

3 Das Vulkanfeld der Westeifel

Das Gebiet der Vulkaneifel wird in ein Westeifeler und ein Osteifeler Vulkangebiet unterteilt. Das quartäre Vulkanfeld der Westeifel erstreckt sich von Ormont an der belgischen Grenze im NW bis Bad Bertrich nahe der Mosel im SE. Es bedeckt eine Fläche von ca. 600 km² (Abb. 7.2) und umfaßt 236 Eruptionszentren (BÜCHEL & MERTES, 1982) Das quartäre Vulkangebiet der Osteifel umfaßt eine Fläche von ca. 400 km². Im Rahmen dieser Arbeit liegt der Schwerpunkt auf dem Westeifeler Vulkanfeld, in dem sich das Untersuchungsgebiet Pulvermaar befindet.

3.1 Geologischer Überblick

Die Westeifel ist Teil des Rheinischen Schiefergebirges, das innerhalb der Varisziden zum Rhenohertzynikum gehört.

Devonische Gesteine bilden in der Eifel fast überall den Untergrund, abgesehen von einem schmalen Streifen mit karbonischen Sedimenten im Nordwesten sowie vordevonischen Gesteinen im Venn-Sattel (MEYER, 1986).

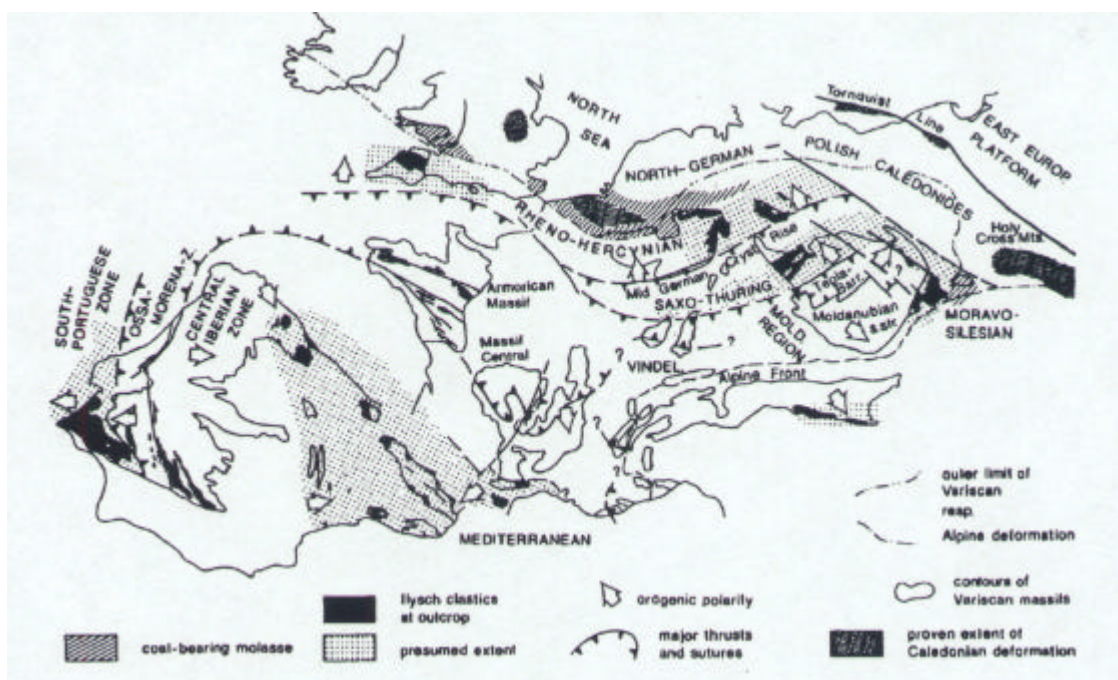


Abb. 7.1: Geologische Karte der Europäischen Varisziden (aus: FRANKE, 1990)

In der Westeifel (Abb. 7.1) sind die unterdevonischen Sedimente (Siegen und Unter-Ems) mit einer Mächtigkeit von teilweise über 5000 m vertreten. Die Siegener Schichten bestehen vorwiegend aus sandigen Gesteinen, die in einem zeitweise verlandeten Flachmeer abgelagert wurden.

Der zentrale Teil der Eifel wurde an der Grenze Siegen / Ems von einer Regression erfaßt, wobei der größte Teil des Ablagerungsraumes trocken fiel. Die Regressionsphase hielt bis in das Ober-Ems an. Während dieser Zeit wurden in der Westeifel nur geringmächtige Sedimente unter limnisch-fluviatilen Bedingungen abgelagert. Gesteine des Mittel-Devons, vorwiegend fossilreiche Kalksteine, Mergelsteine und kalkige Sandsteine, findet man in der Eifeler Kalkmuldenzone, welche innerhalb des ca. 30 km breiten Senkungsfeldes der Eifeler Nord-Süd-Zone liegt. Mächtige Rifffalke kennzeichnen das Obere Mittel-Devon (Givet) der Westeifel. Heute liegen die mitteldevonischen und teils oberdevonischen Sedimente in einzelnen, eingefalteten Mulden vor (BÜCHEL, 1984). Im Unter-Karbon lagen große Teile der Eifel im Bereich einer ausgedehnten Karbonatplattform (MEYER, 1986).

Im Ober-Karbon ist die variszische Orogenese abgeschlossen. Zur Zeit des Rotliegenden wurde der herausgehobene Schild Abtragungsort und diente als Sedimentlieferant für die erzgebirgisch streichenden Rotliegendgräben, z.B. die Wittlicher Senke (BÜCHEL, 1984). Im Zechstein transgredierte das Meer, wobei ein Großteil des Rheinischen Schiefergebirges als Insel aus dem Zechsteinmeer herausragte.

Im darauffolgenden Mesozoikum kam es in der Eifeler Nord-Süd-Zone zur Ablagerung triassischer und jurassischer Gesteine. Sedimente des Buntsandsteins sind nur im Bereich der Nord-Süd-Zone erhalten. Im Muschelkalk wurde das gesamte Gebiet der Eifel kurzfristig überflutet, um anschließend erneut überwiegend festländischen Einflüssen ausgesetzt zu sein.

Während der überwiegenden Zeit des Jura und der Unter-Kreide war das Eifelgebiet Festland. Eine erneute große Transgression in der Ober-Kreide

erfaßte große Teile Mitteleuropas einschließlich der Eifel. Die flachwellige Hochflächenlandschaft des Rheinischen Schiefergebirges hat sich nach LÖHNERZ (1978) bereits im Laufe der Kreide gebildet.

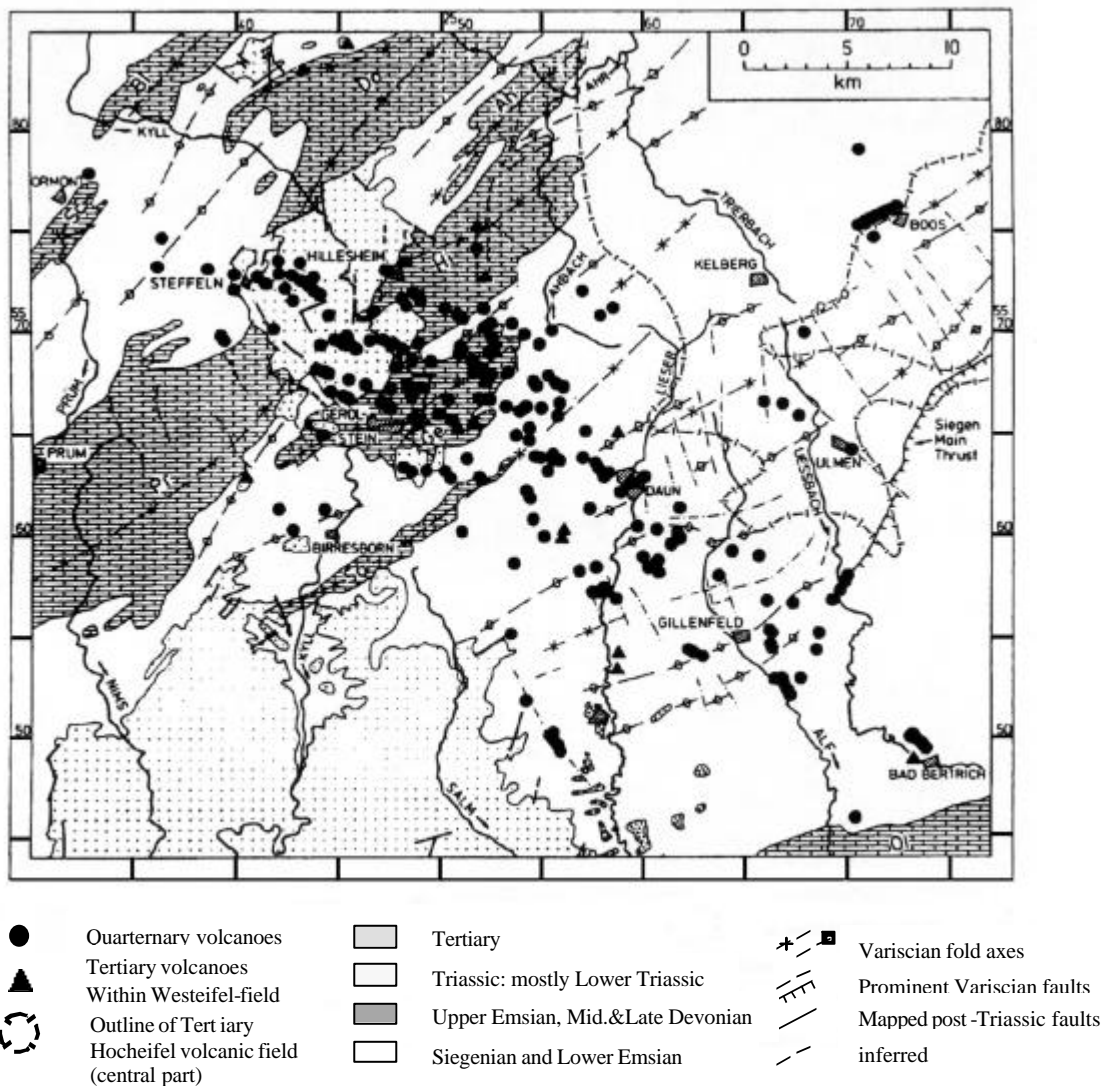


Abb. 7.2: Geologische Übersichtskarte der Westeifel (aus: MERTES, 1983).
 Bl = Blankenheimer Mulde, Do = Dollendorfer Mulde, Ah = Ahrdorfer Mulde, Sc = Schneifel- und Neuensteiner Mulde, Hi = Hillesheimer Mulde, Pr = Prümer Mulde, Sa = Salmer Wald-Mulde, Ol = Olkenbacher Mulde.

Die tektonischen Bewegungen im Ober-Eozän und Unter-Oligozän (Einsenkung des Ober-rheingrabens) führten in der Vordereifel zu einem ausgeprägten

erosiven Fluß system. Im oberen Mittel-Oligozän transgredierte das Meer nochmals auf weite Teile des Rheinischen Schildes (KADOLSKY et al., 1983; SONNE & WEILER, 1984). Die Ausbildung der steil eingeschnittenen Täler erfolgte während der plio-/pleistozänen Hebungsphase (FUCHS et al., 1983). Vermutlich steht die Bildung des Westeifeler Vulkanfeldes mit diesen tektonischen Bewegungen in Zusammenhang.

3.2 Vulkanologischer Überblick

Aus dem Bereich der Eifel (Abb. 8) sind etwa 400 tertiäre Eruptionspunkte bekannt (HUCKENHOLZ & BÜCHEL, 1988). K-Ar-Datierungen (SCHMINCKE & MERTES, 1979, MERTES & SCHMINCKE, 1981) zeigen, daß der tertiäre Vulkanismus im Gebiet der Hocheifel zwischen 46 und 18 Ma stattfand, d.h. vom Mitteleozän bis Untermiozän.

Schlackenkegel (ca. 60%), davon 53% mit bis mehrere km langen und maximal 40 m mächtigen Lavaströmen, und Maare (ca. 25%) sind die wesentlichen Vulkantypen der Westeifel. Daneben kommen Tuffringe (ca. 5%) vor, Schlackenringe (ca. 2%), die wahrscheinlich Anfangsstadien von Schlackenkegeln repräsentieren, und Tuffschlote (ca. 2%) (MERTES, 1983). In 97% der Vulkane der Westeifel wurden relativ primitive ($MgO > 7$ Gew-%), SiO_2 -untersättigte, alkalireiche Magmen gefördert (MERTES, 1983). Dies deutet darauf, daß die Schmelzen größtenteils direkt aus dem Mantel an die Erdoberfläche kamen, ohne größere krustale Magmenkammern zu bilden (RITTER, 1998).

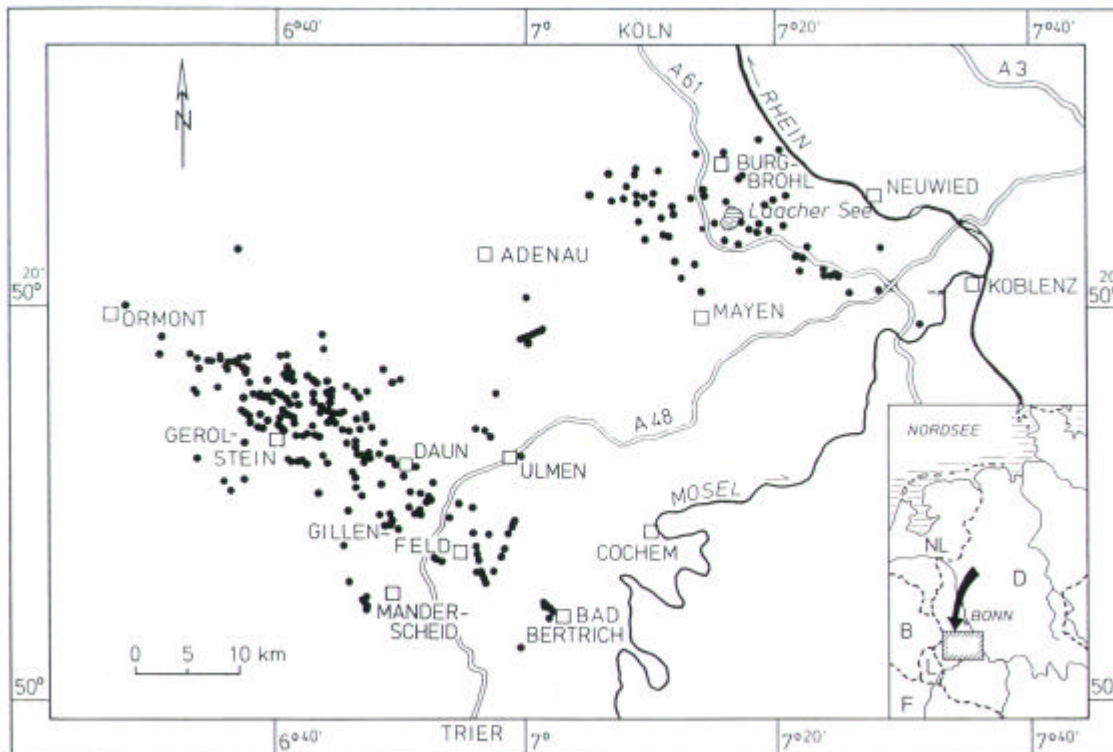


Abb. 8: Eruptionszentren der Vulkanfelder West- und Osteifel (aus: BÜCHEL & MERTES, 1982)

Der genaue Zeitpunkt des Beginns der Oberflächenaktivität in der Westeifel ist bis heute unbekannt. Nach ^{14}C , $^{40}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen begann die vulkanische Aktivität vor mindestens 600000 bis 700000 Jahren und hält bis heute an (BÜCHEL & LORENZ, 1982). Die jüngsten Eruptionen fanden vor ca. 10 000 Jahren statt (SCHMINCKE et al., 1983).

Bereits Anfang der siebziger Jahre wurde ein Modell entwickelt, wonach sich unter der Eifel ein Mantelplume befinden soll (DUNCAN et al., 1972). Diese Vermutung hat sich jedoch nicht bestätigt. Spätere seismische Untersuchungen (RAIKES UND BONJER, 1983, MECHIE et al. 1983, SPAKMAN et al., 1993, PASSIER UND SNIEDER, 1996) haben gezeigt, dass sich unter der Eifel anomales Mantelmaterial befindet.

RAIKES UND BONJER (1983) fanden als Hauptergebnis einer teleseismischen Tomografiestudie eine seismische Anomalie erniedrigter P-Wellengeschwindigkeiten (bis zu -4 bis -5 %) unter den quartären

Vulkanfeldern, die bis in mindestens 200 km Tiefe reicht. Sie wurde als Bereich erhöhter Temperatur beziehungsweise partieller Schmelzen gedeutet. Ein Aufstrom dieses heißen Materials kann somit die Hebung wie auch den lokalen Vulkanismus erklären (RITTER, 1998).

Im Rahmen einer refraktionsseismischen Studie wurde von MECHIE et al. (1983) eine dünne Zone (< 5 km) stark verringerter P-Wellengeschwindigkeiten unter der 30 km mächtigen Kruste bestimmt, die als magmatisches Underplating (MECHIE et al., 1983) interpretiert wurde.

Neuere großräumige Studien von SPAKMAN et al. (1993) und PASSIER UND SNIEDER (1996) zeigen ebenfalls eine Niedriggeschwindigkeitsanomalie im Erdmantel im Bereich der Eifel.