische Aktivität in der Westeifel bereits seit ca. 2,7 Mill. Jahren statt. Der nun älteste Vulkan, die Dietzenley nordöstlich Büscheich, südsüdöstlich Gerolstein, weist ein K/Ar-Alter von 2,73 ± 0,15 Mill. Jahren (SCHMINCKE & MERTES 1979) auf. Der jüngste zur Zeit bekannte Vulkan, das Ulmener Maar (Abb. 3), war vor ungefähr 10000 Jahren vor heute aktiv (BÜCHEL & LORENZ 1981).

Zu Abb. 2: (S. 36)
MTB Alf 5908: 1 Elfenmaar, 2 Hardt Maar, 3 Kennfuser Maar,
MTB Virneburg 5608: 4 Booser Maar Ost,
MTB Hasborn 5907: 5 Wispelter Maar,
MTB Gillenfeld 5807: 6 Sprinker Maar, 7 Trautzberger Maar, 8 Holzmaar, 9 Immerather Maar, 10 Strohner Maar, 11 Dürres Maar, 12 Hitsche, 13 Immerather Risch, 14 Pulvermaar, 15 Oberwinkeler Maar, 16 Ellscheider Maar, 17 Wollmerather Maar, 18 Mürmes, 19 Maar am Hohen List, 20 Maar westlich des Hohen List, 21 Steineberger Maar, 22 Mehrener Maar, 23 Schalkenmehrener Maar, 24 Schalkenmehrener Maar Ost, 25 Weinfelder Maar, 26 Gemündener Maar,
MTB Kelberg 5707: 27 Ulmener Maar, 28 Jungferweiher, 29 Mosbrucher Maar,
MTB Adenau 5607: 30 Booser Maar West,
MTB Manderscheid 5906: 31 Meerfelder Maar,
MTB Daun 5806: 32 Niederstadtfelder Maar, 33 Oberstadtfelder Maar, 34 Wallenb. Maar,
MTB Hillesheim 5706: 35 Hengstweiler Maar, 36 Steinborner Maar, 37 Hippersbach Maar, 38 Geeser Maar, 39 Kirchweiler Maar, 40 In der Boos, 41 Hohenfelser Maar, 42 Essinger Maar, 43 Dreiser Weiher, 44 Brücker Maar, 45 Walsdorfer Maar, 46 Lierwiesen Maar.
MTB Mürlenbach 5805: 47 Eigelbach Maar,
MTB Gerolstein 5705: 48 Gerolsteiner Maar, 49 Rother Maar, 50 Loscheid Maar, 51 Duppacher Maar, 52 Duppacher Weiher, 53 Aueler Maar, 54 Laach Maar, 55 Merscheider Maar, 56 Dehner,
MTB Stadtkyll 5605: 57 Schönfelder Maar.

Die fortschreitende Erforschung der Maare nach Drucklegung dieser Arbeit ergab folgende Änderungen: Das Hippersbach Maar (37) und das Loscheider Maar (50) sind als Tuffringe zu bezeichnen. Statt dessen treten wahrscheinlich zwei neue Maare hinzu — *MTB Hillesheim 5706:* Maar nördlich Pelm, *MTB Hillesheim 5706:* Maar nördlich Essingen.

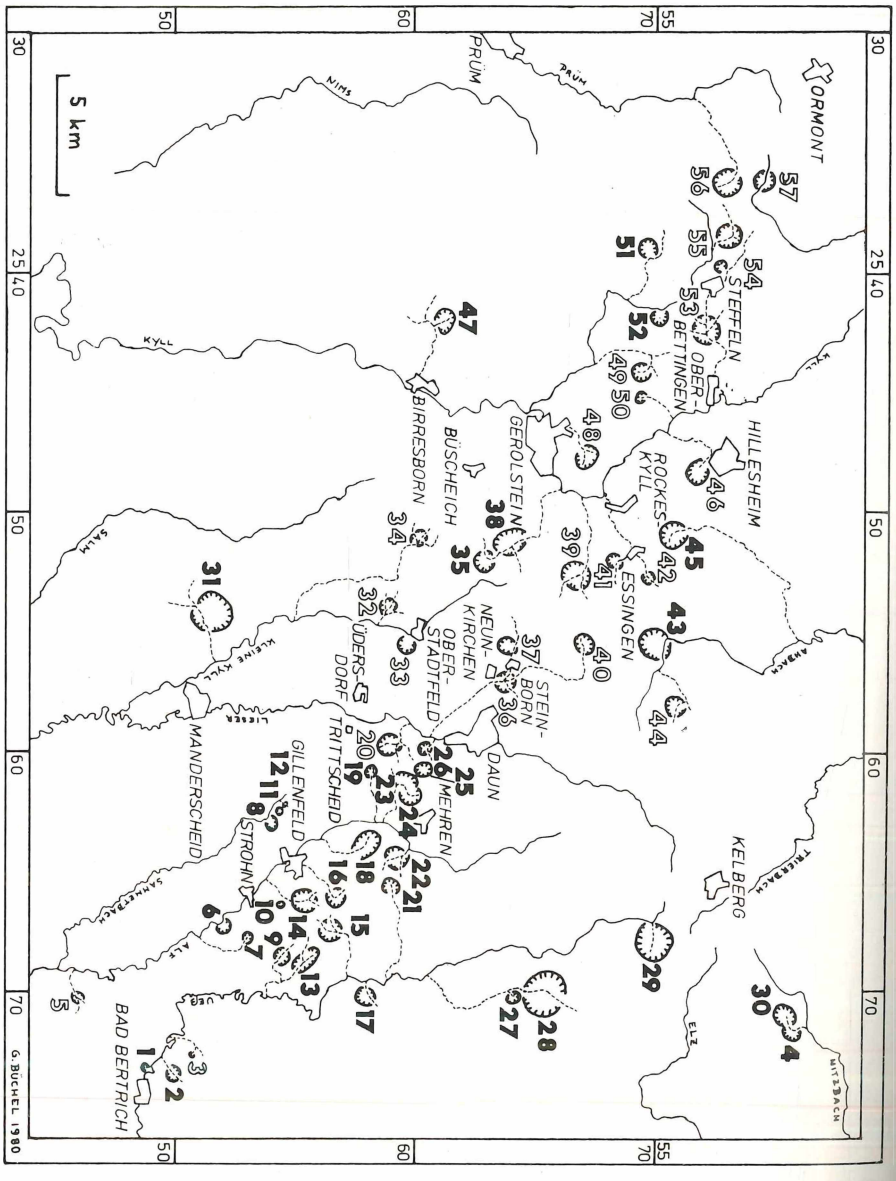


Abb. 2: Karte der bisher bekannten Maare (gefüllte Zahlen) und der nach neuen geophysikalischen und geologischen Daten erkannten Maare (nicht gefüllte Zahlen) der Westeifel. Neben den Hauptvorflutern sind die Täler gestrichelt eingezeichnet, in denen die Maare liegen.

Fig. 2: Index map of the 57 maars of the Westeifel volcanic zone (scoria cones and lava flows omitted). The maars known for a long time already (filled numbers) are distinguished from maars only recently recogniced by mapping and geophysical investigations (unfilled numbers). Main valleys and valleys within which the maars are located are also shown.



Abb. 3: Das Ulmener Maar in nordöstlicher Blickrichtung ist der jüngste z. Z. bekannte Vulkan der Westeifel.

Fig. 3: The Ulmen Maar, the youngest presently known volcano of the West-Eifel.

Bei den ca. 230 Förderpunkten der Westeifel hätte, schematisch betrachtet, im Durchschnitt ungefähr alle 10.000 Jahre ein Vulkanausbruch stattgefunden, wobei die einzelnen Vulkane, sowohl Schlackenkegel als auch Maare, nach Vergleichen mit historischen Eruptionen nicht länger als Tage bis Monate tätig gewesen sein sollten. Da viele Förderpunkte jedoch auf Spaltensystemen angeordnet sind und auf ihnen jeweils mehr oder weniger gleichzeitig aktiv waren (z. B. Boos System [Abb. 4] mit 13 Förderpunkten, Bad Bertrich System [Abb. 5] mit 8 Förderpunkten, Mosenberg-Meerfeld System [Abb. 6] mit 7 Förderpunkten), ist mit durchschnittlich größeren Förderpausen zu rechnen.

Bisher wurden die Maare als die jüngsten vulkanischen Bildungen der Westeifel angesehen (Frechen 1976, Rahm 1958, S. 34; 1977). Diese Annahme basierte auf zahlreichen pollenanalytischen Datierungen (Frechen & Straka 1950, Straka 1954, 1960, 1975 darin weitere Zitate) und ^{14}C-Daten (Erlenkeuser & Willkomm 1971) von hoch- und spätglazialen Mudden innerhalb des Maarbodens zahlreicher Maare im Hangenden von Tuffschichten. Durch die Lage dieser Tuffe im Pollendiagramm, die nach Ansicht von Frechen aus dem Maar selbst oder aus unmittelbar benachbarten Vulkanen (Erlenkeuser et al. 1972), nach Ansicht von Jungerius et al. (1968) jedoch z. T. vom Laacher See stammen, konnte ihr Alter und somit nach Ansicht von Straka und Frechen auch das Alter der letzten Eruption der meisten dieser Maare datiert werden. Es ergaben sich Alterswerte im Intervall 10.150—11.350 Jahren vor heute. (Bei wenigen Maaren konnte nur ein Mindestalter bestimmt werden.) Unserer Ansicht nach stellen diese Daten nur minimale Alterswerte der Maare dar. Ihr eigentliches Eruptionsalter sollte großtenteils wesentlich höher sein und zwar aus folgenden Gründen: Die Pyroklastite der Maare fan-

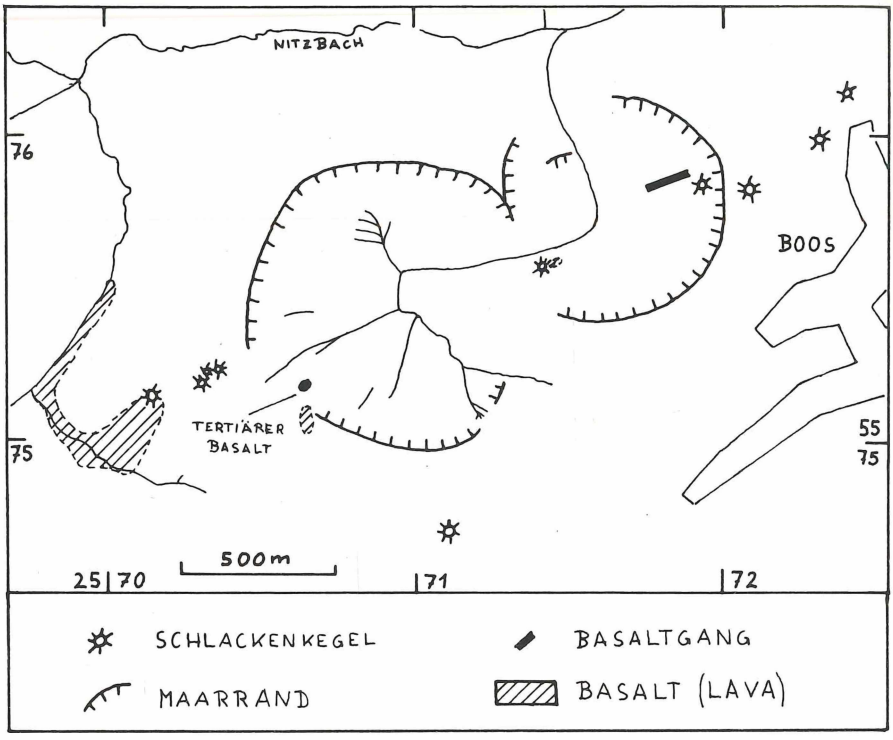


Abb. 4: Karte des Vulkansystems von Boos mit 11 Förderpunkten (9 Schlackenkegel, 1 Basaltgang, 2 Maare) (nach LORENZ 1973). Während die Schlackenkegel auf den Hochflächen und Talhängen lokalisiert sind, befinden sich die beiden Booser Maare im Tal. Ein tertiärer Basalt und ein weiterer Schlackenkegel gehören nicht zum ENE-WSW streichenden Fördersystem.

Fig. 4: Map of the Boos volcanic system showing 9 scoria cones, 1 dike, 2 maars and one Tertiary plug. Whereas the scoria cones are located on the plateau and on the valley slopes the two maars lie within the valley.

den während ihrer Ablagerung unterschiedliche Vegetationsverhältnisse vor (Baumbewuchs z. B. beim Ulmener, Meerfelder, Booser Maar, Kirchweiler Maar (Abb. 7); fehlende Vegetationshinweise z. B. bei den drei Dauner Maaren, beim Hardt Maar, Mosbrucher Maar. Außerdem ist ihr Erhaltungszustand höchst unterschiedlich: Es gibt Maare mit fast vollständig erhaltenem Tuffwall (z. B. Ulmener Maar [Abb. 3] und Pulvermaar). Dann gibt es Maare, bei denen der Tuffwall zum großen Teil abgetragen (Ellscheider Maar, Oberwinkeler Maar), und es gibt schließlich Maare, bei denen der ehemalige Tuffwall bereits vollständig abgetragen ist (Wollmerather Maar [Abb. 8], Eigelbach Maar, Steineberger Maar). Die letzte Gruppe der Maare wurde bisher Kesseltäler genannt; sie sind jedoch aufgrund geomagnetischer Vermessungen als Maare identifiziert (BÜCHEL 1978) und werden als sehr alte Maare angesehen (LORENZ & BÜCHEL 1980), großenteils als erheblich älter als 100.000 Jahre. Diese Vegetations- und Erosionszeugnisse deuten bereits auf recht unterschiedliche Alterswerte hin. Hinzu kommen die ersten ^{14}C-Datierungen an inkohlten Pflanzenresten von der Basis der Maarpyroklastite außerhalb der Krater (Abb. 9), die die bisherigen Alterswerte der Maare in Richtung älterer Aktivität (Booser Maare wahrscheinlich ca. 35.000 Jahre) erweitern

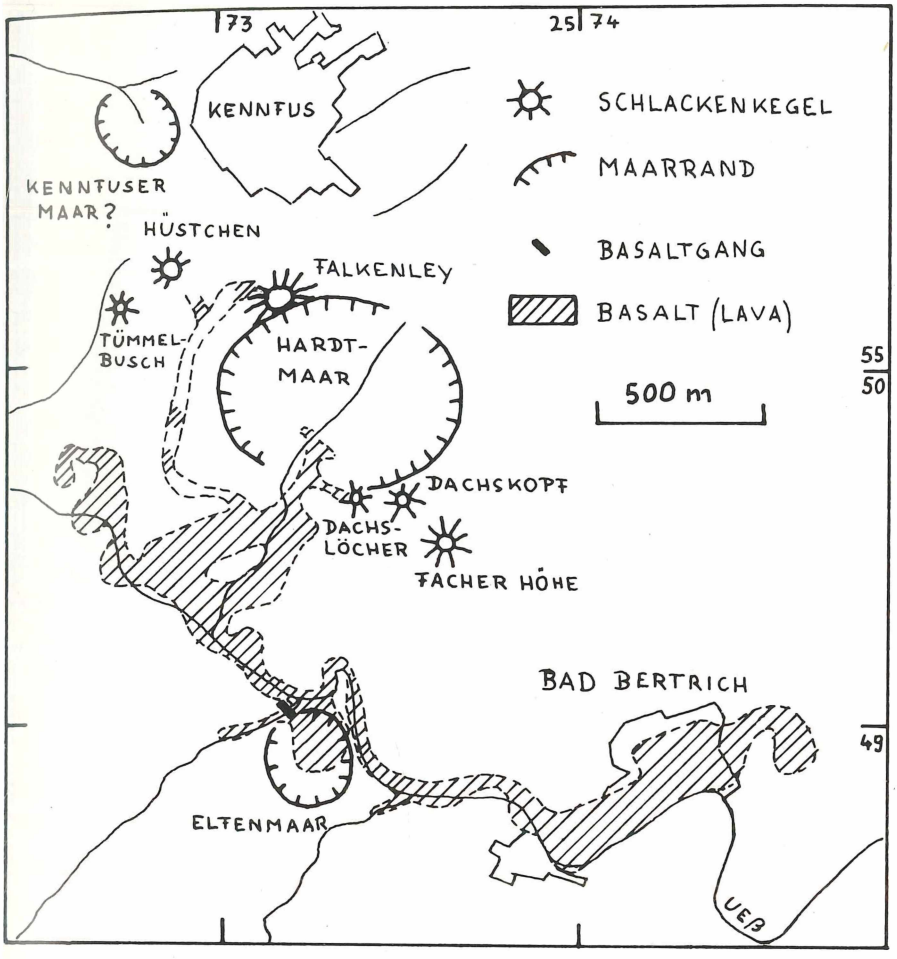


Abb. 5: Karte des Vulkansystems von Bad Bertrich mit 8 Förderpunkten (6 Schlackenkegel, 2 Maare) (nach MEERHEIM 1979). Das viel ältere (tertiäre?) Elfenmaar sowie der NW-SE streichende Basaltgang liegen südlich des gleich streichenden Vulkansystems. Dort wo die Förderspalte eine hydraulisch aktive Bruchzone im Untergrund eines Tales kreuzt, entstehen Maare wie das Hardt Maar und das vermutete Kennfuser Maar.

Fig. 5: Map of the Bad Bertrich volcanic system showing its 6 scoria cones, two maars (Hardt Maar and Kennfus Maar), and the lava flows derived from scoria cones. The map also shows the relationship between maars and valleys. The Elfenmaar and the neighbouring dike form a separate and much older volcanic system.

(BÜCHEL & LORENZ 1981). Die von STRAKA datierten Tuffschichten in Maarmooren sind deshalb auch nach unserer Ansicht z. T. mit Laacher See Tuffen identisch (JUNGERIUS et al. 1968, SCHMINCKE 1977) oder sie stellen Tuffeinschwemmungen vom Kraterrand der Maare dar.

Aus diesen und den folgenden Überlegungen ist ersichtlich, daß der Maarvulkanismus nicht, wie bisher angenommen, den Schlußakkord des Westeifelvulkanismus dar-

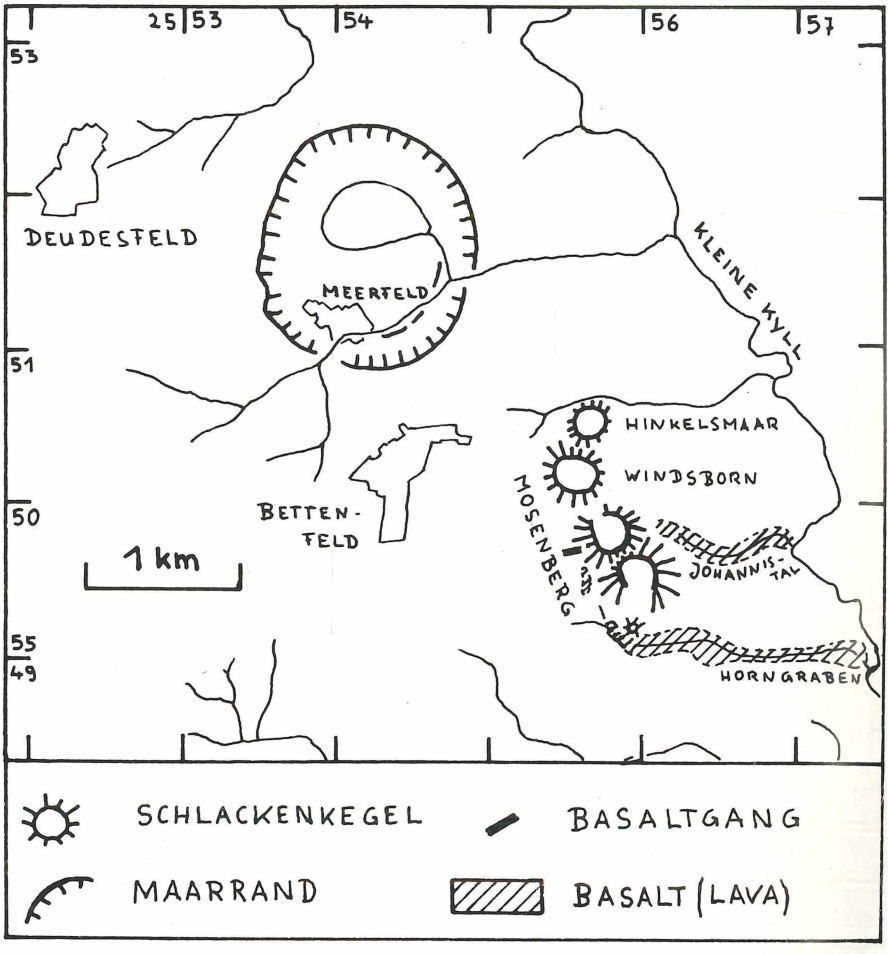


Abb. 6: Darstellung des Mosenberg-Meerfelder Vulkansystems mit 7 Förderpunkten (5 Schlackenkegel, 1 Basaltgang, 1 Maar). Der Basaltgang am westlichen Abhang des Mosenbergs verläuft etwa senkrecht zur NNW-SSE bis NW-SE verlaufenden Förderspalte.

Fig. 6: Map of the Mosenberg-Meerfeld volcanic system showing its 5 soria cones, 1 dike, 1 maar, and lava flows.

Abb. 7: (S. 41) Baumabdruck in Pyroklastiten am südwestlichen Kraterrand des Kirchweiler Maares. Der 22 cm im Durchmesser große ehemalige Baum ist in der Transportrichtung der Eruptionswolke des Maares (von NE nach SW) abgebrochen und in den Pyroklastiten abgelagert worden.
a) Senkrechter, nicht abgebrochener Teil des ehemaligen Baumstammes.
b) Abgebrochener Teil (nicht abgebrochener Teil steckt im Kanalrohr).

Fig. 7: (p. 41) Former tree trunk (22 cm in diameter) coated with finegrained tuff within the ejecta of the Kirchweiler Maar.
a) Hole of original tree trunk in original upright position.
b) Part of the same tree trunk which broke off during base surge activity and was oriented in direction of base surge flow. Upright part of the tree trunk (fig. 7 a) is located inside the concrete ring.

Abb. 7 a (Fig. 7 a)



Abb. 7 b (Fig. 7 b)



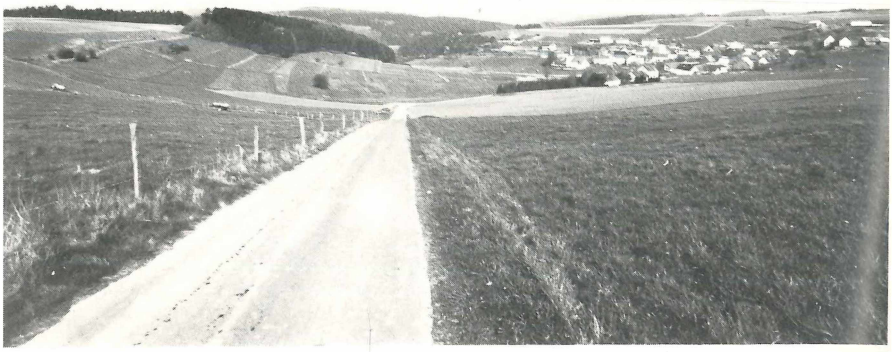


Abb. 8: Wollmerather Maar in nordwestlicher Blickrichtung, ein Maar mit gänzlich erodiertem Tuffwall.

Fig. 8: The Wollmerath Maar, an old maar with no preserved ejecta rim.



Abb. 9: Inkohlte Pflanzenreste in der Tuffgrube 750 m südöstlich Deudesfeld. Die Pflanzenreste sind vor allem auf ein schwarzes Band konzentriert, das sich zwischen den dunklen Pyroklastiten des Mosenberg-Meerfelder Vulkansystems im Hangenden und dem helleren Paläoboden (Buntsandstein) befindet.

Fig. 9: Thin layer of coalified plant debris between first bed of pyroclastic ejecta from the Mosenberg-Meerfeld volcanic system and the underlying decomposed Buntsandstein (Lower Triassic).

stellt. Folglich kann bei Berücksichtigung der Gesamtdauer der Tätigkeit und der jüngsten Eruption vor nur ca. 10.000 Jahren der Vulkanismus nicht als erloschen angesehen werden (s. S. 74 ff.).

4. Schlackenkegel der Westeifel

Die positiven Vulkanformen der Westeifel werden durch Schlackenkegel eingenommen (Abb. 10). Sie befinden sich auf den Hochflächen und Talhängen, aber nicht auf den Talböden. Ca. 37% der ca. 150 Schlackenkegel förderten Laven (MERTES & SCHMINCKE 1978), die maximal 5 km lang sind (südlicher Lavastrom der Wartgesberg Vulkangruppe, WIENECKE 1979) und eine maximale Mächtigkeit von 40 m erreichen (Lavastrom des Kalem bei Birresborn, RAHM 1963). Sie ergossen sich in die benachbarten Täler und liegen je nach Alter auf älteren Terrassen (Lavaströme des Kalem bei Birresborn, der Fuchskaul bei Üdersdorf und des Firmerich bei Daun) oder füllen junge Talböden aus (Lavaströme bei Bad Bertrich, des Mosenberg und des Wartgesberg bei Strohn). Die Schlackenkegel der Westeifel sind im Vergleich zu anderen Vulkangebieten relativ klein. Sie variieren in ihrer Größe von wenigen Metern bis zu max. 100 m Höhe und wenigen Dekametern bis zu maximal 1.000 m Basisdurchmesser (MERTES & SCHMINCKE 1978). Die



Abb. 10: Schlackenkegel Riemerich westlich Neunkirchen in südwestlicher Blickrichtung. Die morphologische Depression im Vordergrund ist identisch mit dem S-Teil des Hippersbach Maares.

Fig. 10: The scoria cone Riemerich west of Neunkirchen. Depression in foreground coincides with southern part of Hippersbach Maar.

Hangneigung vieler Schlackenkegel beträgt 20—35°. Nur bei den besser erhaltenen (= jüngeren) Schlackenkegeln ist der ursprüngliche Krater noch zu erkennen (z. B. Römerberg bei Gillenfeld, Wollmerather Kopf, Facher Höhe bei Bad Bertrich, Mosenberg Vulkangruppe).

Schlackenkegel stellen den häufigsten Vulkantyp bei basischen Vulkanismus dar. Das an einer Spalte aufsteigende Magma wird durch stürmische Freisetzung sich aus der Schmelze entmischender Gase an der Erdoberfläche in schaumige Fragmente — sogenannte Schlacken (Abb. 11, 26) — zerrissen und durch die ausströmenden Gase in Lavafontänen ausgeworfen. Je nach Wurfbahn und noch verbliebenem Wärmegehalt der an der Erdoberfläche aufschlagenden Schlacken häufen sich Wurfschlacken (kühler) oder Schweißschlacken (heißer) zur Form der Schlackenkegel auf. Die schon relativ kühlen Wurfschlacken können beim Aufschlagen zwar zerbrechen aber sich nicht mehr plastisch deformieren. Die näher am Förderort aufschlagenden Schlacken

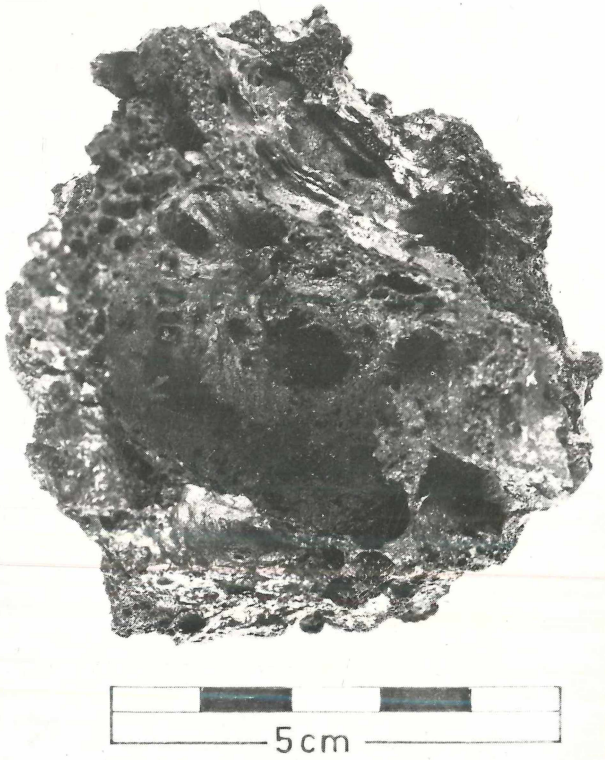


Abb. 11: Schlackiger, stark aufgeschäumter Lapillus vom Wolmerather Kopf.

Fig. 11: Lapillus from scoria cone Wollmerather Kopf showing typical vesicularity.

sind viel heißer, so daß sie sich beim Aufschlagen deformieren und miteinander „verschweißen" können, sofern sich ihre Temperatur oberhalb des Erweichungspunktes des basaltischen Glases befindet. Nach der Ablagerung noch vorhandener hoher Wärmegehalt führt bei Zutritt von Luftsauerstoff zur Oxidation der Schlacken und damit zu ihrer Rotfärbung. Nach Experimenten von BAUDRY & CAMUS (1969) sind für diese Oxidation Temperaturen höher als 600°C erforderlich. Diese Temperaturen liegen meistens nur in sehr geringer Entfernung vom Förderort vor, da sich dort sehr viel heißes Schlackenmaterial relativ schnell ansammelt.

Der innere Aufbau der Schlackenkegel der Westeifel kann meistens nur in künstlichen Aufschlüssen untersucht werden. Die Schichtung der Schlacken ist deutlich, jedoch häufig ohne scharfe Schichtgrenzen nur an Hand von Korngrößenänderungen, Farbwechsel und an der Einregelung größerer Schlackenfragmente zu erkennen. Mit zunehmender Entfernung vom Förderort nimmt der Sortierungsgrad zu.

Selten sind Spindelbomben in die Schlacken eingelagert, wie z. B. am Wartgesberg oder an der Facher Höhe bei Bad Bertrich. Die Genese kugeliger Bomben in Schlackenkegeln wie z. B. am Goosberg bei Steinborn, beim Emmelberg bei Üdersdof (Abb. 12) und Auf der Lei nördlich Oberstadtfeld (Abb. 13) wird teilweise auf die Einwirkung von Grundwasser auf das aufsteigende Magma zurückgeführt (SCHMINCKE 1977). Andererseits spielen eventuell Zurundungsprozesse an den Kraterhängen nach dem Aufschlagen der Magmafragmente für die Formung einiger dieser Bomben eine Rolle. Die Genese kugeliger Bomben in der Westeifel wird zur Zeit untersucht.



Abb. 12: Kugellapilli vom Emmelberg II Vulkan unmittelbar südlich Üdersdorf.
Fig. 12: Spherical lapilli (autoliths) from the Emmelberg II volcano south of Üdersdorf.



Abb. 13: Kugelige Bomben und Lapilli vom Schlackenkegel Auf der Lei nördlich Oberstadtfeld.
Fig. 13: Spherical lapilli and bombs (autoliths) within scoria cone north of Oberstadtfeld.

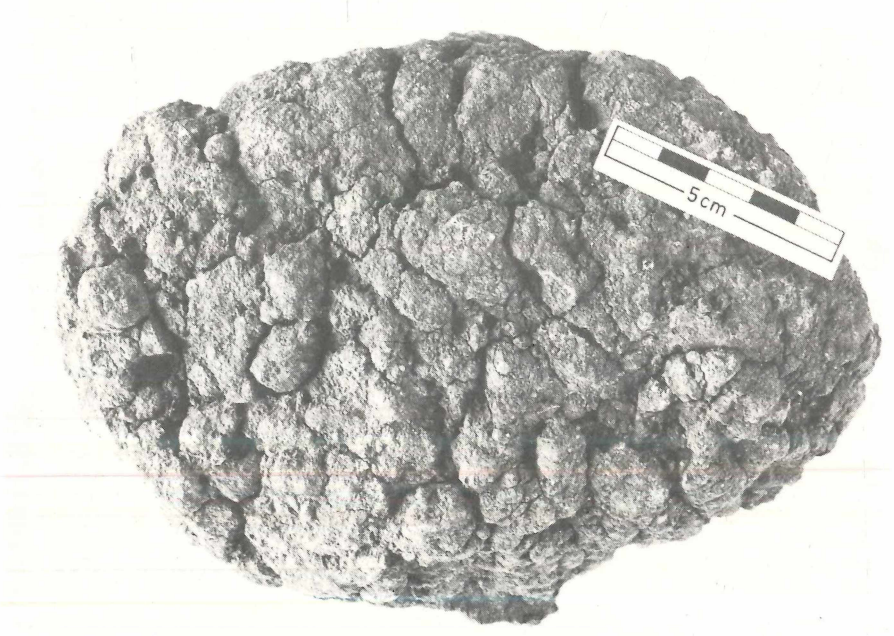


Abb. 14: Blumenkohlbombe vom Goosberg Vulkan westlich Steinborn. Von der blumenkohlartigen Oberfläche lösen sich bereits einige rundliche Lapilli.
Fig. 14: Cauliflower bomb from Goosberg volcano west of Steinborn. Some lapilli break off from the bomb.

In einigen Horizonten treten in manchen Schlackenkegeln Lapilli und Bomben mit blumenkohlartigen Oberflächenformen auf (Abb. 14, 15), weshalb diese Bomben Blumenkohlbomben genannt werden (LORENZ 1973, 1974 b, NAKAMURA & KRÄMER 1970, Fig. 5). Charakteristisch für Blumenkohlbomben ist nicht nur ihre Blasenarmut sondern auch, daß sie meistens viele Nebengesteinsfragmente des Untergrundes enthalten (Abb. 27). Am Wollmerather Kopf läßt sich nachweisen, daß diese Fragmente nur sehr kurz im Kontakt mit der Schmelze standen, da sie nur eine geringe thermische Einwirkung erkennen lassen. Zur Genese der Blumenkohlbomben s. S. 85.

An der Basis vieler Schlackenkegel finden sich besser geschichtete, hellere Pyroklastite, die reich an Gesteinsbruchstücken des Untergrundes der Vulkane (devonische und triassische Gesteine) sind. Gleich ausgebildete Pyroklastite können auch in der weiteren Entwicklung solcher Schlackenkegel in den Schlacken eingelagert mehrfach auf-



Abb. 15: Blumenkohlbombe vom Emmelberg südlich Üdersdorf.
Fig. 15: Cauliflower bomb from Emmelberg south of Üdersdorf.

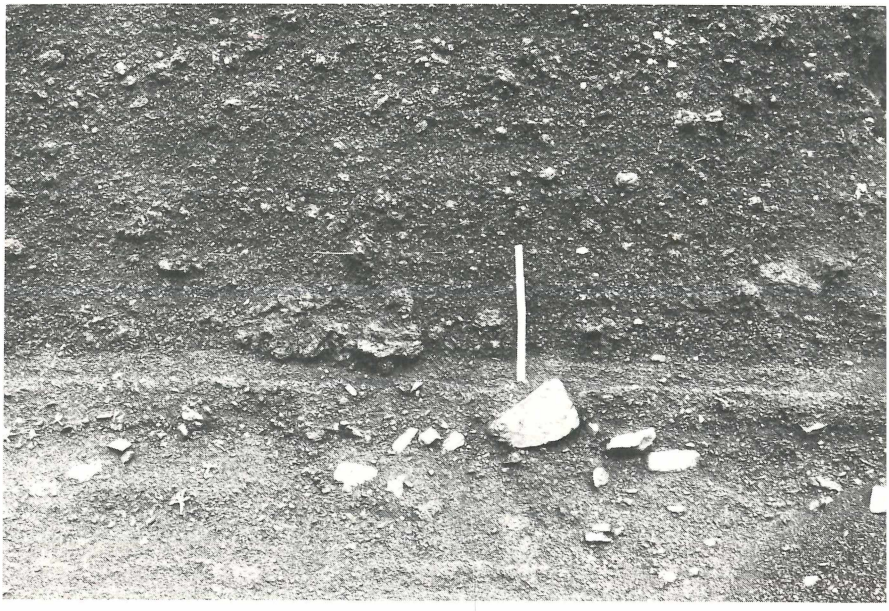


Abb. 16: Nebengesteinsreiche (devonische Sand-, Silt- und Tonsteine) Pyroklastite von der Basis folge der Tuffe des Hasenberg Vulkan bei Trittscheid überlagert von schwarzen Schlak ken desselben Vulkans (Maßstab 0,4 m).

Fig. 16: The lower part of the photograph shows pyroclastic beds rich in fragments derived fron the walls of the Hasenberg volcano at Trittscheid. They are overlain by scoria bed formed during later lava fountaining of the same volcano (scale 40 cm).

treten. Diese früher häufig als Schloträumungsbreckzien eingestuften Pyroklastite in Basisbereich von Schlackenkegeln (Abb. 16) (z. B. RITTMANN 1960) sind Maarpyro klastiten sehr ähnlich (s. u.). Charakteristischerweise ist an die Förderung dieser Pyro klastite ab einer bestimmten Fördermenge eine maarartige Einbruchsstruktur (s. S. 80 geknüpft, die hier initiales Maar genannt wird. Als Beispiel für Schlackenkegel mit ini tialem Maar können der Hasenberg bei Trittscheid (Abb. 17), der Fuchskopf bei Daur (BANZER-BUSSMANN 1979), die Hardt bei Mehren (BUSSMANN 1979), der Goosberg be Steinborn (Abb. 18) (BÜCHEL 1976), der Riemerich bei Neunkirchen (BÜCHEL 1976 (Abb. 10) und der Emmelberg bei Üdersdorf (WEHSE 1980) genannt werden. Sowoh diese Einbruchsstrukturen als auch eine mögliche Verlagerung des Förderkanals wäh rend der Vulkanaktivität sind für den komplexen Aufbau vieler Schlackenkegel verant wortlich. In einer detaillierten Arbeit hat SCHMINCKE 1977 solche und ähnliche an de späteren Entwicklung eines Schlackenkegels beteiligte, nebengesteinsreiche Pyro klastithorizonte in Schlackenkegeln der Osteifel dokumentiert und diskutiert.

Der Gehalt der Schlacken an Nebengesteinsfragmenten bei Schlackenkegeln ohn ausgeprägte initiale Maarphase ist allerdings äußerst gering (kleiner 1—5 Vol. %). Die ser Tatbestand weist darauf hin, daß der Förderkanal bei Lavafontänentätigkeit seh schmal sein muß. Es handelt sich dabei um Spalten geringen Querschnitts (maxima mehrere Meter) und geringer Längserstreckung. Die lineare Aneinanderreihun mehrerer Schlackenkegel und ihre mehr oder weniger gleichzeitige Aktivität weist au

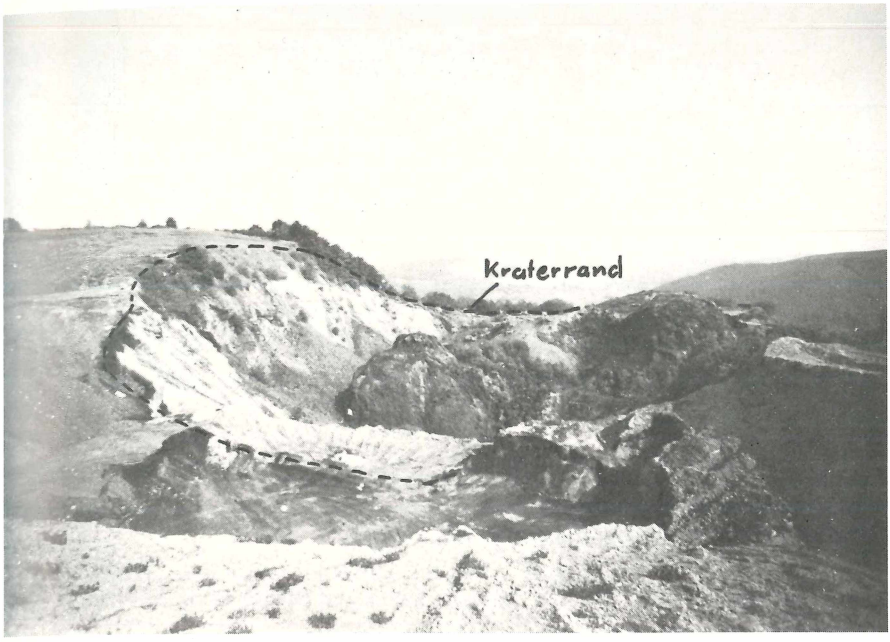


Abb. 17: Der Hasenberg Vulkan bei Trittscheid in nordwestlicher Blickrichtung. Die Förderung von nebengesteinsreichen Pyroklastiten führte zum Einbruch eines Kraters (initiales Maar), innerhalb dessen sich bei weiterer Förderung ein Schlackenkegel aufbaute. Durch den Abbau der Pyroklastite wurde das initiale Maar freigelegt, während der zentrale Teil des Schlackenkegels wegen seiner resistenten Schweißschlacken erhalten blieb.

Fig. 17: The Hasenberg volcano at Trittscheid. A first phreatomagmatic phase characterized by ejection of pyroclastic rocks rich in Devonian sedimentary fragments caused formation of a maar (initial maar) by collapse of the enlarged vent walls. Continued rise of magma and lack of contact with groundwater then led to lava fountaining and formation of a scoria cone (dark in colour) within the initial maar (pale in colour). The initial maar has been excavated because of quarrying scoria at the margin of the scoria cone.

Förderspalten im Untergrund von bis zu 3,5 km Länge (Mosenberg-Meerfelder System, Abb. 6) in der Westeifel hin. Nahe der Erdoberfläche konzentriert sich der Magmaaufstieg dann auf einzelne Förderkanäle, die an der Erdoberfläche in Schlackenkegeln und teilweise auch in Maaren (s. S. 82) enden.

5. Die Maare der Westeifel

5.1. Beschreibung der Maare

5.1.1. Name

Die Maare stellen die bekanntesten Vulkane der Westeifel dar. Nach Bach (1953 in Noll 1967) geht der Begriff auf das lateinische ,,mare'' — Meer zurück, womit die Römer die Maarseen bezeichneten. 1819 erkannte Steininger bereits, daß die kleinen Seen der Westeifel vulkanische Krater einnehmen und übertrug den Namen der Seen



Abb. 18: Nebengesteinsreiche Pyroklastite diskordant überlagert von schlackigen Tuffen im Steinbruch am Goosberg westlich Steinborn. Aufgeschlossen ist die Randfazies des 188 m im Durchmesser großen initialen Maares mit den Kraterrandstörungen. Das Schlotzentrum liegt links außerhalb des Bildes.

Fig. 18: The Goosberg volcano west of Steinborn. Phreatomagmatic pyroclastic rocks rich in wall rock fragments and formed during an initial phreatomagmatic phase are unconformably overlain by pyroclastic beds from a second phase containing scoria, spherical lapilli (autoliths), and cauliflower bombs. The unconformity was caused by collapse of an initial maar followed by ejection and deposition of pyroclastic material of a second phase. Collapse of the initial maar which has a diameter of 188 m also caused faulting in the craterrim beds. Center of crater is towards the left outside of the photograph.

auf die Krater. International wird der Name Maar für solche Krater verwendet, die in die ehemalige (= prä-Maar) Landoberfläche eingeschnitten sind — deshalb meistens Gesteine des Untergrundes in der Kraterwand aufschließen — und einen Durchmesser meist kleiner als 2—3 km aufweisen (Lorenz 1973). Von den ähnlichen, aber größeren Calderen, die durch Einbruch des Herddaches teilweise entleerter Magmakammern entstehen, unterscheiden sie sich außer durch ihre geringere Größe durch ihre spezielle Genese (s. u.).

5.1.2. Zahl der Maare

Bis 1972 waren in der Westeifel 32 Maare bekannt. Die Zahl der bis dahin bekannten Maare reduzierte sich inzwischen um zwei: Der Sangweiher südsüdwestlich Mehren ist auf Grund einer geomagnetischen Übersichtsvermessung und einer Bohrung im Nordteil der kraterförmigen Talweitung kein vulkanischer Förderkanal. Die Papenkaul bei Gerolstein wird von uns als Übergangsform zwischen Maar und Schlackenkegel ange-

sehen. In den letzten Jahren wurden weitere Maare entdeckt, so daß die Zahl der bekannten Maare jetzt über 50 beträgt. Diese Zunahme ist auf eine systematische geomagnetische Vermessung maarähnlicher morphologischer Depressionen (BÜCHEL 1978, BÜCHEL 1981, LORENZ & BÜCHEL 1980, MERTES 1981) und eine erneute Kartierung der Vulkanbauten durch die Arbeitsgruppen aus Bochum und Mainz zurückzuführen. In Einzelfällen gaben auch Bohrungen des Geologischen Landesamtes Mainz entsprechende Hinweise (WEILER, mündl. Mitt.).

5.1.3. Größe

In der Westeifel sind die Maare zwischen 60 m (Hitsche) und 1.400 m (Meerfelder Maar) im Durchmesser groß und 5 m (Hitsche) bis 140 m (Meerfelder Maar) tief (mittlerer Durchmesser und mittlere Tiefe nach NOLL 1967).

5.1.4. Lokalisierung

Im Gegensatz zu den Schlackenkegeln sind die Maare überwiegend an Täler gebunden (Ausnahme: Weinfelder Maar [= Totenmaar] und Strohner Maar) (Abb. 2, 47). Dieser Sachverhalt war bereits bei den bis vor wenigen Jahren bekannten 30 Maaren aufgefallen (GEBHARDT 1963, S. 196; LORENZ 1973, 1975, NOLL 1967). Auch die inzwischen neuentdeckten weiteren mehr als 20 Maare sind an Talstrukturen gebunden. Meistens handelt es sich um relativ kleine Täler, häufig sogar um den Talursprung. Diese bevorzugte Lokalisierung hat für die Genese der Maare eine wesentliche Bedeutung (s. S. 77). Ebenso war sie für das Aufsuchen bisher unbekannter Maare ausschlaggebend.

5.1.5. Erhaltungszustand

Die Maare der Westeifel weisen einen unterschiedlichen Erhaltungszustand auf: Acht Maare enthalten einen Kratersee (Ulmener Maar, Gemündener Maar, Weinfelder Maar, Schalkenmehrener Maar West, Immerather Maar, Pulvermaar, Holzmaar, Meerfelder Maar). Von einem Moor eingenommen werden das Mosbrucher Maar, das Schalkenmehrener Maar Ost, der Mürmes, das Strohner Maar, die Hitsche und das Dürre Maar. In zahlreichen Maaren findet sich heute nur noch ein anmooriger Wiesengrund wie z. B. bei den beiden Booser Maaren, beim Dreiser Weiher, beim Immerather Risch und beim Trautzberger Maar. In den meisten Maaren findet sich kein Moorstadium ausgebildet. Sie werden landwirtschaftlich genutzt und wurden bisher auch Trockenmaare genannt. Es ist anzunehmen, sofern der Mensch nicht künstlich eingegriffen hat, daß sich hierin eine Entwicklungsreihe manifestiert, die mit einem Maar mit Kratersee beginnt und über zunehmende Verlandung (Moor) zu einem Trockenmaar als Endform führt (s. 5.1.6. und S. 88 f.).

5.1.6. Kraterwall

Die Maare sind von einem Wall aus ausgeworfenen Pyroklasten umgeben, der am Kraterrand bis zu 20 m mächtig sein kann (Ulmener Maar). Vollständig, ringsum den Krater erhaltene Tuffwälle sind selten und finden sich nur noch am Pulvermaar, Dürren

Maar, Strohner Maar und Ulmener Maar. Die Innenhänge der Tuffwälle fallen relativ steil zum Krater hin ein, die Außenhänge hingegen sehr flach nach außen, sofern das vorgegebene Relief keine steilere oder entgegengesetzte Lagerung verursachte. Die noch erkennbare laterale Ausdehnung der Tuffe beträgt maximal 5 km (Meerfelder Maar).

5.1.7. Korngrößen der Tuffe

Der Kraterwall besteht aus geschichteten Tuffen. Sie setzen sich sowohl aus juvenilen (d. h. aus dem Magma entstammenden) Ascheteilchen (Korngröße kleiner als 2 mm), Lapilli (2—64 mm) und Bomben sowie Blöcken (größer als 64 mm) als auch aus Ascheteilchen, Lapilli und Blöcken des Nebengesteins (Devon, Trias, Quartär) zusammen (Abb. 19, 28, 32, 33, 37, 53). Hinzu treten ultramafische Knollen als rundliche Fragmente des oberen Erdmantels oder als Frühkristallisate der Schmelzen (in unterschiedlichen Mengenverhältnissen) sowie geringe Anteile metamorpher Gesteine der

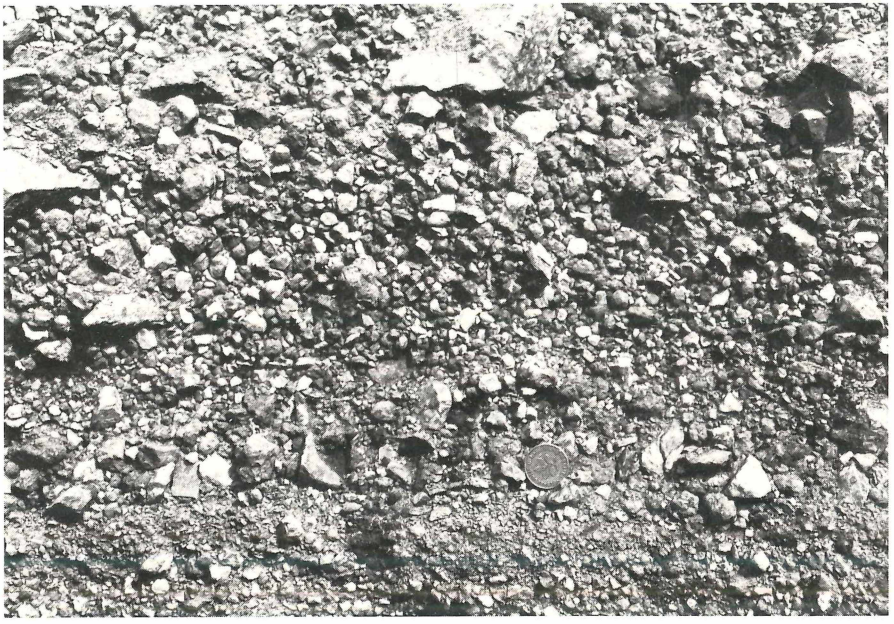


Abb. 19: Schlecht sortierte Lapillituffe des Gemündener Maares in der Grube Mertens nordwestlich des Weinfelder Maares. Im unteren Teil der Aufnahme sind die Maartuffe in den Korngrößen Aschen und Lapilli ausgebildet, im mittleren Teil in der Korngröße der Lapilli und im oberen Teil treten einzelne Nebengesteinsblöcke (größer 64 mm) hinzu. Die Tuffe bestehen überwiegend aus hellen Nebengesteinsfragmenten (Devon) und untergeordnet aus dunkleren, rundlichen, juvenilen Lapilli.

Fig. 19: Badly sorted lapillituffs in the Mertens quarry derived from the Gemünden Maar. In the lower part of the photograph the grainsize distribution covers ash and lapilli, in the middle part lapilli, and in the upper part some blocks of Devonian sediments from the vent walls are seen too. The pyroclastic rocks consist largely of fragments from the vent walls (Devonian, pale in colour) and to a lesser extent of more or less rounded juvenile lapilli (dark in colour).

unteren bzw. mittleren Erdkruste. Überwiegend liegen die Tuffe in den Korngrößen von Aschen und Lapilli vor und sind meistens schlecht sortiert. Die größten ausgeworfenen Bomben und juvenilen Blöcke haben einen Durchmesser von 50—100 cm, die größten Nebengesteinsblöcke haben einen Durchmesser von 1—2 m (Abb. 20, 37), selten bis 4,20 m (Walsdorfer Maar, Abb. 21). Die größte laterale Transportweite beträgt beispielsweise für einen Block von einem Durchmesser von 20 cm 2 km (Meerfelder Maar, Entfernung vom Maarmittelpunkt).

5.1.8. Nebengesteinsfragmente

Der Gehalt an Nebengesteinsfragmenten ist in den Maarpyroklastiten fast immer sehr hoch, ganz im Gegensatz zu den Ablagerungen eines normalen Schlackenkegels. Er ist für Maartuffe charakteristisch und für ihre hellen Farben verantwortlich (Abb. 18, 19). Der Nebengesteinsanteil kann in einzelnen Tufflagen annähernd 100% betragen wie in den Tuffen des Ellscheider Maares (Abb. 22). Nur in äußerst seltenen Fällen treten in den Maartuffen einzelne, fast reine Schlackenlagen auf (z. B. Maar von Oberwinkel, Abb. 23, 24).

Der hohe Nebengesteinsreichtum zeigt an, daß sich zumindest erdoberflächennah der Förderkanal durch Aufnahme von Nebengesteinsfragmenten in die Eruptionsprozesse erheblich erweitert haben muß.



Abb. 20: Blockreiche, schlecht sortierte Pyroklastite in den Tuffen des Oberwinkeler Maares (Tuffgrube am Ostrand des Maares).

Fig. 20: Badly sorted phreatomagmetic pyroclastic rocks rich in blocks from Devonian vent walls of the Oberwinkel Maar.



Abb. 21: Block in Pyroklastiten des Walsdorfer Maares (Weganschnitt NE-Rand des Maares). Der Block stammt von einer Lava des Schlackenkegels Goßberg unmittelbar westlich des Maares, die bei den Maareruptionen durchschlagen wurde.

Fig. 21: Large basaltic block in phreatomagmatic pyroclastic beds of the Walsdorf Maar.

5.1.9. Juvenile Pyroklasten

Die juvenilen Pyroklasten bestehen aus einzeln ausgeworfenen, bereits in der Schmelze auskristallisierten Mineralen wie Klinopyroxen, Amphibol, Olivin, Phlogopit, überwiegend jedoch aus dem Magma erstarrtem Gestein. Diese Gesteinskörner sind häufig rundlich und blasenarm bis blasenfrei. Auf Grund des geringen Blasengehalts nehmen sie eine größere Raumdichte als die blasig-schaumigen Schlacken der Schlackenkegel ein (Abb. 25, 26). Treten Bomben auf, so sind sie gewöhnlich als Blumenkohlbomben ausgebildet (Abb. 14, 15, 27). Ähnliche Formen weisen auch zahlreiche rundliche Lapilli auf. Solche Bomben treten nur bei einigen Maaren gehäuft auf (Booser Maar Ost, Oberwinkeler Maar). Im Gegensatz hierzu stehen die überwiegend feinkörnigen Ablagerungen beispielsweise des Pulvermaars (Abb. 28), des Dreiser Weiher, des Immerather Risch und des Dürren Maar, die fast keine Bomben und juvenilen Blöcke führen, also überwiegend nur aus Aschen und Lapilli bestehen.

5.1.10. Akkretionäre Lapilli und Blasentuffe

In den feinkörnigen Tuffen weniger Maare (Oberwinkeler Maar, Trautzberger Maar, Hardt Maar bei Bertrich) finden sich kleine, konzentrisch aufgebaute, kugelige Lapilli, die aus Ascheteilchen bestehen, sogenannte akkretionäre Lapilli (Abb. 29). Sie entstehen



Abb. 22: Geschichtete Pyroklastite des Ellscheider Maares (Tuffgrube am N-Rand). Die wenige Millimeter bis einige Dezimeter mächtigen Schichten bestehen aus aschen-, lapilli- und blockreichen Lagen. Die Tuffe bestehen fast ausschließlich aus Nebengesteinsfragmenten des devonischen Untergrundes. Selten finden sich juvenile Komponenten.

Fig. 22: Phreatomagmatic pyroclastic rocks at the rim of the Ellscheid Maar, showing beds rich in ash, lapilli or blocks. With the exception of some juvenile ash and lapilli the rocks consist nearly exclusively of fragments derived from the walls of the maar vent.

durch Zusammenballung von nassen Ascheteilchen in Eruptionswolken (Abb. 30) und sind z. T. vergesellschaftet mit Blasentuffen, d. h. Tuffen, die Blasenhohlräume zwischen den Ascheteilchen und Lapilli aufweisen (Abb. 31). Die Genese von Blasentuffen ist ebenfalls auf schnelle Zusammenballung von nassen Ascheteilchen und Lapilli zurückzuführen, so daß eine bei der Ablagerung zwischen den Pyroklasten noch vorhandene Gasphase nicht mehr entweichen konnte und folglich in Blasenform eingefangen wurde (Lorenz 1974, a, b).

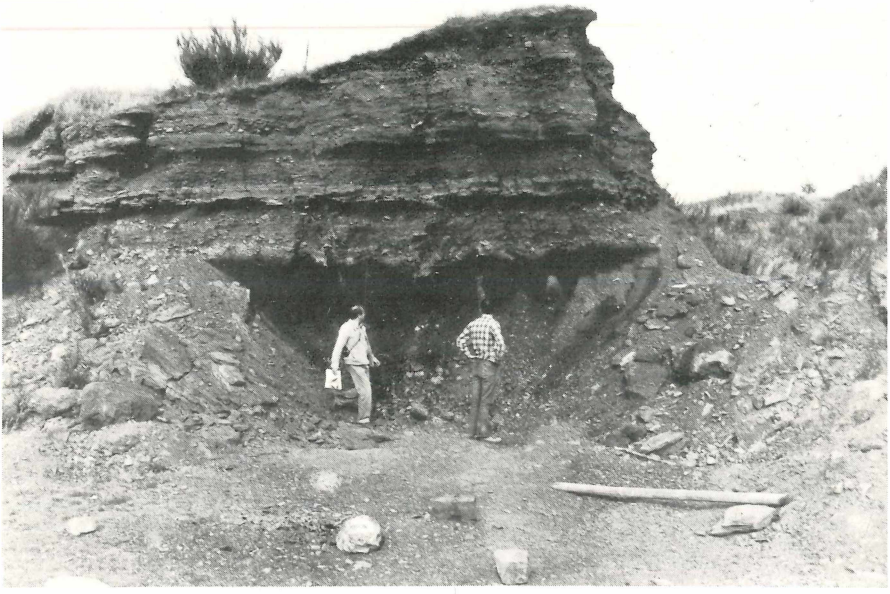


Abb. 23: Angeschnittener Tuffwall am Ostrand des Oberwinkeler Maares. Die hellen, geschichteten, nebengesteinsreichen Pyroklastite werden unterlagert von schlackigen Lapillituffen, die ebenfalls aus dem Maar gefördert wurden.

Fig. 23: Ejecta beds of the Oberwinkel Maar. On the photograph dark scoriaceous lapilli beds from the maar are overlain by paler beds rich in wallrock fragments.



Abb. 24 (Fig. 24)

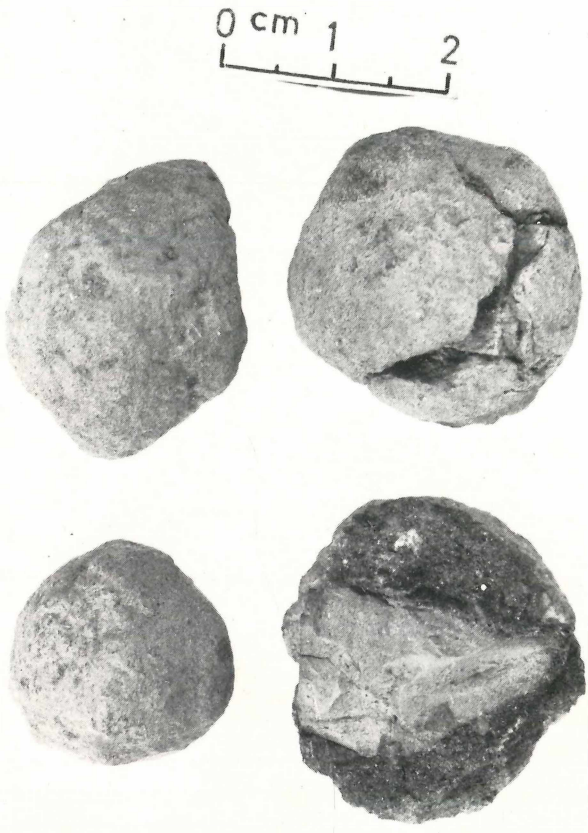


Abb. 25: Rundliche Lapilli vom Pulvermaar. Ein Lapillus (Autolith) ist angeschnitten und zeigt im Innern als Kern ein Fragment aus devonischem Gestein.

Fig. 25: Spherical lapilli (autoliths) from the Pulvermaar. One autolith is cut open and shows as a core a fragment of Devonian sediments.

Akkretionäre Lapilli und Blasentuffe sind in der Westeifel ziemlich selten. Akkretionäre Lapilli treten in den wenigen Fällen bevorzugt im Basisbereich der Maarpyroklastite auf, die sich gegenüber nachfolgenden Schichten durch die durchschnittlich feineren Korngrößen auszeichnen.

Abb. 24: Detail der Abb. 23. Der Übergang zwischen den schlackigen Lapillituffen und den neben-
(S. 56) gesteinsreichen Lapillisteinen ist abrupt.

Fig. 24: Detail of fig. 23 showing abrupt contact between scoriaceous bed and wallrock rich bed.
(p. 56)

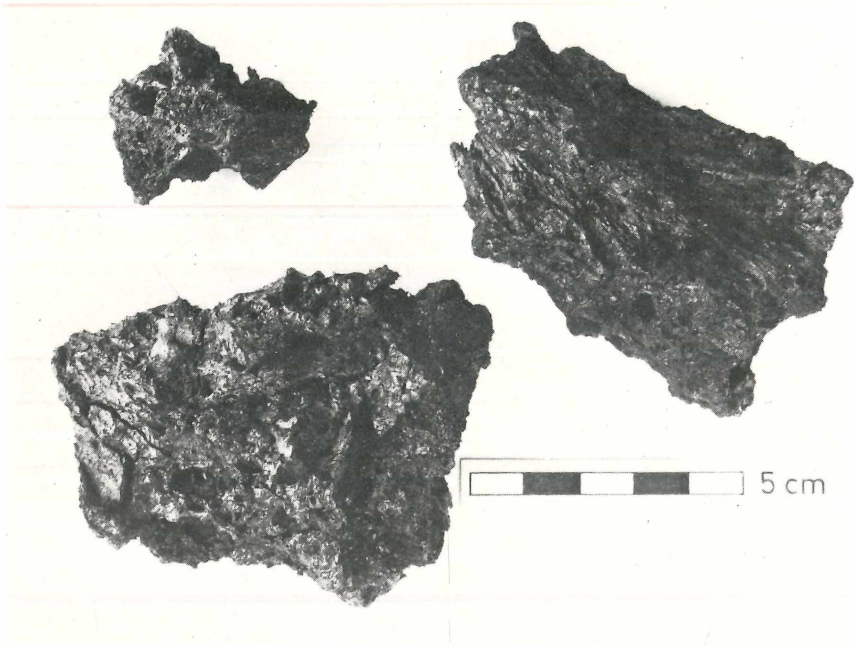


Abb. 26 (Fig. 26)

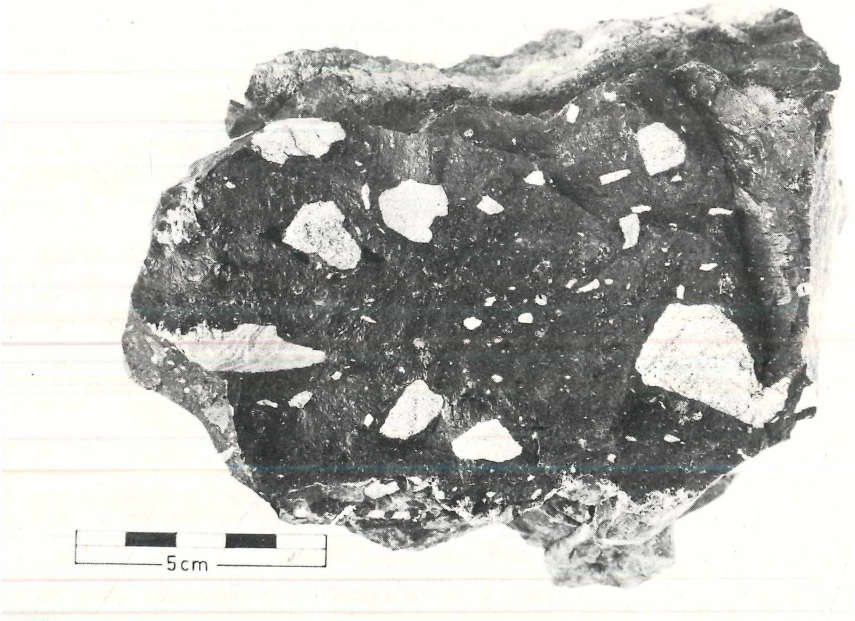


Abb. 27 (Fig. 27)

5.1.11. Schichtung der Tuffe

Die Schichtung der Maartuffe ist im Vergleich zu der in Schlackenkegeln gut ausgeprägt, erkennbar an Material- und Korngrößenwechseln. Die einzelnen Schichten sind 1 bis mehrere mm, cm oder auch dm mächtig (Abb. 22, 29, 32, 33). Das Einfallen der Schichten beträgt, sofern ihre prävulkanische Unterlage horizontal ist, nicht mehr als 10° und ist fast immer vom Krater nach außen geneigt. Selten finden sich am Kraterinnenhang auch Schichten, die zum Krater hin einfallen (z. B. Nordrand des Ulmener Maares, Südrand des Hardt Maar bei Bad Bertrich). Diese nach innen einfallenden Tuffe liegen z. T. diskordant auf den nach außen fallenden Tuffen, gehen allerdings ohne Diskordanz kontinuierlich in die jüngsten nach außen fallenden Tuffe über (Abb. 34) (s. auch Lorenz 1974 b).

Bei einer Höhe des Kraterwalls von 10—20 m weisen die zahlreichen geringmächtigen Schichten auf eine Vielzahl von einzelnen, sich folgenden Eruptionen hin.



Abb. 28: Überwiegend feinkörnige, geschichtete Tuffe in der Grube unmittelbar westlich des Pulvermaars.

Fig. 28: Finegrained pyroclastic beds of the Pulvermaar.

Abb. 26: (S. 58) Aufgeschäumte schwarze, schlackige Lapilli aus der Basisfolge der Pyroklastite des Wollmerather Kopfes (ein Schlackenkegel).

Fig. 26: (p. 58) Scoria fragments from pyroclastic beds near the base of Wollmerather Kopf scoria cone showing characteristic vesicularity and irregular surface.

Abb. 27: (S. 58) Anschnitt einer Blumenkohlbombe in Pyroklastiten des östlichen Booser Maares. Die dichte, glasige Matrix enthält zahlreiche, wenig gefrittete Nebengesteinsfragmente aus devonischem Gestein.

Fig. 27: (p. 58) Interior of a cauliflower bomb of the eastern Boos Maar ejecta. The chilled, glassy matrix typically contains many fragments of Devonian sediments derived from the vent walls of the maar. These xenoliths are only slightly thermally altered.

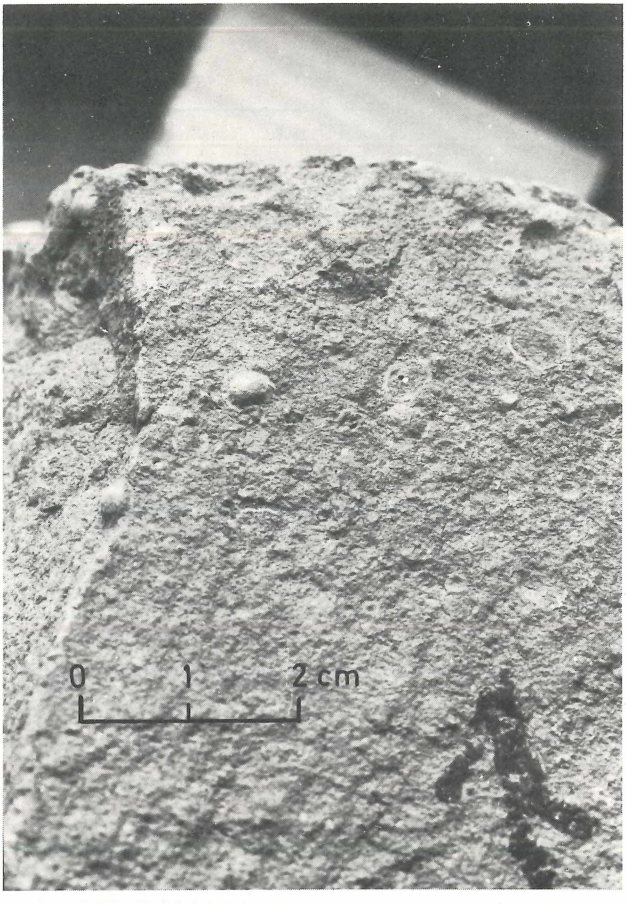


Abb. 29: Akkretionäre Lapilli in feinkörnigen, basisnahen Tuffen des Oberwinkeler Maares (im Liegenden der schlackigen Lapillituffe s. Abb. 23). Die konzentrisch aufgebauten Lapilli entstanden durch Zusammenballung von feuchten Aschen in feuchten Eruptionswolken des Oberwinkeler Maares.

Fig. 29: Accretionary lapilli in finegrained pyroclastic beds from pyroclastic beds near the base of the ejecta of the Oberwinkel Maar (lying underneath the scoriaceous beds of fig. 23).

5.1.12. Transportarten

Die Tuffschichten der Maare weisen eine Reihe von unterschiedlichen Ablagerungstexturen auf, die teilweise als Indikatoren für Transportart und -richtung verwendet werden können. Diese Sedimenttexturen werden vereinfacht gesehen durch drei verschiedene Ablagerungsmechanismen hervorgerufen, die ihrerseits ineinander übergehen bzw. gleichzeitig aktiv sein können.

Aus den aufsteigenden und durch Wind verdriftenden Eruptionswolken regnen Aschen und Lapilli auf die Erdoberfläche nieder (air-fall). Diese Ablagerungen sind überwiegend feinkörnig und gut sortiert. Sie werden mit relativ konstanter Mäch-

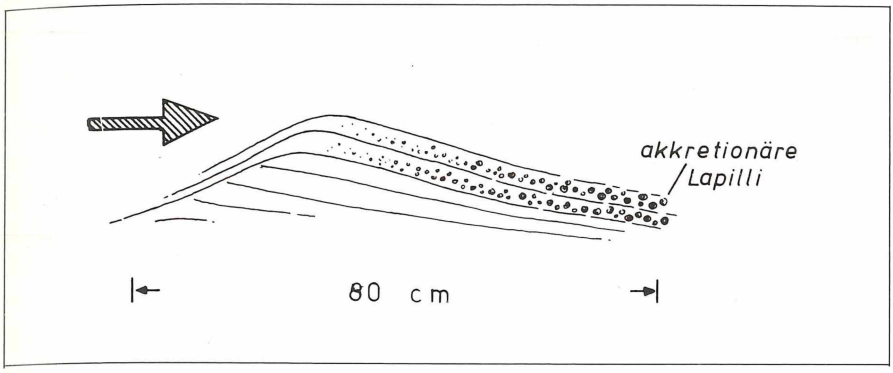


Abb. 30: Schematische Darstellung einer Korngrößenfraktionierung von akkretionären Lapilli in den Tuffen des Hardt Maares bei Bad Bertrich, im Liegenden der schräggeschichteten Tuffe der Abb. 38. Die maximal 0,5 cm großen Lapilli sind in den Schichten der Leeseite der Antidüne angereichert. Die Fraktionierung weist auf einen Transport in einer basisnahen Eruptionswolke (base surge) hin.

Fig. 30: Schematic drawing of an antidune of the Hardt Maar near Bad Bertrich showing variation of grainsize of accretionery lapilli on the lee side of the antidune. This indicates transport and deposition of accretionary lapilli by a base surge.



Abb. 31: Blasentuffe in der Tuffgrube am Ostrand des Hengstweiler Maares. Die ehemals feuchten Ascheteilchen klebten aneinander (Wasserstoffbrückenbindung) und ergaben so einen kohäsiven Brei, der das Entweichen von während der Ablagerung eingefangenen Luft- und Wasserdampfblasen verhinderte. Blasentuffe sind somit ein Hinweis für die Beteiligung von Wasser (Wasserdampf) bei den Eruptionen der Maartuffe.

Fig. 31: Vesiculated tuffs of the Hengstweiler Maar. Owing to surface tension of water rapidly accumulating wet ash trapped steam and air during deposition from a base surge.

tigkeit über Reliefunebenheiten abgelagert. Durch Windverdriftung können sie bis in größere Entfernung transportiert werden.

Als b a l l i s t i s c h transportiert lassen sich Blöcke und Bomben an Hand ihrer Einschlagsdellen, sogenannten Einschlagskratern, erkennen (Abb. 35). Durch den großen Impuls der niederfallenden Blöcke und Bomben werden die bereits abgelagerten Asche- und Lapillischichten z. T. durchschlagen, z. T. eingemuldet. Ballistischer Transport ist auf den Bereich des Kraterwalles und den benachbarten äußeren Kraterhang beschränkt.

Der dritte Ablagerungsmechanismus ist für Maareruptionen sehr signifikant. Es handelt sich um Ablagerung aus entlang der Erdoberfläche vom Krater radial nach

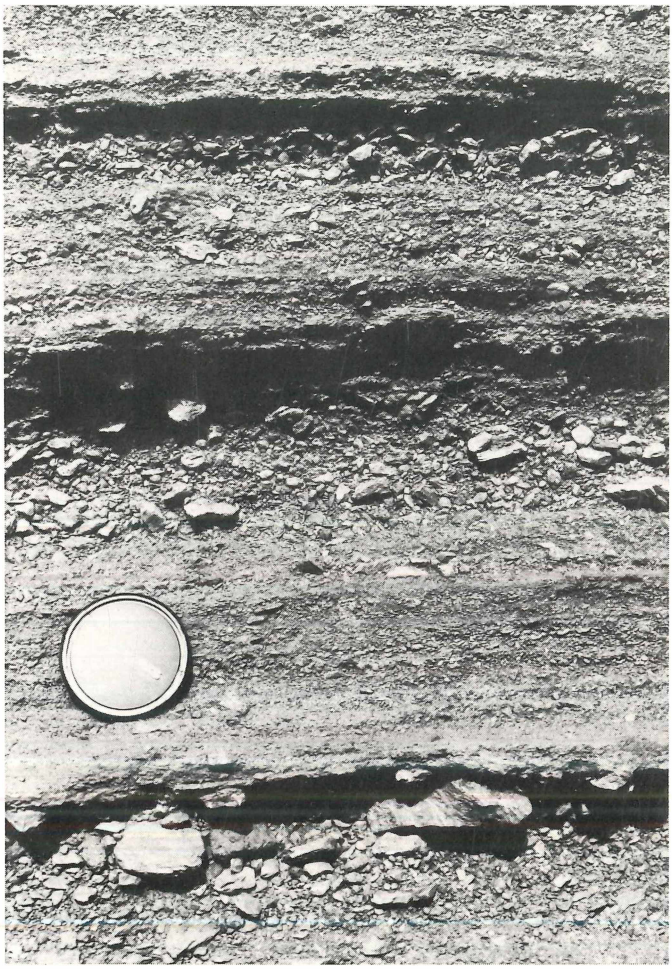


Abb. 32: Gut geschichtete, nebengesteinsreiche Tuffe des Hardt Maares bei Bad Bertrich bestehend aus einer Wechsellagerung von Aschen und Lapilli. Die feinkörnigen Lagen sind resistenter und springen gegenüber den grobkörnigen Lagen hervor.

Fig. 32: Well bedded phreatomagmatic pyroclastic beds from the Hardt Maar near Bad Bertrich consisting of alternating ash and lapilli beds.

außen fließenden, turbulenten Eruptionswolken, sogenannten base surges (bzw. ground surges). Die base surges bilden sich an der Basis aufsteigender Eruptionswolken oder häufig aus rückfallenden Wolken und bewegen sich mit großer Geschwindigkeit nach außen (Abb. 36). Sie wurden bei verschiedenen historischen Vulkanausbrüchen beobachtet und zwar immer dann, wenn Magma mit externem Wasser in Kontakt geriet, so beim Ausbruch des Taal 1965 auf den Philippinen (Moore 1967, Moore et al. 1966), von Surtsey 1963/64 vor Island (Thorarinsson et al. 1964) und von Capelinhos 1957/58 auf den Azoren (Machado et al. 1962). Base surges wurden ebenfalls bei historischen Maarausbrüchen gebildet (s. S. 91). Auch in der Westeifel wurden base surge-Ablagerungen als wesentliche Ablagerungen in den Maarpyroklastiten erkannt

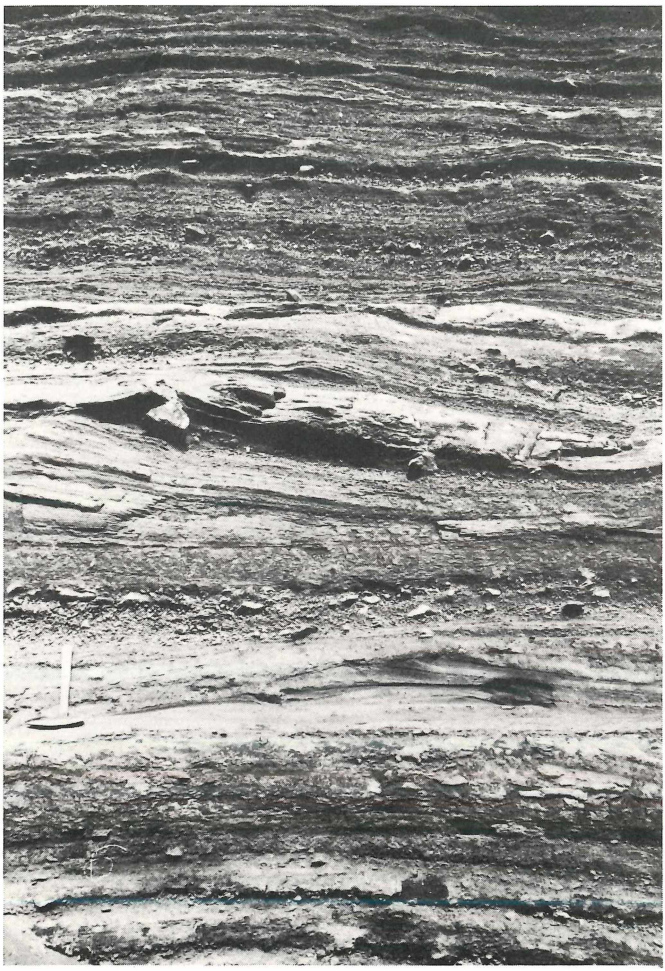


Abb. 33: Wechsellagerung aus feinkörnigen, fein-, z. T. schräggeschichteten Tuffen und grobkörnigeren Tuffen, deren Schichtflächen im größeren Abstand voneinander liegen.

Fig. 33: Alternating fine- and coarsergrained tuffs from the Hardt Maar near Bad Bertrich also showing antidune bedding.

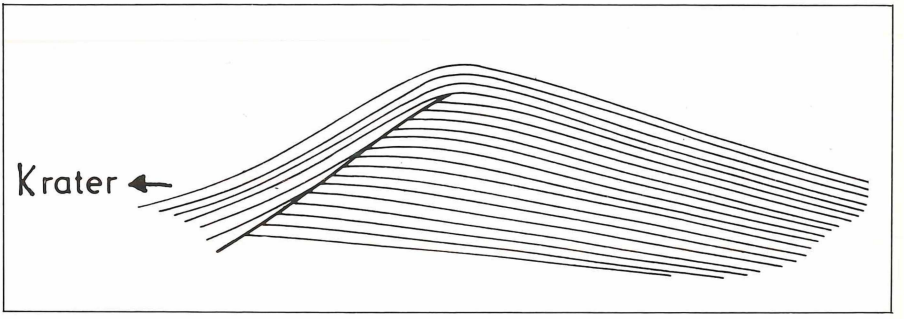


Abb. 34: Schematischer Schnitt durch einen Tuffwall mit zum Krater hin einfallenden Schichten, die nach einem Kratereinbruch zur Ablagerung kamen (nach LORENZ 1974 b).

Fig. 34: Schematic drawing through a crater rim showing ejecta beds dipping away from the crater and being unconformably overlain by beds dipping towards the interior of the crater. The later beds drape over the crater rim into the youngest outward dipping beds and indicate deposition after collapse of the crater (see also LORENZ 1974 b).

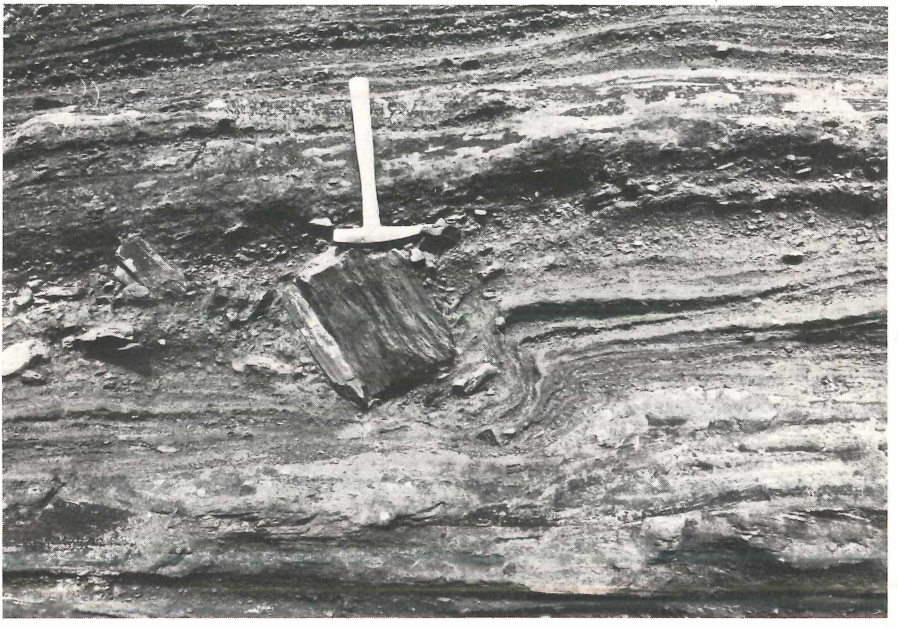


Abb. 35: Einschlagskrater eines Devonblocks in feinkörnigen Pyroklastiten des Hardt Maares bei Bad Bertrich. Die Asymmetrie des Kraters weist auf eine Flugrichtung des Blockes von links nach rechts hin. Durch den gerichteten Aufprall entsteht luvseitig zunächst ein Hohlraum, der von den blockführenden Lapillituffen ausgeglichen wird. Die in Transportrichtung verbogenen, geschleppten und ausgedünnten Schichten verdeutlichen die Plastizität der Tuffe während des Blockeinschlags.

Fig. 35: Impact sag of block within finegrained pyroclastic beds of the Hardt Maar near Bad Bertrich. The asymmetry of the sag indicates impact from left to right. The depression in front of the block (left side) is filled preferentially by lapilli and blocks from a base surge. The deformed but undestroyed beds of the impact sag point to plastic behaviour of wet pyroclastic beds.



Abb. 36: Base surge bei einer Eruption des östlichen Ukinrek Maares im April 1977, Alaska. Die base surge entsteht hier durch Rückfall von Teilen der gas- und fragmentbeladenen, aufsteigenden Eruptionswolke.

Fig. 36: Base surge flowing underneath an eruption cloud of Ukinrek East Maar Alaska, April 1977. The base surge at least in part formed because of fallback of pyroclastic material and steam from the eruption cloud.

(Nakamura & Krämer 1970, Lorenz 1973), ebenso in der Osteifel in den Ablagerungen des Laacher See Vulkans (Schmincke 1970, Schmincke et al. 1973).

Das so transportierte Material besteht aus Aschen und Lapilli und einzelnen in sie eingebetteten Blöcken und Bomben. Wichtig ist hierbei, daß die Blöcke und Bomben basisnah mittransportiert wurden und somit keine Einschlagsstrukturen in den sie unterlagernden Schichten erkennen lassen (im Gegensatz zu ballistisch transportierten Blöcken und Bomben) (Abb. 21, 37).

Die mittels base surges transportierten und abgelagerten Pyroklastite weisen meistens eine planare bis wellenförmige Schichtoberfläche auf. Die einzelnen Schichten sind schlecht sortiert, häufig invers gradiert und weisen mikroreliefabhängige Mächtigkeits- und Korngrößenwechsel sowie in seltenen Fällen dachziegelartige Lagerung von großen, flachen Lapilli auf.

In den Ablagerungen der Kraterwälle der Maare lassen sich base surge-Ablagerungen und eingeschlagene Blöcke und Bomben meistens gut erkennen. Eindeutige air-fall-Ablagerungen sind nur selten im Kraterwall als solche gut zu bestimmen, dafür aber um so eher in einiger Entfernung vom Krater.

5.1.13. Ablagerungstexturen

Neben den parallel geschichteten Sedimenten treten Einheiten mit Antidünen-ähnlichen Sedimenttexturen auf. Sie wurden vor allem von CROWE & FISHER (1973), FISHER & WATERS (1970), MEYER et al. (1974), MOORE (1967), SCHMINCKE (1970), SCHMINCKE et al. (1973) und WOHLETZ (1977) beschrieben. Die Verwendung des Wortes Antidünen-ähnlich ergibt sich auf Grund der visuellen Ähnlichkeit mit im aquatischen und äolischen Bereich gebildeten Antidünen. Antidünen sind wellenähnliche Schichtungsformen, die je nach Strömungsgeschwindigkeit flußauf- bzw. flußabwärts wandern können (REINECK & SINGH 1975). Sie werden Antidünen genannt, weil sie Laminae besitzen, die gegen die Fließrichtung einfallen (ALLEN 1970). Über die Genese der Antidünen-ähnlichen Texturen in Maarpyroklastiten ist relativ wenig bekannt. Insofern wird der Begriff hier rein beschreibend verwendet.

Die Antidünen-Einheiten der Maartuffe haben meist große Wellenlängen (1 bis mehrere Meter) gegenüber geringen Amplituden (bis einige Dezimeter). Häufig sind sie nur als flachwellige Undulationen großer Wellenlänge auf planar geschichteten Pyroklastiten ausgebildet (Ähnlichkeit mit stehenden Wellen, Abb. 38). Vielfach finden sie sie sich aber auch als kleine Schrägschichtungskörper, bei denen das Verhältnis Wellen-

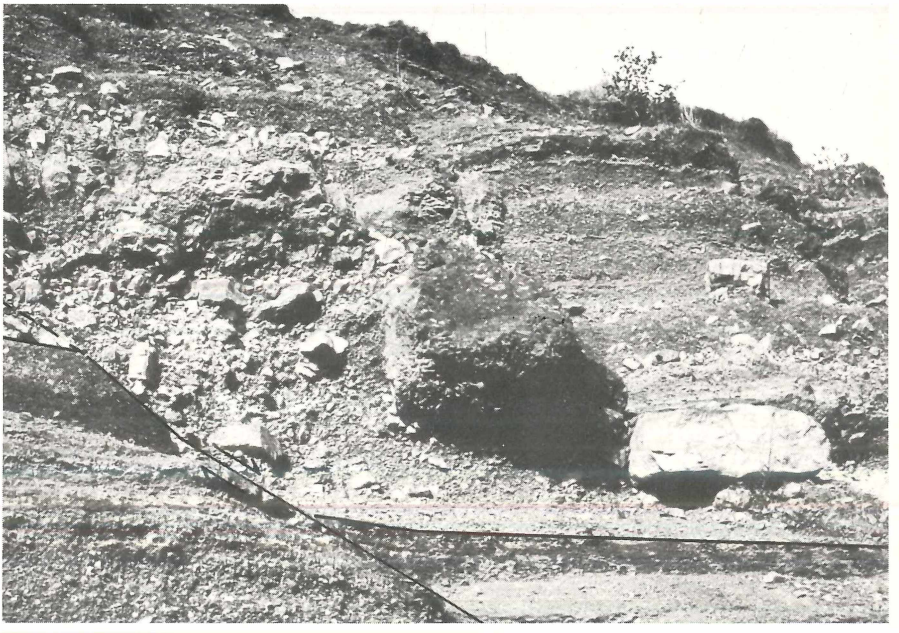


Abb. 37: Lapillibreckzie in der Tuffgrube östlich des Riemerich, westlich Neunkirchen (ein Schlakkenkegel mit initialer Maarphase s. Abb. 10). Die fehlenden Einschlagkrater in den feinkörnigen Tuffen im Liegenden der beiden großen Blöcke (Durchmesser 0,5 bzw. 1,3 m) weisen auf einen bodennahen Transport mittels turbulenten Suspensionsströmen, sogenannten base surges, hin (s. auch Abb. 21).

Fig. 37: Lapillibreccia from initial maar phase of Riemerich volcano west of Neunkirchen (fig. 10). The lack of impact sags underneath the two large blocks points to transport of these blocks within a base surge.

länge zu Amplitude kleiner ist. Diese letztgenannte Form weist luvseitig erodierte und dadurch gekappte Basisschichten auf. Die höheren Laminae dieser Antidünen greifen über den Wellenkamm hinweg auf die Leeseite, die generell flacher als die Luvseite einfällt. Der Wellenkamm ist meistens relativ stationär, kann aber geringfügig sowohl in Richtung der Strömung als auch ihr entgegen wandern, je nachdem ob die Transportenergie ab- oder zunimmt. Die Antidünen sind mit ihrem Wellenkamm konzentrisch um den entsprechenden Explosionskrater angeordnet (Abb. 38—42).

Die schlechte Sortierung dieser Antidünen-Einheiten, die teilweise Grobkörnigkeit des Materials, sowie die angeführten Sedimenttexturen sprechen gegen gravitative Sedimentation aus aufsteigenden Eruptionswolken und für Sedimentation aus sich vom Krater radial nach außen bewegenden, turbulenten Suspensionsströmen hoher Energie, also base surges.

Hinzu kommt, daß durch base surges abgelagerte, feinkörnige Schichten meistens einen erheblichen Gehalt an Wasser aufweisen, was sich einerseits bei hohem Wasser-



Abb. 38: Tuffsequenz des Hardt Maares bei Bad Bertrich. Im mittleren Teil der Abfolge treten flachwellige Undulationen (large scale undulation FISHER & WATERS 1970) mit einer Wellenlänge von ungefähr 8 m im Hangenden von planar geschichteten Pyroklastiten auf. Die Wellenlänge ist ein Maß für die Transportgeschwindigkeit der base surge. Beispielsweise beobachtete MOORE (1967) am Taal Vulkan auf den Philippinen in Kraternähe Wellenlängen von maximal 19 m. In 2,5 km Distanz vom Krater betrugen die Wellenlängen nur noch 4 m. Im unteren Teil der Abbildung treten kleine Schrägschichtungskörper auf, bei denen das Verhältnis Wellenlänge zu Amplitude wesentlich kleiner ist (s. Abb. 39—42).

Fig. 38: Sequence of phreatomagmatic pyroclastic beds of the Hardt Maar near Bad Bertrich. In the middle part of the exposed sequence beds with large scale undulations with a wavelength of about 8 m are interbedded with planar beds. In the lower part antidunes with a much lower wavelength to amplitude ratio are seen (see also fig. 39—42).

gehalt in der Bildung von Blasentuffen ausdrücken kann (LORENZ 1974 a, b) (Abb. 31, 43) andererseits reagieren nasse Schichten bei Beanspruchung plastisch. Dies ist der Fall, wenn ballistisch transportierte Blöcke in kurz vorher abgelagerte, feinkörnige base surge-Schichten schlagen und einen Einschlagskrater bilden. Dabei werden die Schichten nicht zerstört, sondern nur ausgedünnt und an den Rändern der Dellen gestaucht bis gefaltet (Abb. 35).

Bei einigen Maaren erfolgten die Ausbrüche in bewaldeten Tälern (s. S. 38). Die dort oder auf den benachbarten Hängen und Hochflächen wachsenden Bäume sind z. T. in ihrer aufrechten Stellung von Maarablagerungen zusedimentiert worden, später dann zerfallen, so daß heute nur noch Hohlräume ihre ehemalige Existenz bezeugen (Abb. 7, 44). Die Stämme dieser Bäume sind häufig von einzelnen feinkörnigen Tuffschichten umhüllt, sogenannten Baumtapeten (mud coatings, MOORE 1967; plasterings, LORENZ 1974 a), die überwiegend an der Luvseite der Bäume hängenblieben. Sie bilden wegen der rings um die Baumstämme unterschiedlich mächtigen Anlagerung asymmetrische, parabolische Tapeten (Abb. 45). Häufig sind die Tapeten sogar als Blasentuffe ausgebildet. Diese an vertikalen Flächen anhaftenden Aschen weisen auf klebrige und deshalb nasse Sedimente hin. Die Ablagerung der Baumtapeten, bevorzugt auf der zum Krater hingewandten Seite, ist auf Horizontaltransport, d. h. auf base surges zurückzuführen, aus denen die nassen Ascheteilchen gegen die aufragenden Objekte geklatscht wurden (LORENZ 1974 a, MOORE 1967).

Die Wirkung von base surges läßt sich auch stellenweise anhand von einzelnen radial zum Eruptionszentrum angeordneten Erosionsrinnen (channels) ab-

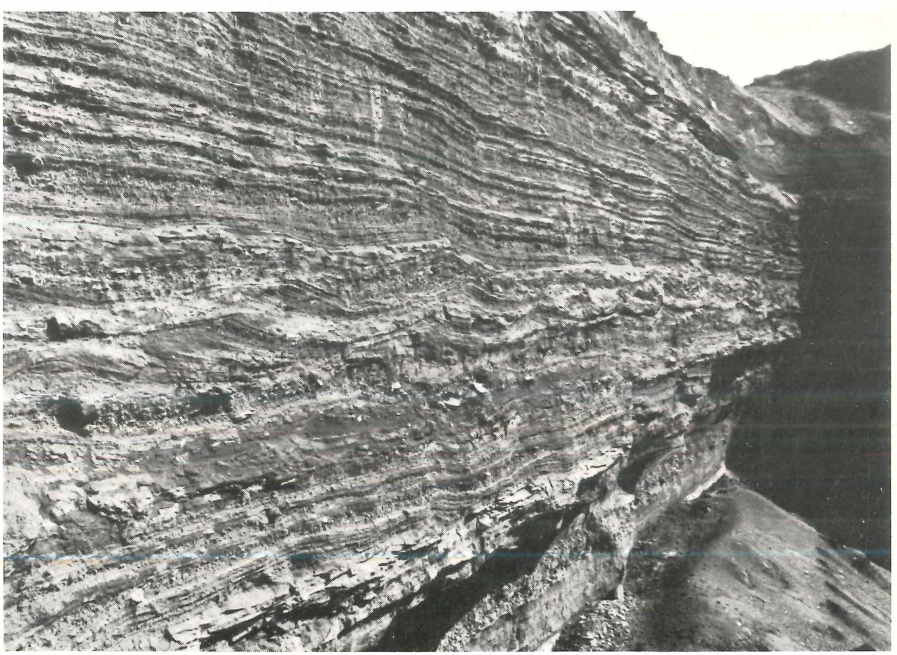


Abb. 39: Bank mit schräggeschichteten Tuffen im unteren Teil der Pyroklastite des Hardt Maares bei Bad Bertrich.

Fig. 39: Oblique view of lower part of sequence shown on fig. 38 and also of underlying beds.

lesen, wie z. B. in der Grube Mertens am Gemündener Maar (FRECHEN 1976, Abb. 40) oder in den Tuffen an der Ostseite des Hengstweiler Maares (s. auch FUCHS 1973, Abb. 4, 5). Sie entstehen durch die erosive Wirkung hochenergetischer base surges in Kraternähe und stellen keinen Hinweis auf exogen verursachte Erosion in Eruptionsintervallen dar (FUCHS 1973). Die Tuffschichten, die die Rinnen ausfüllen, zeigen jeweils die größte Mächtigkeit und Korngröße im zentralen Bereich der Rinnen, was auch für Ablagerungen aus Suspensionsströmen, allerdings geringerer Energie, charakteristisch ist. (Abb. 46).

5.1.14. Vergleich mit Schlackenkegeln

Die Ablagerungstexturen in den Pyroklastiten der Maare finden sich teilweise auch bei den Schlackenkegeln, jedoch nur in geringerem Maße und zwar in den nebengesteinsreichen Horizonten. Diese sind im Vergleich zu Maarpyroklastiten oft durch einen höheren Gehalt an juvenilen Pyroklasten gekennzeichnet, die z. T. auch „normal" schlackig ausgebildet sind, und relativ häufig Blumenkohlbomben und Kugellapilli enthalten (Abb. 51).

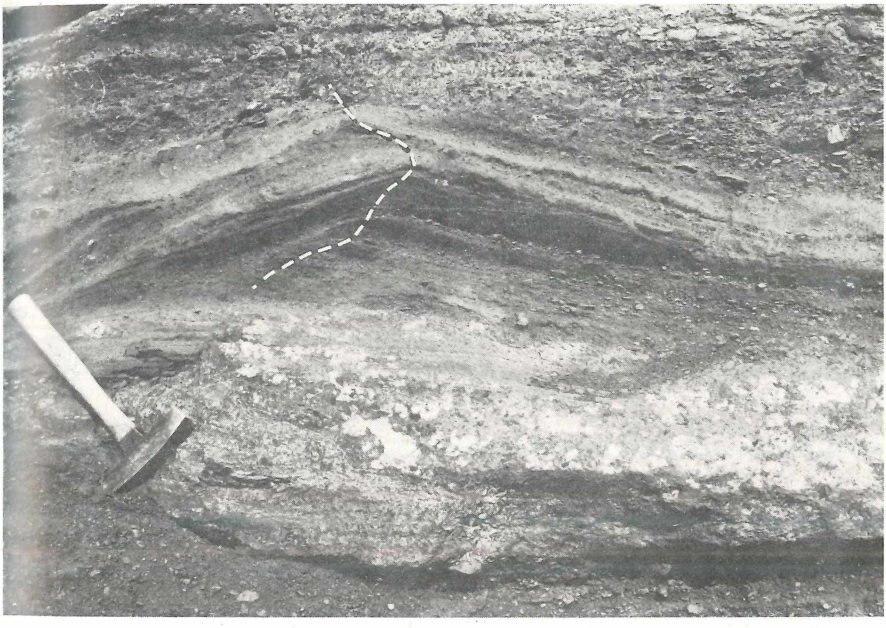


Abb. 40: Antidünen-Schichtung (small-scale antidunes, FISHER & WATERS 1970) in den Tuffen des Hardt Maares bei Bad Bertrich. Die Luvseiten dieser Antidünen (linke Seite) tendieren zum steileren Einfallen als die Leeseiten. Der Wellenkamm der dargestellten Antidüne wanderte zunächst in Transportrichtung, dann mit der Anlagerung weiterer Schichten entgegen der Transportrichtung (weiß gestrichelte Linie). Dies lag wahrscheinlich in der Zuname der Transportgeschwindigkeit begründet. Bei höheren Geschwindigkeiten wurde auf der Luvseite nicht mehr erodiert sondern im steigenden Maße angelagert.

Fig. 40: Small-scale antidune (FISHER & WATERS 1970) in the pyroclastic beds of the Hardt Maar near Bad Bertrich. The ripple crest first migrated downstream and then, probable with increase in transport velocity, it migrated upstream.

5.1.15. Die wirtschaftliche Bedeutung der Maare und Schlackenkegel

Die Maare und Schlackenkegel stellen einen wesentlichen Bestandteil des Landschaftscharakters der Westeifel dar. Sie spielen eine große Rolle für den Fremdenverkehr im Hinblick auf Erholung und Freizeitgestaltung ebenso wie für die Ausbildung von Schülern, Studenten und allgemeiner Öffentlichkeit. Bei den unter Naturschutz gestellten, wassererfüllten Maaren ist allerdings eine Gefährdung der empfindlichen Ökologie dieser in Mitteleuropa einmaligen Krater durch zuviel Fremdenverkehr bei Fortbestehen der gegenwärtigen Verhältnisse zu befürchten. Die wenigen Moore und ihre kleinen Wasserflächen sind als Feuchtbiotope für bestimmte Tier- und Pflanzenarten bedeutsame Reservate und auch bereits überwiegend unter Naturschutz gestellt.

Die hohe Porosität und Permeabilität der Maarpyroklastite und Schlacken bedingen ihre außerordentliche hydrologische Bedeutung (GEIB & WEILER 1968). In einem überwiegend grundwasserarmen Gebiet wie dem der Westeifel (Ausnahme Kalkmulden und

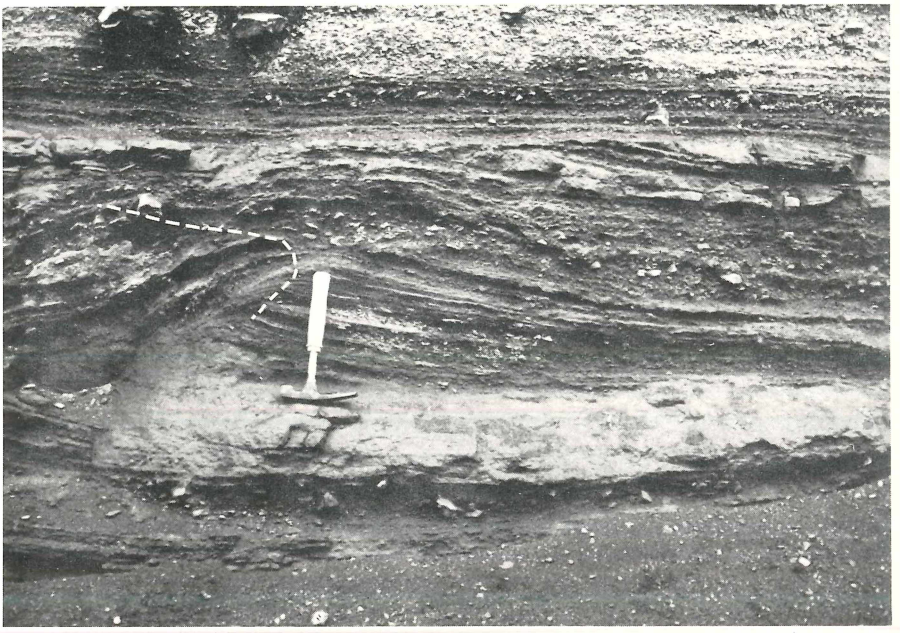


Abb. 41: Antidünen-Schichtung in den Tuffen des Hardt Maares bei Bad Bertrich. Die von links nach rechts transportierten Tuffe fallen auf der Luvseite sehr viel steiler ein als auf der Leeseite. Hierin ist wahrscheinlich auch wie in (Abb. 40) eine Transportgeschwindigkeitszunahme zum Hangenden hin zu erkennen. Die unteren Leeblätter wurden luvseitig erodiert und somit gekappt (ähnlich der Ausbildung normaler Schrägschichtung im aquatischen Bereich). Durch die abrupte Geschwindigkeitszunahme der darauffolgend transportierten Schichten kam es zur massenhaften Anlagerung von Tuffen an der Luvseite, die sogar stärker ist als die leeseitige Ablagerung. Ähnliche Texturen bezeichneten SCHMINCKE et al. (1973) als chute and pool structures.

Fig. 41: Antidune within phreatomagmatic pyroclastic beds of the Hardt Maar near Bad Bertrich. The luv side beds dip more steeply than the lee side beds. As in fig. 40 an increase in transport velocity probable caused intensive deposition of pyroclasts preferentially on the luv side.

Buntsandstein in der Eifeler Nord-Süd-Zone) speichern sie, einem Schwamm vergleichbar, große Mengen an Grundwasser, welches sie jedoch mit gleichbleibend guter Qualität und ohne große jahreszeitliche Schwankungen wieder abgeben.

Diese wichtige hydrologische Funktion konkurriert allerdings mit dem Interesse der Bauindustrie: Schlacken sind auf Grund ihrer hohen Porosität gesucht als Frostschutzmaterial im Wege- und Straßenbau, als thermisch gut isolierendes Baumaterial, als Zuschlagsmaterial zur Leichtbetonherstellung und als Filtermaterial für biologische Kläranlagen. In zunehmendem Maße werden aus Mangel an vorhandenen Vorkommen auch Maarpyroklastite bauwirtschaftlich verwendet. Bei den derzeitigen Abbaugeschwindigkeiten ist demzufolge bei den relativ kleinen Vulkanbauten mit einer beträchtlichen Zerstörung des noch vorhandenen hydrologischen Restpotential (und des Landschaftscharakters) zu rechnen. Es ist deshalb unumgänglich, die hydrologisch wichtigen Vorkommen zu schützen.

5.1.16. Die Tiefenlage der Eruptionsherde der Maare

Zur Tiefenlage der Eruptionsherde der Maare in der Westeifel ist bisher nur wenig geäußert worden. FRECHEN et al. (o. J., S. 13) nahmen an, daß die Gasausbrüche der

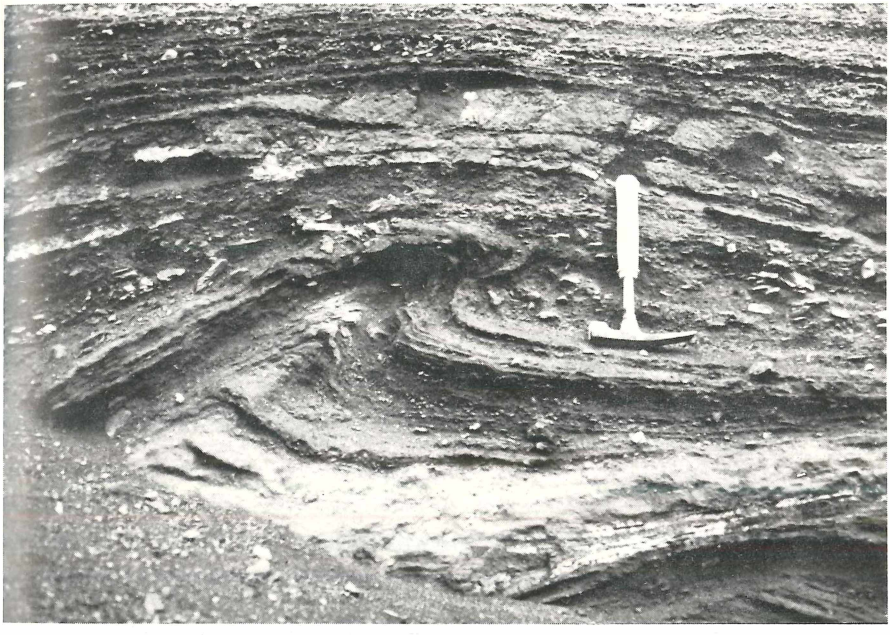


Abb. 42: Antidünen-Schichtung in den Tuffen des Hardt Maares bei Bad Bertrich. Der in Transportrichtung deformierte, z. T. überkippte Wellenkamm weist auf eine Scheerbeanspruchung zwischen dem frisch abgelagerten, feuchten und deshalb plastisch reagierenden, noch instabilen Sediment und dem darüber fließenden pyroklastischen Strom hin.

Fig. 42: Antidune structure in pyroclastic beds of the Hardt Maar near Bad Bertrich. The ripple crest has been deformed, in part even overturned, by the dynamic pressure of a base surge passing over it from left to right. The soft sedimentary behaviour implies cohesiveness owing to interstitial water.

Maare unmittelbar aus den Schmelzherden (Magmakammern) erfolgten, die sie in 5—10 km Tiefe vermuteten. In ähnlicher Tiefe, 2—6 km, nahm HUNSCHE (1973) auf Grund magnetotellurischer Messungen nördlich des Meerfelder Maares einen gut leitenden Schmelzherd im Sinne von FRECHEN an. NAKAMURA & KRÄMER (1970) gaben für den Explosionsherd des Gemündener Maares eine Tiefe von ungefähr 2 km an, da das ausgeworfene Nebengesteinsmaterial fast nur aus Fragmenten der Siegener Schichten des Unterdevons besteht. Hingegen vermutete RAHM (1956) eine Tiefenlage der Eruptionsherde der Vulkane in einigen 100 m Tiefe, wobei die Explosionsherde der Maare in geringerer Tiefe als die der Schlackenkegel liegen sollten. Eine weite Verteilung der Tuffe sollte nach RAHM für die flache Tiefenlage der „minenartigen" Explosionen sprechen.

Der hohe Gehalt an thermisch nicht beanspruchten, devonischen Gesteinen des Untergrundes im Gegensatz zu dem sehr geringen Gehalt an in der Schmelze transportierten und deshalb thermisch stärker beanspruchten metamorphen Gesteinen der tieferen Kruste in den ausgeworfenen Pyroklastiten zeigen, daß die Eruptionsherde der Maare innerhalb des Niveaus der devonischen Gesteine liegen. Unter dem Eruptionsherd der Maare wird hier die Übergangszone zwischen magmatischem Gang (Dyke) und dem an der Erdoberfläche in einem Maar endenden Tuffschlot verstanden (Abb. 49).

Da meistens keine gut gegliederte lithologische Abfolge der devonischen Gesteine vorliegt, lassen sich bei den meisten Maaren keine Angaben über die Herkunftstiefe der ausgeworfenen devonischen Gesteine machen. Detaillierte Studien der Lagerungsver-

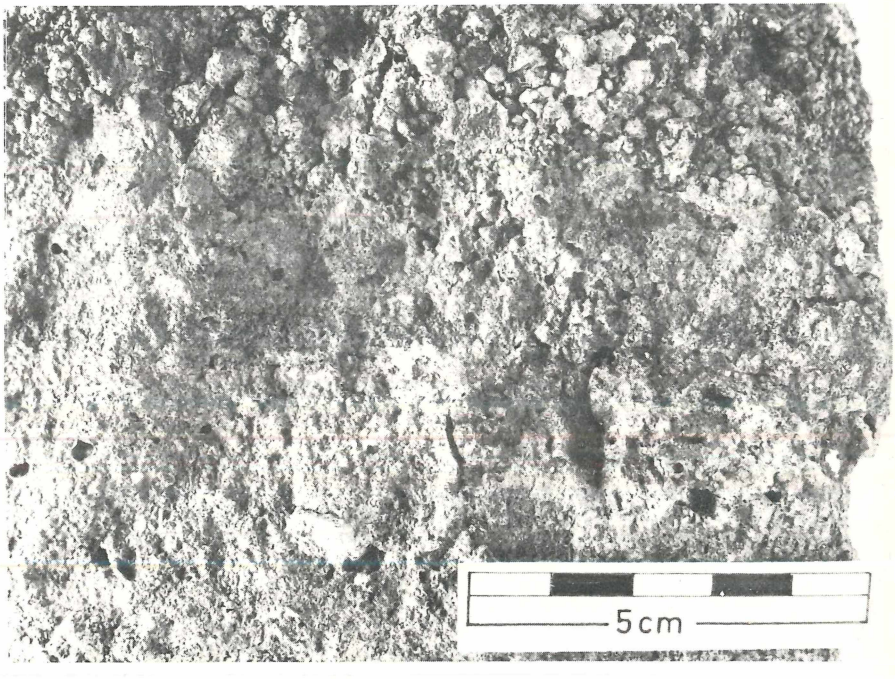


Abb. 43: Blasentuffe des Hippersbach Maares westlich Steinborn. Die Blasen befinden sich in der feinkörnigen Matrix des Lapillituffs.

Fig. 43: Vesiculated tuff of the Hippersbach Maar west of Steinborn.

hältnisse der die Maare umgebenden Gesteine und ihrer Fossilien könnten in Einzelfällen entsprechende Aussagen zulassen. Nach FUCHS (mündliche Mitt. 1978) sollte aus dieser Art Argumentation der Tuffschlot des Walsdorfer Maares nur wenige 100 m Tiefe aufweisen. Bei einem großen Maar, wie dem Meerfelder Maar, wäre ein so geringer Tiefgang des Schlotes unwahrscheinlich, da ein Tuffschlot nicht breiter als tief sein sollte. Nach den jetzigen Erkenntnissen ist vielmehr anzunehmen, daß einige der kleinen Maaren nur einen relativ kurzen Tuffschlot aufweisen von vielleicht 100 m

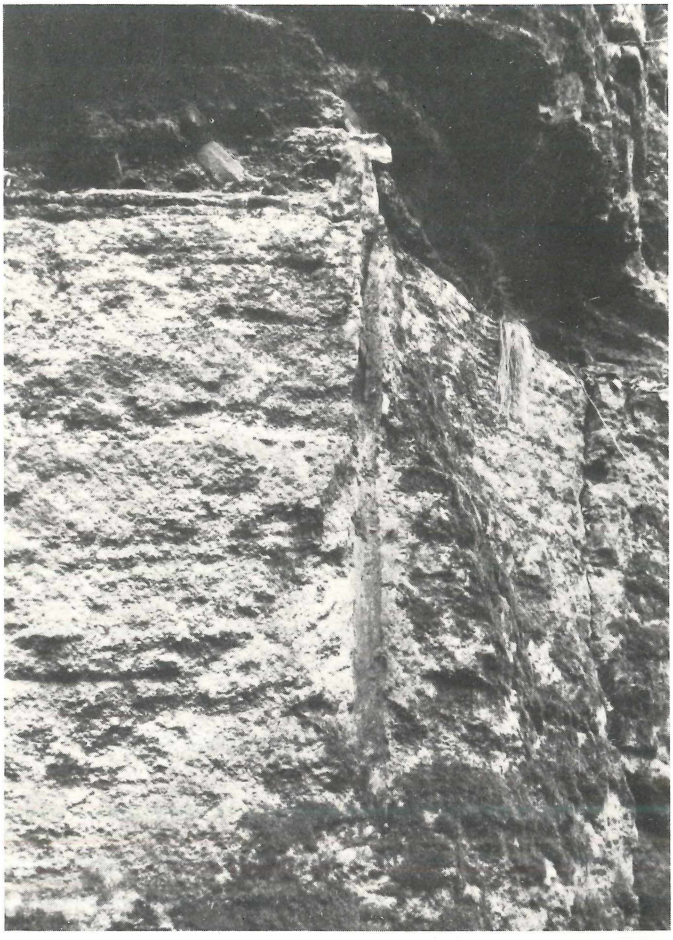


Abb. 44: Baumabdruck in Blasentuffen des Hippersbach Maares westlich Steinborn. Die Tapete des kleinen Baumes ragt 25 cm in eine grobkörnigere, zurückgewitterte Lapillibank hinein, an dessen Ende er abgebrochen ist. An der Abbruchstelle ist ein Rest des Abdruckes des umgefallenen Baumteiles erhalten.

Fig. 44: Hole of a former tree trunk with fine grained vesiculated ash layers plastered against the tree trunk by base surges. Near the top of the photograph the layers of vesiculated tuffs of the tree trunk reach upwards into a flat lying thick layer containing large lapilli and blocks. At this level the tree trunk broke (as did others near — by too) and toppled over. At the locus of breakage part of the broken off tree trunk is still preserved.

Tiefe, während die großen Maare einem tiefer (vielleicht 1—2 km) hinabreichenden Tuffschlot aufsitzen. Erst die Auswertung von Krater- und Schlotwandneigungen sowie Modellberechnungen über das Tuffschlot- und Kratervolumen an Hand der Auswurfmassen und geophysikalischen Ergebnisse werden bessere Vorstellungen zur Herdtiefe der Maare in der Westeifel liefern können.

5.2. Zur Genese der Maare der Westeifel (phreatomagmatische Genese)

Die hier dargelegten Vorstellungen zur Genese der Westeifelmaare betreffen nicht die Aufstiegsprozesse der Schmelzen in größeren Tiefen (oberer Mantel, untere und mittlere Erdkruste), sondern nur die Prozesse in Tiefen nahe (kleiner als 2 km) und an der Erdoberfläche. Der Gegensatz zwischen der Entstehung der Maare mit ihren großen Schloten und der Entstehung der Schlackenkegel mit ihren kleinen Schloten (Abb. 48) wurde bisher auf unterschiedliches Entgasungsverhalten der aufsteigenden Magmen zurückgeführt. Die bisherigen Vorstellungen zur Genese der Maare gingen von der Annahme aus, daß in der obersten Erdkruste steckengebliebene Magmen explosiv entgasten.

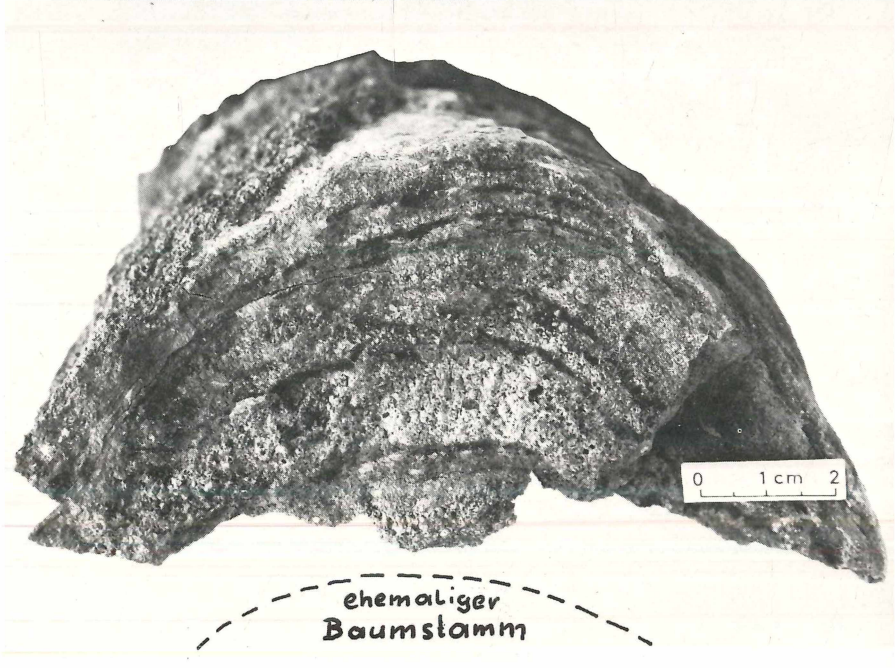


Abb. 45: Asymmetrische, parabolische Tapete um einen ehemaligen Baumstamm in Blasentuffen des Hippersbach Maares westlich Steinborn. Auf der Seite des Baumstammes, die entgegen der Transportrichtung lag, blieb mengenmäßig mehr Material von feuchten Tuffen hängen, woraus die Asymmetrie der Tapete resultiert.

Fig. 45: Asymmetric aerodynamically shaped ash layers plastered against a small tree trunk by base surges flowing into a forest and depositing vesiculated tuffs outside the Hippersbach Maar west of Steinborn.

So erklärten FRECHEN et al. (o. J.) die Maarentstehung durch Ausbrüche juveniler Gase unmittelbar aus Magmakammern in vermutlich 5—10 km Tiefe. Hierdurch sollten das durch die Gase zertrümmerte Nebengestein der Schlotwände und Magmafragmente an der Erdoberfläche ausgeworfen worden und dadurch die großen Ausräumungsformen der Maare entstanden sein. Da das Volumen des ausgeworfenen Materials im Vergleich zum Volumen des jeweiligen Maarkraters meist erheblich geringer ist, wurde bei einem Teil der Maare außerdem auf calderaartige Einbrüche in partiell entleerte Magmakammern geschlossen (FRECHEN et al., o. J.; FRECHEN 1976; NOLL 1967).

Im Gegensatz hierzu wird seit 1970 eine phreatomagmatische Genese der Eifelmaare angenommen, d. h. eine Genese, die auf Einwirkung von externem Wasser auf aufsteigendes Magma zurückzuführen ist (LORENZ 1973, 1974 a, 1975; NAKAMURA & KRÄMER 1970; SCHMINCKE 1970, 1977; SCHMINCKE et al. 1973). Interessant ist, daß bereits MITSCHERLICH phreatomagmatische Eruptionen für das Ulmener Maar annahm (MITSCHERLICH & ROTH 1865, S. 47), seinen Vorstellungen aber keine Bedeutung beigemessen wurde. Erst durch die phreatomagmatischen, auch durch base surges charakterisierten Ausbrüche von Surtsey 1963/64 im Nordatlantik vor der Küste Islands (THORARISSON et al. 1964) und Taal am Rande des Taalsees auf den Philippinen 1965 (MOORE 1967, MOORE et al. 1966) fanden phreatomagmatische Eruptionen große Aufmerksamkeit. Das spezifische



Abb. 46: Channels am Roßbüsch südlich Oberbettingen. Deutlich sichtbar ist die Mächtigkeitsabnahme der Tuffschichten zu den Channelflanken hin. Die untere (erste) Channelfüllung besteht aus schlecht geschichteten, massigen Tuffen. Die Transportrichtung der Channeltuffe liegt ungefähr senkrecht zur Abbauwand.

Fig. 46: Channels cut by base surges into the phreatomagmatic ejecta beds of the Roßbüsch volcano south of Oberbettingen. Later base surges deposited ejecta beds the thickness and grainsize distribution of which become systematically smaller resp. finergrained from the center of the channels towards their margins.

Gefüge der Tuffe dieser und anderer solcher Eruptionen wurde bald darauf an vielen Maaren und Tuffringen ebenfalls beobachtet, so auch in der Westeifel. Als Hauptargumente für eine solche Genese der Westeifelmaare werden heute verwandt: abgeschreckte, blasenarme, juvenile Lapilli und Aschenkörner (s. S. 54), Blumenkohlbomben (s. S. 54), akkretionäre Lapilli (s. S. 54), Blasentuffe, Baumtapeten, plastisch deformierte Tuffe unter eingeschlagenen Blöcken, vulkanogene Erosionsrinnen, base surges-Ablagerungen, hoher, stark fragmentierter Nebengesteinsanteil sowie ausgeworfene Blöcke großen Durchmessers (s. S. 53).

Die Maare der Westeifel treten vereinzelt auf oder gemeinsam mit Schlackenkegeln in Fördersystemen, in beiden Fällen jedoch fast ausschließlich in Tälern (Abb. 4, 5, 6, 47). Die Fördersysteme sitzen Spalten auf, d. h. sowohl Schlackenkegel als auch Maare gehen nach der Tiefe in Gänge über (Lorenz 1973). Dies kann auch für die vereinzelt

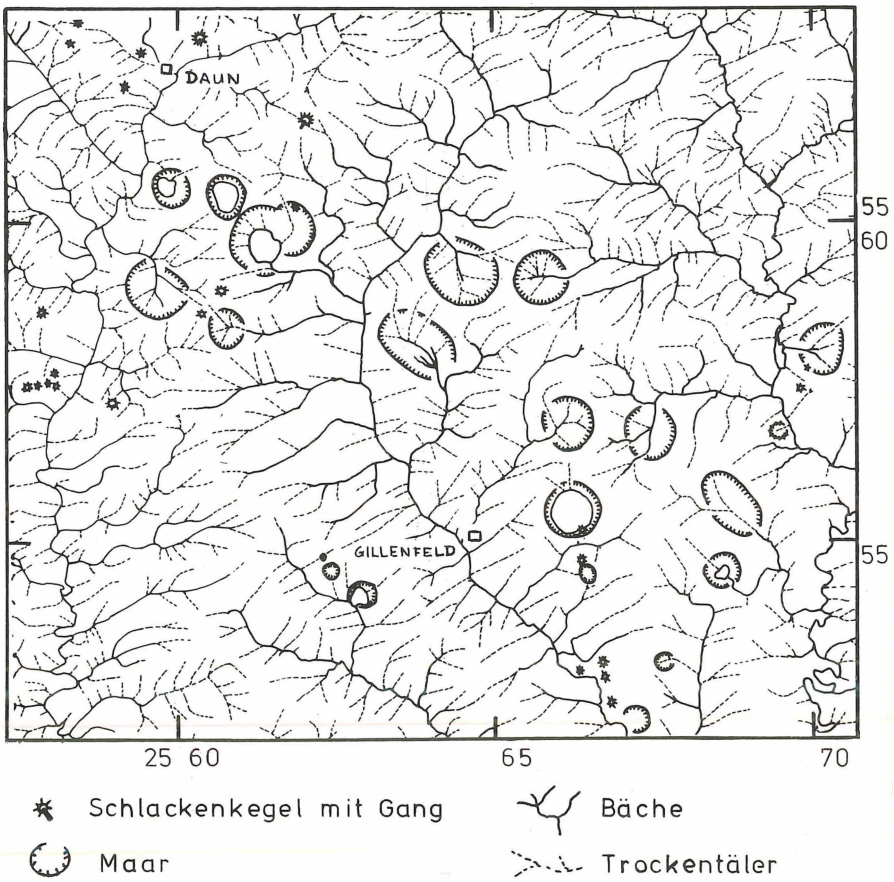


Abb. 47: Karte des Talnetzes des SE-Teiles des Westeifeler Vulkanzuges. Während die Maare in Tälern liegen (Ausnahme Weinfelder Maar und Strohner Maar) sind die Schlackenkegel auf Berghängen und -höhen lokalisiert (s. Abb. 2).

Fig. 47: Map showing the valley system and the volcanoes of the SE part of the West-Eifel volcanic zone. With two exceptions maars are located within valleys whereas the scoria cones are located on valley slopes or on neighbouring hills (s. Fig. 2).

auftretenden Maare angenommen werden. Während Schlackenkegel Talhängen oder Höhen aufsitzen, sind die Maare in Tälern lokalisiert, häufig sogar am Talursprung (LORENZ 1973) (Abb. 47). Diese Bevorzugung einer morphologischen Position durch die Maare sollte nicht mit hohen Gasgehalten oder einem speziellen Entgasungsverhalten der Magmen positiv korrelieren, um die Größe der Maare verständlich erscheinen zu lassen. Es ist deshalb die vulkanologische Bedeutung der Täler bzw. ihres Untergrundes zu untersuchen, um die Gründe für das unterschiedliche Eruptionsverhalten der Vulkane und deshalb ihre unterschiedliche Formung zu verstehen.

Bei der Entwicklung des Talnetzes sind Brüche bzw. Bruchzonen (Schwächezonen) neben lithologischen, strukturgeologischen und klimageomorphologischen Faktoren häufig maßgebend an ihrer Ausbildung und Ausrichtung beteiligt. Die tektonische Aussagekraft von Talrichtungen wird in den Arbeiten von ADLER (1957), BERG (1965) und MURAWSKI (1964 b) deutlich. Die hydraulische Durchlässigkeit von Gesteinen mit Bruchflächen bewirkt eine Anisotrophie in ihrer Festigkeit, die die Bildung der Täler durch Erosion bevorzugt auf tektonischen Schwächezonen (Kluft- und Verwerfungszonen) plausibel erscheinen läßt. Es ist also statistisch gesehen oberflächennah mit einer größeren Zerrüttung der Bruchzonen (und damit leichteren Erodierbarkeit) unter Tälern zu rechnen als bei Bruchzonen unter Hochflächen. Solche Schwächezonen unter Tälern sind deshalb für die Hydrogeologie von großer Bedeutung und auf ihnen sind verständlicherweise auch die meisten Wasserbohrungen und Quellfassungen lokalisiert. Es wird in dieser Arbeit folglich angenommen, daß unter Tälern hydraulisch stärker aktive Bruchzonen vorliegen als unter Hochflächen und Talhängen. Das auf den flachen Hängen und Hochflächen versickernde Regenwasser tritt nach Zirkulation auf Klüften im Idealfall in oder unter den morphologisch tiefer gelegenen Tälern wieder aus. Es muß also entsprechend dem vorhandenen morphologischen Potentialgefälle und der stärkeren Zerrüttung der Bruchzonen mit einem größeren Volumenangebot an Grundwasser im Bereich der Bruchzonen unter Tälern gerechnet werden als in den Bruchzonen unter Hochflächen.

Mit zunehmender Tiefe nimmt der Öffnungsgrad der Bruchzonen aufgrund des zunehmenden Druckes und deshalb zunehmend plastischen Verhaltens der Gesteine ab, entsprechend reduziert sich auch das Wasserangebot. Es handelt sich also im Normalfall nur um oberflächennahe Erscheinungen, die den Zerrüttungs- und damit Öffnungsgrad und die Zirkulation des Grundwassers betreffen (Kluftwasserspeicher). Andererseits sind zahlreiche CO_2-Quellen (und wenige Thermalquellen) in der Westeifel bekannt, die fast ausschließlich in Tälern liegen und ihrerseits auch auf eine hydraulische Wegsamkeit unter den jeweiligen Tälern bis in Tiefen größer als 1 km hinweisen (s. S. 90).

Wenn Magma zur Erdoberfläche aufsteigt, ist es sehr wahrscheinlich, daß es zumindest nahe der Erdoberfläche das nichtverheilte, präexistente Trennflächengefüge bevorzugt als Förderspalte nutzt. Es sollen nun schematisiert 3 verschiedene Möglichkeiten der unterschiedlichen Funktion von oberflächennahen Bruchzonen auf den Magmenaufstieg diskutiert werden, die zu unterschiedlichen Vulkanformen führen.

Fall 1 (Abb. 48): Steigt Magma an einer Schwächezone auf, die oberflächennah hydraulisch wirksam ist und durch Erosion in ein Tal ausgeformt wurde, oder kreuzt eine Förderspalte ein derartiges Trennflächensystem nahe der Oberfläche, so gerät es mit Grundwasser in Kontakt. Daraus resultieren phreatomagmatische Eruptionen, die zur Bildung eines Maares führen (Abb. 49). Da die pyroklastischen Ablagerungen der Maare nur äußerst selten Schlackenlagen aufweisen (z. B. Maar von Oberwinkel

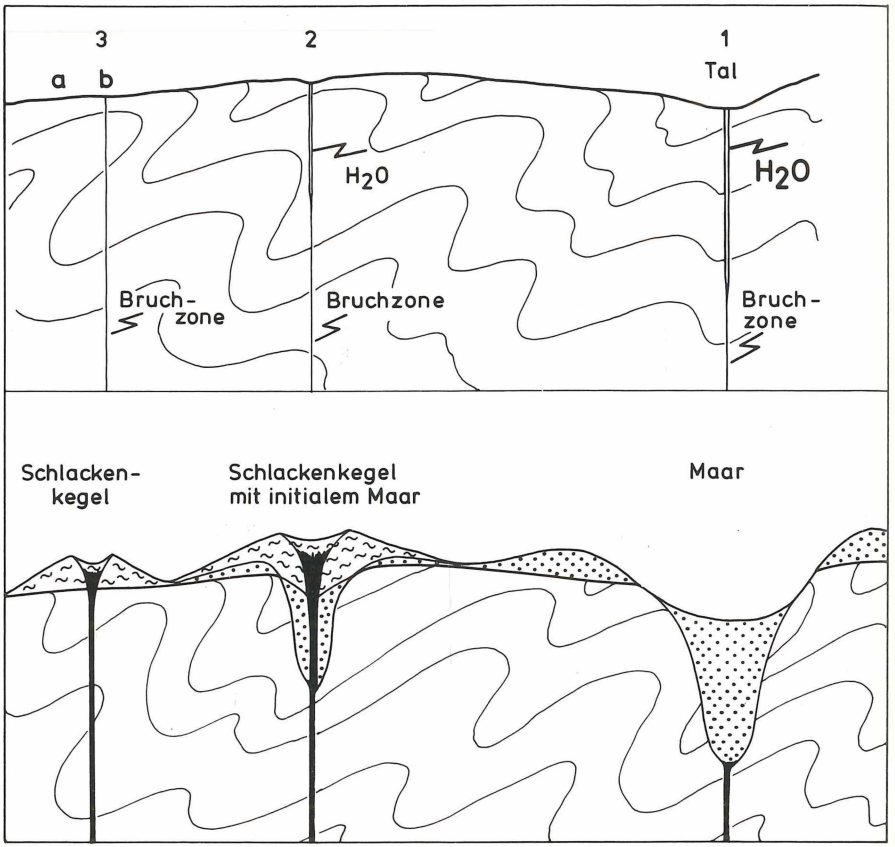


Abb. 48: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Wassereinwirkung beim Aufstieg von basaltischer Schmelze und den daraus resultierenden unterschiedlichen Vulkanformen an der Oberfläche (nach LORENZ 1980) (Nähere Erläuterung s. S. 77 ff.).

Fig. 48: Schematic drawing showing relationship between near surface zones of structural weekness in the Westeifel, their hydraulic activity, their effect on erosion, and on volcano type formed if magma rises along these structures to the surface.

Case 1: A hydraulically rather active zone of structural weekness exists near the surface, therefore allowing erosion to shape it into a valley. Rise of magma and contact with groundwater causes phreatomagmatic eruptions and collapse of a maar. Because of the continuous availability of groundwater maar ejecta beds consist nearly exclusively of phreatomagmatic deposits.

Case 2: A hydraulically not very active zone of structural weekness exists near the surface, therefore erosion has not been able to shape it into a distinct valley. Rise of magma and contact with groundwater first result in some phreatomagmatic eruptions and the collapse of a maar (initial maar) until the available groundwater has been used up. Continued magma rise then results in formation of a scoria cone within the initial maar. Repeated influx of groundwater may result in phreatomagmatic phases and thus phreatomagmatic pyroclastic rocks may be interbedded with scoria beds (not shown here).

Case 3: No zone of structural weekness or a dry (closed or healed) zone of structural weekness exists with the consequence that erosion does not shape it into a valley and if magma rises into this zone of structural weekness or opens a new fissure, no phreatomagmatic activity but lava fountaining results and a scoria cone (with or without a lava flow) forms.

(Abb. 23, 24), die auf magmatische Förderung fast ohne Beteiligung von Wasser hindeuten, ist der Rückschluß gestattet, daß während der ganzen Eruptionsdauer des Maares Grundwasser kontinuierlich zum Eruptionsherd zufließen kann. Von der Erdoberfläche in den Eruptionsherd hinzufließendes Wasser, wie etwa das eines kleinen Baches, kann in den meisten Fällen ausgeschlossen werden, da viele Maare am Ursprung von Tälern liegen und dort die Oberflächenentwässerung zu gering ist, um derartige Erscheinungen zu erklären. Das erforderliche Wasser muß folglich aus der jeweiligen Schwächezone (und z. T. aus auflagernden Alluvionen) stammen, die deshalb eine entsprechend hohe Speicherkapazität und Permeabilität aufweisen muß. Hinzu kommt, daß im Verlauf der Eruptionen der Schlot sich vergrößert und damit eventuell auch die Anschnittfläche des Aquifers, wodurch weiteres Kluftwasser in den Schlot eindringen kann. Ebenfalls ist eine Verlagerung des Explosionsortes im Verlauf der Explosionen nach der Tiefe zu denkbar, wodurch sich auch der Grundwassereinzug erhöhen kann.

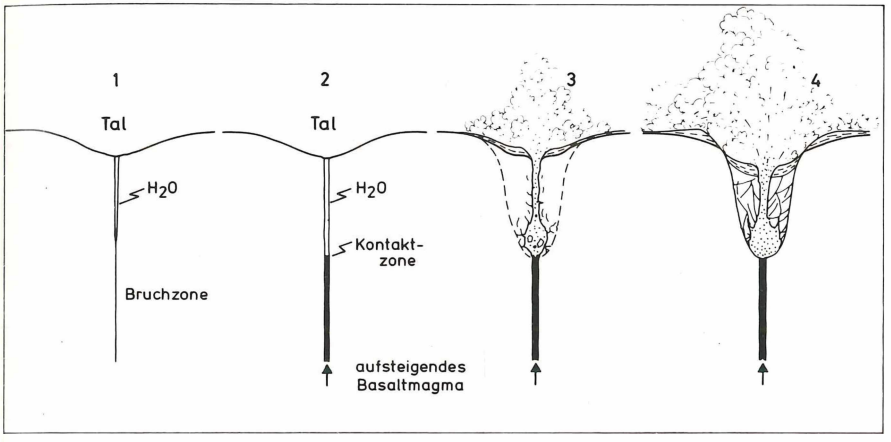


Abb. 49: Schematische Darstellung der Entstehung eines Maares. Das aufsteigende Magma trifft auf eine hydraulisch aktive Bruchzone und es kommt zu phreatomagmatischen Eruptionen. Durch die evtl. birnenförmige Schloterweiterung am Eruptionsort kommt es ab einem gewissen kritischen Durchmesser zum Einbruch der Wände und Nachbruch der auflagernden Gesteine.

Fig. 49: Schematic drawing showing process of formation of the West-Eifel maars.

Stage 1: A zone of structural weekness is hydraulically acitive at near surface levels and has been shaped by erosion into a valley at the surface, also indicating its past history as a hydraulically active zone of structural weekness.

Stage 2: Magma rises from below because either a fissure opens along the trend of the zone of weekness or it opens across its trend. Near the surface the rising Magma contacts the groundwater circulating along the zone of weekness.

Stage 3: Phreatomagmatic eruptions caused by the contact of magma and groundwater within the hydraulically active zone of structural weekness not only fragment hydraulically the magma but also the wallrocks. An eruption (i. e. explosion) chamber forms until its walls become unstable and thus collapse. At the surface the water vapour explosions result in eruption clouds that rise above the crater and also flow as base surges along the surface depositing large amounts of pyroclastic beds rich in wallrock fragments.

Stage 4: Large scale collapse of the vent walls and subsidence cause a maar to form at the surface. Beneath the craterfloor bedded tuffs overly collapsed wallrocks.

Fall 2 (Abb. 48): Liegen relativ geringe Volumina an Grundwasser innerhalb eines präexistenten Bruchsystems vor, so wird das vorhandene Wasser beim Kontakt mit aufsteigendem Magma zu einigen phreatomagmatischen Eruptionen führen und dabei aufgebraucht. Es entsteht ein initiales Maar. Das Magma kann, nachdem das verfügbare Grundwasser erschöpft ist, weiter zur Erdoberfläche aufsteigen und in Lavafontänen ausgeworfen werden sowie als Lava ausfließen. (Es ist aber auch denkbar, daß die pro Zeiteinheit geförderte Magmamenge so groß ist, daß das Fördersystem evtl. geschlossen wird und Wasser nicht mehr mit aufsteigendem Magma unmittelbar in Kontakt geraten kann.) Es bildet sich ein Schlackenkegel im initialen Maar (Abb. 17, 57). Eventuell später (vielleicht auf Grund von zeitweisem Absinken des Magmaspiegels) in die Förderspalte nachströmendes Wasser kann zu erneuten phreatomagmatischen Eruptionen führen. Beispiele für Vulkane des 2. Falles sind Hasenberg bei Trittscheid (Abb. 17), Riemerich bei Neunkirchen, Goosberg bei Steinborn, Fuchskopf bei Daun, Hardt bei Mehren (Abb. 50), Emmelberg bei Üdersdorf u. a. (s. S. 47). Der Fall 2 tritt ziemlich häufig auf. Diese Vulkane finden sich an Talhängen und auf Hochflächen, z. T. am Ursprung von kaum erkennbaren kleinen Tälern. Sie weisen auf geringere, aber doch



Abb. 50: Blick vom ehemaligen Kraterrand auf den Hardt Vulkan bei Mehren, ein Schlackenkegel mit initialer Maarphase. In einer ersten Förderphase wurde ein Krater mit einem Durchmesser von 120 m (bezogen auf das Niveau der Devonoberfläche) durch phreatomagmetische Eruptionen angelegt. Während einer zweiten eruptiven Tätigkeit baute sich im initialen Maar ein Schlackenkegel auf. Im Südteil des Schlackenkegels ist ein 30° streichender, maximal 7 m mächtiger Gang auf einer Länge von 50—60 m aufgeschlossen, dessen Außenwände mit einer Tapete aus Leuzitit ausgekleidet sind, während der innere Teil mit einer Schlackenbreckzie gefüllt ist.

Fig. 50: View from former crater rim into the quarry of the Hardt volcano near Mehren. This volcano is composed of a scoria cone which formed within an initial maar of a diameter of approximately 120 m. During the later part of the activity an eruptive fissure opened in the scoria cone. This eruptive fissure trends 30° for about 60 m and is lined with leucitite and in part filled with a scoria breccia.

vorhandene Verfügbarkeit von Grundwasser in hydraulisch aktiven Bruchzonen unter diesen Reliefpositionen hin.

Fall 3 (Abb. 48): Selten hingegen tritt in der Westeifel Fall 3 auf. Hier trifft das Magma bei seinem Aufstieg auf keine hydraulisch aktive Schwächezone und kann deshalb von Grundwasser unbeeinflußt bis an die Erdoberfläche aufsteigen und „normal" entgasen. Eine schon bestehende, aber geschlossene Bruchzone wird zur Förderspalte aufgeweitet oder es wird, sicherlich seltener, eine Bruchzone neu angelegt und dann zur Förderspalte aufgeweitet. Als Beispiel sei hier der Wollmerather Kopf genannt, dessen Schlacken unmittelbar dem nichtvulkanischen Untergrund auflagern und der außer Schlacken auch eine Lava förderte, die bis in das benachbarte Ueßtal reicht. Aber auch bei diesem Vulkan fand während seiner Tätigkeit kurzfristig ein Wassereinbruch in die Förderspalte statt, wie ein Horizont mit zahlreichen Blumenkohlbomben erkennen läßt (Abb. 51).

Die Seltenheit des Falles 3 besagt, daß die Magmen der Westeifel nahe der Erdoberfläche überwiegend nur präexistente, hydraulisch mehr oder weniger aktive Bruchzonen für ihren Aufstieg nutzten. Da die Westeifel ein überwiegend grundwasserarmes Gebiet darstellt, ist außerdem der Rückschluß gestattet, daß das Magma sehr sensitiv auf Grundwasserangebot reagiert. Schon geringe Mengenangebote an Grundwasser reichten in den meisten Fällen aus, um die Bildung der Vulkane phreatomagmatisch zu be-

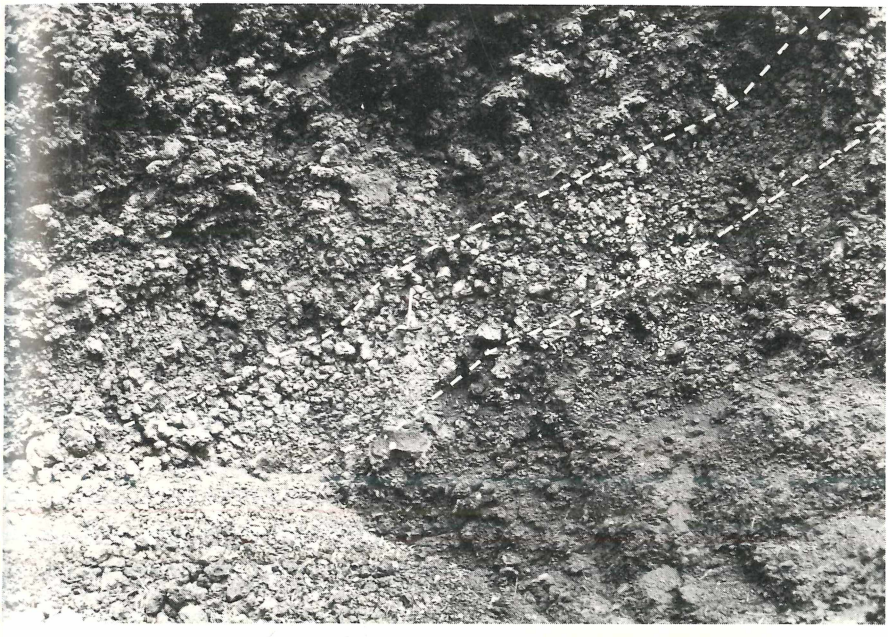


Abb. 51: Bank mit zahlreichen Blumenkohlbomben, eingelagert in nach links einfallenden Schlacken des Wollmerather Kopfes bei Wollmerath. Die Blumenkohlbomben enthalten zahlreiche, thermisch nicht sehr stark beanspruchte, rötliche Devonfragmente, obwohl nur wenige Devonfragmente in der Bank zwischen den Blumenkohlbomben liegen.

Fig. 51: Single layer of cauliflower bombs within scoria cone of the Wollmerather Kopf near Wollmerath. The cauliflower bombs typically contain many fragments of thermally only slightly altered Devonian slates, whereas only few such fragments occur between the cauliflower bombs.

einflussen. Andererseits spielt die mengenmäßige Magmaförderung sicherlich auch eine Rolle: Gelangen nur geringe Mengen Magma an die Erdoberfläche, so reichen schon geringe Mengen an Grundwasser aus, um phreatomagmatische Eruptionen zu erzeugen. So finden sich die Maare (Vulkane mit dem meisten Wasserzutritt) in der Westeifel in Gebieten mit relativ geringer Magmaförderung (Raum um Gillenfeld und nordwestlich Steffeln). Im Gebiet Daun — Steffeln — Hillesheim hingegen erreichte Magma in größeren Mengen an dichter beieinander gelegenen Förderpunkten die Erdoberfläche und führte zu einem weit geringeren Prozentsatz an Maaren, obwohl das Grundwasserangebot hier relativ höher ist aufgrund der besonderen hydrogeologischen Funktion der Gerolsteiner Kalkmulde und des Oberbettinger Triasgebietes. Das Verhältnis von Maaren zu Schlackenkegeln beträgt dort nur ungefähr 1:8, in den Gebieten mit geringerer Magmaförderung südöstlich Daun und nordwestlich Steffeln jedoch 6:8. Möglicherweise kann bei länger anhaltender Magmaproduktion (oder infolge des Maareinbruchs, s. S. 88) der Förderkanal gegen Wasserzutritt auch eher einmal abgedichtet werden. Große Fördermengen werden deshalb mit nur relativ wenigen Maaren und kleine Fördermengen mit relativ vielen Maaren assoziiert sein. Dies sollte ein wesentlicher Grund dafür sein, daß alkalireiche, kieselsäureuntersättigte Magmen, die meistens in nur relativ geringen Mengen gefördert werden, häufig Maare und ihre Förderkanäle — Tuffschlote oder Diatreme — bilden (Lorenz 1980 a). Nach Schmincke (1977) nimmt bei ansonsten gleichen geologischen Verhältnissen die Wahrscheinlichkeit der Bildung phreatomagmatischer Eruptionen mit zunehmender Aufstiegsgeschwindigkeit des Magmas zu. Zur Deutung der geringeren Zahl der Maare im Zentralteil der Vulkanzone sollen weitere Untersuchungen durchgeführt werden.

5.3. Fördersysteme

Unter einem Fördersystem verstehen wir eine Gruppe von benachbarten, hintereinander aufgereihten Vulkanen, die gleichzeitig oder innerhalb eines kurzen Zeitintervals nacheinander ausbrachen (Abb. 4, 5, 6) (s. auch Cloos 1940; Abb. S. 11).

Bei mehreren Fördersystemen, die an der Erdoberfläche in Maaren und Schlackenkegeln enden, läßt sich an Hand von verschiedenen Kriterien (Wechsellagerung von Schlacken mit Maartuffen bzw. Überlagerung der Schlacken durch Maartuffe, thermische Kontakteinwirkung von Schlacken auf überlagernde Maartuffe, Fehlen von Hinweisen auf zwischenzeitliche Erosion und/oder Bodenbildung) erkennen, daß die Schlackenkegel zuerst aktiv waren und die Maare die Eruptionstätigkeit des Fördersystems beendeten (Boos, Lorenz 1973; Kennfus-Bad Bertrich, Meerheim 1979; Wartgesberg, Lorenz & Büchel, unveröff. Daten; Moosenberg-Meerfeld, Ahrens 1929, Frechen 1976, Meyer & Stets 1979). Zu Beginn oder kurz nach dem Einsetzen der Maareruptionen stellten in den meisten der genannten Fällen die den Maaren benachbarten Schlackenkegel ziemlich abrupt ihre Fördertätigkeit ein (Abb. 52). Diese Maare erscheinen deshalb geologisch jünger zu sein als die Schlackenkegel — dies trug mit dazu bei, die Maare als Ausdruck einer Schlußphase des ersterbenden Vulkanismus einzustufen (Rahm 1958) — obwohl sie praktisch gleichalt sind (Lorenz 1973, Meerheim 1979).

Das ziemlich abrupte Einstellen der Förderung aus den Schlackenkegeln bei Boos und Bad Bertrich hat wahrscheinlich folgende Ursache: Durch den punktuellen Magma/Wasser-Kontakt in der Förderspalte wird das Magma am weiteren normalen Aufstieg gehindert und in fragmentierter Form ausgeworfen. Dadurch erniedrigt sich dort im

Vergleich zur mit Schmelze bis an die Erdoberfläche gefüllten, restlichen Förderspalte der Druck auf die Magmasäule. Als Konsequenz wird Magma aus der Förderspalte zu diesem neuen Förderort hin abgezogen, wie bei einem Grundwassereinzugstrichter

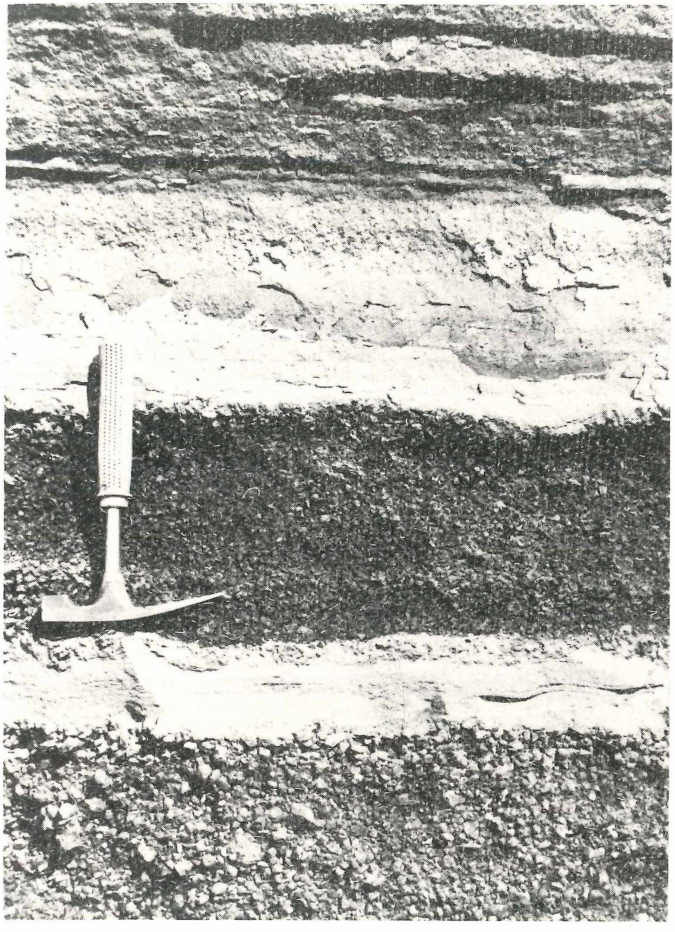


Abb. 52: Änderung des Eruptionsmechanismus erkennbar an der abrupten Änderung der Ausbildung der geförderten Tuffe beim Kennfus — Bad Bertricher Fördersystem. Die Schlackenwurftätigkeit der südlichen Schlackenkegel Dachskopf und Facher Höhe (Abb. 5) geht gegen Ende in Förderung von blumenkohlartigen Lapilli über (unterer Teil der dargestellten Folge). Es folgt die erste phreatomagmatische Phase des Hardt Maares mit feinkörnigen Aschen. Eine darauffolgende letzte Schlackeneruption wird ebenso abrupt von den folgenden, im Basisbereich sehr feinkörnigen Maarpyroklastiten überdeckt.

Fig. 52: Change in style of eruption at the Kennfus-Bad Bertrich volcanic system (fig. 5) as indicated by the sequence of pyroclastic beds. Near the end of their activity the lava fountaining of the two scoria cones Dachskopf and Facher Höhe changed towards production of cauliflower lapilli (lower dark bed). This bed then is abruptly overlain by the first phreatomagmatic ash layers of the Hardt Maar. Deposition of these layers of pale colour was followed by a brief period of lava fountaining (second dark layer) and then the style of eruption changed abruply back to phreatomagmatic causing deposition of pale ash and grey lapilli tuffs.

unter einem fördernden Wasserbrunnen, und steigt deshalb nicht mehr weiter in die Schlackenkegel auf.

Diese Annahme mag auch für das Wartgesbergsystem und das Mosenbergsystem zutreffen, bei denen sich das Sprinker Maar und das Meerfelder Maar jeweils am Ende der jeweiligen Eruptionsspalte befinden. Andererseits kann das Ende der Eruptionstätigkeit der Schlackenkegel dieser Fördersysteme auch nur in der Wanderung der Aktivität entlang des Fördersystems in einer Richtung begründet liegen. Eine Wanderung der Aktivität trifft jedenfalls für die Fördersysteme zu, bei denen ein Maar älter als die benachbarten Schlackenkegel ist. Beispielsweise ist das Strohner Maar älter als der Schlackenkegel des Römerberges, das Trautzberger Maar älter als die Schlackenkegel des Wartgesberges und das Walsdorfer Maar älter als der Schlackenkegel Erbenschell auf seinem südöstlichen Kraterwall.

Eine Reihe von Maaren tritt abseits von Fördersystemen vereinzelt auf (z. B. Mosbrucher Maar, Duppacher Weiher). Möglicherweise kann auch hier das Fördermodell der Fördersysteme angewandt werden: In diesen Fällen würde das Magma in der Förderspalte zuerst auf ein hydraulisch aktives Bruchsystem in einiger Tiefe treffen und zu Maareruptionen führen. Dadurch könnte Magma in der Förderspalte in der Nachbarschaft des Maares am weiteren Aufstieg zur Erdoberfläche gehindert worden sein, so daß außer dem Maar keine weiteren Vulkane auf der Förderspalte gebildet werden konnten.

5.4. Phreatomagmatische Eruptionsprozesse

Trifft aufsteigendes Magma nahe der Erdoberfläche auf eine hydraulisch aktive Schwächezone, so kommt es zum Kontakt der heißen Schmelze Magma mit dem Kühlmittel Wasser. Aus technischen Unglücksfällen und aus Experimenten sind die Konsequenzen des Kontaktes heißer Schmelzen mit Kühlmitteln, sogenannter "Fuel-Coolant-Interaction" = F. C. I., bekannt (COLGATE & SIGURGEIRSSON 1973, FRÖHLICH 1978, FRÖHLICH et al. 1975, 1976). FRÖHLICH brachte in Tiegeln Wasser mit metallischen Schmelzen oder heißen Gläsern bestimmter Temperaturen zusammen. Am Kontakt der beiden Medien bildet sich eine Wasserdampfhaut (Leidenfrost-Phänomen), die den eigentlichen Kontakt Schmelze/Wasser verhindert. Wird diese Dampfhaut z. B. durch Vibration zerstört, kommt die Schmelze mit dem Wasser unmittelbar in Berührung. In Sekundenbruchteilen erfolgt eine Wasserdampfexplosion, wobei die Schmelze in Fragmente zerlegt wird, die aus dem Tiegel herausgeschleudert werden. Der sehr komplexe Kontaktprozeß kann nach theoretischen Überlegungen Drücke bis zu mehreren Kilobar entstehen lassen, dies unter der Annahme, daß Wasser total von Schmelze umschlossen ist und bei konstantem Volumen aufgeheizt wird.

Der bei einem solchen Kontakt zwischen Schmelze und Kühlmittel entstehende Dampffilm (Leidenfrost-Phänomen) wird bei den dynamischen Verhältnissen in der Natur in der Förderspalte wahrscheinlich häufig durchbrochen (eventuell durch die „normale" Entgasung der Schmelze), so daß das heiße Magma und das Grundwasser unmittelbar in Berührung geraten und das Kühlmittel am unmittelbaren Kontakt durch die Wärmeaufnahme explosiv verdampft (spontaner Phasenwechsel, FRÖHLICH 1978). Die Explosion hat eine Fragmentation des Magmas im Kontaktbereich zur Folge, wodurch die Kontaktfläche für die Übertragung der Wärme vom Magma auf das Grundwasser innerhalb kürzester Zeit enorm vergrößert wird. Daneben sind die auftretenden hohen Wärmespannungen (FRÖHLICH 1978) durch den abrupten Abkühlungsvorgang

sicherlich in erheblichem Maße an der Fragmentation des Magmas und dadurch an der Kontaktflächenvergrößerung der beiden Medien beteiligt. Bei diesem Vorgang wird innerhalb kürzester Zeit soviel Wärme übertragen, daß der in dem teilweise abgeschlossenen System der Förderspalte entstehende Wasserdampf sich explosionsartig befreien muß. Es kommt zur phreatomagmatischen Eruption (Abb. 36, 49, 56).

Die durch die Fragmentation entstandenen Schmelzpartikel werden durch die schnelle Wärmeabgabe in den festen Zustand übergehen, wodurch Kristallisations- und Entgasungsprozesse abrupt beendet werden. Folglich entstehen meistens dichte bis glasige, geringblasige Ascheteilchen, Lapilli und Blöcke (± Einsprenglinge). Die rundliche Form vieler erstarrter Schmelzfragmente (Kugellapilli, auch Autolithe genannt, SCHMINCKE 1977, LORENZ 1979, 1980) zeigen jedoch, daß diese Schmelzpartikel nach ihrer Fragmentation teilweise noch flüssig waren, weshalb sich Oberflächenspannung im Falle geringer Viskosität auswirken konnte und zu ihrer rundlichen Form führte (Abb. 25, 53). Im Falle eckiger, juveniler Aschenkörner und Lapilli kann davon ausgegangen werden, daß sich nach der Fragmentation des Magmas Oberflächenspannung nicht mehr auswirken konnte, entweder durch zu hohe Viskosität des Magmas und/oder zu intensive Abschreckung (HEIKEN 1972, 1974, LORENZ 1980, SCHMINCKE 1977). Dies ist meistens bei SiO_2-gesättigten basischen als auch intermediären und sauren Schmelzen der Fall.

Die Korngröße der Schmelzfragmente wird im unmittelbaren Kontaktbereich Magma/Wasser auf Grund der dort stattfindenden stärksten Fragmentation am kleinsten sein (Bildung von Aschen) und mit zunehmender Entfernung folglich größer werden (Bildung von Lapilli, Bomben bzw. Blöcken).

Da Nebengesteinsfragmente in großer Zahl zusammen mit den juvenilen Komponenten als Pyroklasten ausgeworfen werden, muß das den Magma/Wasser-Kontaktbereich umgebende Nebengestein zwangsläufig bei diesem phreatomagmatischen Explosionsvorgang auch sehr stark fragmentiert und in das Explosionssystem mit eingegeben werden. Dies geschieht durch die hohen Drücke, die bei der explosionsartigen Wasserdampfbefreiung entstehen und das Nebengestein nach dem Prinzip des hydraulischen Zerbrechens (hydraulic fracturing) in Fragmente zerlegen.

Die sich im Explosionssystem befindenden Nebengesteinsfragmente sind in den Maarpyroklastiten teilweise in Schmelzfragmenten (Lapilli, Bomben) eingeschlossen (Abb. 25, 27, 54), großenteils treten sie jedoch von Schmelze nicht umhüllt auf. Ein Grund für diesen Unterschied ist in der Westeifel wahrscheinlich in der variablen Wasserbeteiligung bei den Eruptionen zu sehen. Bei relativ starker Wasserbeteiligung werden die Schmelzpartikel im Explosionssystem so abrupt und vollständig abgeschreckt, daß das vorhandene fragmentierte Nebengestein nicht umhüllt von den abgeschreckten Schmelzfragmenten, aber mit ihnen gemeinsam ausgeschleudert wird. Bei geringerer Wasserbeteiligung (bzw. in entsprechend großer Entfernung vom Kontakt) sollten hingegen die Schmelzpartikel länger heiß bleiben und somit die Möglichkeit haben, zu größeren Aggregaten aus noch heißen und teilweise flüssigen basaltischen Lapilli und Nebengesteinsfragmenten zu verschweißen (Bildung von einschlußreichen Blumenkohlbomben (Abb. 27), bzw. von Lapilli mit einem Nebengesteinsfragment als Kern (Abb. 25, 54). Die Restwärme dieser Aggregate reicht nur noch aus, um die eingeschlossenen Nebengesteinsfragmente geringfügig kontaktmetamorph zu verändern. SCHMINCKE (1977) führt ebenfalls die Bildung zusammengesetzter Kugellapilli des Herchenbergvulkans (Osteifel) auf geringe Wasserbeteiligung an den entsprechenden Eruptionen zurück.

Im Verlauf der Eruptionstätigkeit der Maare sollte der Zufluß an Grundwasser zum Eruptionsherd innerhalb eines gewissen Bereichs variieren. Ebenfalls trägt der wahrscheinlich in der Zeit nicht konstante Magmaaufstieg zu einer Variation des Volumenverhältnisses Magma/Wasser bei, so daß sich sehr unterschiedliche Eruptionsbedingungen während der Eruptionstätigkeit eines Vulkans einstellen können. Da noch andere Parameter wie Kontakttiefe, Variation der Kontakttiefe mit der Zeit, Art des Nebengesteins, Form des Förderkanals etc. sich auswirken können, werden an der Erdoberfläche sehr unterschiedliche Pyroklastite nacheinander zur Ablagerung kommen.

Qualitativ ist es heute bereits möglich, einige Unterschiede in der Ausbildung der Pyroklastite auf unterschiedliche Beteiligung von Grundwasser an den Eruptionen zurückzuführen. So sprechen z. B. feinkörnige, nebengesteinsreiche Tuffe mit nur kleinen juvenilen, blasenarmen Pyroklasten für relativ große Wasserbeteiligung. Andererseits sprechen geringe Beteiligung von Nebengesteinsfragmenten, dafür höhere Gehalte an juvenilen Pyroklasten und Zunahme ihrer Korngröße (Blumenkohlbomben) und ihres Blasengehaltes für relativ geringe Wasserbeteiligung an den Eruptionen.

Das im Eruptionsherd durch die Wasserdampfexplosion gebildete Gemisch aus Schmelz-, Nebengesteinsfragmenten und Wasserdampf (und evtl. Wasserfragmenten, also -tropfen) ist sehr turbulent und dehnt sich wegen der Ausdehnung des Wasserdampfes sehr schnell aus. Hierdurch steigt das mit Fragmenten beladene Wassser-



Abb. 53: Rundliche Lapilli am Roßbüsch südlich Oberbettingen. Die Lapilli sind wenige Millimeter bis 3 cm im Durchmesser groß.

Fig. 53: Rather spherical vesicle poor lapilli from the Roßbüsch volcano south of Oberbettingen (size of lapilli 0,2—3 cm). The round shape is believed to have resulted from the action of surface tension on the magma fragments produced by hydraulic fracturing (see also LORENZ 1980).

dampfsystem die Förderspalte zur Erdoberfläche auf und erhebt sich über der Erdoberfläche als Eruptionswolke. Die phreatomagmatischen Eruptionswolken haben eine relativ geringe Temperatur. Durch Expansion der Eruptionswolken kondensiert der Wasserdampf, was eine Verminderung der Bewegungs- und Transportenergie zur Folge hat. Dieser Vorgang setzt bereits im Schlot ein. Als Konsequenz sind einige Eruptionswolken oder Teile davon wahrscheinlich gerade noch in der Lage, aus dem Schlot herauszuquellen und seitlich in Form von base surges abzufließen. Die sich über den Schlot erhebenden Eruptionswolken geraten mit großen Mengen kalter Luft in Kontakt, die ihnen zugemischt werden. Dieses neue Kühlmittel trägt auch zur Kondensation des Wasserdampfes bei, wodurch die Transportkraft dieser Wolken erheblich gemindert wird und sehr viel pyroklastisches Material schnell zur Erdoberfläche zurückfällt (Abb. 36). Dieser Rückfall von Teilen der Eruptionswolke kann ebenfalls base surges verursachen, die zur Ablagerung von invers gradierten Schichten, Antidünen, Blasen-

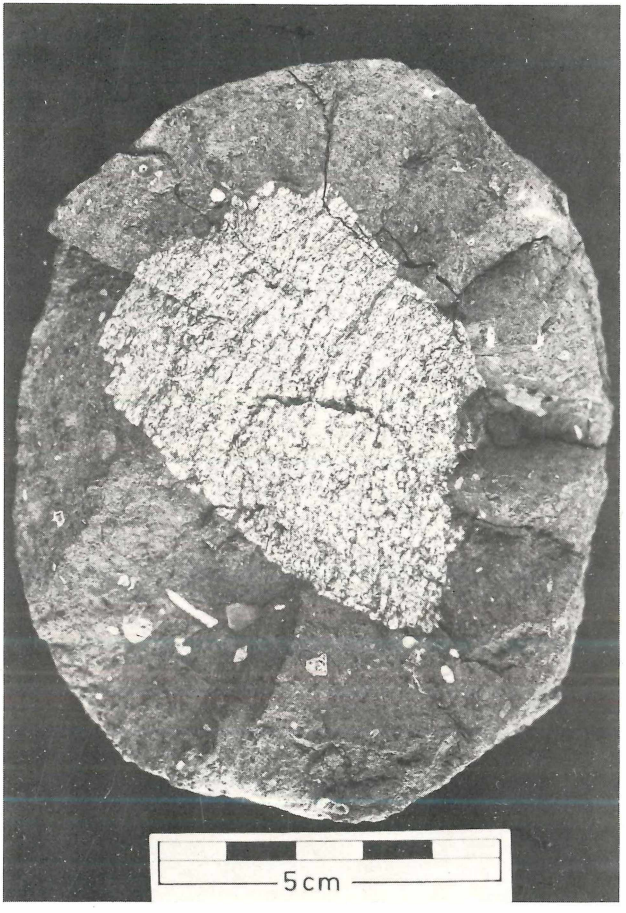


Abb. 54: Autolith mit Grundgebirgseinschluß vom Emmelberg II Vulkan bei Üdersdorf.

Fig. 54: Nucleated autolith from the Emmelberg II volcano with basement fragment as a nucleus and some elongated fragments oriented parallel to the surface of the autolith.

tuffen und Baumtapeten führen können (s. o.). Die Kondensation großer Mengen von Wasserdampf bewirkt bei entsprechenden Korngrößen Zusammenballung von Aschteilchen und deshalb die Entstehung von akkretionären Lapilli, Blasentuffen und Baumtapeten, zusätzlich aber auch das plastische Verhalten der Schichten bei äußeren Einwirkungen (z. B. Einschlagskrater, Rutschungen) (s. o.).

5.5. Einbruch der Maare

Die phreatomagmatischen Eruptionen in der anfänglich engen Förderspalte bewirken hydraulisches Zerbrechen des Nebengesteins und führen damit zur Erweiterung der initialen Förderspalte. An der Erdoberfläche kündigt sich dieser Vorgang in der Beteiligung von millimeter- bis zentimetergroßen, seltener auch größeren Nebengesteinsfragmenten in den Maarablagerungen an. Derselbe Prozeß findet bei phreatomagmatischen Eruptionen von Schlackenkegeln statt, wie bereits an nur wenigen Zentimeter mächtigen, phreatomagmatischen Horizonten in den Schlacken abzulesen ist. Die zu Beginn der Maareruptionen häufig gebildeten, sehr feinkörnigen Pyroklastite (z. B. Hardtmaar [Abb. 52], Oberwinkeler Maar, Ulmener Maar, [Von Dechen 1886, Frechen et al. o. J.]) stellen wahrscheinlich das Produkt der Aufarbeitung und des Auswurfs von Kluftbelägen der hydraulisch aktiven Bruchsysteme sowie evtl. des auflagernden alluvialen Materials der Talböden dar. Mit zunehmender Dauer des hydraulischen Zerbrechens werden die Schlotwände auf Grund der Zunahme des Schlotdurchmessers und des lithostatischen Druckes instabil und brechen ab einem kritischen Durchmesser ein (Abb. 49). Das Einbrechen der Wände läßt größere Nebengesteinsblöcke im Fördersystem auftreten (Abb. 20, 22), und dadurch in den Maarpyroklastiten lagenweise erscheinen (nach Frechen et al. o. J., Lage mit maximaler Menge und Korngröße der Nebengesteinsfragmente). Der Raum des ein- bzw. nachbrechenden Nebengesteins wird sich zur Erdoberfläche hin durch weiteres Nachbrechen trichterförmig erweitern und einen Einbruchskrater, ein Maar, erzeugen. Die diesen einbrechenden Raum umhüllende kegelförmige, im Querschnitt angenähert kreis- bis ellipsenförmige Fläche erhält die Funktion einer Verwerfungszone, eines Ringbruches oder mehrerer Ringbrüche (Abb. 18). Durch diesen Prozeß kann sich also ein Maar über einer Eruptionsspalte bilden, ohne daß eine zwischengeschaltete Magmakammer vorliegen muß (Lorenz 1973, 1975).

Halten die phreatomagmatischen Eruptionen an, so sinken innerhalb des Ringbruches als Konsequenz der anhaltenden Eruptionen die Gesteine weiter ab, so auch die auf dem Maarboden abgelagerten Maarpyroklastite. Folglich finden sich im oberen Teil vieler Tuffschlote geschichtete Pyroklastite (Lorenz 1973, 1975, 1979). Wird der Wasserzufluß während der Eruptionstätigkeit unterbunden, so steigt Magma ungehindert auf, bildet an der Erdoberfläche Lavafontänen (s. o.) und im Schlot Gänge (Abb. 50), evtl. auch Sills oder unregelmäßige Intrusivkörper.

5.6. Spät- bis postvulkanische Prozesse

Ist die Förderaktivität eines Maares beendet, werden Gesteine am steilen Innenhang des Kraterwalls auf Grund ihrer instabilen Position abrutschen, bzw. wird der Kraterrand durch Denudation schnell zurückverlagert, bis eine gewisse Stabilität erreicht ist. Diese vulkano-tektonischen und erosiv-denudativen Prozesse verursachen besonders anfänglich eine teilweise Auffüllung des Kraters. Im Untergrund des Maares wird andererseits die brekziöse Füllung des Schlotes über einen längeren Zeitraum noch kom-

paktieren, weshalb die umgelagerten Gesteine des Kraterbodens mit zur Absenkung geraten (LORENZ 1973, 1975, 1979). Je nach Reliefposition, Kratertiefe und den hydrogeologischen Verhältnissen wird der Krater sich mit Wasser füllen und einen See bilden, in dem Süßwassersedimente zur Ablagerung gelangen und bei dessen Verlandung als Zwischenstadium ein Moor entsteht. Mit zunehmendem Alter werden die Maare ihres Tuffwalls beraubt und verlieren durch Denudation die ehemals scharfen Kanten am Kraterrand. Bei den jüngeren, mit Wasser erfüllten Maaren, wie z. B. dem Pulvermaar, ist außerdem ein scharfer Knick zwischen unterem Kraterhang und Kraterboden zu beobachten, wie Echolotmessungen zeigen (SCHARF 1980). Maare, die auf Grund anderer Hinweise (Lagerungsverhältnisse der Maartuffe, Erhaltungszustand der ausgeworfenen Tuffe) offensichtlich älter sind, zeigen diesen deutlichen Knick am Kraterbodenrand nicht. Das derzeitige Endstadium dieses Abtragungsprozesses ist in der Westeifel ein Kesseltal, das nur durch seine kraterförmige Ausbildung, sowie geomagnetische Untersuchungen des Kraterbodens oder Bohrungen im Kraterboden Pyroklastite des Schlotes und somit seine Maargenese erkennen läßt (BÜCHEL 1978, LORENZ & BÜCHEL 1980).

6. Mineralquellen der Westeifel

Die Vulkanzone der Westeifel wird von zahlreichen CO_2-Mineralquellen begleitet (CO_2-Gehalt größer als 250 mg/kg H_2O, CARLÉ 1975) (Abb. 55). Die regionale Ausdehnung dieser CO_2-Provinz ist weitgehend deckungsgleich mit der Zone der oberflächlich

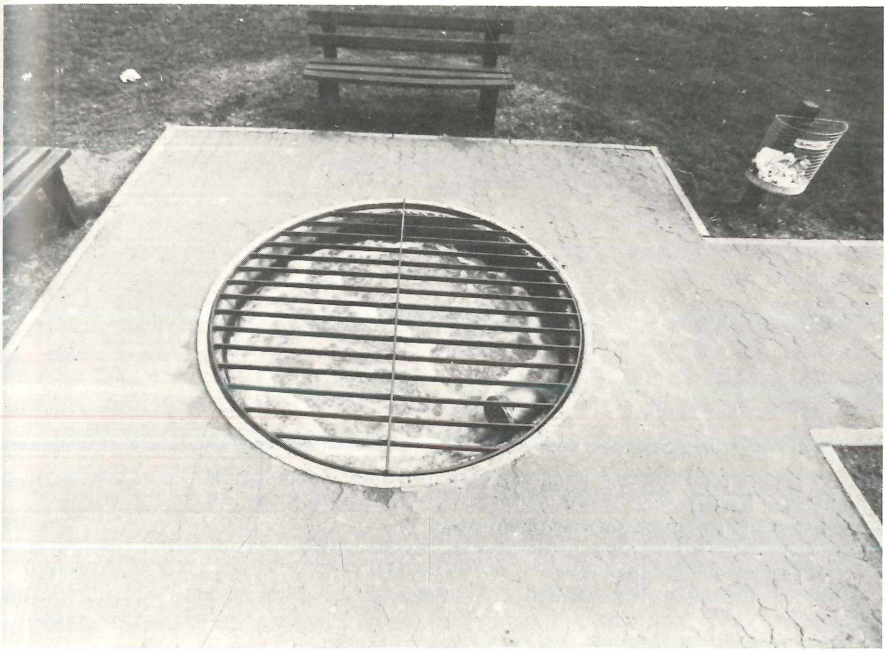


Abb. 55: Periodisch fördernder Kohlensäuerling in Wallenborn westlich Daun.

Fig. 55: CO_2-spring at Wallenborn west of Daun with periodic change in discharge of CO_2 at the surface causing the water table to rise and fall.

anstehenden Vulkanbauten. Es handelt sich im wesentlichen um Natrium-Magnesium-Kalzium-Kalium- (in unterschiedlichen Verhältnissen) Hydrogenkarbonat-Säuerlinge (CARLÉ 1975) mit geringen Gehalten an Spurenelementen (FRICKE & WERNER 1957).

Im Hinblick auf den Westeifelvulkanismus wurde die CO_2-Entgasung als Ausdruck des ausklingenden Vulkanismus gedeutet (FRECHEN et al. o. J.; RAHM 1977), in der Weise, daß in der Tiefe abkühlende Magmen ihre gelösten Gase, vorwiegend CO_2, im Temperaturbereich zwischen 200 und 400°C abgeben sollten (KNETSCH 1950). Diese Deutung der CO_2-Abgabe als postvulkanische Aktivität ist einzuschränken, da CO_2-Abgabe zu den normalen Erscheinungen vieler Gebiete mit aktivem Vulkanismus gehört wie z. B. in der ostafrikanischen Grabenzone (BAILEY 1979, CLOOS 1940, S. 10). Es gibt außerdem CO_2-Quellen, in deren Nachbarschaft kein Vulkanismus stattfand, oder in Gebieten, in denen der Vulkanismus seit mehr als 10 Millionen Jahren beendet ist (z. B. Vulkangebiet der Schwäbischen Alb). Gasförmiges, bzw. in Abhängigkeit vom Druck flüssiges CO_2 steigt aus Magmakammern oder aus dem oberen Erdmantel (wie in der Westeifel?) (PUCHELT & HUBBERTEN 1980) auf Bruchzonen zur Erdoberfläche. Es folgt dabei dem hydrostatischen Druckgefälle, bzw. es wird nahe der Erdoberfläche zusammen mit Grundwasser durch Gaslift nach oben transportiert. Bei einer Entmischung unterhalb der Oberfläche tritt es in Mofetten aus, die häufig in der unmittelbaren Umgebung von Säuerlingen angesiedelt sind.

Sofern man von den sichtbaren Prozessen ausgehen kann (Quellen und Bohrungen), beschränkt sich die CO_2-Abgabe in der Westeifel überwiegend auf Talsohlen und Maarböden, die ihrerseits fast ausschließlich in Tälern liegen. Dies impliziert eine Wegsamkeit unter Tälern, die durch geöffnete und deshalb hydraulisch aktive Bruchzonen gewährleistet sein muß (s. S. 77). Das aufsteigende CO_2 stellt demnach ein wesentliches Indiz für die Annahme dar, daß Täler häufig auf hydraulisch aktiven Schwächezonen angelegt sind, die auch heute noch einen gewissen Öffnungsgrad aufweisen.

Die Säuerlinge der Westeifel werden seit Ende des 19. Jahrhunderts industriell intensiv genutzt (ULRICH 1958). Bekannt sind die Kohlensäure- und Mineralwasserwerke von Daun, Dreis, Gerolstein, Birresborn und Rockeskyll. Die Hauptmenge des Mineralwassers wird heute aus zahlreichen Bohrungen gefördert.

7. Vergleich mit anderen Maaren

Neben der Westeifel, die als Gebiet mit außerordentlich reichem Maarvulkanismus anzusehen ist, sind Maare häufig begleitende Erscheinung vieler Vulkangebiete der Welt (NOLL 1967). Sie stellen nach WOOD (1981) den zweithäufigsten Vulkantyp nach den Schlackenkegeln dar. Obwohl in vielen Gebieten Maare in Tälern liegen und hydrogeologische Verhältnisse wie in der Eifel anzeigen (Nordneuseeland, Chile, Frankreich etc.), sind Täler für das Vorhandensein von Maaren keine zwingende Voraussetzung (Maare in Mexiko, NEGENDANK 1980, mündl. Mitt.). Für die Bildung sind nur entsprechende Grundwassermengen notwendig.

Im Französischen Zentralmassiv wurde der vom Tertiär bis fast zur Gegenwart anhaltende Vulkanismus immer wieder von Maareruptionen begleitet, wie z. B. in der Chaîne des Puys (CAMUS 1975) und im Velay. Hier liegen ebenfalls die meisten Maare in den Tälern (LORENZ 1973). Die Ausbildung der Pyroklastite ist ähnlich der in der Westeifel. Die Assoziation mit z. T. gleichzeitig aktiven Schlackenvulkanen auf denselben Eruptionsspalten tritt ebenfalls auf. Der relativ geringe Anteil an Blasentuffen (LORENZ 1974 a) und akkretionären Lapilli sowie die nicht immer sehr ausgeprägte Abschrek-

kung der juvenilen Lapilli sprechen auch für Eruptionen mit relativ geringer Wasserbeteiligung. Dies mag von der überwiegend kompetenten Beschaffenheit der Gesteine des Untergrundes (Granite, Gneise) abhängen, d. h. diese Gesteine reagierten auf eine Beanspruchung vorwiegend durch Ausbildung von Brüchen, so daß sie Grundwasser nur in Form von Kluftwasser speichern konnten, auch wie in der Westeifel.

Im Gegensatz zu den obengenannten Maaren bildeten sich die Maare Hole-in-the-Ground und Big Hole in Oregon/USA (LORENZ 1970, 1971) in einem derart grundwasserreichen Milieu, daß die aufsteigenden tholeiitischen Schmelzen sehr stark fragmentiert wurden. In den dortigen Maartuffen sind keine großen juvenilen Lapilli und Bomben anzutreffen. Akkretionäre Lapilli und Blasentuffe treten häufig auf. Größere ausgeworfene Nebengesteinsblöcke (bis 8 m im Durchmesser) und hohe Auswurfgeschwindigkeiten (bis 380 m/sec, STEINBERG & BABENKO 1978) sprechen für größere Eruptionsenergien als in der Westeifel, die sich eventuell neben anderen Faktoren auch in den größeren Durchmessern der Maare auswirkten.

Historische Maarausbrüche sind nur selten beobachtet worden. Hier sollen zwei kurz zum Vergleich beschrieben werden. 1954 brach in Chile im Tal des Nilahué ein Maar aus (ILLIES 1959, MÜLLER & WEYL 1956). Innerhalb von 10 Tagen wurde das Nilahué Maar gebildet. Einzelne Eruptionen fanden noch in den nächsten drei Monaten statt. Während der Haupteruptionsphase folgten sich in halbstündigem Abstand 20—30 Minuten währende Eruptionen. Diese rhythmische Tätigkeit war durch wasserdampfreiche Eruptionswolken einschließlich "base surges" (ILLIES 1959: Abb. 8) charakterisiert. Außer Grundwasser war nach den ersten Tagen auch in den Krater einfließendes Bachwasser an den Eruptionen beteiligt.

Noch jünger sind die zwei Ukinrek Maare in Alaska, die sich im Zeitraum März/April 1977 während einer Dauer von 10 Tagen bildeten (KIENLE et al. 1980, SELF et al. 1980). Die Eruptionen wurden durch ein schwach untersättigtes Alkaliolivinbasalt-Magma verursacht. Das westliche der beiden Maare bildete sich am Nordwestende eines Bergrückens innerhalb von 3 Tagen. Die Durchmesser des elliptischen Kraters betragen 105 × 170 m, seine Tiefe 35 m. Das östliche Maar bildete sich in den folgenden 7 Tagen auf einem flachen Sattel zwischen zwei flachen Tälern auf demselben Bergrücken. Es weist einen Durchmesser von maximal 300 m und eine Tiefe von 70 m auf. Während des Ausbruchs stiegen die Eruptionswolken bis in Höhen von maximal 6,5 km auf (Abb. 56). Feinkörnige Aschen wurden durch Wind bis zu 160 km weit verdriftet. Der Untergrund der Maare besteht aus Moränen, die jurassischen Sedimenten und einem jurassischen Batholith auflagern. Auch hier war Grundwasser der Verursacher des speziellen Eruptionsstils. Bei beiden Maaren waren neben phreatomagmatischen Eruptionen auch Schlackeneruptionen beteiligt. Diese Tatsache weist auf geringe Beteiligung externen Wassers bei diesen Eruptionen hin, das in seiner Menge und Zuflußgeschwindigkeit zeitweise stark beschränkt gewesen sein müßte. Ähnliche Verhältnisse sind für die Schlackenkegel der Westeifel abzunehmen, die eine initiale Maarphase hatten. Bezeichnenderweise sind die beiden Ukinrek Maare auch nicht in einem Tal, sondern auf einem Bergrücken, bzw. auf einem „Sattel" in diesem Bergrücken gebildet worden (KIENLE et al. 1980). Trotzdem füllten sie sich unmittelbar (Westmaar) bzw. bald nach den Eruptionen mit einfließendem Grundwasser auf. Der Gegensatz zwischen phreatomagmatischen Eruptionen und Schlackeneruptionen läßt sich beim östlichen Maar gut belegen: Nach den initialen Maareruptionen erreichte basaltisches Magma bereits am zweiten Tag den Maarboden und bildete einen Lavasee, später einen Lavadom, der teilweise Schlacken förderte (Abb. 57). Gleichzeitig sammelte sich einfließendes Grundwasser auf dem Kraterboden und führte an einem zweiten Eruptionspunkt im Krater wahrscheinlich

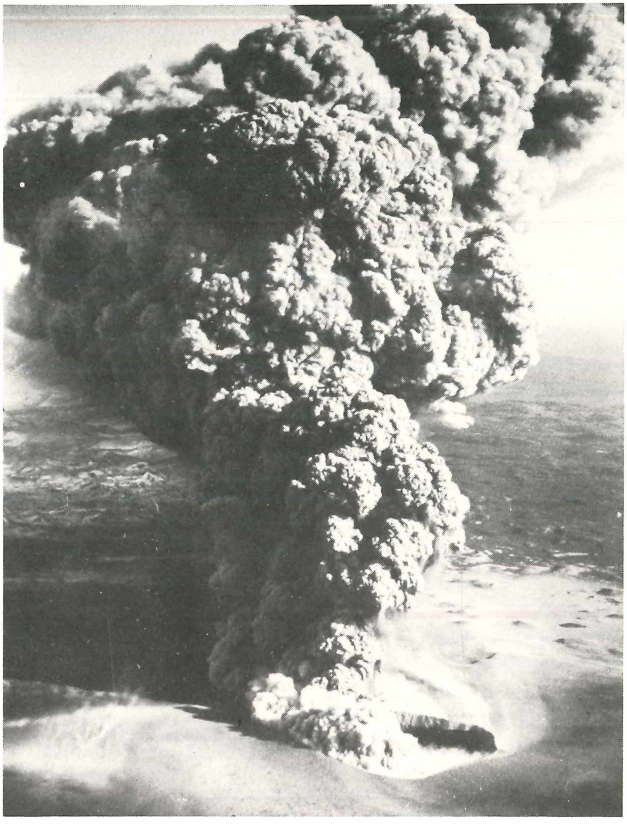
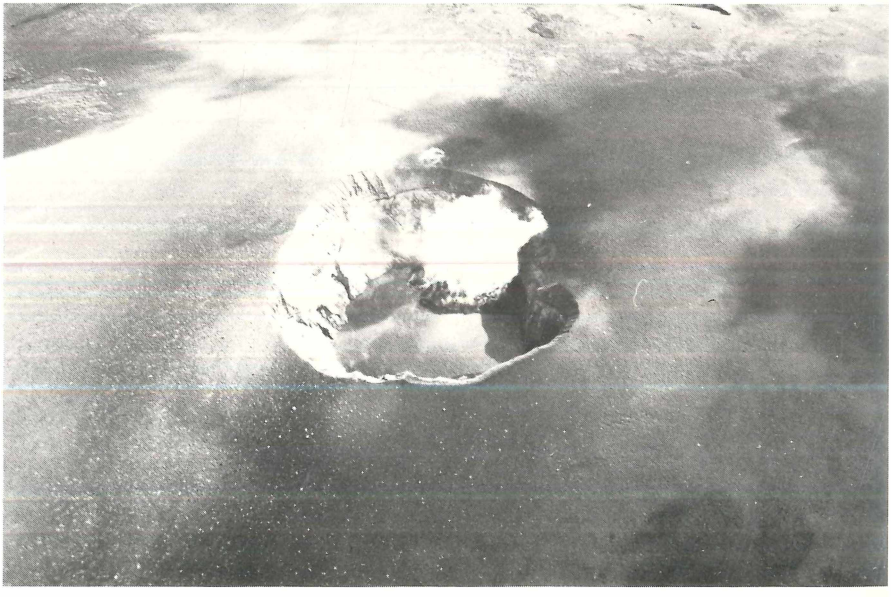


Abb. 56 (Fig. 56)

Abb. 57 (Fig. 57)



gemeinsam mit Grundwasser unter dem Kraterboden zu phreatomagmatischen Eruptionen. Die Pyroklastite der phreatomagmatischen Eruptionen sind gut geschichtet und nebengesteinsreich, ihre juvenilen Pyroklasten sind deutlich blasenärmer und rundlicher als die Schlacken der Schlackenlagen. Base surges klatschten nasse Aschen gegen kleine Bäume, wodurch sich Baumtapeten bildeten. Am westlichen Maar kamen durch base surges auch Blasentuffe zur Ablagerung.

Die schlackigen Pyroklastite besonders der letzten Eruptionen der beiden Maare sind außer durch „normale" Bomben (Spindelbomben, bandartige [engl. ribbon] Bomben, Kuhfladen-Bomben) auch durch zahlreiche Blumenkohlbomben und kugelige

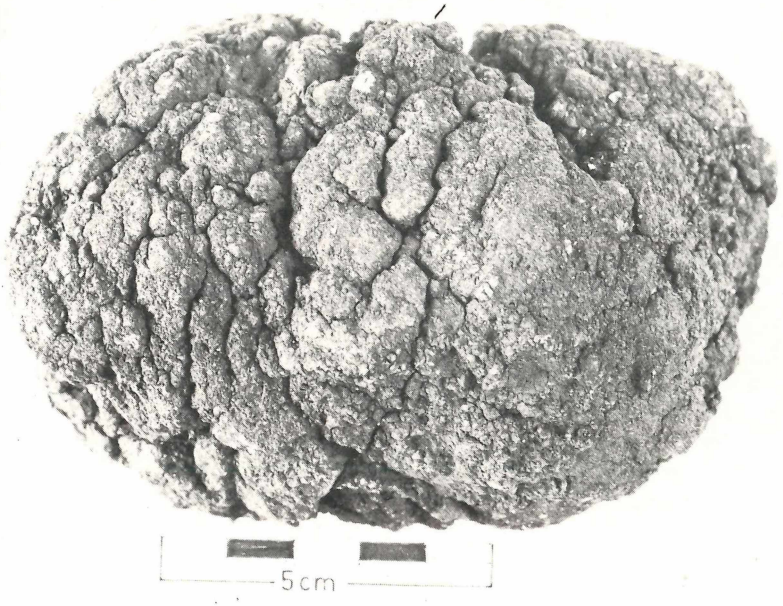


Abb. 58: Blumenkohlbomben vom östlichen Ukinrek Maar, Alaska (vergleiche Abb. 14, 15).

Fig. 58: Cauliflower bomb from surface layer of Ukinrek East Maar shows similarity to cauliflower bombs of many West-Eifel volcanoes (compare with fig. 14, 15).

Abb. 56: Phreatomagmatische Eruptionswolke des östlichen Ukinrek Maar in Alaska, April 1977 (S. 92) (s. KIENLE et al. 1980).

Fig. 56: Phreatomagmatic eruption of Ukinrek East Maar (Alaska) April 1977 showing char- (p. 92) acteristic cauliflower shaped eruption cloud (see also KIENLE et al. 1980).

Abb. 57: Schlackenkegel im Krater des östlichen Ukinrek Maares. Der oberflächennahe Kontakt (S. 92) zwischen heißen Schlacken und in den Krater zulaufendes Wasser gegen Ende der Aktivität des Maares führte nicht zu phreatomagmatischen Eruptionen, da das System nicht abgeschlossen war.

Fig. 57: Scoria cone within Ukinrek East Maar with white steam cloud derived from contact (p. 92) between hot scoria and lake water at the end of eruptions.

Bomben charakterisiert (Abb. 58). Die letzten beiden Bombentypen zeichnen sich durch Blasenarmut und eingeschlossene Nebengesteinsfragmente aus und gleichen den entsprechenden Bomben der Eifel (Abb. 14, 15). Ihre Vergesellschaftung mit den Schlakken, die am Westmaar lokal mit ihnen gemeinsam verschweißt sind und im April 1977 kurz nach ihrer Ablagerung in einer Tiefe von 1,1 m unter der Oberfläche eine Temperatur bis zu 805°C (KIENLE et al. 1980) aufwiesen, deutet auf eine nur noch geringe Beteiligung von externem Wasser bei den letzten Eruptionen hin.

Aus dem Vergleich der Eifelmaare mit den Maaren anderer Länder z. T. beobachteter Bildung ergibt sich die Schlußfolgerung, daß die Prozesse, die in der Westeifel zur Bildung der Maare führten, keine anomalen magmatischen Prozesse darstellen, sondern mehr oder weniger generell für Maarbildungen charakteristisch sind. Maare bilden sich immer dann, wenn aufsteigendes Magma nahe der Erdoberfläche auf entsprechende Mengen Grundwasser stößt; ihre spezifische Genese ist also von den jeweiligen hydrogeologischen Verhältnissen abhängig.

Danksagung:

Wir danken den Studenten G. Banzer-Bußmann, E. Bußmann, R. Hellwig, H. Meerheim, M. Wehse und B. Zimanowski, alle Mainz, für ihre Mitarbeit an den Westeifelvulkanen. Weiterhin danken wir H. Mertes und H.-U. Schmincke, Bochum, für zahlreiche Diskussionen in den vergangenen Jahren und die Durchsicht der Manuskriptfassung dieser Arbeit. H. Mertes war bei der geophysikalischen Vermessung einiger bisher unbekannter Maare beteiligt. H. Weiler wies uns auf Bohrungen des Geologischen Landesamtes von Rheinland-Pfalz in einigen Maaren hin. G. Fröhlich, Stuttgart, stellte Forschungsergebnisse über Wasserdampfexplosionen und C. A. Wood, Providence, Rhode Island, stellte ein Manuskript über seine Kompilation über Maare zur Verfügung. J. Kienle und Chr. Pearson, Fairbanks, Alaska, halfen bei der Vorbereitung bzw. Durchführung eines Besuches von V. Lorenz bei den Ukinrek Maaren. J. Kienle stellte dankenswerterweise Photographien der Ukinrek Maarausbrüche (Abb. 36, 56, 57) und K. Wohletz seine Master of Science thesis zur Verfügung. M. Schmicking, Mainz, fertigte einige Zeichnungen und Photographien an. Frau R. Groß, Mainz, tippte das Manuskript und Frau L. Destré und Frau E. Klemm fertigten das Résumé an. Ihnen allen sei hiermit herzlicher Dank ausgesprochen.

Die Untersuchungen in der Westeifel wurden seit 1970 in dankenswerter Weise durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützt (Lo 171/1—6), seit 1977 im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes".

Nachtrag:

Während der Drucklegung der Arbeit wurden uns neue $^{40}Ar/^{39}Ar$-Altersbestimmungen an Westeifelvulkaniten bekannt, die darauf hinzuweisen scheinen, daß der Vulkanismus der Westeifel nur vor ca. 1 Million Jahre mit seiner Tätigkeit begann (FUHRMANN & LIPPOLT 1980). Folglich würde bedeuten, daß die durchschnittlichen Eruptionsintervalle nur 4000 Jahre betragen anstatt 10 000 (s. S. 35).

Literaturverzeichnis

ADLER, R. (1957): Über Klüfte und Kleinstörungen in ihrer Bedeutung für die Morphologie. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1957**: 498—510, Stuttgart.

AHRENS, W. (1929): Der geologische Bau des Mosenberges bei Manderscheid. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf., **86**: 111—128, Bonn.

ALLEN, J. R. L. (1970): Physical processes of sedimentation. — Earth Science Series, **1**: 248 S., London (Allen and Unwin LTD).

BAILEY, K. (1979): Volcanic activity: the continual degassing of the Earth. — New Scientist, **81**: 313—315, London.

BANZER-BUSSMANN, G. (1979): Geologische Untersuchung der vulkanischen Förderprodukte in der Umgebung des Fuchskopfes nordwestlich von Daun (Westeifel). — Zweimonatige Kartierung, 39 S., Mainz, (unveröffentlicht).

BAUDRY, D. & CAMUS, G. (1969): Les faciès des projections basiques «stromboliennes» de la Chaîne des Puys. — Rev. Sc. Nat. d'Auvergne, **35**: 39—43, Clermont.

BERG, D. (1965): Die Klüfte im Paläozoikum und Mesozoikum von Luxemburg und der westlichen Eifel. Ihre Beziehung zur allgemeinen Tektonik und ihr Einfluß auf das Gewässernetz. — Publ. Serv. Géol. Lux., **XVI**: 89 S., Luxembourg.

BREY, G. (1978): Origin of olivine melilitites — chemical and experimental constraints. — J. Volcanol. geotherm. Res., **3**: 61—68, Amsterdam.

BÜCHEL, G. (1976): Geologische Untersuchung an Vulkaniten in der Westeifel bei Neunkirchen und Steinborn westnordwestlich Daun. — Diplomkartierung, 66 S., Mainz, (unveröffentlicht).

— (1978): Geologische, geomagnetische und photogeologische Untersuchungen an Kesseltälern im quartären Vulkangebiet der Westeifel (W-Deutschland). — Diplomarbeit, 88 S., Mainz, (unveröffentlicht).

— (1981): Geomagnetik der Maare und strukturgeologische Untersuchungen in der Vulkanzone der Westeifel. — Diss. Univ. Mainz, (in Vorbereitung).

BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1979): Vulkanologischer, hydrogeologischer und geomagnetischer Nachweis eines bisher unbekannten quartären Vulkans WNW Daun/Westeifel. — Vortr. 69. Jahrestag. Geol. Ver., Heidelberg.

— (1981): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart (in Vorbereitung).

BUSSMANN, E. (1979): Die Entwicklung des Vulkankomplexes Hardt bei Mehren (West-Eifel). — Zweimonatige Kartierung, 45 S., Mainz, (unveröffentlicht).

CAMUS, G. (1975): La Chaîne des Puys (Massif Central français). Etude structurale et volcanologique. — Thèse, Ann. l'Univ. Clermont-Fd., Sér. Géol. Minéral., **56**, fasc. **27**: 319 S., Clermont-Ferrand.

CANTAREL, P. & LIPPOLT, H. J. (1977): Alter und Abfolge des Vulkanismus der Hocheifel. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**: 600—612, Stuttgart.

CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. Geologie, Chemismus, Genese. — 643 S., Stuttgart (Wiss. Verlagsges.).

CIPA, W. (1956): Der Vulkanismus der Umgebung des Pulvermaares. — Decheniana, **109**: 53—75, Bonn.

— (1958): Erdmagnetische Vermessung einiger Lavaströme und Tuffschlote in der Vorder-Eifel. — Geol. Jb., **75**: 663—698, Hannover 1959.

COLGATE, S. A. & SIGURGEIRSSON, T. (1973): Dynamic mixing of water and lava. — Nature, **244**: 552—555, London.

CROWE, B. M. & FISHER, R. V. (1973): Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. — Geol. Soc. Amer. Bull., **84**: 663—682, Boulder, Colorado.

CLOOS, H. (1940): Die Maare der Eifel. Ein Zwiegespräch am Tatort. — Rheinische Heimatpflege, **12**: 10—16, Bonn.

v. DECHEN, H. (1886): Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vorder-Eifel. — 2. Aufl., 323 S., Bonn (Cohen & Sohn).

EGGLER, D. H. (1978): The effect of CO_2 upon partial melting of peridotite in the system Na_2O-CaO-Al_2O_3-MgO-SiO_2-CO_2 to 35 kb, with an analysis of melting in a peridotite-H_2O-CO_2 system. — Amer. J. Sci., **278**: 305—345, New Haven, Conn.

ERLENKEUSER, H. & WILLKOMM, H. (1971): University of Kiel radiocarbon measurements VI. — Radiocarbon, **13**: 325—339, New Haven, Conn.

ERLENKEUSER, H.; FRECHEN, J.; STRAKA, H. & WILLKOMM, H. (1972): Das Alter einiger Eifelmaare nach neuen petrologischen, pollenanalytischen und Radiokarbon-Untersuchungen. — Decheniana, **125**: 113—129, Bonn.

FISHER, R. V. & WATERS, A. C. (1970): Base surge bed forms in maar volcanoes. — Amer. J. Sci., **268**: 157—180, New Haven, Conn.

FRECHEN, J. (1948): Die Genese der Olivinausscheidungen vom Dreiser Weiher (Eifel) und Finkenberg (Siebengebirge). — N. Jb. Miner. Abh., **79**: 317—406, Stuttgart.

— (1963): Kristallisation, Mineralbestand, Mineralchemismus und Förderfolge der Mafitite vom Dreiser Weiher in der Eifel. — N. Jb. Miner. Mh., **1963**: 205—225, Stuttgart.

— (1976): Siebengebirge am Rhein — Laacher Vulkangebiet — Maargebiet der Westeifel. Vulkanologisch-petrographische Exkursionen. — Samml. geol. Führer, **56**, 3. Aufl., 209 S., Berlin u. a. (Borntraeger).

FRECHEN, J.; HOPMANN, M. & KNETSCH, G. (o. J.): Die vulkanische Eifel. — 4. Aufl., 140 S., Bonn (Stollfuß).

FRECHEN, J. & STRAKA, H. (1950): Die pollenanalytische Datierung der letzten vulkanischen Tätigkeit im Gebiet einiger Eifelmaare. — Naturwiss., **37**: 184—185, Berlin u. a.

FRECHEN, J. & THIELE, W. (1979): Petrographie der vulkanischen Foidite der Westeifel. — N. Jb. Miner. Abh., **136**: 227—237, Stuttgart.

FRICKE, K. & WERNER, H. (1957): Geochemische Untersuchungen von Mineralwässern auf Kupfer, Blei und Zink in Nordrhein-Westfalen und angrenzenden Gebieten. — Heilbad und Kurort, **3**: 45—46, Baden-Baden.

FRÖHLICH, G. (1978): Dampfexplosionen durch Kontakt zwischen Wasser und heißen Schmelzen. — Chem.-Ing.-Tech., **50**: 861—866, Weinheim.

FRÖHLICH, G.; MÜLLER, G. & UNGER, H. (1975): Einschluß (Entrapment) von Wasser mit Schmelzen aus Blei oder Gallium. — Atomkernenergie, **26**: 195—197, München.

— (1976): Experiments with water and hot melts of lead. — J. Non-Equilib. Thermodyn., **1**: 91—103, Berlin u. a.

FUCHS, G. (1965): Geologie des Westteils der Hillesheimer Mulde. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **9**: 323—448, Krefeld.

— (1973): Zur Geschichte eines quartären Westeifel-Vulkans, der Rusbüsch bei Niederbettingen. — Beitr. naturk. Forsch. SüdwDtl., **32**: 181—193, Karlsruhe.

— (1980): Fossilführender mariner Muschelkalk im Oberbettinger Triasgebiet (Westeifel). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1980**: 651—672, Stuttgart.

FUHRMANN, U. & LIPPOLT, H. J. (1980): Arbeiten zur Chronologie des Vulkanismus im Rheinischen Schild. — Vortrag 5. Kolloquium zum DFG Schwerpunktprogramm „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes", Neustadt, November 1980.

GEBHARDT, I. (1963): Die Talbildung der Eifel im Ablauf der Klimate, des Vulkanismus und der periglazialen Bodenbildung im Quartär. — Decheniana, **115**: 143—214, Bonn.

GEIB, K. W. & WEILER, H. (1968): Die vulkanischen Ablagerungen der Eifel und ihre Bedeutung für Wasserhaushalt und Wasserversorgung. — Mainzer naturwiss. Arch., **7**: 141-152, Mainz.

GÜTEBIER, R. (1965): Geomagnetische und -elektrische Messungen als Ergänzung zur geologischen Kartierung von Vulkanbauten der West-Eifel. — Diss., 88 S., Köln, (unveröffentlicht).

GREEN, D. H. & RINGWOOD, A. E. (1967): The genesis of basaltic magmas. — Contr. Min. Petrol., **15**: 103—190, Berlin u. a.

HALBFASS, W. (1896): Die noch mit Wasser gefüllten Maare der Eifel. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf., **53**: 310—335, Bonn.

HAPPEL, L. & REULING, H. T. (1937): Die Geologie der Prümer Mulde. — Abh. senckenberg. naturf. Ges., **438**: 1—94, Frankfurt a. M.

HEIKEN, G. (1972): Morphology and petrography of volcanic ashes. — Geol. Soc. Amer. Bull., **83**: 1961—1988, New York.

— (1974): An atlas of volcanic ash. — Smithsonian Contr. Earth Sci., **12**: 101 S., Washington.

HELLWIG, R. (1981): Zur Geologie des Ulmener Maares und seiner näheren Umgebung. — Zweimonatige Kartierung, 75 S., Mainz.

HUNSCHE, U. (1973): Geomagnetische, geoelektrische und magnetotellurische Messungen im Rahmen einer Exkursion zum Mosenberg und zum Meerfelder Maar in der Westeifel. — GAMMA, **22**: 80 S., Braunschweig.

ILLIES, J. H. (1959): Die Entstehungsgeschichte eines Maares in Süd-Chile. — Geol. Rundsch., **48**: 232—247, Stuttgart.

ILLIES, J. H.; PRODEHL, C.; SCHMINCKE, H.-H. & SEMMEL, A. (1979): The Quaternary uplift of the Rhenish Shield in Germany. — Tectonophysics, **61**: 197—225, Amsterdam.

JAGOUTZ, E.; LORENZ, V. & WÄNKE, H. (1979): Major trace elements of Al-augites and Cr-diopsides from ultramafic nodules in European alkali basalts. — In: BOYD, F. R. & MEYER, H. O. A. (eds.): The mantle sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics. — Proc. 2. Intern. Kimberlite Conf., **2**: 382—390, Washington.

JUNGERIUS, P. D.; RIEZEBOS, P. A. & SLOTBOOM, R. T. (1968): The age of Eifel maars as shown by the presence of Laacher See ash of Alleröd age. — Geol. en Mijnb., **47**: 199—205, Leiden.

KIENLE, J.; KYLE, P. R.; SELF, S.; MOTYKA, R. J. & LORENZ, V. (1980): Ukinrek maars, Alaska, 1. April 1977 eruption sequence, petrology and tectonic setting. — J. Volcanol. geotherm. Res., **7**: 11—37, Amsterdam u. a.

KNETSCH, G. (1950): Zur tektonischen Stellung des jungen Vulkanismus in Mittel-Europa. — Abh. Brschw. Wiss. Ges., **II**: 92—103, Braunschweig.

KRÖMMELBEIN, K. (1955): Stratigraphie und Tektonik der Salmerwald-Mulde (Devon, Eifel). — Beih. Geol. Jb., **17**: 7—44, Hannover.

LORENZ, V. (1970): Some aspects of the eruption mechanism of the Big Hole maar, Central Oregon. — Geol. Soc. Amer. Bull., **81**: 1823—1830, Boulder, Colorado.

— (1971): An investigation of volcanic depressions. Part IV: Origin of Hole-in-the-Ground, a maar in Central Oregon (geological, geophysical and energy investigations). — NASA progress report (NGR-38-003, 012), 113 S., Houston, Texas. (Clearinghouse for Federal Scientific and Technical Information, Springfield, Va.: NASA CR-115237).

— (1973): On the formation of maars. — Bull. Volcanol., **37—2**: 138—204, Napoli, Italy.

— (1974 a): Vesiculated tuffs and associated features. — Sedimentology, **21**: 273—291, Oxford u. a.

— (1974 b): Studies of the Surtsey tephra deposits. — Surtsey Res. Progr. Rep., **VII**: 72—79.

— (1975): Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. — Phys. Chem. Earth, **9**: 17—27, New York.

— (1979): Phreatomagmatic origin of the olivine melilitite diatremes of the Swabian Alb, Germany. — In: BOYD, F. R. & MEYER, H. O. A. (eds.): Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology, and geochemistry. — Proc. 2. Intern. Kimberlite Conf., **2**: 354—363, Washington.

— 1980): Explosive volcanism of alkalibasaltic to kimberlitic melts. — Lithos, **13**: 217—219, Oslo.

— (1981): Maar- und Schlackenkegelvulkanismus der Westeifel. — Spekt. Wiss., Weinheim, (in Vorbereitung).

LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1978): Phreatomagmatische Vulkane in der südlichen Westeifel, ihr Alter und ihre Beziehung zum Talnetz. — Nachr. dt. geol. Ges., **19**: 30, Hannover.

— (1980): Die Kesseltäler der vulkanischen Westeifel; Nachweis ihrer Maargenese. — Mainzer geowiss. Mitt., **8**: 173—191, Mainz.

MACHADO, F.; PARSONS, W.; RICHARDS, A. F. & MULFORD, J. W. (1962): Capelinhos eruption of Fayal volcano, Azores, 1957—1958. — J. Geophys. Res., **67**: 3519—3529, Washington.

MADER, D. (1980): Aeolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Westeifel. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **160**: 1—41, Stuttgart.

MEERHEIM, H. (1979): Geologisch-vulkanologische Geländeuntersuchung der Vulkangruppe zwischen Bad Bertrich und Kennfus/Westeifel. — Diplomkartierung, 104 S., Mainz, (unveröffentlicht).

MERTES, H. (1981): Vulkanologisch-tektonische Untersuchungen im Westeifeler Vulkanfeld. — Diss. Ruhr-Univ. Bochum, (in Vorbereitung).

MERTES, H. & SCHMINCKE, H.-U. (1978): Vulkanismus und Tektonik im quartären Vulkanfeld der Westeifel. — Nachr. dt. geol. Ges., **19**: S. 31, Hannover.

— (1981): Age distribution of volcanoes in the West-Eifel. — (in Vorbereitung).

MEYER, W.; STETS, J. & WURSTER, P. (1974): Gefüge und Entstehung der Ringdünen in den grauen Tuffen des Laacher Vulkans. — Geol. Rundsch., **63**: 1113—1132, Stuttgart.

MEYER, W. & STETS, J. (1979): Die Manderscheider Vulkangruppe (Westeifel) in Beziehung zu den Strukturen des Sockels. — Z. dt. geol. Ges., **130**: 273—288, Hannover.

MITSCHERLICH, E. & ROTH, J. (1865): Über die vulkanischen Erscheinungen in der Eifel. — Phys. Abh. kgl. Akad. Wiss. Berlin, **1865**: 1—68, Berlin 1866.

MOORE, J. G. (1967): Base surge in recent volcanic eruption. — Bull. Volcanol, **30**: 337—363, Napoli, Italy.

MOORE, J. G.; NAKAMURA, K. & ALCARAZ, A. (1966): The 1965 eruption of Taal volcano. — Science, **151**: 955—960, Washington.

MÜLLER, G. & WEYL, G. (1956): The birth of Nilhahue, a new maar type volcano at Riñinahue, Chile. — 20 th. Int. Geol. Congr., Rept. Sec., 375—396, Mexico City 1957/59.

MURAWSKI, H. (1964 a): Die Nord-Süd-Zone der Eifel und ihre nördliche Fortsetzung. — Publ. Serv. Géol. Luxembourg, **14**: 285—308, Luxembourg.

— (1965 b): Kluftnetz und Gewässernetz. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1964**: 537—561, Stuttgart.

NAKAMURA, K. & KRÄMER, F. (1970): Basaltic ash flow deposits from a maar in West-Eifel, Germany. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**: 491—501, Stuttgart.

NOLL, H. (1967): Maare und maar-ähnliche Explosionskrater in Island. Ein Vergleich mit dem Maar-Vulkanismus der Eifel. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **11**: 117 S., Bonn.

NOSÉ, C. W. (1789—1790): Orographische Briefe über das Siebengebirge und die benachbarten zum Theil vulkanischen Gegenden beyder Ufer des Nieder-Rheins. — 402 S., Frankfurt a. M. (Gebhard und Körber).

OLLIER, C. D. (1967): Maars, their characteristics, varieties and definition. — Bull. Volcanol., **31**: 45—73, Napoli, Italy.

PUCHELT, H. & HUBBERTEN, H. W. (1980): Vulkanogenes Kohlendioxyd: Aussagen zur Herkunft aufgrund von Isotopenuntersuchungen. — Mitt. Zentralinst. Isotope Akad. Wiss., **30**: 198—210, Leipzig.

RAHM, G. (1956): Der quartäre Vulkanismus im zentralen Teil der Westeifel. Ein Beitrag zum Eruptionsmechanismus der Eifel-Vulkane. — Decheniana, **109**: 11—52, Bonn.

— (1958): Der quartäre Vulkanismus im südöstlichen Teil der Westeifel. Ein Beitrag zum Problem des Maarvulkanismus. — Gewässer und Abwässer, **19**: 7—39, Düsseldorf.

— (1960): Der Feuerberg bei Hohenfels. Einer der größten quartären Vulkane der Westeifel. — Decheniana, **112**: 209—214, Bonn.

— (1961): Der Goldberg bei Ormont und der Kreuzberg bei Schönbach, zwei bemerkenswerte Tuffvulkane der Westeifel. — Decheniana, **114**: 53—60, Bonn.

— (1963): Zur Geologie der Vulkangruppe von Birresborn/Eifel. — Decheniana, **115**: 215—225, Bonn.

— (1977): Über die Vulkangebiete der West- und Hocheifel. — 125 Jahre Regino-Gymnasium Prüm/Eifel, 199—206, Festschrift, Prüm/Eifel.

REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1975): Depositional sedimentary environments. — 439 S., Berlin u. a. (Springer Verl.).

RITTMANN, A. (1960): Vulkane und ihre Tätigkeit. — 2. Aufl., 336 S., Stuttgart (Enke Verl.).

SCHARF, B. W. (1980): Zur Morphometrie und Hydrodynamik der Eifelmaare. — Mitt. POLLICHIA, **68**: 101—110, Bad Dürkheim/Pfalz.

SCHMINCKE, H.-U. (1970): Base-surge Ablagerungen des Laacher-See-Vulkans. — Aufschluß, **21**: 359—364, Heidelberg.

— (1977): Phreatomagmatische Phasen in quartären Vulkanen der Osteifel. — Geol. Jb., **A 39**: 3—45, Hannover.

SCHMINCKE, H.-U.; FISHER, R. V. & WATERS, A. C. (1973): Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany. — Sedimentology, **20**: 553—574, Oxford.

SCHMINCKE, H.-U. & MERTES, H. (1979): Pliocene and Quarternary volcanic phases in the Eifel volcanic fields. — Naturwiss., **66**: 614—615, Berlin u. a.

SCHMINCKE, H.-H.; MERTES, H.; STAUDIGEL, H.; ZINDLER, A.; GIJBELS, R.; BOWMANN, H. & WÖRNER, G. (1978): Geochemische und tektonische Kontraste zwischen Vulkanfeldern der E- und W-Eifel. — Fortschr. Miner., **56**: Beih. **1**: 124—125, Stuttgart.

SCHRÖDER, E. (1951): Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone. — Z. dt. geol. Ges., **103**: 209—215, Hannover.

SCHULTE, L. (1891): Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebung der Dauner Maare. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf., **48**: 174—208, Bonn.

— (1893): Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebung der Dauner Maare. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf., **50**: 295—306, Bonn.

SECK, H. A. & REESE, D. (1979): Entstehung und Zusammensetzung von Gläsern in Peridotiten der Westeifel. — Fortschr. Miner., **57** Beih. **1**: 224—225, Stuttgart.

SELF, S. & KIENLE, J. & HUOT, J.-P. (1980): Ukinrek maars, Alaska, II. Deposits and formation of the 1977 craters. — J. Volcanol. geotherm. Res., **7**: 39—65, Amsterdam u. a.

STEINBERG, G. S. & BABENKO, J. I. (1978): Experimental velocity and density determination of volcanic gases during eruption. — J. Volcanol. geotherm. Res., **3**: 89—98, Amsterdam u. a.

STEININGER, J. (1819): Geognostische Studien am Mittelrhein. — 223 S., Mainz (Kupferberg).

— (1820): Die erloschenen Vulkane in der Eifel und am Niederrheine. — 180 S., Mainz (Kupferberg).

— (1821): Neue Beiträge zur Geschichte der rheinischen Vulkane. — 116. S., Mainz (Kupferberg).

— (1822): Gebirgskarte der Länder zwischen dem Rheine und der Maas. — 82 S., Mainz (Kupferberg).

— (1853): Geognostische Beschreibung der Eifel. — 143 S., Trier, (Lintz).

STOSCH, H.-G. & SACHTLEBEN, T. (1979): Ultramafische Kumulate und Mantelresiduen der Westeifel: Geochemische Kriterien für ihre Unterscheidung? — Fortschr. Miner., **57** Beih. **1**: 228—230, Stuttgart.

STRAKA, H. (1954): Pollenanalytische Datierung zweier Vulkanausbrüche bei Strohn (Eifel). — Planta, **43**: 461—471, Berlin u. a.

— (1960): Zwei postglaziale Pollendiagramme aus dem Hinkelsmaar bei Manderscheid (Vulkaneifel). — Decheniana, **112**: 219—241, Bonn.

— (1975): Die spätquartäre Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. Pollenanalytische Untersuchungen an vermoorten Maaren. — Beitr. Landespfl. Rheinl.-Pfalz, Beih., **3**: 1—163, Oppenheim.

THIELE, W. & WIENECKE, K. (1980): Chemismus, Petrographie und Förderfolge der quartären Effusiva im Alftal bei Strohn/Westeifel. — N. Jb. Min. Abh., **138**: 198—206, Stuttgart.

THORARINSSON, S.; EINARSSON, T.; SIGVALDASON, G. & ELLISON, G. (1964): The submarine eruption of the Vestmann islands 1963/64. — Bull. Volcanol., **37**: 435—445, Napoli, Italy.

ULRICH, J. (1958): Die Mineralquellen der Vulkaneifel und ihre wirtschaftliche Auswertung. — Gewässer und Abwässer, **19**: 66—80, Düsseldorf.

VOGELSANG, H. (1864): Die Vulkane der Eifel, in ihrer Bildungsweise erläutert. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Vulkane. — 76. S., Haarlem (Erben Loosjes).

WEHSE, M. (1980): Die quartäre Vulkangruppe von Üdersdorf bei Daun/Westeifel. — Diplomkartierung, 46 S., Mainz (unveröffentlicht).

WIENECKE, K. (1979): Nachweis eines bisher unbekannten jungquartären Lavastroms südlich Strohn/Westeifel mit Hilfe der Geomagnetik. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1979**: 28—38, Stuttgart.

WINTER, J. (1965): Das Givetium der Gerolsteiner Mulde (Eifel). — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **9**: 277—322, Krefeld.

WOHLETZ, K. H. (1977): A model of pyroclastic surge. — M. Sc. thesis, 174 S., Arizona State University, Arizona, (unveröffentlicht).

WOOD, C. A. (1981): Maars. — In: GREEN, J. (ed.): Volcanoes and Volcanology. — Ser. Earth Sc., 16, (in Vorbereitung).

van der WYCK, H. J. (1836): Übersicht der Rheinischen und Eifeler erloschenen Vulkane und der Erhebungs-Gebilde, welche damit in geognostischer Verbindung stehen, nebst Bemerkungen über den technischen Gebrauch ihrer Produkte. — 2. Ausg., 122 S., Mannheim (Löffler).

WYLLIE, P. J. (1978): Mantle fluid compositions buffered in peridotite-CO_2-H_2O by carbonates, amphibole and phlogopite. — J. Geol., **86**: 687—713, Chicago.

(Bei der Schriftleitung druckfertig eingegangen am 23. 9. 1980)

Anschriften der Verfasser:

Prof. Dr. V. Lorenz, Dipl.-Geol. G. Büchel, Institut für Geowissenschaften (Geologie) der Johannes Gutenberg-Universität, Saarstraße 21, D-6500 Mainz.