

Vulkanismus in der Osthälfte

Wissenschaftliche Einschätzung, Bewertung aktueller Prozesse und Forschungsbedarf im Namen der Arbeitsgruppen/-kreise

- (1) „Seismologie“ des Forschungskollegiums Physik der Erde (FKPE e.V.)
- (2) „Vulkanologie“ der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG e.V.)

Prof. Dr. Torsten Dahm (Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ)
Prof. Dr. Gerhard Wörner (Universität Göttingen)
Prof. Dr. Joachim Ritter (Karlsruher Institut für Technologie KIT)
PD Dr. Thomas Walter (Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ)

Unterstützende Autoren:

Dr. Karin Bräuer (Helmholtz Zentrum für Umweltforschung UFZ)
Prof. Dr. Donald Bruce Dingwell (Ludwig-Maximilians-Universität München LMU)
Prof. Dr. Pall Einarsson (University of Iceland)
PD Dr. Armin Freundt (Helmholtz Zentrum für Ozeanforschung Kiel GEOMAR)
Dr. Ellen Gottschämmer (KIT)
Prof. Dr. Thor Hansteen (GEOMAR)
Dr. Martin Hensch (Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Landeserdbebendienst Baden-Württemberg, LED)
Prof. Dr. Gerhard Jentzsch (Universität Jena)
Prof. Dr. Charlotte Krawczyk (GFZ)
Dr. Ulrich Küppers (LMU München)
Dr. Klaus Lehmann (Geologischer Dienst, NRW)

Dipl.-Geophys. Birger-G. Lühr (Geschäftsstelle der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft DGG)
Prof. Dr. Jürgen Neuberg (University Leeds, Scientific Advisory Committee on Montserrat Volcano Activity, UK)
Prof. Dr. Hardy Pfanzer (Universität Essen)
Prof. Dr. Wolfgang Rabbel (Universität Kiel)
Dr. Eleonora Rivalta (GFZ)
Prof. Dr. Harro Schmeling (Universität Frankfurt)
Dipl.-Geol. Bernd Schmidt (Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz)
Prof. Dr. Axel Schmitt (Universität Heidelberg)
Dr. Stefan Stange (LED)
Prof. i.R. Dr. Lothar Viereck (Universität Jena)
Prof. Dr. Michael Weber (GFZ)
Dr. Martin Zimmer (GFZ)



Laacher See Vulkan Krater mit umliegender Infrastruktur (Foto: W. Müller)

1. Zusammenfassung

Vulkanismus in der Eifel ist so jung, dass es gemäß der Internationalen Vereinigung für Vulkanologie und Chemie der Erde (IAVCEI) in der Eifel ein realistisches Potenzial gibt, auch in Zukunft wieder Vulkanausbrüche zu beobachten. Neue Untersuchungen bestätigen diese Einschätzung und unterstreichen den dringenden Bedarf an Forschungsaktivität und Überwachung der Region. In der vulkanischen Geschichte der Eifel gab es in den letzten 460.000 Jahren drei Eruptionszyklen mit zahlreichen Ausbrüchen. Diese lassen sich unterteilen in Eruptionen mit ursprünglicher Magmenzusammensetzung, welche kleinere Schlackenkegel und Lavaströme gebildet haben. Daneben gibt es die größeren Vulkanzentren, die deutlich explosiver ausbrachen und - wie im Riedener Kessel Wehrer Kessel - über lange Zeiträume und mit langen Unterbrechungen (über >10.000 Jahre) große Mengen hochdifferenzierter Magmen als Bims und Asche gefördert haben. Auch der Laacher See Vulkan gehört zu diesem Typ von Vulkanen, hat aber bislang nur eine Eruption vor 12.900 Jahren gehabt. Die jüngste Maar Eruption liegt sogar nur 10.900 Jahre zurück (Ulmener Maar).

Der Ausbruch des Laacher See Vulkans wird nach dem vulkanischen Explosions-Index (VEI) mit 6 klassifiziert und war damit stärker als der Pompeji-Ausbruch des Vesuvs (Italien) 79 n.Chr. (VEI=5) oder des Mt. St. Helens (USA) 1980 (VEI=5) und eher vergleichbar mit dem Ausbruch des Pinatubo (Philippinen) im Jahr 1991.

Die plinianische Eruption des Laacher See Vulkans vor 12.900 Jahren hatte im Verlauf von nur wenigen Tagen und nach einer initialen, explosiven Phase, bei der Gesteinsblöcke von 4 m Durchmesser bis über 2 km weit aus dem Krater herausgeschleudert wurden, eine Eruptionssäule aus Bims, Asche und Gasen kontinuierlich viele Kilometer (>35 km) hoch in die Atmosphäre geschossen. Riesige Mengen von etwa 16 km³ Bimsgestein sind durch Fallablagerungen entstanden, wovon bis heute Schichten von vielen zehner Meter Dicke zeugen. Die Fallablagerungen wurden durch heiße, pyroklastische Glutlawinen und Hochgeschwindigkeits-Bodenwolken unterbrochen. Im Verlauf der Eruption wurde der Rhein vermutlich bis über 140 km rückgestaut. Feine Aschen dieser Eruption wurden über ganz Europa abgelagert.

Ogleich es unter Experten unumstritten ist, dass sich in der Eifel in der geologischen Zukunft, d.h. in Zeiträumen innerhalb von vielen Tausenden von Jahren ähnliche Vulkanausbrüche wiederholen können, wird die Eifel bis heute nur unzureichend überwacht, und wichtige Forschungen über Fluid-Bewegungen und die Existenz magmatischer Reservoirs in der Erdkruste oder an der Kruste-Mantel-Grenze mit Methoden nach dem heutigen Stand der Forschung fehlen. Es existieren noch keine angemessenen und wissenschaftlich fundierten Gefährdungs- und Risikoanalysen. Die Wissenschaft sieht hier Handlungs- und Forschungsbedarf, insbesondere da seit 2013 sowie nach dem Ausbau seismischer Überwachungsnetze unter dem Osteifel-Vulkanfeld erstmals tiefe vulkanische Erdbeben beobachtet werden konnten, welche vermutlich durch die Ablösung von magmatischen Fluiden aus dem Quellgebiet der Magmen ausgelöst werden. Dies steht in Zusammenhang mit dem sogenannten Eifel Plume, einer Zone erhöhter Temperatur- und Schmelzanteile im oberen Erdmantel.

2. Magmengenerese und vulkanische Aktivität in der Ost-Eifel

Die West- und Ost-Eifel bilden zusammen eines der jüngsten Vulkangebiete Mitteleuropas. Der letzte große, explosive Ausbruch in der Osteifel fand am Laacher See Vulkan vor etwa 12.900 Jahren (± 300 Jahre) statt (Abb. 1, Brauer et al., 1999; Baales et al., 2002). Ein Volumen von über 6 km^3 Magma wurde innerhalb nur weniger Tage gefördert (Schmincke et al., 1999). Die Bims-Ablagerungen um den Laacher See formten meterdicke Schichten (Abb. 1), und selbst in vielen hundert Kilometern Entfernung zum Laacher See können zentimeterdicke Ablagerungen bis heute gefunden werden. Die Osteifel hat neben dem Laacher See noch zwei weitere Vulkanzentren, aus denen große Volumina hochdifferenzierter Magmen in plinianischen Eruptionen explosiv gefördert wurden: Rieden und Wehr (Abb. 1, 2). Zusätzlich entstanden in der Osteifel in den letzten 460.000 Jahren etwa 100 basaltische Schlackenkegel und Maare (Abb. 1, 2).

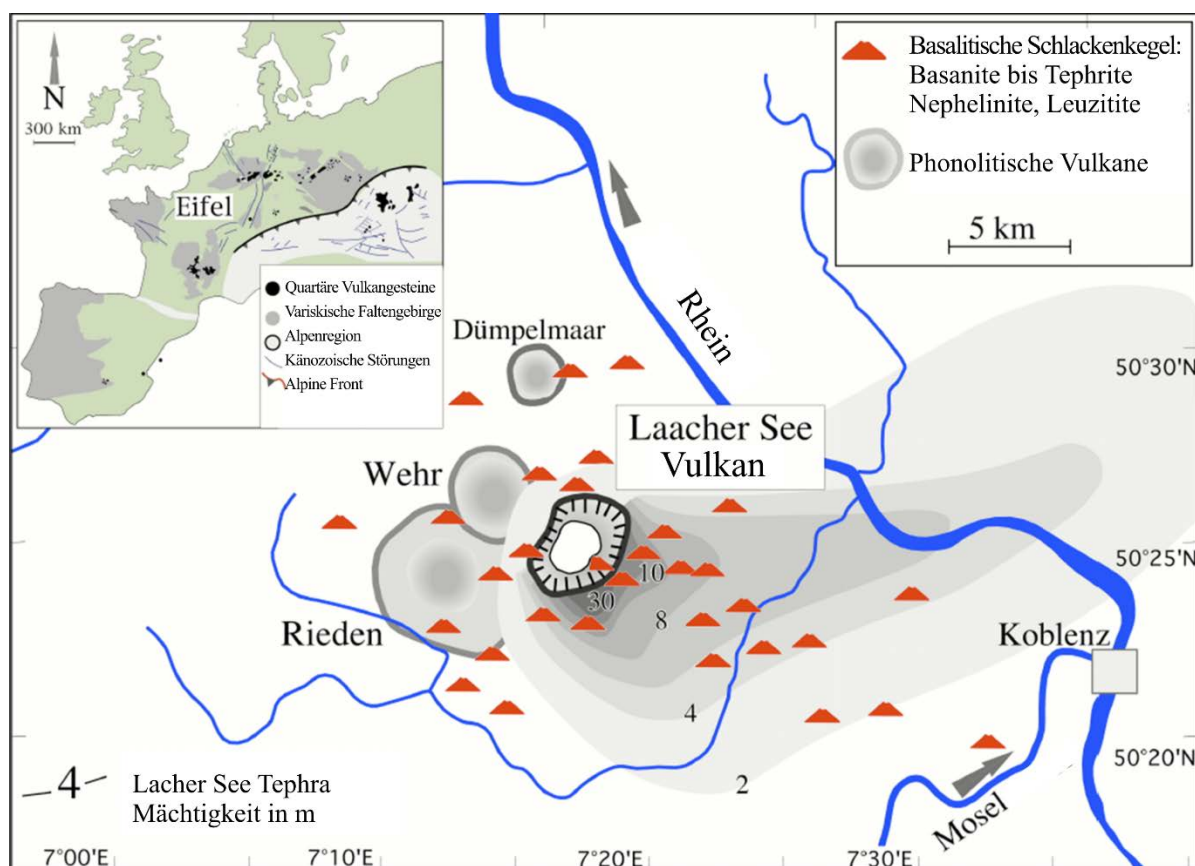


Abb. 1. Schematische Karte der bekannten vulkanischen Zentren im Vulkanfeld der Osteifel mit den großen phonolitischen Eruptionszentren Laacher See (~13.000 Jahre), Wehr (~215.000 Jahre) und Rieden (~460.000-360.000 Jahre). Die Mächtigkeit der Tephra-Ablagerungen des jüngsten Ausbruchs des Laacher See Vulkans ist in Metern eingezeichnet (nach van den Boogard & Schmincke, 1988 aus Rout & Wörner, 2018).

Die Eruptionen in der Osteifel sind chemisch und altersbezogen räumlich zonierte (Abb. 2) und in Phasen erhöhter Aktivität gegliedert. Diese Aktivitätsphasen wurden von Zeiten geringer bzw. fehlender vulkanischer Aktivität unterbrochen (Abb. 3). Während die einzelnen Schlackenkegel nur kleine Ausbruchsvolumina von $< 0,1 \text{ km}^3$ aufweisen und in der Regel immer nur einmal aktiv waren, zeigen die zwei älteren

Vulkanzentren in Rieden und Wehr längere Zyklen von einigen 10.000 Jahren mit mehreren explosiven Ausbrüchen von differenzierten, phonolithischen und intermittierend basaltischen Magmen (Abb. 3). Das Magmensystem unter dem Laacher See Vulkan ist seit ca. 30.000 Jahren aktiv (Schmitt et al., 2010, Wetzel et al., 2010), hatte jedoch bisher nur einen Ausbruch und noch keine basaltische Eruptionsphase (Abb. 2). Allerdings wurden in der Schlussphase der Eruption vor 12.900 Jahren am Laacher See hybride Gesteine gefördert, die eine Vermengung von phonolithischen und basanitischen Magmen repräsentieren (Wörner & Wright, 1984). Rout & Wörner (2018) belegen, dass das Magmensystem seit 30.000 Jahren nicht wesentlich unter 560°C abgekühlt wurde. Die lange Aktivität im Untergrund und das Nachströmen mafischer Magmen aus dem Erdmantel vor 12.900 Jahren im Zusammenhang mit der letzten Eruption sind wichtige Hinweise darauf, dass es auch am Laacher See Vulkan weitere explosive Ausbrüche geben kann (Schmitt et al., 2010).

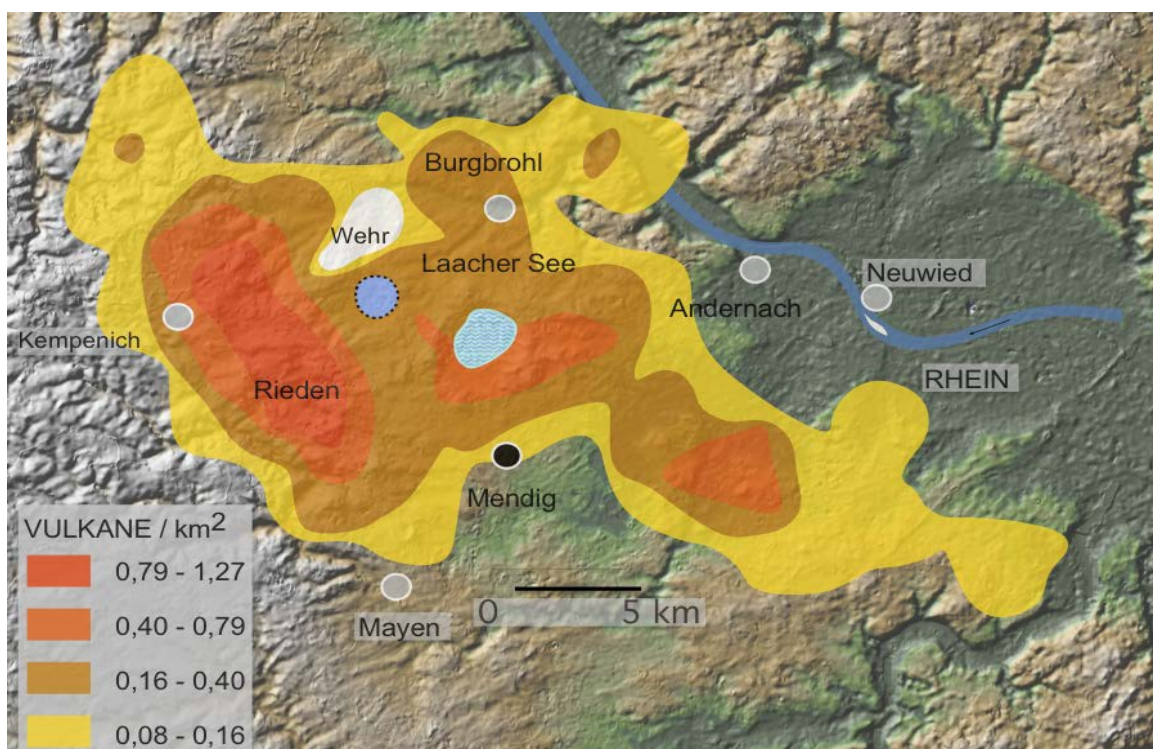


Abb. 2: Räumliche Verteilung und Dichte der Eruptionszentren in der Osteifel (nach Bednarz et al., 1983).

Direkte Gefahren durch Magmatismus und Vulkanismus gehen nicht nur von explosiven Ausbrüchen an den bekannten Zentren aus. Ebenso können effusive Schlackenkegel an nahezu jedem Ort in der Eifel entstehen.

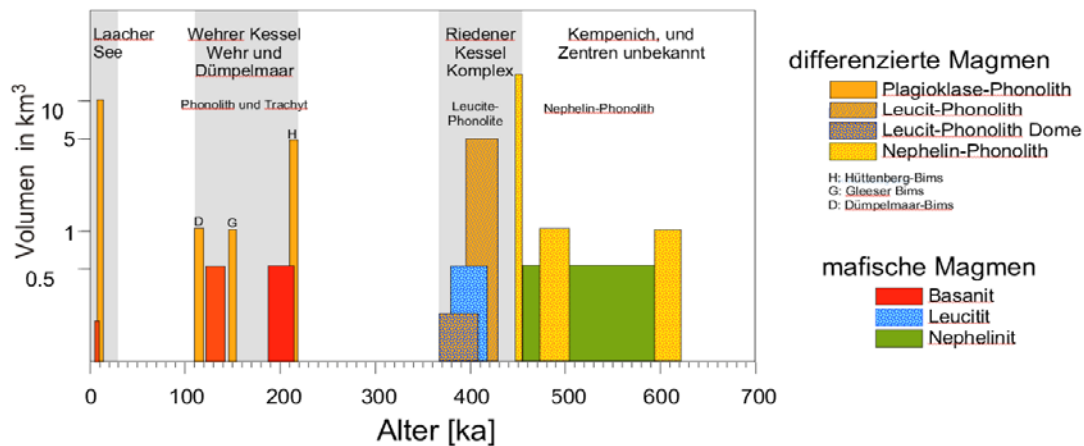


Abb. 3: Eruptionszyklen und eruptierte Volumina von differenzierten (phonolitischen) Magmen) und mafischen Magmen der Osteifel. Drei Eruptionszentren, Rieden, Wehr und Laacher See repräsentieren die drei Eruptionszyklen mit der höchsten Aktivität, dazwischen liegen Pausen ohne datierte Eruptionen (nach van den Boogard & Schmincke, 1988). 1 ka sind 1.000 Jahre.

Zusätzlich ergibt sich eine indirekte Gefährdung durch toxische und erstickende Gase (z.B. CO₂, SO₂, H₂S), Erdbeben, Bodendeformation oder durch eine Beeinflussung des Trinkwassers im Untergrund. Es sind Kaskadeneffekte denkbar, wie z.B. (a) Destabilisierung von lockeren Bodenschichten (Tephra) infolge von Regenfällen, (b) Aufstauen von Wassermassen infolge hoher Sedimentation in Wasserläufen (wie infolge der Laacher See Eruption am Rhein dokumentiert (Park & Schmincke, 1997), (c) Beeinflussung von Flora, Fauna und Landwirtschaft sowie (d) die Beeinträchtigung des Transport- und Wirtschaftswesens (Leder et al., 2017). Die indirekten Gefahren können erhebliche Fernwirkung oder sogar globale Auswirkungen haben, wie z.B. in 2010 durch eine vergleichsweise kleine Eruption des Eyjafjallajökull Vulkans auf Island für den europäischen Flugverkehr dokumentiert (Langmann et al., 2012).

Die unterschiedlichen chemischen Zusammensetzungen der Eifel-Magmen haben im Wesentlichen zwei Ursachen. Der geringe Grad der partiellen Aufschmelzung im Mantel unter kontinentaler Kruste erzeugt Si-arme und Na-K-reiche, sogenannte alkaline Magmen, die als Basanite (oder bei noch niedriger Aufschmelzung als Nephelinite (Na-reich) oder Leuzitite (K-reich)) an die Oberfläche gefördert werden können. Verweilen diese Magmen in einem bestimmten Tiefenniveau der Kruste, kühlen sie teilweise ab und beginnen zu kristallisieren. Durch fraktionierte Kristallisation (gravitative Trennung von Schmelze und Kristallen, die als Kumulate in der Kruste verbleiben) entstehen differenzierte Magmen. Damit solche Reservoirs nicht zu schnell auskühlen, benötigen sie ein gewisses Volumen. Zugleich werden bei der Differentiation in der Schmelze gelöste Gase angereichert. Daher sind Eruptionen von höher differenzierten Magmen durch die Freisetzung der Gase höher explosiv und fördern auch größere Volumina als Eruptionen von wenig differenzierten, mafischen Magmen.

Die chemische Zusammensetzung der bisher eruptierten primären mafischen Magmen in der Eifel deuten auf eine Quelle im Erdmantel in ca. 60-90 km Tiefe und Aufschmelzgrade von wenigen Prozent (Mertes & Schmincke, 1985). Unter der Eifel wurde im oberen Erdmantel eine knapp 5%-tige Erniedrigung der seismischen Kompressionswellen-Geschwindigkeit gefunden (Abb. 4), die sogar bis in mindestens 400 km Tiefe reicht und die von Ritter et al. (2001) als Mantelplume interpretiert wird.

Ein Mantelplume ist eine heiße, aufsteigende Gesteinsmasse, die sich durch erniedrigte seismische Geschwindigkeiten auszeichnet. Die Geschwindigkeits-Erniedrigungen sind im Vergleich zu anderen aktiven Vulkangürteln noch gering. In den Anden werden z.B. Erniedrigungen zwischen 5-10% gemessen. Dennoch ist nach Abschätzungen von Ritter (2007) die Temperatur im obersten Bereich des Mantelplumes unter der Eifel um ca. 100°C gegenüber der Umgebung erhöht und es befinden sich dort ca. 1% bis 1,5% partielle Schmelze.

Diese Wärmeanomalie im Mantel ist die Quelle des Vulkanismus in der Eifel. Aus den Beobachtungen vergangener Eruptionstätigkeit ist belegt, dass diese Mantelschmelzen entlang von Fördergängen entweder nur gering verändert zur Erdoberfläche aufsteigen und/oder in der Erdkruste in unterschiedlichen Tiefen stagnieren, abkühlen und chemisch differenzieren. Sowohl die Magmenreservoirare an der Kruste-Mantel-Grenze (MOHO) als auch die differenzierten, phonolitischen Magmen in der mittleren und oberen Erdkruste sind langlebig (s. Kapitel 3). Die Reaktivierung existierender Reservoirare durch neu aufsteigende, heiße Magmen kann dann erneut zu explosiven Ausbrüchen führen.

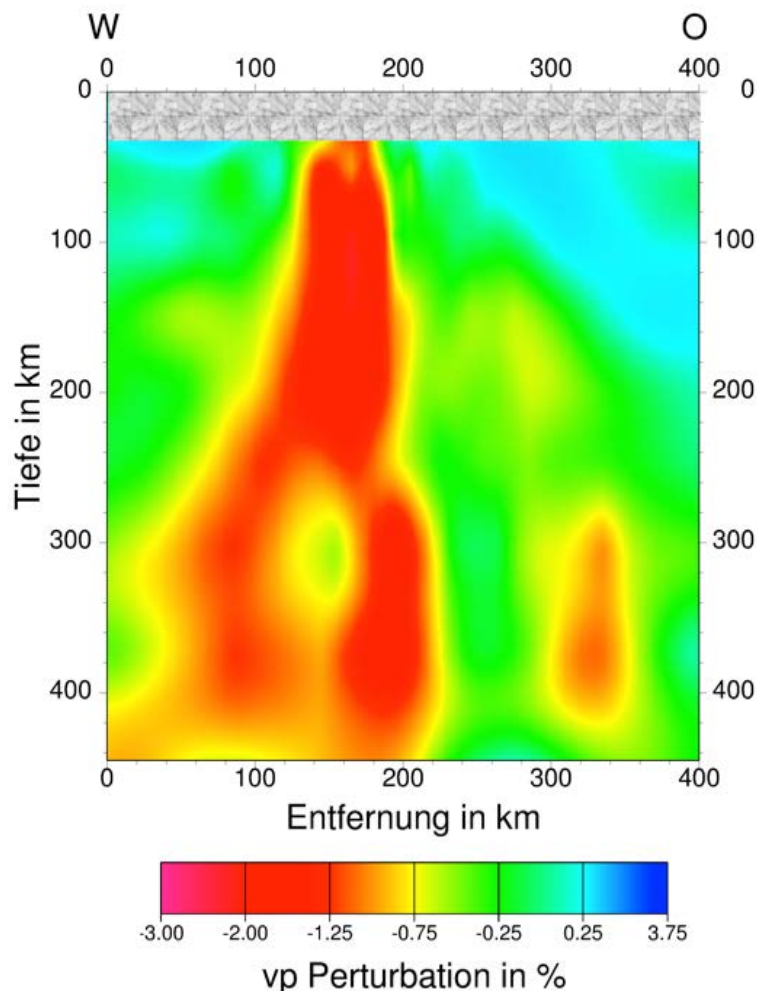


Abb. 4. West-Ost-Schnitt der aus einem seismischen Experiment abgeleiteten Anomalie der seismischen Kompressionswellen-Geschwindigkeit (v_p) unter der Eifel (nach Ritter et al., 2001). Der rote Bereich liegt unter der Eifel und zeigt reduzierte Kompressionswellengeschwindigkeit bis in mindestens 400 km Tiefe. Dieser Bereich wird als heißer als seine Umgebung angenommen. Die Oberkante der Anomalie liegt in ca. 45 km Tiefe und dort werden partielle Schmelzen angenommen. Die in grau gezeigte, oberflächennahe Erdkruste konnte in diesem Experiment nicht untersucht werden.

Die Kenntnisse über die Struktur der tieferen Kruste der Eifel beruhen hauptsächlich auf dem seismischen Reflexionsprofil DEKORP 1B (DEKORP Research Group, 1991). Es führt in Nord-Süd-Richtung über die Hocheifel und quert dabei das Kehlberger Magnetik-Hoch (≈ 10 km nördlich des Ulmener Maar), das zugleich ein lokales Schwereminimum (durch Material geringerer Dichte) darstellt. Während die Mittel- und Unterkruste an den nördlichen und südlichen Profilrändern stark reflektiv ist, befindet sich im Zentrum des Profils unterhalb der Kehlberger Anomalie eine nahezu reflexionsfreie Zone, deren Oberkante in 10 km Tiefe liegt. Auf Basis von Modellrechnungen und der seismischen Interpretation haben die Autoren der DEKORP Research Group den oberen Bereich der reflexionsfreien Zone als mögliche Pluton-artige Magmaintrusion gedeutet. Die Dichteerniedrigung reicht möglicherweise von etwa 10 km Tiefe an der Grenze der Ober- und Unterkruste bis in die Unterkruste und korreliert mit der reflexionsarmen Zone der Seismik. Die fehlende Reflexionsenergie in der Seismik könnte durch eine erhöhte Temperatur erklärt werden. Seismische Reflexionsmessungen im Raum des Laacher Sees, die ebenfalls im Rahmen des DEKORP 1-Projektes durchgeführt wurden, waren demgegenüber deutlich weniger ergiebig. Außer einigen wenigen sporadischen Horizontsegmenten in der obersten Kruste, die kein schlüssig interpretierbares Bild ergeben, konnte keine Struktur erfasst werden. Dies wurde zum einen Teil durch die starke Streuung der seismischen Signale in einer kleinräumig sehr heterogenen vulkanischen Oberkruste erklärt, zum anderen Teil durch Probleme bei der Datenaufnahme im Feld (schlechte Ankopplung der Geophone in Lockerböden). Eine refraktionsseismische Untersuchung vom Anfang der 1980er Jahre (Mechie et al., 1983) zeigt eine starke Reduktion der seismischen Kompressionswellen-Geschwindigkeit (von 8.1 km/s auf 6.3 km/s) im obersten Erdmantel und wurde als "Underplating" interpretiert, also die Akkumulation von magmatischen Gesteinen an der Basis der Kruste. Diese Anomalie konnte bisher nicht weiter verifiziert werden und sollte dringend mit neuen Messdaten untersucht werden.

Das Gesamtvolumen des bislang unter der Osteifel gebildeten Magmas berechnet sich aus dem Volumen der einzelnen eruptierten Produkte und der Massenbilanz der Produkte der magmatischen Differentiation, die sich aus deren Masse und Zusammensetzung (abgeleitet aus den in Abb. 3 dargestellten Daten) ergibt. Nach einer groben Abschätzung ist in der Osteifel im Verlauf von ca. 450.000 Jahren ein Volumen von $>250 \text{ km}^3$ Primärmagma aus dem oberen Erdmantel aufgestiegen, welches entweder in der Kruste stagniert und differenziert oder direkt an die Oberfläche gefördert worden ist. Das ursprünglich gebildete Volumen an Magma im oberen Mantel unter der Eifel sollte noch größer sein und wurde aus geophysikalischen Untersuchungen auf 4.000 km^3 abgeschätzt (Ritter 2007). Legt man zu Grunde, dass sich die vulkanische Aktivität auf wenige Phasen der Eruptionstätigkeit konzentriert (Abb. 3), so ergibt sich für die Phasen erhöhter magmatischer Aktivität in der Osteifel ein Minimal-Volumen von ca. $1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Magma pro Jahr, das aus dem Mantel gefördert wird. Diese Volumina sind beachtlich, jedoch muss auch hier erwähnt werden, dass in aktiven Vulkangürteln entlang von Subduktionszonen in den Anden noch höhere Magmavolumen aus dem Erdmantel in die Kruste aufsteigen.

3. Magmatische Prozesse unter dem Laacher See Vulkan: Petrologische und geochemische Befunde

Geochemische Untersuchungen der vulkanischen Gesteine des Laacher See Vulkans und ihrer Minerale lassen Rückschlüsse auf die Quelle, Tiefenlage, Temperatur, Zusammensetzung und zeitliche Entwicklung von Magmen zu, ebenso wie Abschätzungen der Verweilzeiten der Schmelzen, der Auslösemechanismen und der möglichen Vorwarnzeiten vor einem Ausbruch.

Die Zusammensetzung der Haupt- und Spurenelemente der vom Laacher See Vulkan eruptierten phonolitischen Gesteine belegen eindeutig den Prozess der Differentiation durch fraktionierte Kristallisation dieser Magmen aus basanitischen Ausgangsmagmen, wie sie seit 220.000 Jahren unter der Osteifel gebildet werden (Wörner et al., 1983, Wörner & Schmincke, 1984a,b) mit nur geringen Beimengungen aufgeschmolzener Krustengesteine aus den Randbereichen der Magmenreservoirs (Wörner et al., 1985). Die Tiefenlage des phonolitischen Magmareservoirs in 4-12 km Tiefe wurde anhand eruptierter kontaktmetamorpher Xenolithe (Wörner et al., 1982, Wörner & Schmincke, 1984b) bestimmt (Abb. 5). Experimentelle Untersuchungen zeigen ebenfalls, dass das letzte Stadium der Kristallisation des Laacher See Phonolithmagmas direkt vor der Eruption in Tiefen von nur 3-4 km (115-145 MPa Druck; Harms et al., 2004; Bernd et al., 2001) stattfand.

Massenbilanzrechnungen belegen ein Verhältnis von basanitischen Ausgangsmagma aus dem Erdmantel und dem hochdifferenzierten Laacher See Phonolith von ca. 10:1 (Wörner & Schmincke, 1984b). Bei einem eruptierten Volumen von 6 km³ Phonolith folgt hieraus, dass als Teil des Laacher See Magmensystems in tieferen Krustenreservoirs ein Volumen von ca. 60 km³ residuale Intrusionen (Kumulate) vorhanden ist.

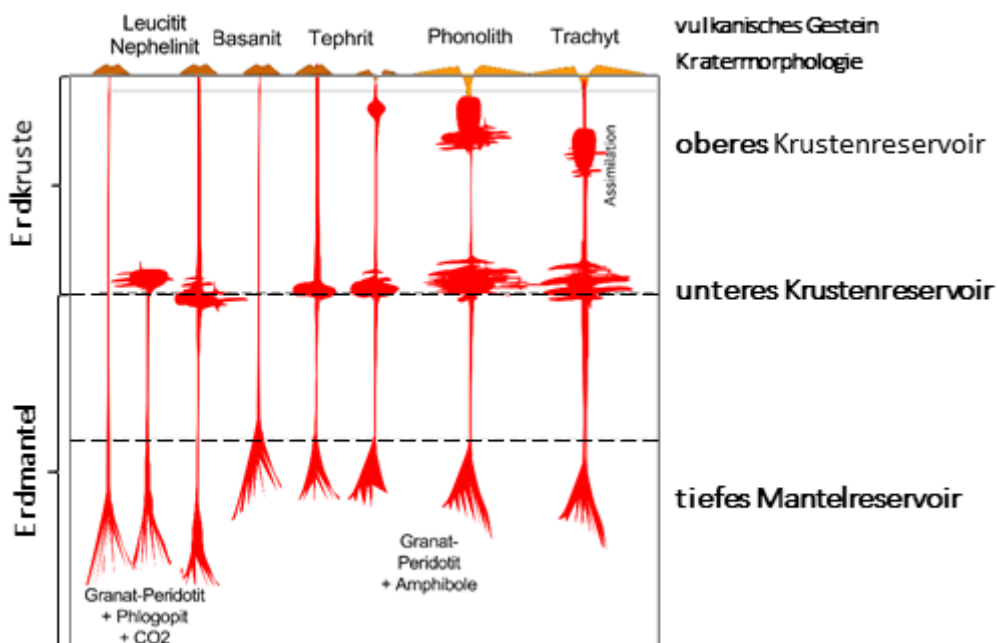


Abb. 5: Übersicht zu Kratertypen und Reservoirtiefen in der Eifel, wie sie aus Xenolithen und geochemischen Untersuchungen abgeleitet wurden (nach Schmincke, 2009).

Arbeiten in den 1980- und 1990-er Jahren haben die wesentlichen magmatischen Prozesse der Entwicklung der Laacher See Magmakammer und der physikalischen Vulkanologie der Eruption und der Ablagerung rekonstruiert (siehe Zusammenfassung in Schmincke, 2009). Erst in jüngerer Zeit wurden neue Untersuchungen realisiert, die zum Ziel hatten, die zeitlichen Abläufe der magmatischen Kristallisation, chemischen Differentiation und Temperaturentwicklung der Magmakammer vor der Eruption zu rekonstruieren (Schmitt, 2006; Schmitt et al., 2010; Wetzel et al., 2010; Rout & Wörner, 2018). Diese jüngeren Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. U-Th Alter von Zirkon belegen, dass das Magmareservoir des Laacher See Vulkans vor der Eruption schon seit ca. 32.600 ± 4.100 Jahren (2σ ; MSWD = 1.7), also etwa über 20.000 Jahre vor der Eruption hochdifferenzierte Magmen produziert hat, die allerdings nicht eruptiert wurden. Das Gesamtalter der Magmakammer muss aufgrund der erheblich längeren Zeit der Differentiation von Basanit zu Phonolith (ca. 100.000 Jahre) noch deutlich älter sein.
2. Das Nachströmen von neuem, basanitischem Magma zur Zeit der Eruption des Laacher See Vulkans belegt, dass das Magmensystem zu diesem Zeitpunkt erneut reaktiviert und aufgefüllt wurde.
3. Diffusionsmodellierungen an zonierten Feldspäten aus dem kristallreichen Randbereich der Magmakammer zeigen an, dass (a) die Magmakammer über 20.000 Jahre nicht unter $630 - 670^\circ\text{C}$ abgekühlt war; (b) das differenzierte Magma nur etwa 5-7 Jahre nach dem Einströmen von neuem, heißen Basanitmagma (und vermutlich als Folge dessen) eruptiert ist; und (c) die Destabilisierung der kristallreichen "Kruste", die in den vorangegangenen 20.000 Jahren vor der Eruption gebildet wurde, innerhalb von nur 40-50 Tagen erfolgte.

Legt man diese neuen Befunde zugrunde, so könnten immer noch 20.000 Jahren vor dem Ausbruch vor 12.900 Jahren mehrfach basaltoide Magmen aus dem oberen Mantel oder aus tieferen Krustenstockwerken aufgestiegen sein, ohne dass es zur Eruption gekommen ist. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, dass der Aufstieg von frischem Basanitmagma in den zwei Monaten vor dem letzten Ausbruch eine finale Destabilisierung eines Magmareservoirs und kurzfristig die Entwicklung einer Ausbruchskrise erzeugt hat (Rout & Wörner, 2018). Ob solche Magma-Bewegungen in größerer Tiefe mit detektierbaren, seismischen Signalen einhergehen ist Gegenstand aktueller Forschungen. Es ist allerdings zu erwarten, dass hierfür ein sehr empfindliches Netzwerk erforderlich wäre.

4. Aktive magmatische Prozesse – Hinweise aus Gaschemie und Seismologie

Informationen über aktuell ablaufende, magmatische Prozesse im Untergrund können von gas- und isotopechemischen Analysen an CO₂-reichen Mofetten und Mineralquellen, aus der Beobachtung von Erdbeben sowie aus Prozessen, die nahe der Oberfläche ablaufen, und aus der Deformation der Oberfläche rückgeschlossen werden.

Die jüngsten gaschemischen Isotopenanalysen in der Eifel stammen von Bräuer et al. (2013). Die Autoren haben die räumliche Verteilung der Gaszusammensetzung und ihrer Isotopenverhältnisse an 25 Lokationen in der Osteifel untersucht. Die Isotopen-Verhältnisse erlauben die Aussage, dass ursächlich magmatische Prozesse für die Herkunft der Gase verantwortlich sind. Die größte magmatisch induzierte Anomalie tritt im Bereich des Laacher See Vulkans auf. Die Daten zeigen, dass bis heute im oberen Mantel unter der Osteifel ständig CO₂ und andere Spurengase freigesetzt werden, die bis an die Oberfläche aufsteigen. Aufgrund der hohen Mantelheliumanteile (³He/⁴He-Signaturen) im Bereich der Osteifel wird vermutet, dass dort mindestens ein hochpermeabler, tiefreichender Förderkanal existieren muss, der einen schnellen Transport der magmatischen Gase durch die Erdkruste gestattet.

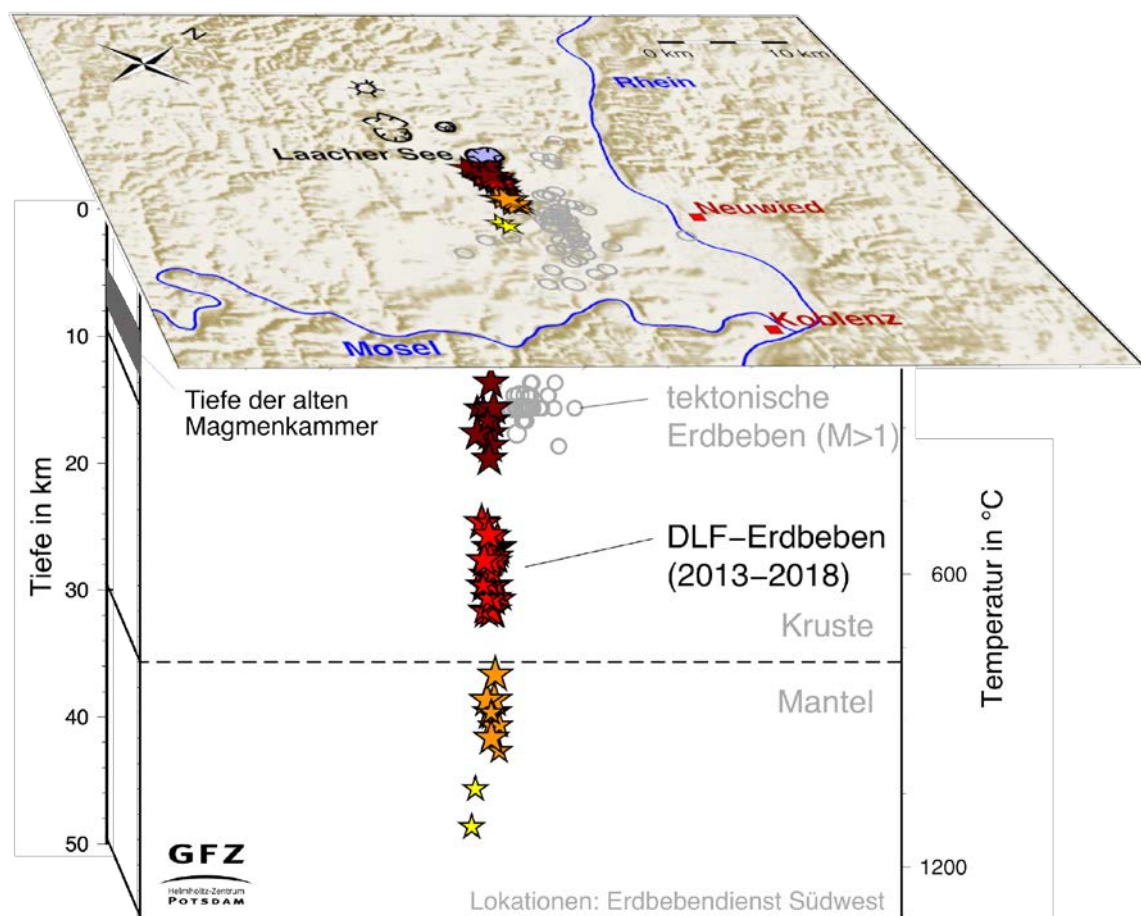


Abb. 6: Magmatisch induzierte tiefe Erdbeben mit niederfrequenten Schwingungen (deep low frequency, DLF) zwischen 2013 und 2018 unter dem Laacher See (siehe Hensch et al., 2019). Das Tiefenstockwerk der Magmakammer der Eruption vor 12.900 Jahren ist links angedeutet.

Seismologische Untersuchungen haben 2013 zum ersten Mal nicht-tektonische Erdbeben im oberen Erdmantel unter dem Vulkanfeld der Osteifel lokalisiert. Die Beben traten in Tiefen von 40 km und 43 km auf mit Magnituden von M_L 0,9 und 0,7. Es sind somit die tiefsten jemals in Deutschland beobachteten Erdbeben. Einhergehend mit der Verbesserung der seismischen Messnetze des Landeserdbebendienstes Rheinland-Pfalz und mehrerer Partnerinstitutionen seit 2013, konnten weitere ungewöhnliche Erdbeben in der Osteifel detektiert werden. So wurden z.B. mehrere kleine Erdbebenserien registriert, die u.a. einen für ihre

Magnitude ungewöhnlichen Frequenzgehalt aufwiesen: Es fehlte insbesondere die hochfrequente Wellenenergie und es wurden dafür tieffrequente Schwingungen registriert (sogenannte deep low-frequency, DLF-Erdbeben). Erdbeben in dieser Tiefe und mit diesem ungewöhnlichen Frequenzgehalt können nur durch magmatische Prozesse erklärt werden, z.B. durch die Instabilität und Migration von magmatischen Fluiden oder Schmelzen verbunden mit dem Sprödbbruch des sonst duktilen Gesteins im Randbereich des Fluid- oder Magmareservoirs (Hensch et al., 2019).

Die Hypozentren der DLF-Erdbeben sind wie an einer Perlenkette vom südlichen Rand des Laacher Sees in südöstlicher Richtung in etwa 8 km Tiefe bis in den oberen Mantel in 43 km Tiefe aufgereiht (Abb. 6). Diese Anordnung suggeriert einen möglichen Förderkanal, wie durch die Ergebnisse der Gasuntersuchungen an Mofetten postuliert wird. Die DLF-Erdbeben sind deutlich von den typischen tektonischen Mikrobeben auf der nahen Ochtendunger Störungszone zu unterscheiden (Abb. 6). Ob die ungewöhnliche Aktivität von DLF-Erdbeben erst seit 2013 oder bereits früher existierte, kann nicht beantwortet werden, da vorher kein entsprechendes Messsystem installiert war. Jedenfalls zeigen die nun möglichen Beobachtungen der DLF-Erdbeben unter der Eifel zum ersten Mal von der Geochemie unabhängige Hinweise auf aktuelle magmatische Prozesse unter dem Vulkanfeld der Osteifel. Wie die DLF-Erdbeben eingeschätzt werden müssen, und ob sich dadurch die aktuelle Gefährdungslage verändert hat, wird derzeit in der Wissenschaft intensiv diskutiert und kann erst nach einem längerfristigen Monitoring entschieden werden.

Hensch et al. (2019) gehen davon aus, dass die DLF-Erdbeben Hinweise auf die Lage und Tiefe von Fluidbewegungen im oberen Mantel und Kruste geben, welche durch den Nachfluss von heißen, basaltoidenen Schmelzen aus dem oberen Erdmantel gespeist werden und möglicherweise unter Überdruck geraten. Dadurch könnten kurzzeitige aktive Schwärme von DLF Sequenzen erklärt werden. Bei den DLF Sequenzen in der oberen Kruste könnte es sich bereits um die Anregung von sogenannten kalten, phonolitischen Reservoirs handeln. Sie könnten jedoch auch ausschließlich die erstmalige Dokumentation der aufsteigenden CO₂-reichen Fluide sein.

Interessant ist auch eine weitere Beobachtung aus dem Jahr 2017. Im direkten Anschluss an eine der bisher stärksten DLF Aktivitäten in der oberen Kruste gab es unter dem Ausgasungsfeld von Gleys, zwischen den Eruptionszentren des Laacher See Vulkans und des Wehrer Vulkans, einen ungewöhnlichen, seismischen Schwarm in einer Tiefe von 5-8 km, welcher über 4-5 Monate anhielt. Dieser könnte durch CO₂-reiche Fluide magmatischen Ursprungs verursacht worden sein. Nach dem Gleys Schwarm 2017 trat im Winter 2018/2019 ein neuer Schwarm weiter nördlich bei Galenberg auf.

Deformationen im Bereich des Laacher See Vulkans werden bisher nicht kontinuierlich ausgewertet. Es existieren vereinzelte Nivellement-Kampagnen entlang weniger Profile und erste Versuche, über Radar-Fernerkundung nach differenziellen Bewegungen zwischen den Jahren 2013 und 2018 zu suchen. Die vorläufigen Ergebnisse dieser Deformationsmessungen zeigen im Bereich des Laacher See keine Hebungen oder Senkungen, die 2 cm pro Jahr überschreiten (M. Motagh, GFZ, pers. Mitteilung).

5. Bewertung und aktuelle Wissenslücken

Aufgrund der vorliegenden wissenschaftlichen Erkenntnisse und Befunde ist es in der Wissenschaft unumstritten, dass die Osteifel Formen aktiven Vulkanismus zeigt und Vulkanausbrüche an bestehenden Zentren oder neuen Lokationen innerhalb der vulkanischen Felder möglich und über geologische Zeiträume von 10.000en von Jahren sogar sehr wahrscheinlich sind.

Die Gruppe der Autoren ist sich ebenfalls einig darüber, dass derzeit eine Einschätzung der vulkanischen Gefährdung und der daraus folgenden Maßnahmen nur unzureichend durchgeführt werden kann, vor allem weil noch immer wichtige Daten und Informationen über den Untergrund in der Eifel fehlen. Beispiele für Wissenslücken und mögliche Arbeitsansätze sind (Liste nicht vollständig):

1. Existieren Schmelzreservoire in der Kruste unter der Osteifel, wo liegen diese und wie wird ihr Zustand eingeschätzt?

Die strukturelle Auflösung der bisherigen seismischen Kampagnen im Bereich der Eifel erlaubt nicht den Nachweis von Schmelzen in der Erdkruste. Wir haben qualitative Vorstellungen über den Bau der Krusteneinheiten in der Hocheifel, für den besonders relevanten Bereich der Osteifel liegen jedoch keine substanziellen seismischen Tiefenschnitte vor, mit deren Hilfe Struktureinheiten oder Reservoire als Grundlage für eine umfassende Modellentwicklung identifiziert werden könnten. Zur Erfassung der älteren Reservoire bieten neben geophysikalischen Methoden auch die petrologische Untersuchung von Xenolithen und ihre thermischen Überprägungen im Kontakt mit Magma einen möglichen neuen Ansatz, Hinweise über Tiefe und Temperatur der Intrusionen zu geben. In diesem Zusammenhang ist es auch wichtig, weitere U-Th Datierungen (Schmitt et al., 2010) an Kumulaten aus älteren Magmensystemen durchzuführen (Bourdon et al., 1994), um das gesamte Altersspektrum dieser älteren Intrusionen zu dokumentieren.

2. Wo existieren Aufstiegskanäle zwischen Mantel und der oberen Kruste, und fließen basaltoide Schmelzen ständig oder nur episodisch durch diese Kanäle?

Die Entdeckung von DLF Erdbeben unter der Eifel (Hensch et al., 2019) deutet an, dass sich unter dem Laacher See ein Aufstiegskanal befindet, durch den vermutlich ständig CO₂ durch die Kruste transportiert wird. Bisher ist unklar, ob unter den anderen explosiven Zentren mit erhöhter CO₂ Produktion ebenfalls Kanäle existieren. Diese Fragen sind wichtig um abzuschätzen, ob auch Magmen in der Lage sind vorhandene Aufstiegskanäle zu nutzen. Alternativ könnten auch vorhandene Störungszonen als Aufstiegswege genutzt werden. Die genauere Auswertung von Kleinstbeben in der unteren Kruste kann hierzu Auskunft geben.

3. Welche Vorläuferphänomene und Vorläuferzeiten erwarten wir vor einem Ausbruch?

Eine entscheidende Wissenslücke ist, wie schnell primäre (basaltoide) Magmen aus ihrer Mantelquelle zur Eruption an der Oberfläche aufsteigen? Sofern differenzierte Reservoire in der Kruste vorhanden sind, könnten bereits kleinere Zuflüsse von heißen Schmelzen einen Druckaufbau im Reservoir erzeugen. Die offenen Fragen sind, wie Vorläuferphänomene hierfür und einen Ausbruch genau aussehen würden und ab wann diese messbar wären. Wie können metastabile Fluidsysteme

beschrieben und erkannt werden. Vergleiche mit anderen aktiven Vulkansystemen können Hinweise liefern. Ebenso kann die hochauflösende (wenige Mikrometer) Analyse und Modellierung der Diffusionsgradienten der Reaktionsränder an Mantelxenolithen und basanitischen Megakristallen eine Abschätzung der Verweildauer von Schmelzen während des Aufstiegs aus dem Erdmantel erlauben.

4. Wie kann die vulkanische Gefährdung in der Eifel für unterschiedliche Ausbruchsszenarien besser quantifiziert werden?

Zu Ausbruchsszenarien und der Einschätzung der vulkanischen Gefährdung gehören quantitative Angaben zur Statistik von Schlackenkegel, Maaren und Ausbrüchen an explosiven Zentren. Geochronologische Arbeiten an Basaniten zur Altersbestimmung und Volumenabschätzung aller Eruptionszentren der Ost- und Westeifel können diesbezüglich Beiträge leisten. Ebenso ist unklar über welche Zeitspannen Ausbrüche zu erwarten sind (z.B. Schlackenkegel). Zum Beispiel haben sich Schlackenkegel in der Osteifel typischerweise über mehrere Phasen entwickelt und bis zu fünf verschiedene Eruptionskrater gebildet. Während der strukturelle Aufbau und die sukzessive Magma Zusammensetzungen von Basanit bis Tephrit mehrfach detailliert untersucht wurden, fehlen bisher moderne Ansätze, um die tatsächliche Dauer dieser Tätigkeiten einzugrenzen. Hierzu könnten moderne Isotopen-geochemische und Mineral-Diffusionsgradienten-Untersuchungen beitragen. Ebenso ist unklar, wie die gut sortierte Schlacke-Lapilli Fallablagerungen entstanden sind (z.B. Eppelsberg, Wannenköpfe). Vermutet wird eine Ablagerung, die aus hohen Eruptionssäulen gebildet wurde. Warum mafische Magmen allerdings manchmal in dieser hochexplosiven Form eruptieren sollen, ist noch unbekannt. Eine Untersuchung mit modernen petrologischen und geochemischen Methoden könnte einen generellen Beitrag zum Verständnis "basaltisch plinianischer" Eruptionen liefern.

Aufgrund dieser Wissenslücken lässt sich heute immer noch nicht beantworten, wie überraschend ein Ausbruch sich entwickeln würde, welche Vorläuferphänomene zu welchem Zeitpunkt gemessen würden, und ab welchem Zeitpunkt Angaben über Stärke und Ort eines Ausbruchs eingegrenzt werden könnten. Es gibt bisher keine definierten „Ausbruchsszenarien“, wie sie für den Aufbau eines Frühwarnsystems notwendig wären, ebenso wenig ein Konzept für eine abgestimmte Handlungskette im Fall einer vulkanischen Krise. Die bestehenden Überwachungsnetze sind unzureichend, um alle kleinen Signale zu Beginn einer vulkanischen Krise sicher zu detektieren.

6. Empfehlungen

a) Das Monitoring sollte ausgebaut werden, um Veränderungen im Untergrund erfassen zu können. Dies betrifft:

- das seismologische Monitoring, das durch den Landeserdbebendienst und das KIT in den letzten Jahren bereits große Fortschritte gemacht hat. Dennoch ist es für die Untersuchung von vulkanisch induzierten Mikrobeben und deren Häufigkeitsänderungen wichtig, das Netzwerk weiter zu verbessern und z.B. mehr Bohrlochstationen zu realisieren, damit DLF- und andere Tiefherdbeben systematisch erfasst und bei kleinerer Magnitude besser ausgewertet werden können.

- Fluid-/Gasmessungen, um kontinuierlich Änderungen des Entgasungsverhaltens erfassen zu können, sowie Isotopenzusammensetzungen zu bestimmen, damit kurzfristige Änderungen der Mantelgasanteile beobachtet werden können.
- Deformationsmessungen, z.B. mit Tiltmetern und Höhen-Nivellements und satellitengestützten Verfahren (GNSS, InSAR), um Bewegungen der Erdoberfläche zu erfassen
- Wiederholungsmessungen der Schwere (Gravimetrie) und Magnetotellurik, um unterstützend abzuschätzen, ob große Mengen an Fluiden/Gasen oder Magmen langsam aufsteigen.

b) Es sollten gezielte geophysikalische Experimente (Seismik, Elektromagnetik, Seismologie) durchgeführt werden, um Schmelzvorkommen in der Erdkruste unter der Ostefel nachweisen zu können. Bisher sind keine solchen Reservoirs bekannt (allerdings sind sie auch nur schwer aufzulösen). Bzgl. der vulkanologischen Gefährdung ist die Existenz solcher Reservoirs innerhalb der Erdkruste jedoch der entscheidende Faktor: Sind krustale Reservoirs mit evtl. bereits differenzierten Magmen vorhanden, kann der Zufluss von heißen Magmen eine explosivere Eruption triggern. Sind keine Reservoirs vorhanden, ist die Gefährdung erheblich geringer, da aufsteigende Schmelzen entweder in der Kruste stecken bleiben oder nur kleinere, Schlackenkegel- oder Maar-Eruptionen an der Erdoberfläche erzeugen könnten.

c) Auch wenn die wichtigen vulkanologischen Grundlagen für die Ostefel in den 1980er und 1990er Jahren erforscht wurden, konnten gerade im letzten Jahrzehnt wichtige geochemische und petrologische Methoden deutlich verfeinert und neu entwickelt werden. Damit bieten sich Möglichkeiten, um weitere vulkanologische Fragestellungen zu klären, insbesondere im Hinblick auf die absoluten Zeiträume, die verschiedene magmatische Prozesse benötigen. Ergänzende numerische Modellierungen können helfen, einen Magmenaufstieg durch Schmelzmigration, Dyke-Initiierung und –Propagation und die damit verbundene Magmenmigration und -differenzierung zu erklären und probabilistische Aussagen zu möglichen Eruptionslokalitäten zu treffen.

d) Bezüglich der Gefährdungs- und Risikoeinschätzung sollte eine jeweilige Abschätzung erfolgen, die dem Stand der Wissenschaft entspricht und auf modernen Methoden und Daten beruht. Hierfür sollten neben rein naturwissenschaftlichen Disziplinen auch sozial- und wirtschaftswissenschaftliche Aspekte Berücksichtigung finden.

e) Es sollte ein Konzept entworfen werden, wie Abstimmungsprozesse zum Management vulkanischer Krisen sowie Verantwortlichkeiten und die Rolle der Wissenschaft zukünftig aussehen sollen. Ein Aspekt sollte eine interdisziplinäre Beratungskommission sein. Ein wissenschaftlich basiertes Ampelsystem zur Unterstützung von Entscheidungen wird als sinnvoll erachtet. Es wird empfohlen bereits frühzeitig Strategien und Aktivitäten für die Kommunikation mit der Öffentlichkeit und den Medien aufzubauen, die darauf abzielen, Vertrauen aufzubauen und Transparenz zu gewährleisten.

Literatur

- Baales, M., Jöris, O., Street, M. et al (2002). Impact of the late glacial eruption of the Laacher See volcano, Central Rhineland, Germany. *Quaternary Research* 58:273-288.
- Bednarz, U., Freund, A., Schmincke, H.U. (1983). Die Eignung von Lokationen in der E- und W-Eifel für ein deutsches HOT-DRY-ROCK Geothermik Projekt. *BMFT Berichte*, 1-100.
- Berndt, J., Holtz, F., Koepke, J. (2001). Experimental constraints on storage conditions in the chemically zoned phonolitic magma chamber of the Laacher See Volcano. *Contrib Mineral Petrol* 140:469-486.
- Bourdon, B., Zindler, A., Wörner, G. (1994). Evolution of the Laacher See magma chamber: Evidence from SIMS and TIMS measurements of U-Th disequilibria in minerals and glasses. *Earth Planet Sci Lett.* 126:75-90.
- Brauer, A., Endres, C., & Negendank, J. F. (1999). Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary International*. 61: 17-25.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Niedermann, S., Strauch, G. (2013). Indications for the existence of different magmatic reservoirs beneath the Eifel area (Germany). A multi-isotope (C, N, He, Ne, Ar) approach. *Chemical Geology* 356, 193-208, 10.1016/j.chemgeo.2013.08.013.
- DEKORP Research Group (1991). Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. *Geophysical Journal International*, 106(1), 203-227.
- Harms, E., Gardner, J.E., Schmincke, H.U. (2004). Phase equilibria of the Lower Laacher See Tephra (East Eifel, Germany): constraints on pre-eruptive storage conditions of a phonolitic magma reservoir. *J Volcanol Geotherm Res* 134:135-148.
- Hensch, M., Dahm, T., Ritter, J., Heimann, S., Schmidt, B., Stange, S., Lehmann, K. (2019). Deep low-frequency earthquakes reveal ongoing magmatic recharge beneath Laacher See Volcano (Eifel, Germany). *Geophysical Journal International*, 216, 2025–2036, <https://doi.org/10.1093/gji/ggy532>
- Langmann, B., Folch, A., Hensch, M., Matthias, V., (2012). Volcanic Ash over Europe during the eruption of Eyjafjallajökull on Iceland, April-May 2010, *Atmospheric Environment*, 48, 1-8.
- Leder, J., Wenzel, F., Daniell, J. E., & Gottschämmer, E., (2017). Loss of residential buildings in the event of a re-awakening of the Laacher See Volcano (Germany), *J. Volc. Geoth. Res.*, 337, 111–123.
- Mechie, J., Prodehl, C. & Fuchs, K. (1983). The long-range seismic refraction experiment in the Rhenish Massif. In Fuchs, K., von Gehlen, K., Mälzer, H., Murawski, H. & Semmel, A. (eds), *Plateau uplift, the Rhenish shield - a case history*. Springer-Verlag, Berlin, 260-275.
- Mengel, K., Sachs, P., Stosch, H.-G., Wörner, G., Loock, G. (1991). Crustal xenoliths from Cenozoic volcanic field of West Germany: Implications for structure and composition of the continental crust. *Tectonophysics* 195: 271-289.
- Mertes H., Schmincke H.U. (1985). Mafic lavas of the West Eifel volcanic field I: Major and trace elements. *Contrib Mineral Petrol* 89: 330-345.
- Park C., Schmincke H.U. (1997). Lake formation and catastrophic dam burst during the Late Pleistocene Laacher See Eruption (Germany). *Naturwissenschaften* 84: 521-525

- Ritter, J.R.R., Jordan, M., Christensen, U. R., Achauer, U. A., (2001). A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany, *Earth and Planet. Science Letters*, 186, 7–14.
- Ritter, J.R.R. (2007). The seismic signature of the Eifel plume, In: Ritter, J.R.R. and Christensen, U.R. (eds.), *Mantle Plumes - A Multidisciplinary Approach*, Springer Verlag, Heidelberg, 379-404.
- Rout, S.S.; Wörner, G. (2018). Zoning and exsolution in alkali feldspars from the Laacher See volcano (Western Germany): constraints on temperature history prior to eruption. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173:95, <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1522-x>
- Schmincke, H.-U. (2009). *Vulkane der Eifel, Aufbau, Entstehung und heutige Bedeutung*. Springer Verlag Heidelberg. ISBN 978-3-8274-2367-2
- Schmincke, H.-U., Park, C., Harms, E. (1999). Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. *Quaternary International* 61, 61-72.
- Schmitt, A. K. (2006). Laacher See revisited: High-spatial-resolution zircon dating indicates rapid formation of a zoned magma chamber. *Geology* 34, 597-600.
- Schmitt A.K., Wetzel F., Cooper K.M., Zou H.B., Wörner G. (2010). Magmatic longevity of Laacher See Volcano (Eifel, Germany) indicated by intrusive carbonatites. *J Pet* 50: 1053-1085.
- Van den Boogard, P. und Schmincke, H.U. (1988). Aschenlagen als quartäre Zeitmarken in Mitteleuropa. *Die Geowissenschaften* 3, 75-84.
- Wetzel F., Schmitt A.K., Kronz A., Wörner G. (2010). In situ U-Th disequilibrium dating of pyrochlore at sub-millennial precision. *Am Min* 95:1353-1356.
- Wörner G., H. Staudigel, A. Zindler (1985). Isotopic constraints on open system evolution of the Laacher See magma chamber (Eifel, West Germany). *Earth Planet Sci Lett* 75: 37-49
- Wörner G., Schmincke H.U. (1984a). Mineralogical and chemical zonation of the Laacher See sequence (East Eifel, Germany). *J Petrol* 25:805-835.
- Wörner G., Schmincke H.U. (1984b). Petrogenesis of the zoned Laacher See tephra sequence. *J Petrol* 25:836-851.
- Wörner G., Wright T.L. (1984). Evidence for magma mixing within the Laacher See magma chamber (East Eifel, Germany). *J Volcanol Geotherm Res* 22:301-327.
- Wörner G., Beusen J.M., Duchateau N., Gijbels R., Schmincke H.U. (1983). Trace element abundances and mineral/melt distribution coefficients in phonolites from the Laacher See volcano. *Contrib Mineral Petrol* 84:152-173.
- Wörner, G., H.-U. Schmincke, W. Schreyer (1982): Crustal xenoliths from the Quaternary Wehr volcano (East Eifel). *Neues Jahrbuch für Mineralogie/ Abhandlungen*. 144.29-55.
- Zolitschka, B., Negendank, J., Lottermoser, B. (1995). Sedimentological proof and dating of the Early Holocene volcanic eruption of Ulmener Maar (Vulkaneifel, Germany). *Geologische Rundschau* 84(1):213-219

Glossar:

Bims: poröses, glasiges Vulkangestein. Entsteht bei der Eruption und Druckentlastung von gasreichen, differenzierten Magmen

DEKORP: Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm

DLF Erdbeben: niederfrequente Erdbeben in Unterkruste und dem oberen Mantel, die mit der Bewegung magmatischer Fluide in Verbindung stehen

Diffusionsgradient: Chemisch unterschiedliche Zonen in einem Kristall, die durch eine Grenzfläche getrennt sind, werden sich mit der Zeit und in Abhängigkeit der Temperatur durch Diffusion angleichen. Dabei entsteht ein typischer Gradient der chemischen Zusammensetzung über die ursprüngliche Grenzfläche. Sind Temperatur und die Diffusionsgeschwindigkeit bestimmt, so kann der gemessene Konzentrationsgradient zur Abschätzung der Diffusionszeit genutzt werden.

Eruption (explosiv, plinianisch): Explosive Eruptionen treten insbesondere in gasreichen, oft zähflüssigen Magmen auf. Bei einer "plinianischen" Eruptionssäule steigen Asche-reiche Explosionswolken hoch in die Atmosphäre auf.

Gas (vulkanische): Gase, die unter Druck im Magma gelöst sind, entweichen bei Druckentlastung und Eruption. Beispiele sind Wasser (H₂O), Kohlendioxid (CO₂), Schwefelwasserstoff (H₂S) und Schwefeldioxid (SO₂)

Gestein (duktile, spröde, hybrid): (Vulkanisches) Gestein kann zähflüssig und weich (duktile), fest und spröde oder zwischenliegende Eigenschaften haben, welche von den Zustandsbedingungen Temperatur und Druck, sowie der mineralischen Zusammensetzung abhängen

Intrusion (basanitisch): Eindringen von Magma in Festgestein, bzw. nach Erkalten in der Kruste gebildete magmatische Gesteine. Basanitische Magmen sind undifferenziert und haben eine primäre chemische Signatur von Schmelzen, die im Erdmantel entstanden sind.

Isotope (z.B. ³He/⁴He Signaturen): Atomarten ungleicher Masse, die gleiche Zahl an Protonen aber unterschiedlich viele Neutronen enthalten. Isotopenverhältnisse in Gesteinen und Gasen dienen als Hinweise auf Herkunft, Entwicklung und Entstehungsverhältnisse von Magmen und Gasen. Ein hohes Verhältnis von Helium-3 zu Helium-4 Isotopen dient z.B. als Indikator für Gase, die im Zuge von Magmenbildung aus dem oberen Erdmantel aufsteigen.

Kristallisation (fraktioniert): Kristallisation bezeichnet die Bildung von Kristallen aus Schmelzen wobei kristalline Gesteine entstehen. Bei fraktionierter K. entstehen aus primären Magmen (z.B. basanitisch) bei der Abkühlung Rest-Magmen von unterschiedlicher (differenzierter) Zusammensetzung. Differenzierte Magmen sind generell reicher an gelösten Gasen und können explosiver eruptieren.

Kumulate sind erstarrte aus einem Magma gebildete und z.B. durch Absinken akkumulierte kristall-reiche Gesteine.

Maar: Trichterförmige Mulde / Krater, welche durch eine explosive Eruption in die Oberfläche gesprengt wurde

Magma: Silikatschmelze, in der Regel durch teilweise Aufschmelzung im oberen Erdmantel gebildet (Primärmagma, z.B. Basanit). Magmen können durch fraktionierte Kristallisation ihre Zusammensetzung verändern. Differenzierte Restmagmen (z.B. Phonolith) sind gasreich und potentiell explosiv.

Magnetik-Hoch: Starke positive Anomalie der magnetischen Feldintensität

Mantelplume: Bereich erhöhter Temperatur im oberen Mantel, der mit einem Aufstieg von Material verbunden ist

Megakristalle: Große Kristalle, welche in einem Magmareservoir über ausreichend lange Zeiträume gewachsen sind

MOHO: Kruste-Mantel Grenze (von Mohorovičić-Diskontinuität)

Kontaktmetamorphe Xenolithe: Einschlüsse älterer Nebengesteinsfragmente in einem Vulkanit, die durch die heiße Schmelze verändert wurden

Schmelzen: aufgeschmolzenes Gestein, siehe Magma

Schlackenkegel: konisch geformte Vulkanbauten welche aus ausgeworfenen magmatischen Locker-Produkten (Tephra) bestehen, oft basaltischer Zusammensetzung.

Seismische Geschwindigkeit: (Ausbreitungs-)Geschwindigkeit elastischer (Erdbeben-) Wellen

Tephra-Ablagerung: Ablagerung fragmentierter vulkanischer Auswurfprodukte

U-Th Datierung: Spezielle Form der radiometrischen Alterdatierung auf Basis des Zerfalls von Zwischenstufen des radioaktiven Zerfalls von Uranatomen (zu Thorium) in kristallinen Gesteinen. Erlaubt, z.B. an Zirkonen die Datierung der Kristallisation über Zeiträume von wenigen 10.000 Jahren. Nicht zu verwechseln mit der Uran-Blei Datierung, die ebenfalls häufig an dem Mineral Zirkon durchgeführt wird, aber auf Datierungen zielt in Zeiträumen von vielen Millionen von Jahren.

Underplating: Ansammlung von aus dem Erdmantel aufsteigenden Schmelzen an der Kruste-Mantel-Grenze. Führt zur Akkumulation von mafischen Intrusionsgesteinen in der Unterkruste

Vulkanzentren: Ausbruchspunkte von vulkanischen Eruptionen

Zonierte Feldspäte: Feldspat-Kristalle, die in Magmen bei der Abkühlung wachsen und als Folge wechselnder Bedingungen im Magmareservoir chemisch unterschiedliche Wachstumszonen aufweisen.