

Standortauswahl

9S2018090000

Möglichkeiten der Prognose
zukünftiger vulkanischer
Aktivität in Deutschland



Kurzbericht

Hannover, Juni 2019

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE
HANNOVER

Standortauswahl

Prognose von Vulkanismus in Deutschland

Möglichkeiten der Prognose zukünftiger vulkanischer Aktivität in
Deutschland

Kurzbericht

Autor: May, Franz, Dr.

Auftraggeber: BGE

Auftragsnummer: S92018090000

Geschäftszeichen: B3.1/B50161-09/2019-0007/002

Datum: 30.06.2019

Im Auftrag:

gez. G. Enste

Direktor und Professor G. Enste

Abteilungsleitung B3 und Projektleitung Endlagerung

Inhaltsverzeichnis	Seite
Verkürzte Zusammenfassung.....	5
Abstract.....	6
Einleitung und Veranlassung.....	7
1 Kommentare zum Vorschlag von Prof. Dr. Gerhard Jentzsch für die AG Kriterienentwicklung des AkEnd (K MAT 12-14).....	8
1.1 Vorgeschlagenes Vorgehen 2001.....	8
1.2 Beispiele zu Festlegung eines allgemeinen Radius in der Eifel und in der Oberpfalz.....	9
1.3 Diskussion des Vorschlags.....	9
1.3.1 Allgemeine Anmerkungen.....	9
1.3.2 Anmerkungen zu den Fallbeispielen.....	12
1.4 Empfehlungen.....	14
1.5 Ergänzende Kommentare zum Gutachten Vulkanische Gefährdung in Sachsen.....	14
2 Geodynamische Prozesse.....	16
2.1 Plumes.....	16
2.2 Plattentektonik.....	19
2.3 Diskussion.....	20
3 Mögliche Indikatoren zukünftig zu erwartender vulkanischer Aktivität.....	22
3.1 Geodynamische Indikatoren.....	22
3.1.1 Teleseismische Laufzeitanomalien im Erdmantel.....	22
3.1.2 Tiefe Niedrigfrequente Erdbeben.....	24
3.1.3 Schwarmbeben.....	25
3.1.4 Vulkano-tektonische Störungen.....	25
3.1.5 Wärmestromdichte.....	26
3.1.6 Extensives Spannungsfeld.....	27
3.1.7 Neotektonische Aktivität.....	28
3.1.8 Schwereanomalien.....	28
3.1.9 Geoid.....	29
3.1.10 Magnetfeldanomalien.....	29
3.1.11 Tiefenseismische Strukturen.....	29
3.1.12 Langfristige Hebung.....	30
3.1.13 Elektrische Leitfähigkeit.....	31
3.1.14 Ergebnisse von numerischen Simulationen der Mantelkonvektion.....	31
3.1.15 Ergebnisse numerischer Simulationen der Lithosphärendynamik.....	32

	Seite
3.2	Geologische, petrologische und geochemische Indikatoren..... 32
3.2.1	Verbreitung känozoischer Vulkanfelder..... 33
3.2.2	Isolierte känozoische und kretazische Vulkane..... 34
3.2.3	Mantelxenolithe..... 35
3.2.4	Krustenxenolithe..... 36
3.2.5	Phänokristalle..... 36
3.2.6	Gesteinschemismus..... 37
3.2.7	Thermalwässer..... 38
3.2.8	Geochronologische Daten..... 38
3.2.9	Mofetten, Säuerlinge..... 39
3.2.10	Gas- und Isotopengeochemische Analysen von Mantelfluiden..... 42
3.2.11	Ergebnisse petrologischer Experimente..... 42
3.2.12	Numerische Modelle zur Genese und Differenziation von Magmen..... 43
4	Möglichkeiten und Grenzen der Prognose vulkanischer Aktivität in Deutschland..... 44
5	Vorschlag zur Erarbeitung von Aktivitätsprognosen..... 47
5.1	Definition der Indikatoren..... 47
5.2	Synopsis der Indikatoren..... 48
5.2.1	Gewichtung von Indikatoren..... 48
5.2.1.1	Individuelle Gewichtung..... 49
5.2.1.2	Gewichtung nach Kausalitäten..... 49
5.2.1.3	Gewichtung von Koinzidenzen..... 49
5.2.1.4	Lokale Informationen..... 49
5.2.2	Umgang mit Datenlücken..... 50
5.2.3	Umgang mit Ungewissheiten..... 50
5.2.4	Kombination der Indikatoren zu einem Index..... 51
5.2.5	Festlegung von Grenzwerten für Erwartungsgruppen..... 52
5.3	Ausdehnung von Erwartungsgebieten..... 54
5.3.1	Räumliche Verbreitung der Erwartungsgruppen..... 54
5.3.2	Reichweite endlagerrelevanter Auswirkungen von Ausbruchsszenarien..... 59
5.3.3	Lokale Einflüsse auf Auswirkungen in Standortregionen..... 59
5.4	Definitionen der in Kapitel 5 benutzten Begriffe..... 60
5.4.1	Indikator..... 60
5.4.2	Parameter..... 60
5.4.3	Grenzwert..... 60
5.4.4	Wertungsgruppe..... 60
5.4.5	Gewichtungsfaktor..... 60

	Seite
5.4.6 Ungewissheitsfaktor.....	60
5.4.7 Index.....	60
5.4.8 Indexwert.....	61
5.4.9 Erwartungsgruppe.....	61
5.4.10 Erwartungsgebiet	61
6 Fazit.....	62
Literaturverzeichnis.....	64
Tabellenverzeichnis.....	86
Abbildungsverzeichnis.....	87

Gesamtblattzahl: 87

Verkürzte Zusammenfassung

Autor:	May, Franz, Dr.
Titel:	Möglichkeiten der Prognose zukünftiger vulkanischer Aktivität in Deutschland
Schlagwörter:	Ausschlusskriterium, Geodynamik, Indikatoren, Magmatismus, Prognose, Vulkanismus

Gemäß Standortauswahlgesetz (StandAG) sind Standorte, an denen vulkanische Aktivität in der nächsten Million Jahre erwartet wird, für unterirdische Lagerung hochradioaktiver Abfälle ungeeignet. Frühere Vorschläge zur Bestimmung von Ausschlussgebieten mit zu erwartender vulkanischer Aktivität werden in diesem Bericht überprüft. Der aktuelle Stand der Forschung zum känozoischen Magmatismus in Mitteleuropa wird kurz dargestellt. Geologische, geophysikalische und petrologische Indikatoren für zukünftige vulkanische Aktivität werden aufgelistet und deren Relevanz für Prognosen diskutiert. Darauf aufbauend wird ein Vorschlag für ein mögliches Vorgehen zur Entwicklung eines Index für die Erwartung zukünftiger vulkanischer Aktivität gemacht. Ein halbqualitativer Index ermöglicht die räumliche Differenzierung von Erwartungsgebieten für zukünftigen Vulkanismus. Bei der Anwendung dieser Indikatoren können und sollten Ungewissheiten und die Datendichte berücksichtigt werden. Die mögliche Ausdehnung von Erwartungsgebieten wird am Beispiel weniger vermutlich relevanter Indikatoren diskutiert. Vorschläge für die Gewichtung und Einbeziehung aller Indikatoren in den Index werden in einem Forschungsprojekt der BGR erarbeitet.

Abstract

Author: May, Franz, Dr.

Title: Possibility of prediction of volcanic activity
in Germany

Keywords: exclusion criteria, Geodynamics, Indicators,
Magmatism, Prediction, Volcanism

According to the German Standortauswahlgesetz (StandAG), negative impacts of volcanic activity on repositories for the permanent containment of high-level radioactive waste have to be excluded for one million years. Former proposals for the delineation of exclusion areas are revisited and commented in this report. The current state of knowledge about the Cenozoic magmatism in Central Europe is briefly summarized. Geological, geophysical and petrological indicators for possible future volcanic activity are listed and their relevance for predictions are discussed. Based on this, a proposal for the development of an index of future volcanic activity is made. A semi-quantitative index facilitates the spatial differentiation of areas of expectation for future volcanic activity. Uncertainties and density of data can and should be taken into account when applying the indicators. The possible extent of areas of expectation for future volcanism is discussed on an example, based on a few probably relevant indicators. Proposals for inclusion and weighting of all indicators in one index are elaborated in a research project at the Federal Institute for Geosciences and natural Resources (BGR).

Einleitung und Veranlassung

Hochradioaktive Abfälle müssen langfristig sicher im Untergrund gelagert werden. Die Sicherheitsanforderungen der Kommission „Lagerung hoch radioaktiver Abfallstoffe“ (2016) und das Standortauswahlgesetz sehen einem Schutzzeitraum von einer Million Jahre vor. Für diesen Zeitraum sind geologische Prozesse auszuschließen, die mögliche Endlagerstandorte beeinträchtigen und zu einer Freisetzung von Radionukliden in die Biosphäre führen könnten. Solche Prozesse schließen die Eignung von Standorten für die Endlagerung aus. Nach § 22, Absatz 2, Nummer 5 Standortauswahlgesetz (StandAG 2017) sind Gebiete mit quartärem Vulkanismus oder zukünftig zu erwartender vulkanischer Aktivität als Endlagerstandort ungeeignet. Während die Verbreitung der quartären Vulkanite in Deutschland sehr gut bekannt und kartiert ist, ist die Prognose zukünftiger vulkanischer Aktivität schwierig. Es gibt keine allgemein etablierte wissenschaftliche Methode für Prognosen vulkanischer Aktivität über den Nachweiszeitraum von einer Million Jahre.

Am 22.10.2018 übertrug die Bundesgesellschaft für Endlagerung (BGE) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) das Arbeitspaket 9S2018090000 „Prognose von Vulkanismus in Deutschland.“ In einem kurzen Bericht sollen bisherige Vorschläge zur Prognose von Vulkanismus, insbesondere von JENTZSCH (2001), überprüft werden, eine Übersicht über vorhandene Daten zum Vulkanismus in Deutschland, den Stand der wissenschaftlichen Forschung über Beziehungen des Vulkanismus zu anderen geodynamischen Phänomenen und Prozessen sowie die Kenntnis der Kausalzusammenhänge zwischen diesen gegeben werden. Ferner sollen Vorschläge für Indikatoren zukünftiger vulkanischer Aktivität sowie zur Kategorisierung einer Prognose des zukünftig möglichen Vulkanismus in Deutschland gemacht und gegebenenfalls dafür zusätzlich zu erhebende Daten vorgeschlagen werden. In diesem Bericht liegt der Fokus weniger auf der Definition der Ausschlussgebiete mit quartärem Vulkanismus, als auf der Problematik der Prognose zukünftiger vulkanischer Aktivität, ausgehend von den Kenntnissen zum Magmatismus und Vulkanismus der Vergangenheit. In der kurzen Bearbeitungszeit konnten viele Themen der komplexen interdisziplinär zu bearbeitenden Thematik in dem gewünscht kurz gehaltenen Bericht nur knapp beschrieben werden.

1 **Kommentare zum Vorschlag von Prof. Dr. Gerhard Jentzsch für die AG Kriterienentwicklung des AkEnd (K MAT 12-14)**

Prof. Jentzsch entwickelte 2001 im Auftrag der AG Kriterienentwicklung des AkEnd Vorschläge zur „Entwicklung eines Kriteriums zum Ausschluss von Gebieten für die weitere Untersuchung hinsichtlich der Eignung als Standort eines Endlagers für radioaktive Abfälle“. Der Bericht beruht auf dem Stand der Forschung bis zum Jahr 2000. Die damals renommierten Wissenschaftler, die sich mit dem Vulkanismus in Deutschland beschäftigten, wurden für die Entwicklung des Vorschlags befragt. Seither sind zusätzliche Daten, verbesserte wissenschaftliche Methoden und neue Konzepte zum Intraplattenvulkanismus bekannt geworden (Zitate in Kap. 2 und 3). Somit hat sich der Stand der Wissenschaft weiterentwickelt, der bei Sicherheitsuntersuchungen im Zuge der Standortauswahl nach StandAG, § 27 zu berücksichtigen ist. Die folgenden Ausführungen und Kommentare sollen die damalige Sichtweise wiedergeben und Hinweise zur möglichen Weiterentwicklung der damaligen Vorschläge der Arbeitsgruppe Kriterienentwicklung geben.

1.1 **Vorgeschlagenes Vorgehen 2001**

JENTZSCH (2001) schlägt ein Vorgehen in drei Schritten vor. Zunächst wird für Gebiete mit quartärem Vulkanismus die mögliche Gefährdung identifiziert. Dabei werden unterschiedliche Indikatoren und Ausbruchsszenarien und die Größe potenziell betroffener Gebiete zugrunde gelegt.

In einem zweiten Schritt erfolgt dann die „Festlegung eines allgemeinen Radius“. Damit werden Gebiete zukünftig erwarteter vulkanischer Aktivität ausgehalten, einschließlich eines Sicherheitsabstands. Der zweite Schritt des Vorschlags von JENTZSCH (2001) entspricht am Ehesten dem, was im Rahmen der Auswahl von Teilgebieten und Standortregionen gemäß StandAG vorgesehen ist.

In einem dritten Schritt soll für mögliche Endlagerstandorte in der Nähe dieser abgegrenzten Gebiete die Berücksichtigung lokaler Faktoren erfolgen, die zu zusätzlichen Gefährdungen führen können.

1.2 Beispiele zu Festlegung eines allgemeinen Radius in der Eifel und in der Oberpfalz

Für die quartären Vulkanfelder in der Eifel und in der Oberpfalz wurde exemplarisch aufgezeigt, wie das Kriterium angewandt werden könnte, um Ausschlussgebiete festzulegen. Jentzsch betont aber, dass die Diskussion der Beispiele die spätere Anwendung dieses Kriteriums nicht vorwegnehmen soll (JENTZSCH 2001, Kap. 1.1).

In der Eifel, mit vielen bekannten Ausbruchstellen quartärer Vulkane, hat Jentzsch exemplarisch einen Sicherheitsabstand von 10 km zu bekannten Ausbruchstellen angenommen. Er verweist in der Zusammenfassung (JENTZSCH 2001, Kap. 0) aber darauf, dass dieser Radius im Lichte neuer Erkenntnisse oder anderer Wertungen modifiziert werden kann. Diese Distanz wurde später von BRÄUER & JENTZSCH (2005) übernommen und als Vorschlag für einen Sicherheitsabstand um potenziell gefährdete Gebiete vorgeschlagen. Dem von dieser Linie um die bekannten Ausbruchstellen umschlossenen Gebiet hat er eine Wahrscheinlichkeit eines Ausbruchs innerhalb der kommenden eine Million Jahre von 100 % zugewiesen.

In der Oberpfalz, an der deutsch-tschechischen Grenze, sind nur wenige Ausbruchstellen bekannt. In der Region gibt es aber Schwarmbeben und CO₂-Austritte mit Isotopensignaturen, die eine Herkunft aus dem Erdmantel anzeigen. Aufgrund der naheliegenden Zusammenhänge zwischen Mantelentgasung und Magmatismus sowie der Zusammenhänge zwischen Mofetten, Säuerlingen und Störungszonen, die auch als Aufstiegswege für Mantelfluide einschließlich Magmen dienen könnten, wurde die Verbreitung dieser Indikatoren zur Umgrenzung eines Gebietes herangezogen. Jentzsch schrieb: „Um die genannten Bereiche der Gas-Aushauchungen wird eine Linie in einem passenden Abstand gezogen, die entsprechend den möglichen Auswirkungen bei ca. 10 km liegen sollte.“ Eine Korrelation der Ausbruchswahrscheinlichkeit mit der Heliumisotopie wird dort postuliert. Für dieses Gebiet erwartet er eine Ausbruchswahrscheinlichkeit von 50 % in der kommenden Million Jahre.

1.3 Diskussion des Vorschlags

1.3.1 Allgemeine Anmerkungen

Das nun im StandAG festgelegte Vorgehen bei der Endlagersuche soll eine wissenschaftsbasierte und transparente Standortauswahl sicherstellen. Wissenschaftlichen Arbeitsweisen entsprechend sollten alle Regionen unvoreingenommen, ergebnisoffen und gleichberechtigt in einem nachvollziehbaren Verfahren betrachtet werden, um die Wahl eines bestmöglichen Standorts zu ermöglichen.

Da für die beiden Beispiele der quartären Vulkanfelder unterschiedliche Indikatoren zur Festlegung eines allgemeinen Radius angewendet wurden, ist eine gleichberechtigte Behandlung der beiden Regionen im Sinne einer unvoreingenommenen Standortauswahl nicht gegeben. Zur Berücksichtigung dieser Unterschiede wurden den Gebieten möglicherweise verschiedene Wahrscheinlichkeiten für zukünftigen Vulkanismus zugeordnet.

Die in der Oberpfalz angewandten Indikatoren beinhalten auch das Ausschlusskriterium „Aktive Störungszonen“. Aktive Störungszonen, Schwarmbeben und Mofetten mit Mantel-signaturen in der Kohlenstoff- und Heliumisotopie der Quellgase, die dort zur Begrenzung eines möglichen Ausschlussgebietes herangezogen wurden, gibt es auch in der Eifel und in anderen Gebieten Deutschlands, wo diese Indikatoren aber nicht für die Begrenzung von Ausschlussgebieten herangezogen wurden.

In der Eifel setzt die Vorgehensweise voraus, dass das in Zukunft von Vulkanausbrüchen betroffene Gebiet identisch ist mit jenem in der erdgeschichtlichen Vergangenheit. Verlagerungen der vulkanischen Aktivität innerhalb der Vulkanfelder während des Quartärs zeigen aber an, dass nicht von einem ortsfesten Vulkanismus auszugehen ist. Diese Problematik, dass der Vulkanismus kein stochastischer Prozess ist, wird durchaus von JENTZSCH (2001, Kap. 2.2) erkannt, er bietet aber keinen Vorschlag zu der Berücksichtigung dieser Entwicklung bei der Kartierung der Erwartungsgebiete an. Im Gegenteil begründet er die Grenzziehung in der Eifel damit, dass durch die hohe Anzahl der Vulkane auch die Orte des möglichen Wiederauflebens des Vulkanismus bekannt sind (JENTZSCH 2001, S. 31).

Die Aktivität des Vulkanismus hielt in den einzelnen tertiären Vulkanfeldern Deutschlands über etwa fünf bis dreißig Millionen Jahre an, wobei die Zeiten intensiverer Aktivität durchschnittlich etwa fünf (zwei bis elf) Millionen Jahre dauerten (Kap. 3.2.8, HOFBAUER 2016). Demgegenüber erscheint die Beschränkung des Ausschlusskriteriums im StandAG auf das Quartär eher willkürlich und zu kurz. Das Verständnis der räumlichen, zeitlichen und stofflichen Variabilität des känozoischen Magmatismus erfordert die Betrachtung längerer Zeiträume, die den zugrunde liegenden, langsamen Prozessen entsprechen. Nach JENTZSCH (2001, Kap. 1.1) kann sein vorgeschlagenes Kriterium im Prinzip ebenso auf den tertiären Vulkanismus angewandt werden. Er stellt in seinem Bericht (JENTZSCH 2001, Kap. 1.2) zudem fest: „Prinzipiell müsste man auch mit der Möglichkeit des Wiederauflebens des tertiären Vulkanismus (bis ca. 65 Ma) rechnen“. Jedoch hätte die AG Kriterienentwicklung wegen der Ungewissheiten diesbezüglicher Prognosen beschlossen, „den tertiären Vulkanismus zumindest zunächst außer acht zu lassen“. In der Zusammenfassung (JENTZSCH 2001, Kap. 0) wird jedoch festgestellt, dass für die Anwendung des Kriteriums ohnehin nur die Eifel und NW Böhmen/Vogtland in Frage kommen. Diese Beschränkung des känozoischen Vulkanismus auf das Quartär entspricht nicht dem Zweck des StandAG, einer dem Stand der Wissenschaft entsprechenden wissenschaftsbasierten Vorgehensweise.

Es werden pauschale Angaben zu Wahrscheinlichkeiten vulkanischer Aktivität gemacht, die in den beiden Karten zu den Fallbeispielen gar quantifiziert werden, aber auch zur Möglichkeit eines direkten Durchschlagens eines Endlagers durch aufsteigendes Magma (JENTZSCH 2001, Kap. 3.1: „äußerst unwahrscheinlich“, Kap. 7: „wenig wahrscheinlich“), ohne diese Angaben wissenschaftlich zu begründen. Jentzsch beruft sich im Fall der Eifel auf die Einschätzung der befragten Experten (JENTZSCH 2001, Kap. 5.1.2) und auf einen statistischen Mittelwert von einer Eruption pro 2.300 a in der Westeifel. Diese durchaus plausibel erscheinende Argumentation widerspricht aber seiner Feststellung, dass der Vulkanismus wegen der beobachteten Pausen zwischen den Schwerpunkten der Aktivität und ihrer räumlichen Verlagerung kein stochastischer Prozess ist. Hinzu kommen widersprüchliche Vermutungen und Erwartungen über die nähere Zukunft der Aktivität und mögliche Vorläufer-Phänomene in der Osteifel (s. 1.3.2). Für die Oberpfalz stützt sich die Angabe einer Wahrscheinlichkeit auf die Wiederholungsrate, die aus den beiden einzigen damals bekannten und nur schlecht datierten, Vulkanen Eisen- und Kammerbühl abgeleitet wurde, wobei der Autor korrekterweise selbst auf die Einschränkungen dieser Statistik hinweist (JENTZSCH 2001, Kap. 5.2.2). Diese Abschätzung von Wahrscheinlichkeiten werden gemacht, obwohl in dem Bericht an anderer Stelle festgestellt wird: „Die Annahme, dass Trends in vulkanischen Prozessen stationär in Zeit und Raum sind, ist aber angesichts der möglichen räumlichen, zeitlichen und kompositionellen Sprünge in der vulkanologischen und petrologischen Entwicklung von Vulkanfeldern nicht möglich“ (JENTZSCH 2001, Kap. 2.2). Diese Aussagen entsprechen daher nicht dem durch das StandAG geforderten, wissenschaftsbasierten Verfahren.

Kausale Begründungen fehlen auch an anderen Stellen der Argumentation. Teilweise beruht diese wohl auf den nicht im Einzelnen wiedergegebenen Vorstellungen der Experten. Außerdem werden Koinzidenzen genutzt, um Aussagen zu belegen, wo zumindest plausible Begründungen für Zusammenhänge gegeben werden sollten. Beispielsweise wird der Mantelheliumgehalt als Indikator für die Ausbruchswahrscheinlichkeit in der Region Oberpfalz-Egerbecken-Vogtland angesehen (JENTZSCH 2001, S. 31). Hohe R/R_A -Werte (Quotient des gemessenen Helium-Isotopenverhältnisses R zum Verhältnis der Heliumisotope $^3\text{He}/^4\text{He}$ in der Atmosphäre R_A) zeigen eine geringe Beimischung von Helium aus der Erdkruste zu Helium, das aus dem Erdmantel aufsteigt, an. Helium erreicht in einer CO_2 -reichen Fluidphase die Erdoberfläche. Welche Anteile des Weges aus dem Erdmantel das Edelgas aber in silikatischen oder karbonatitischen Schmelzen, oder in CO_2 -reichen Fluiden zurückgelegt hat, ist damit nicht gesagt und auch nicht, dass die dichten und viskosen Magmen ebenso wie die CO_2 -Phase die Erdoberfläche erreichen können. Das bedeutet, dass es Ungewissheiten über die Kausalzusammenhänge zwischen dem Auftreten von CO_2 und der Heliumisotopie und keine zwangsläufige Korrelation zwischen beide und der Wahrscheinlichkeit zukünftiger vulkanischer Aktivität gibt. Nach neueren

Untersuchungen scheinen Vulkanausbrüche eher die Ausnahme beim Magmatismus im westlichen Egergraben zu sein, da sich das basische Magma eher an der Basis der Erdkruste angesammelt zu haben scheint (HRUBCOVÁ et al. 2017).

1.3.2 Anmerkungen zu den Fallbeispielen

In den beiden Karten (JENTZSCH 2001, Abb. 8 und 9) ist jeweils eine Linie für eine Wahrscheinlichkeit eingezeichnet. Eine weitere Differenzierung oder Abstufung erfolgt nicht. So ist nicht klar, wie die Wahrscheinlichkeit außerhalb des von der 100%-Linie umgrenzten Gebietes der Eifel aussieht. Wie weit reicht dort das Gebiet mit > 50 % Wahrscheinlichkeit? Müsste es nicht auch so wie das in der Oberpfalz und im Vogtland mit einer 50%-Linie umgrenzte Gebiet behandelt und kartiert werden?

In den für Langzeitsicherheitsbetrachtungen bindenden Sicherheitsanforderungen (BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT 2010) wird eine Entwicklung mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit von mindestens 10 % der Klasse der „Wahrscheinlichen Entwicklungen“ zugeordnet. Auch im StandAG wird im § 26 Bezug zu Sicherheitsanforderungen genommen. Derzeit werden sie vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit für die Anwendung im StandAG überarbeitet. Daher ist anzunehmen, dass für die kommende Standortauswahl auch wieder – zumindest ähnliche – Wahrscheinlichkeitsklassen herangezogen werden. Eine Übertragung der Liniendarstellung aus JENTZSCH (2001) auf die in BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (2010) genannten Eintrittswahrscheinlichkeiten ist nicht machbar, da eine Betrachtung, die sich mit einer 10 %-Grenze auseinandersetzt nicht erfolgte.

Die in JENTZSCH (2001) genannten Wahrscheinlichkeiten werden in der Studie nicht quantifiziert. Sie beschreiben lediglich verbal die Meinung der befragten Experten, die mitunter widersprüchlich sind, oder sich auf unterschiedliche, nicht quantifizierte Zeiträume beziehen. Einige Beispiele:

- „[...] ist eine erneute Eruption des [...] Laacher-See-Vulkans nicht unwahrscheinlich (JENTZSCH 2001, S. 18),
- „[...] über dessen mögliche weiteren Entwicklungen in der nahen Zukunft keine definitiven Aussagen gemacht werden können.“ (JENTZSCH 2001, S. 18), aber „dass in der unmittelbar bevorstehenden Zukunft (in den nächsten Jahren) vermutlich kein Vulkan in der Eifel eruptieren wird“ (JENTZSCH 2001, S. 20).

- „In der Westeifel könnten [...] größere phonolithische Vulkane ausbrechen. Viel wahrscheinlicher sind dort aber Schlackenkegel bzw. Maare“ (JENTZSCH 2001, S. 22).
- „[...] ergibt sich bei Abwägung der Altersverteilung und der Länge der verschiedenen vulkanischen Aktivitätsperioden zwingend, dass zukünftige Eruptionen in den jungen Vulkangebieten der Eifel äußerst wahrscheinlich sind.“ (JENTZSCH 2001, S. 20).

Solche Vermutungen und Aussagen lassen viel Spielraum für Interpretationen offen und bergen die Gefahr von Missverständnissen oder unbegründeten Folgerungen für die langfristige Standortsicherheit.

Als besonders wahrscheinlich bzw. gefährdet werden im Bereich Oberpfalz-Egergraben-Vogtland mehrere Bereiche genannt, die in drei Kategorien eingeteilt werden (JENTZSCH 2001, S. 24). Jedoch werden die Kategorien weder definiert, noch die Bedeutung dieser Einteilung erläutert.

Um die „Bereiche der Gas-Aushauchungen wird eine Linie in einem passenden Abstand gezogen, die [...] bei ca. 10 km liegen sollte.“ (JENTZSCH 2001, S. 32). Die in (JENTZSCH 2001, Abb. 9) eingetragenen Linien folgen diesem Abstand mehr oder weniger, enden aber im Westen (und Osten) offen, im Bereich der Fränkischen Linie. Warum der zukünftige Magmatismus an diesem Lineament enden sollte, oder warum diese große Störungszone nicht auch wie die Randstörung des Erzgebirges mit bei der Begrenzung des Gebietes einbezogen wurde, wird nicht begründet. Neuere Untersuchungen legen eine Begrenzung eines Magmenkörpers an der Krustenbasis im Bereich der Tachow-Störung nahe, entlang der die Magmen der vier bisher nachgewiesenen Vulkane (die Schlackenkegel Eisenbühl und Kammerbühl sowie die Maare von Mytina und Neualbenreuth) aufgestiegen sind (HRUBCOVÁ et al. 2017).

Die Grenzziehung um die Ausbruchsstellen des quartären Vulkanismus in der Eifel beruht auf der Abbildung 1 aus der Publikation von BÜCHEL UND MERTES (1982), die für die Osteifel auf Daten von DUDA & SCHMINCKE (1978) zurückgreift. Diese umfangreichen Publikationen beinhalten viele, aber nicht alle quartären Vulkane. Die Karte beinhaltet aber auch wenige mutmaßlich tertiäre Vulkane und das kretazische Vorkommen westlich Waldorf. Soll die Lage der Ausbruchszentren der quartären Vulkanite bei der Anwendung des Ausschlusskriteriums zur Anwendung kommen, müsste eine aktualisierte Liste der bekannten Ausbruchsstellen erstellt werden, denn einige etwas abseits gelegene Vulkane, wie der Rodderberg (südlich Bonn), an der Ahr oder die quartären Vulkane des Westerwaldes würden eine Erweiterung des von JENTZSCH (2001, Abb. 8) gezeigten Gebietes erforderlich machen. Aktuellere Übersichten über die quartären Vulkane der Eifel findet sich in SCHMINCKE (2009), MEYER (2013) oder LANGE et al. (2019).

1.4 Empfehlungen

Aus der Kritik am Vorschlag von JENTZSCH (2001) lassen sich einige Empfehlungen für die Entwicklung eines aktuellen Vorschlags zur Prognose zukünftiger vulkanischer Aktivität in Deutschland ableiten.

- Die Indikatoren sollten nicht nur auf die Vulkanfelder, sondern auf Deutschland insgesamt angewandt werden.
- Der tertiäre Vulkanismus sollte für das Verständnis der geodynamischen Prozesse als Basis für die Bewertung des quartären und für die Prognose des zukünftigen Magmatismus mit einbezogen werden.
- Die Verlagerung des quartären Vulkanismus in der Eifel sollte bei der Ausweisung zukünftiger Erwartungsgebiete berücksichtigt werden.
- Auf die Angabe von Wahrscheinlichkeiten sollte verzichtet werden. Man sollte sich auf einen semiquantitativ ermittelten Index beschränken, da „eine moderne, wissenschaftlich seriöse Gefährdungsanalyse des quartären Vulkanismus in der Osteifel nach wie vor aussteht“ (JENTZSCH 2001, Kap. 5.1.2). Eine Feststellung, die auch heute noch für den einzigen als aktiv eingestuften Vulkan Deutschlands unter dem Laacher See gilt (HENSCH 2019).

1.5 Ergänzende Kommentare zum Gutachten Vulkanische Gefährdung in Sachsen

Am 16.4.2019 übergab BGE dem AP-Leiter die Kopie des Gutachtens, das Prof. Jentzsch 2013 für das Sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie zur vulkanischen Gefährdung in Sachsen ausgearbeitet hat, mit der Bitte, zu diesem Gutachten auch in diesem Bericht Stellung zu nehmen.

Über die Betrachtungen in JENTZSCH (2001) hinaus wird im Gutachten JENTZSCH (2013) für Sachsen der tertiäre Vulkanismus mit betrachtet, da die Berücksichtigung der Gesamtlebenszeit von Vulkanfeldern zur Abschätzung der Wahrscheinlichkeit zukünftiger Ausbrüche erforderlich ist. Nur so können Wahrscheinlichkeiten angegeben werden. Jentzsch weist aber auch auf die Problematik der Extrapolation von Trends angesichts der Sprünge und Unterbrechungen in der Aktivität in den känozoischen Vulkanfeldern hin. Außerdem stellt er fest, dass sich zukünftige Ausbrüche nicht auf den Bereich der vorhandenen Förderschloten beschränken müssen. Die Erweiterung des Betrachtungszeitraums in die Vergangenheit sowie die Hinweise auf die Problematik der Angabe von Wahrscheinlichkeiten sind eine

Verbesserung gegenüber den in JENTZSCH (2001) gemachten Empfehlungen in dem Sinne, dass sie wissenschaftliche Erkenntnisse aber auch die Ungewissheiten und die Grenzen unseres Wissens stärker berücksichtigen.

Die beschränkte Kenntnis der Kausalzusammenhänge zwischen den geologischen Phänomenen in der Region am Westende des Egergrabens spiegelt sich in vagen, nicht eindeutig definierten Formulierungen der zitierten Fachliteratur wieder. Beispielsweise bezüglich der Beschaffenheit von Quellgasen: „magmatischer Aktivitätsprozess“, „verdeckte magmatische Aktivitäten“, „subvulkanische Erscheinungen von Mantelfluiden an der Oberfläche“ und „Magmensysteme im sub-Moho-Bereich“. Auch in der Übernahme von Interpretationen, wie z. B. geophysikalischer und geochemischer Anomalien, Koinzidenzen und Nachbarschaften in Argumentationsketten werden Kausalzusammenhänge vermutet oder vorausgesetzt (JENTZSCH 2013, Kap. 3.3).

Daher bleibt auch JENTZSCH (2013) nichts anderes übrig, als die Gefährdung aufgrund von Koinzidenzen und Analogien unter der Annahme plausibler Zusammenhänge und Interpretationen unterschiedlicher geologischer Daten abzuschätzen. Angesichts der mageren Datenlage erscheint die qualitative Abstufung der drei Kategorien (nicht gefährdet, potenziell gefährdet, vulkanische Gefährdung) angemessen. Die Unterscheidung der Kategorien anhand des Alters ist plausibel, die Festlegung der Grenzwerte aber nicht begründet und auch diskutierbar. JENTZSCH (2013) stuft Gebiete mit Vulkaniten, die mehr als 20 Mio. Jahre alt sind, als „nicht gefährdet“ ein, lässt aber offen, warum er diesen Schwellenwert wählt. Es ist durchaus denkbar, dass auch Gebiete mit älteren Vulkaniten zukünftig wieder aktiv werden können. Beispielsweise erfolgte das Wiederaufleben des Vulkanismus in der Hocheifel nach mehr als 24 Ma. Die Festlegung der Altersklassen bestimmt damit auch die Ausdehnung der als „potenziell gefährdet“ einzustufenden Gebiete. Die Abgrenzung des gefährdeten Gebietes (JENTZSCH 2013, Abb. 10) schließt die Verbreitung benachbarter Gebiete mit Schwarmbeben, quartären Vulkaniten und Mofetten im Bereich Vogtland, Egerbecken und Oberpfalz ein. Diese umfassende Abgrenzung des Gefährdungsgebietes erscheint aufgrund der mutmaßlichen und plausiblen Zusammenhänge zwischen den Indikatoren angebracht. Eine weitere Einengung des Bereichs ist derzeit, aufgrund des begrenzten Prozessverständnisses und der grundsätzlichen Probleme der langfristigen Prognose von Vulkanausbrüchen in Intraplatten-Vulkanfeldern, nicht sinnvoll.

2 Geodynamische Prozesse

Hebung der Mittelgebirge, Vulkanismus und die Bildung von Grabensystemen (engl. rifting) hängen räumlich und zeitlich zusammen, wie HANS CLOOS (1939) schon früh erkannte. Die Ursachen dieser Prozesse und die Zusammenhänge zwischen diesen und den resultierenden Phänomenen sind immer noch Gegenstand der Forschung, wie die beiden folgenden Zitate exemplarisch illustrieren:

- „Straightforward correlations of mantle anomalies, uplift and volcanism both in space and time are still ambiguous.“ (SCHMINCKE 2007);
- „The interrelationships between rifting and intraplate magmatism in central Europe, although subject to intense research over the past few decades, remain enigmatic.“ (PFÄNDER et al. 2018).

Dabei werden die Ursachen einerseits in der Deformation der Lithosphäre, im Zusammenhang mit der Kollision der afrikanischen mit der europäischen Platte und andererseits im vertikalen Aufstieg von Mantelgesteinen aufgrund thermisch bedingter Konvektion (engl. mantle plume) gesehen. Das Für und Wider der beiden Ansätze und die Diskussion dieser Plume-Rifting-Kontroverse (FOULGER 2010) kann hier nicht ausführlich dargestellt werden. Die Konvektion der Gesteine des Erdmantels wird jedoch allgemein als Motor der Plattentektonik und damit sowohl von Plumes als auch der Bildung von Grabensystemen als gegeben angenommen (z. B. DAVIES 1999).

2.1 *Plumes*

Teleseismische Untersuchungen zeigen Anomalien der Laufzeiten seismischer Wellen von Fernbeben, die unter anderem als Bereiche aufsteigender Mantelmaterie gedeutet werden. Im unteren Mantel sind diese Anomalien sehr langwellig, im Wesentlichen einem bipolaren Strömungsfeld entsprechend (z. B. BULL et al. 2014, Niu 2018). Am Rand dieser Anomalien häufen sich Regionen mit sogenanntem Hotspot-Vulkanismus. Im oberen Mantel sind diese Hotspots mit Anomalien geringerer Durchmesser verbunden, in denen Gesteine mit höheren Temperaturen als in ihrer Umgebung und/oder intrakristallinen Schmelzen oder Fluiden vorhanden sind. Diese Anomalien werden als Mantelplumes bezeichnet¹. Aufgrund der Aufheizung der Mantelgesteine und deren Dekompression beim Aufstieg in einem Plume kommt es zum teilweisen Aufschmelzen (wenige Volumen-%), bis ausreichend über die Korngrenzen der Gesteine vernetzte Schmelze vorhanden ist, um deren Segregation und den Aufstieg von Magmen sowie plutonische oder vulkanische

¹ Die Begriffe Plume und Hotspot werden in unterschiedlicher Weise verwendet (z.B. geodynamisch oder geochemisch) und sind nicht allgemein einheitlich definiert. Zur Unterscheidung unterschiedlicher Dimensionen werden u.a. Begriffe wie Baby-Plume oder Super-Plume verwendet.

Aktivität in der Kruste zu ermöglichen. Für einige Plumes werden größere Ausgangstiefen angenommen, teilweise bis hinunter zur Kern-Mantel-Grenze, während für andere Plumes kleinerer Durchmesser (ca. 500 km) angenommen wird, dass sich deren Konvektion auf den oberen Mantel beschränkt. Diese werden mitunter als Baby-Plumes oder Manteldiapire bezeichnet (FOULGER 2010). Die Zusammenhänge zwischen der Konvektion des unteren Mantels und Plumes im oberen Mantel sowie die Natur der als Plume bezeichneten Anomalien sind aber noch Gegenstand der Forschung. Die ausführliche Darstellung diesbezüglicher seismologischer, geochemischer, und numerischer Arbeiten geht jedoch über das Ziel dieses Berichts hinaus.

Innerhalb des nördlich und westlich der Alpen verlaufenden Gürtels von Vulkanfeldern konnten zwei seismologische Anomalien im oberen Mantel nachgewiesen werden, die als Plumes gedeutet werden. Diese befinden sich unter dem französischen Zentralmassiv und unter dem Rheinischen Massiv (RITTER & CHRISTENSEN 2007), in deren Bereich jeweils mehrere Vulkanfelder liegen. Die Anomalie der p-Wellen im Bereich des Rheinischen Massivs hat einen Durchmesser von gut 100 km (RAIKES & BONJER 1983) und verjüngt sich in der Lithosphäre in einem Bereich unter der Eifel. Daher wurde sie von RITTER et al. (2001) als Eifel-Plume bezeichnet. MEIER et al. (2016) sprechen aufgrund der größeren Ausdehnung einer Oberflächen-Wellen-Anomalie in der Asthenosphäre von der Mitteleuropäischen Asthenosphärenanomalie, deren Zentrum eher im Bereich des Vogelsberg gelegen ist (s. Kap. 3.1.1). Im Bereich dieser Anomalien liegen mehrere individuelle Vulkanfelder, deren Ausrichtung das lithosphärische Spannungsfeld widerspiegelt. Diese Vulkangebiete repräsentieren aufgrund ihrer geochemischen Eigenheiten individuelle Bereiche der Aufschmelzung von Gesteinen des lithosphärischen Mantels (WILSON & DOWNS 2006). Frühere geologische Ereignisse wie die Subduktion im Rahmen der kaledonischen, variszischen oder alpinen Orogenese können Schmelzen oder Fluide freigesetzt haben, die in den lithosphärischen Mantel eingedrungen sind und dort inkompatible Elemente angereichert haben (Mantelmetasomatose, z. B. O'CONNOR et al. 1996, HEGNER & VENNEMANN 1997, WITT-EICKSCHEN 2007), die das Aufschmelzen der Mantelgesteine begünstigen. Insgesamt muss mit einer mehrphasigen Anreicherung, aber auch Verarmung der lithosphärischen Mantelgesteine durch perkolierende Fluide und die Absonderung von Schmelzen seit 1100 Millionen Jahren, zumindest in der Eifel, gerechnet werden (STOSCH & LUGMAIR 1986). Heterogenitäten innerhalb eines Plumes (Bereiche die in unterschiedlichem Maße von vorhergehender Metasomatose betroffen waren sowie unveränderte pyrolithische Mantelgesteine), könnten die zeitliche und chemische Variation der Vulkanite erklären. Dies zeigen beispielsweise die gekoppelten petrologischen und geodynamischen Simulationen von RUMMEL et al. (2018). Deren Modell könnte zumindest diese Variationen der primitiven Magmen im Vulkanfeld der Westeifel in den vergangenen 700.000 Jahren erklären. Es wird aber ebenfalls die Reaktion asthenosphärischer Schmelzen mit einem heterogenen lithosphärischen Mantel als Prozess der Magmengenese diskutiert. Diese Möglichkeit wird

von RUMMEL et al. (2018) nicht ausgeschlossen. Die weitere Differenzierung der Magmen findet in Reservoirien im lithosphärischen Mantel und in der Kruste (DUDA & SCHMINCKE 1985, SCHMINCKE 2007) sowie durch Mischung von Magmen, die aus mehr oder weniger metasomatisch überprägten Mantelbereichen stammen (numerische Simulationen von RUMMEL et al. 2018, petrologische Ergebnisse von SHAW & WOODLAND 2012, JUNG et al. 2011) oder durch die Mischung von primitiven Mantelmagmen mit differenzierten Magmen in krustalen Magmenreservoirien (z. B. ABRATIS et al. 2015, GINIBRE et al. 2004, SHAW & WOODLAND 2012) statt.

Die Annahme von Heterogenitäten in einem größeren, langlebigeren Plume (als dem Eifel-Plume) im asthenosphärischen Mantel im Bereich der von MEIER et al. (2016) festgestellten Anomalie könnte in dieser Weise auch die zeitlichen und geochemischen Unterschiede zwischen den tertiären Vulkanfeldern zwischen der Eifel und dem Egergraben erklären. Aufgrund systematischer Änderungen der Zusammensetzung und der berechneten Temperaturen, Bildungstiefen und Aufschmelzungsgrade nehmen MEIER et al. (2016) für diese Vulkanfelder an, dass die Magmenbildung in einem einheitlichen Bereich aufsteigenden, heterogenen, vielerorts metasomatisch überprägten Mantels stattfand und stattfindet (sie vermeiden den uneinheitlich verwendeten und definierten konzeptionellen Begriff „Plume“ und eine Position in der Plume-Plate-Kontroverse). SCHMINCKE (2007) betont ebenfalls die (dreistufige) Hierarchie der Mantelanomalien vom Plume bis hin zu kleinskaligen Heterogenitäten des Mantels mit Schmelz-Domänen, die nach kleiner Magmenförderung rasch erschöpft sind. Das Band der Vulkanfelder und zugehöriger Heterogenitäten wäre durch Metasomatose im Zuge früherer Subduktionen erklärbar. Ob die Lage der beiden quartären Vulkanfelder am Rande der mitteleuropäischen Asthenosphärenanomalie (MEIER et al. 2016) mit der Dynamik eines Plumes und dessen Wechselwirkung mit der Lithosphäre erklärt werden kann, ist unbekannt. Da in nahezu allen känozoischen Vulkanfeldern Mitteleuropas Anzeichen für eine Metasomatose des lithosphärischen Mantels gefunden wurden, sind möglicherweise intergranular oder in Kluffnetzen aufsteigende wässrige, silikatische oder karbonatitische Fluide (ZINNGREBE & FOLEY 1995) Ursache für die physikalischen Anomalien (Plumes) und Auslöser von Schmelzprozessen in der Lithosphäre (WEDEPOHL et al. 1994 sowie eine mögliche Aktivierung von Schmelzdomänen im Sinne von SCHMINCKE 2007). HAASE et al. (2004) diskutieren aufgrund von Ähnlichkeiten in den Isotopenverhältnissen von Vulkaniten des Westerwaldes und der Eifel die Möglichkeit eines langlebigen, pulsierenden Plumes als Ursache des Vulkanismus in diesen Mittelgebirgen.

2.2 *Plattentektonik*

Da im Bereich des Egergrabens keine seismische Anomalie gefunden wurde, die als Plume angesehen werden kann (PLOMEROVÁ et al. 2016), wird eher die Kollision und Subduktion der Afrikanischen unter die Europäischen Platte als Ursache für die Bildung der Schmelzen im asthenosphärischen Mantel angesehen (WILSON & DOWNS 2006). Die Kollision in den Alpen hat die Kompression der Lithosphäre im Vorland der Alpen und daraus resultierend Aufwölbung und Erosion zur Folge. Daraus resultieren das passive Aufsteigen der Asthenosphäre und die Bildung von Schmelzen sowie die Dehnung der Lithosphäre und Grabenbildung in der kontinentalen Kruste, wodurch Aufstiegsmöglichkeiten für Schmelzen geschaffen werden. Diese Prozesse schlagen DUDA & SCHMINCKE (1978) zur Erklärung des Vulkanismus in der Osteifel vor. Diese Deutung wird auch von PFÄNDER et al. (2018) für den Vulkanismus der Heldburger Gangschar diskutiert. ZIEGLER et al. (1995) und CLOETINGH et al. (2005) gehen von einer aus mehreren Lagen bestehenden Lithosphäre aus. Die Lagen sind rheologisch verschieden und können bei Kompression entkoppelt voneinander deformiert werden. Je nach Dicke und Festigkeit der Lagen entstehen Falten unterschiedlicher Amplitude. Dadurch ließen sich Unterschiede zwischen weiträumigen, langsamen Hebungen im Bereich der Mittelgebirgsmassive und die rasche Hebung einzelner Regionen erklären.

Den weitverbreiteten Vulkanismus im Bereich des Egergrabens erklären PLOMEROVÁ et al. (2016) angesichts des Fehlens einer seismischen Anomalie (wie unter der Eifel) mit Suturen und Riftzonen, die Aufstiegsmöglichkeiten für aufsteigendes heißes Mantelmaterial bieten. Die steil stehende Suture zwischen den Krustenblöcken wurde auch im seismologischen Profil von HETÉNYI et al. (2018) nachgewiesen. Am Westende des Egergrabens könnten die Suturen zwischen den variszischen Terranes Saxothuringikum, Moldanubikum und Tepla-Barrandium nur teilweise „verheilt“ sein, oder sie wurden im Känozoikum reaktiviert und ermöglichten den Aufstieg heißen Mantelmaterials durch die Lithosphäre. Nach HAASE et al. (2017) beginnt die Magmengenese im Egergraben mit karbonatitischen Schmelzen in mehr als 200 km Tiefe. Silikatische Schmelzen bilden sich dann in der Asthenosphäre in 80 - 100 km Tiefe. Deren weitere Entwicklung beim Aufstieg durch die Lithosphäre erfolgt getrennt unter der Riftflanke unter dem Erzgebirge und dem Duppauer Gebirge im Zentrum des Rifts. Die quartären Vulkanite im westlichen Egergraben sowie die jungtertiären Vulkanite der Oberpfalz entstammen lithosphärischen Mantelbereichen, die eine Metasomatose durch karbonatitische Magmen erfahren haben (ACKERMANN et al. (2013), BRANDL et al. (2015)). HRUBCOVÁ et al. (2017) fanden Anzeichen für eine Akkumulation von Magmen an der Basis der Kruste (engl. underplating) in seismischen Profilen. Die höher in der Kruste gelegenen Epizentren der Schwarmbeben sind vermutlich nicht auf Magmen in der Kruste zurückzuführen, da thermo-barometrische Daten von Klinopyroxenen aus der Lava des Eisenbühl deren Kristallisation im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze anzeigen

(BRANDL et al. 2015). Zusammenhänge zwischen Schwarmbeben und der Isotopie von Mantelgasen legen aber nahe, dass CO₂ beim Underplating der basischen Magmen an der Krustenbasis freigesetzt wird und beim Aufstieg durch die Kruste diese Beben mit verursacht (FISCHER et al. 2014, VAVRYČUK & HRUBCOVÁ 2017, BRÄUER et al. 2018).

2.3 Diskussion

Bei der Diskussion der Fragen nach den geodynamischen Ursachen und Wirkungen ist die Tatsache zu berücksichtigen, dass die Verteilung der känozoischen Vulkanite sowohl entlang der Grabensysteme als auch abseits davon, innerhalb der Mittelgebirgsmassive in West- und Mitteleuropa, recht variabel ist und unterschiedliche geodynamische Prozesse den Magmatismus in einzelnen Gruppen von Vulkanfeldern hervorgerufen haben können. Ebenfalls kann es sein, dass Rifting oder Mantelplumes zu verschiedenen Zeiten zu vulkanischer Aktivität in den verschiedenen Vulkanfeldern führten. Frühere Modelle, die eine Wanderung der Lithosphäre über im unteren Mantel verankerten Plumes annahmen (DUNCAN et al. 1972), wurden von DUDA & SCHMINCKE (1978) angezweifelt und bald aufgrund weiterer radiometrischer Altersbestimmungen widerlegt. Der Gedanke einer wandernden Lithosphärenplatte wurde aber von WEDEPOHL & BAUMANN (1999) in modifizierter Form wieder aufgegriffen, die mehrere Pulse schnell aufsteigender, kurzlebiger Plumes zur Erklärung der Aktivitätsgeschichte der Vulkanfelder bemühten. HOERNLE et al. (1995) nehmen gar ein riesiges Gebiet aufsteigenden Mantelmaterials an, welches sich von Westafrika bis Mitteleuropa erstreckt, um geochemische Gemeinsamkeiten der jungen Vulkanite in dieser Region zu erklären. Diese Beispiele zeigen, dass die Klärung der Geschichte des känozoischen Magmatismus in West- und Mitteleuropa den plattentektonischen Rahmen und dessen Veränderungen nicht außer Acht lassen kann.

Die Deutung der relativ kleinen Plumes im oberen Mantel, wie die Anomalie des Eifel-Plumes, als aufsteigende Bereiche der Mantelkonvektion ist nicht unumstritten, insbesondere aufgrund der erwarteten zeitlichen Abfolge der Ereignisse an der Erdoberfläche. FOULGER (2006) sowie MEYER & FOULGER (2007), sehen die Ursachen des Magmatismus im nördlichen Vorland des Alpenorogens eher in der Dehnung, Grabenbildung und Ausdünnung der Lithosphäre, in Kombination mit kleinskaliger Konvektion als Auslöser für ein Aufschmelzen der Mantelperidotite infolge Druckentlastung, ohne dass notwendigerweise erhöhte Temperaturen angenommen werden müssten. Jedoch ist die Datierung der Hebungsgeschichte der Mittelgebirgsmassive nicht unproblematisch (vgl. Kap. 3.1.12).

Numerischer Sensitivitätsanalysen und konsistenter 3D-Mantelkonvektionsmodelle legen nahe, dass unterschiedliche Formen von „Plumes“ existieren, die nicht dem einfachen „klassischen Modell“ (MORGAN 1971) entsprechen. Andererseits ist aber auch

die Lithosphäre so heterogen, dass die alpidische Subduktion und Kollision alleine nicht für Hebung, Rifting und Vulkanismus verantwortlich gemacht werden können und selbst Kritiker der Plume-Theorie wie MEYER & FOULGER (2007) müssen den Einfluss lokaler lithosphärischer Bedingungen und kleinskaliger Konvektion zur Erklärung der unterschiedlichen Assoziationen der geologischen Phänomene bemühen. WILSON & DOWNES (2006) betonen daher, dass es keine einfache Antwort auf Zusammenhänge zwischen Hebung der Grundgebirgsmassive, Aufstieg der Asthenosphäre und Magmengenese geben kann.

Gekoppelte numerische Simulationen der Mantel- und Lithosphärendynamik könnten das Verständnis der Zusammenhänge zwischen den Phänomenen (der Indikatoren für zukünftigen Vulkanismus) und den diesen zugrunde liegenden Prozessen verbessern, oder auch die beiden scheinbar gegensätzlichen Theorien (Plattentektonik und Plume) miteinander verbinden. Beispielsweise gehen BUNGE & GLASSMACHER (2018) aufgrund numerischer Modellrechnungen davon aus, dass Plumes zunächst zu einer langsamen, weiträumigen Hebung der Lithosphäre führen, die bei der Ankunft des Plumekopfes an der Basis der Lithosphäre regional beschleunigt verläuft (und so hohe Hebungsraten erklären kann), gefolgt von einer Dehnung der Lithosphäre beim Auseinanderfließen des Plumekopfes in einer rheologisch weichen Asthenosphäre, die zu Grabenbrüchen an der Erdoberfläche führen kann. Auch ZIEGLER & DEZÉS (2007) vermuten, dass beide Effekte gemeinsam zur miozänen bis rezenten Hebung des Rheinischen Massivs beitragen.

Sollte keine einheitliche Theorie einen Konsens der Experten finden, könnte dies für die Prognose zukünftig möglicher vulkanischer Aktivität bedeuten, dass regional unterschiedliche geodynamische Szenarien angenommen oder mehrere alternative, gleichberechtigte Bewertungen der Indikatoren vorgenommen werden müssten. Unabhängig vom Prozessverständnis ließe sich versuchen, lediglich die quartäre Entwicklung und Verlagerung des Vulkanismus, ohne Kenntnis seiner Ursachen, linear fortzusetzen. Dabei würde man aber dem episodischen Charakter des känozoischen Vulkanismus insgesamt und der Möglichkeit des Wiederauflebens oder des Neuauftretens in anderen Regionen nicht gerecht werden.

3 Mögliche Indikatoren zukünftig zu erwartender vulkanischer Aktivität

Aufgrund der in Kapitel 2 erläuterten Zusammenhänge zwischen Vulkanismus, geodynamischen Prozessen, Eigenschaften von Erdmantel und -kruste, sowie Phänomenen an der Erdoberfläche erscheinen geodynamische, geologische, petrologische und geochemische Indikatoren² als Anzeiger für eine mögliche zukünftige vulkanische Aktivität und die Art der Ausbrüche geeignet. Nachfolgend werden die möglichen Indikatoren kurz erläutert und ihr Zusammenhang mit vulkanischen Aktivitäten dargestellt.

3.1 Geodynamische Indikatoren

3.1.1 Teleseismische Laufzeitanomalien im Erdmantel

Die Auswertung der Laufzeiten seismischer Wellen von Fernbeben ermöglicht Rückschlüsse auf die Strukturen und die Beschaffenheit des Erdinneren. Bereiche geringer Geschwindigkeiten (negative Laufzeitanomalien) werden als Hinweise auf Materialunterschiede (z. B. wasserhaltige Minerale), Schmelzen, oder/und erhöhte Temperaturen der Gesteine gedeutet (u. a. WÜLLNER et al. 2006).

Bereits REIKES & BONJER (1983) stellten eine Laufzeitanomalie der p-Wellen im oberen Erdmantel, mit Schwerpunkt unter dem Linksrheinischen Schiefergebirge fest. PASSIER & SNIEDER (1996) ermittelten ebenfalls eine Scherwellenanomalie in dieser Region. RITTER et al. (2001) und KEYSER et al. (2002) konnten mit einem lokalen seismologischen Netz die negative Geschwindigkeitsanomalie von p- und s-Wellen unter der Mitte Westdeutschlands bis in mindestens 400 km Tiefe nachweisen, die sie als Eifel-Plume bezeichneten (Abb. 1). Scherwellenanalysen verschiedener Autoren zeigen, dass die Anomalie unter der Eifel im Vergleich zu umgebenden Gebieten besonders hoch bis in die aufgelisteten Tiefen reicht:

- 36 - 46 km (SEIBERLICH et al. 2013),
- 45 - 50 km (MATHAR et al. 2006),
- 50 - 60 km (Ritter 2007),
- 60 km (WEBER et al. 2007).

² Indikator wird im Folgenden als Sammelbegriff für diese Phänomene, Prozesse und Eigenschaften verwendet. Das StandAG verwendet diesen Begriff auch im Zusammenhang bei der Beschreibung der Abwägungskriterien nach § 24.

BUDWEG et al. (2006) konnten die Anomalie bis in 450 - 500 km Tiefe verfolgen. Dabei nimmt die Laufzeitverzögerung vom Top der Asthenosphäre mit zunehmender Tiefe ab. Der Durchmesser vergrößert sich dabei von etwa 100 bis auf 200 km. Die Grenzen der lateralen Auflösung der seismologischen Tomografie gibt RITTER (2007) mit 20 km für p- und 60 km für s-Wellen an. Möglicherweise reichten die Wurzeln der Anomalie einst tiefer, bis in den unteren Mantel hinein. GOES et al. (1999) fanden eine Niedrig-Geschwindigkeitsstruktur im unteren Mantel unter Mitteleuropa, die aber nicht oder heute nicht mehr direkt mit dem Plume oberhalb der ungestörten 660-km-Diskontinuität verbunden ist.

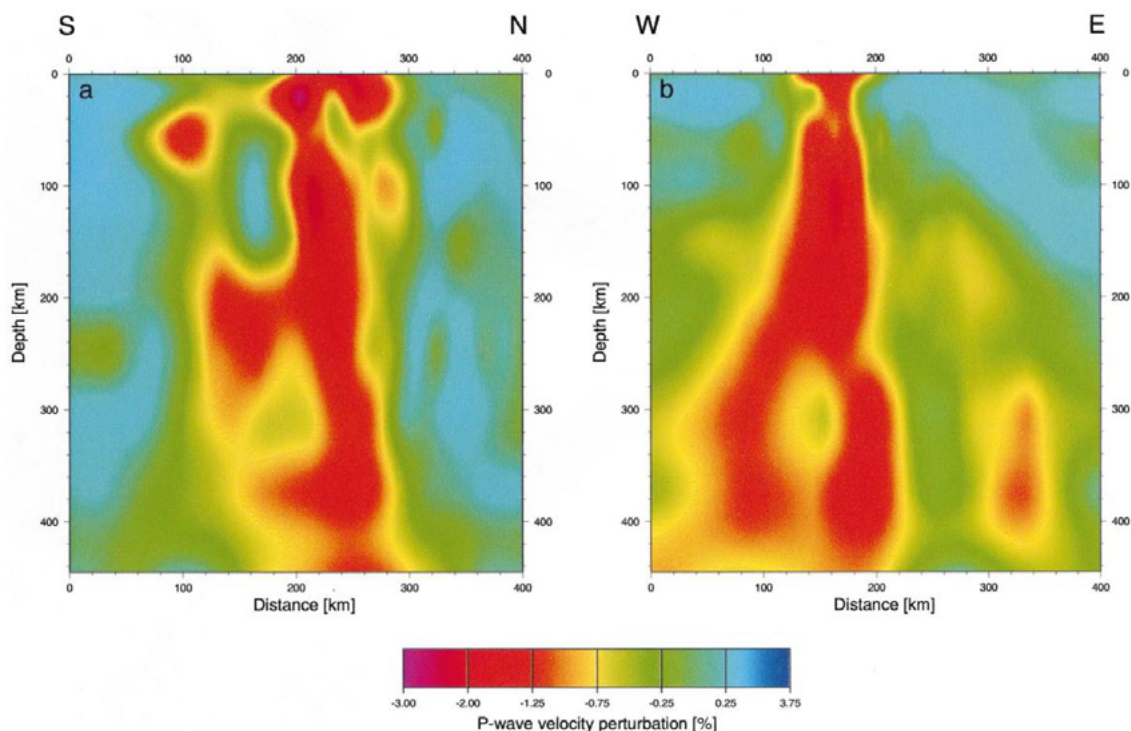


Abb. 1: Querschnitt durch die p-Wellen-Anomalie des Eifel-Plumes. Quelle: Ausschnitt aus Abbildung 3 aus RITTER et al. 2001.

Mittels Oberflächenwellen konnten MEIER et al. (2016) eine „Mitteleuropäische Asthenosphärenanomalie“ in 70 - 120 km Tiefe feststellen (CEA in Abb. 2). Dieser Bereich geringer seismischer Geschwindigkeiten von etwa 450 km Durchmesser erstreckt sich von der Westeifel (Abb. 2, Ziffer 1) bis zum Egergraben (Abb. 2, Ziffer 12) und von der Hessischen Senke und der Vorderrhön (Abb. 2, Ziffer 7) bis zum Kaiserstuhl (Abb. 2, Ziffer 17). In ihrem Zentrum befindet sich der Vogelsberg (Abb. 2, Ziffer 6). (Zwischen 100 und 400 km Tiefe ist auch eine p-Wellen-Anomalie unter dem Vogelsberg vorhanden (RITTER et al. 2007)). Die laterale Auflösung dieser Auswertung beträgt 100 km.

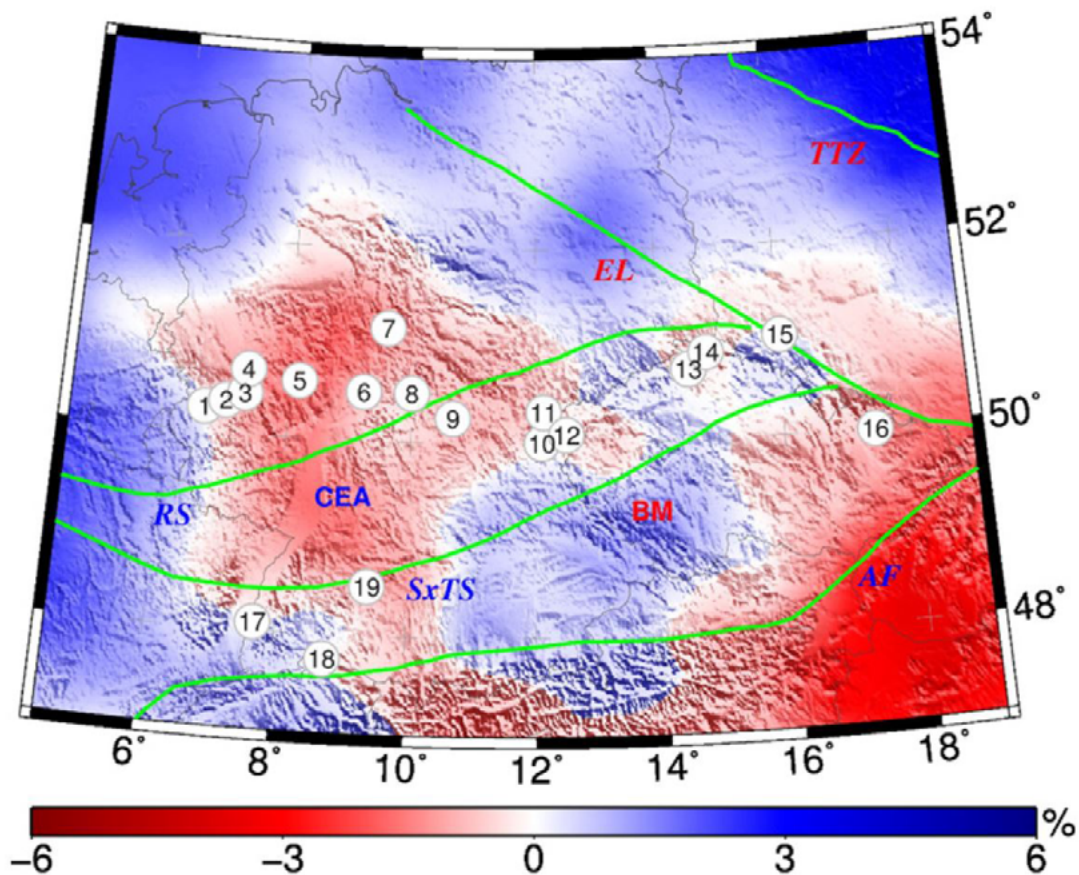


Abb. 2: Anomalie der Oberflächenwellen der Mitteleuropäischen Asthenosphären-Anomalie (CEA) bei 55 s. Die Ziffern bezeichnen die känozoischen Vulkanfelder. Quelle: Abbildung 8 aus MEIER et al 2016.

3.1.2 Tiefe Niedrigfrequente Erdbeben

Tiefe niedrigfrequente Erdbeben (engl. „Deep Low Frequency – DLF“), im Frequenzbereich von 1 - 10 Hz, wie sie im Laacher See Gebiet auftreten, werden mit dem Aufstieg von Magmen oder magmatischen Fluiden in Verbindung gebracht (HENSCH et al. 2019). In der Osteifel reichen solche Beben vom lithosphärischen Mantel bis in die obere Kruste. Dies kann eine direkte Verbindung zwischen Erdmantel und einer krustalen Magmenkammer sowie den Aufstieg von Magma anzeigen. Sie sind mit Schwarmbeben in geringer Tiefe verbunden.

Neben den niedrigfrequenten Erdbeben können auch tektonische Beben indirekte Hinweise auf magmatische Aktivität geben. So zeigt die Tiefenlage der Hypozentren in der Osteifel eine zu ihrer Umgebung höher gelegene Grenze zwischen spröder und duktiler Kruste und somit möglicherweise erhöhten Temperaturen in der Unterkruste an (AHORNER 1983).

3.1.3 Schwarmbeben

Erdbebenschwärme treten im Vogtland/Egergraben (FISCHER et al. 2014), in der Osteifel (Maifeld-Schwarm: WEBER 2012; Glees: HENSCH 2019), sowie im belgischen Erdbebengebiet des Hohen Venn (LECOCQ et al. 2008) in Gebieten auf, in denen CO₂ aus dem Erdmantel zutage tritt. Südlich von Aachen hat es 1911 einen Schwarm von Erdbeben gegeben (VERBEECK et al. 2009). In der Westeifel wurden bisher nur zwei kleine Beben-Schwärme bei Stadtkyll und Rockeskyll registriert (WEBER 2012).

Einige Schwärme können den seismisch aktiven Störungen von Ochtendung (Osteifel) und Hockai (Hohes Venn) zugeordnet werden. Diese Störungen streichen NW-SE, so wie auch die in der Westeifel dominierenden Lineamente an denen teils CO₂-reiche Mineralwässer zu Tage treten (MAY 2002). Sie folgen damit der Richtung der maximalen horizontalen Spannung im westlichen Rheinischen Massiv und den neotektonisch aktiven Störungen in der Niederrheinischen Bucht (MÜLLER et al. 1992; AHORNER 1994).

Die Schwarmbeben im Vogtland/Egergraben werden mit Bewegungen von Fluiden, einschließlich CO₂ aus Mantelquellen, in aktiven Störungszonen der spröden Kruste in Verbindung gebracht (z. B. BRÄUER et al. 2014). Sie können Wegsamkeiten anzeigen, die nicht nur Krusten- und Mantelgasen, sondern auch Schmelzen den Aufstieg durch die Kruste ermöglichen könnten. Im Gegensatz zur Bewegung von Fluiden könnte auch die Alteration des Nebengesteins entlang von fluidführenden Störungen Schwarmbeben auslösen (VAVRYČUK & HRUBCOVÁ 2017).

3.1.4 Vulkano-tektonische Störungen

Befunde an synvulkanisch aktiven Störungen könnten Hinweise auf die Aufstiegswege von Magmen vergangener Ausbrüche geben und bei gleichbleibender Orientierung des Spannungsfeldes auch Prognosen für die Zukunft ermöglichen. Solche Störungen, wie z. B. der Mendiger Graben, sind von SCHMINCKE (2009) aus dem Laacher See Gebiet beschrieben worden. Derartige Informationen liegen nicht flächendeckend vor. Sie könnten daher allenfalls lokal für die Bewertung des Ausschlusskriteriums nach StandAG genutzt werden. Entlang von Störungen, auf denen Magmen aufgestiegen sind (Vulkanlinien), kann das Nebengestein aufgeheizt sein und nachfolgendem Magma den Aufstieg erleichtern. So sind möglicherweise die wiederholten Ausbrüche einiger Eifelvulkane zu erklären. Zudem können Störungen durch ihre Grundwasserführung phreatomagmatische Eruptionen auslösen und dadurch kleineren Magmenschüben, die ansonsten in der Kruste stecken bleiben könnten, den Durchbruch zur Erdoberfläche ermöglichen (SCHMINCKE 2007).

3.1.5 Wärmestromdichte

Krustale Magmenkammern könnten zu erhöhten Wärmestromdichten führen. Nahe der Erdoberfläche wird der Wärmefluss aus der Tiefe aber durch verschiedene Prozesse stark verändert, z. B. durch die Grundwasserströmung, Salzvorkommen oder paläoklimatische Effekte (CLAUSER et al. 2002). Im Bereich der känozoischen Vulkanfelder in den Mittelgebirgsregionen ist die Datenlage unzureichend (AGEMAR et al. 2012). Haenel 1983 konnte keine regionalen geothermischen Anomalien in Bezug zum känozoischen Vulkanismus finden. Die Fehler der Wärmestromdichtemessungen gibt er mit $\pm 15\text{-}20\%$ an (HÄNEL 1977).

Die thermische Anomalie im Uracher Vulkanfeld scheint nicht mit dem Vulkanismus in Verbindung zu stehen, da dort im tieferen kristallinen Grundgebirge normale geothermische Gradienten gemessen wurden (SCHÄDEL & STÖBER 1984, BUCHER & STÖBER 2016).

Im Laacher See, unter dem eine junge Magmenkammer in 5 - 10 km Tiefe vermutet wird, konnte eine leicht erhöhte Wärmestromdichte (73 mW/m^2 , im Vergleich zu 60 bzw. 61 mW/m^2 in Maarseen der Westeifel; HÄNEL 1971, 1977) bestimmt werden. Aufgrund der geringen Anzahl an Messwerten und starker Variabilität der regionalen Hintergrundwerte ($58 - 64\text{ mW/m}^2$ (HÄNEL 1973, 1977)), sehen LANGGUTH & PLUM (1983) sowie KAPPELMEYER (1977) eine Anomalie der Wärmestromdichte im Bereich des Vulkans als nicht eindeutig nachgewiesen an. Sie erscheint jedoch plausibel, angesichts der vielen Austritte von CO_2 am Seeboden und der, mit geochemischen Thermometer berechneten, Bildungstemperaturen von Mineralwässern, die in der Umgebung des Sees austreten (vgl. Kap. 3.2.7). Lokale Wärmestromdichteanomalien könnten daher gemeinsam mit anderen Phänomenen als Indiz für magmatische Aktivitäten in der Kruste angesehen werden. CLOETINGH et al. (2010) gehen aufgrund von Modellrechnungen davon aus, dass der Wärmestrom des Eifel-Plumes noch keine thermische Anomalie an der Erdoberfläche erzeugt hat, jedoch die tiefere Lithosphäre bereits erwärmt und die Druckfestigkeit der unteren Kruste und der Lithosphäre verringert hat. Somit wären dort günstige Bedingungen für einen Magmenaufstieg gegeben (Abb. 3).

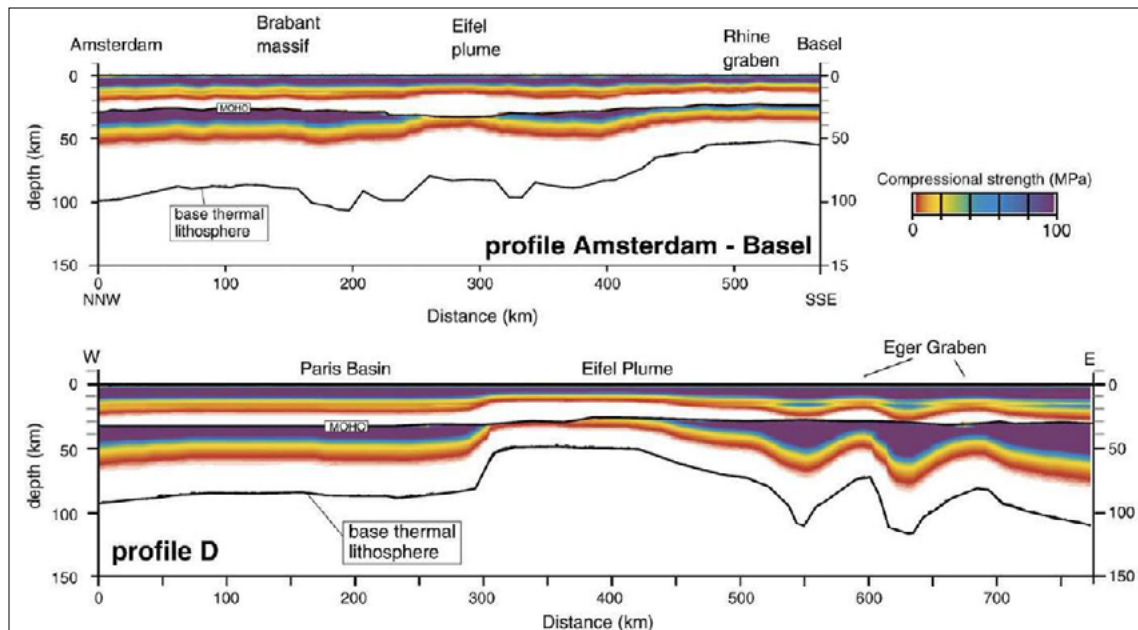


Abb. 3: Aus einem geothermischen Modell abgeleitete rheologische Profile durch das Rheinische Massiv. Quelle: Abbildung 25 aus CLOETINGH et al. 2010.

HRUBCOVÁ et al. (2017) sehen jungtertiären bis rezenten Magmatismus und einen Magmenkörper an der Basis der Kruste im Bereich des westlichen Egergrabens als die Ursache für eine erhöhte Mantel-Wärmestromdichte im Erzgebirge (FÖRSTER & FÖRSTER 2000) an.

3.1.6 Extensives Spannungsfeld

Das gegenwärtige Spannungsfeld an der Erdoberfläche liefert Hinweise auf die Richtungen von Störungen und mögliche Dehnungsbereiche der Erdkruste, die für einen Magmenaufstieg günstig sein könnten. Die gemessenen Spannungen stellen allerdings nur eine Momentaufnahme im Nachweiszeitraum von einer Million Jahre dar, insbesondere in neotektonisch aktiven Gebieten. Zudem können die Spannungsrichtungen in der Tiefe von jenen an der Erdoberfläche abweichen (z. B. in den Gebieten mit Stockwerkstektonik in Norddeutschland). Die Ergebnisse aus Spannungsmessungen liegen aus vielen Regionen Deutschlands vor (u.a. MÜLLER et al. 1992, REITER et al. 2016). Sie können für die Erstellung numerischer Modelle lithosphärischer Spannungsfelder genutzt werden (s. Kap. 3.1.15), um Lücken in der Datendichte zu überbrücken. Zur Verbesserung der Datengrundlage über die regionale Spannungsverteilung im Untergrund Deutschlands erstellen das Karlsruher Institut für Technologie, die Technische Universität Darmstadt und das deutsche Geoforschungszentrum Potsdam im Rahmen des Forschungsprojekts „Spannungsmodell Endlagerung Deutschland“ (2018-2021, gefördert durch das BMWi) ein solches Modell. Bereiche in denen Abschiebungen dominieren, finden sich vor allem entlang des Mitteleuropäischen Riftsystems (AHORNER 1994, PLENEFISCH & BONJER 1997, GRÜNTAL et al. 2018).

3.1.7 Neotektonische Aktivität

Jungtertiäre und quartäre Störungen sowie Lineamente geben Hinweise auf das Spannungsfeld nahe der Erdoberfläche und für den Magmenaufstieg günstige Extensionsbereiche in der Kruste³. Zudem können jungen Störungen eventuell leichter reaktiviert werden als ältere, oft mineralisierte und geomechanisch verheilte Brüche. Überregionale aktive Strukturen der Lithosphäre können Hinweise auf manteldynamische Prozesse liefern, die mit der Bildung von Schmelzen im Mantel verbunden sein könnten. Übersichtskarten neotektonischer Störungen (z. B. Rheinischer Schild: DEMOULIN et al. 1995; Norddeutschland: STACKEBRANDT 2004, BRÜCKNER-RÖHLING et al. 2002 und 2004; Mitteleuropäisches känozoisches Riftsystem: ZIEGLER & DÉZES 2007) können für regionale Betrachtungen verwendet werden. Sie sind jedoch generalisiert, so dass bei Fragen zur geomechanischen Stabilität von Standorten (Ausschlusskriterium nach § 22 Abs. 2, Nr. 2. Aktive Störungszonen) zusätzliche Informationen berücksichtigt werden müssen.

3.1.8 Schwereanomalien

Schwereanomalien können Hinweise auf Magmenkörper, aber auch auf andere Gesteinskörper mit Dichtekontrasten zur umgebenden Erdkruste geben. In der Osthälfte und im Siebengebirge finden sich beispielsweise lokale Anomalien. Die Schwerekarte liegt für Deutschland in guter Auflösung flächendeckend vor (SKIBA et al. 2010). Schweredaten können zur Überprüfung von geologischen Modellen des Krustenaufbaus und möglicher Aufstiegswege für Magmen oder magmatische Fluide genutzt werden. Zudem spiegeln sie die Dicke der Erdkruste wieder und können ausgedünnte Bereiche anzeigen, die möglicherweise den Aufstieg von Magmen erleichtern, so wie es im Oberrheingraben der Fall ist (CAMPOS-ENRIQUEZ et al. 1992). Die Interpretation der Anomalien in Bezug auf zukünftigen Vulkanismus erfordert allerdings die Berücksichtigung weiterer Informationen, wie beispielsweise die Arbeiten von HOFMANN (2003) im Schwarmbebengebiet des westlichen Egergrabens zeigen. Auch im Vulkanfeld der Hocheifel existiert eine negative Schwereanomalie, die u. a. mit der Magnetfeldanomalie des Kelberger Hochs zusammenfällt, und vor allem durch oberflächennahe differenzierte Vulkanite und eine, möglicherweise noch nicht völlig erstarrte Intrusion in der mittleren und unteren Kruste erklärt werden kann (DEKORP RESEARCH GROUP 1991, BÜCHEL 1992). Im Gegensatz zur Hocheifel zeichnet sich der Kaiserstuhl durch eine positive Schwereanomalie aus, die dort jedoch vermutlich durch einen oberflächennahen Körper verursacht wird (PLAUMANN 1991).

³ Im § 22, Abs. 2, Nr. 2. Des StandAG werden Störungen als tektonisch aktiv bezeichnet, an denen Bewegungen innerhalb der letzten 34 Mio. a stattgefunden haben.

Dichteanomalien in größeren Tiefen der Lithosphäre haben nur geringe Auswirkungen auf das an der Erdoberfläche messbare Schwerfeld. DRIESLER & JAKOBY (1983) sowie RITTER et al. (2007) konnten keine mit dem Eifel-Plume korrelierte Schwereanomalie nachweisen.

3.1.9 Geoid

Die Abweichungen des Geoids vom Ellipsoid bilden die Dichteverteilung im Erdinneren ab. Die langwelligigen Anteile des Geoids können tiefreichende Strukturen abbilden, z. B. die großräumige Konvektion im Erdmantel oder mögliche aufsteigende Plumes. Die Interpretation des Geoids in Bezug auf magmatische Prozesse im Untergrund erscheint jedoch nur in der Verbindung mit anderen Informationen (Manteltomografie, Dynamische Topografie) sinnvoll und vergleichbar mit numerischen Modellen der Mantelkonvektion zu sein (COLLI et al. 2016, CHOUDHURI und NEMČOK 2017). Die langwelligigen Geoidanomalien korrelieren mit Bereichen niedriger Geschwindigkeiten im unteren Erdmantel unterhalb Afrikas und des Pazifiks, die als Quellregion des Hotspot-Vulkanismus angesehen werden (ZHONG und LIU 2016). Kurzwellige Anomalien von weniger als 1300 km Länge führen HOGGARD et al. (2017) auf thermische Anomalien im flachen lithosphärischen Mantel zurück.

3.1.10 Magnetfeldanomalien

Positive regionale Magnetfeldanomalien wurden mit basischen Intrusionen oder kontaktmetamorph überprägten Bereichen im Umfeld intermediärer oder saurer Intrusivkörper erklärt: Anomalien von Bramsche, Lübbecke, Erkelenz (BOSUM & WONIK 1991), Kelberg (BÜCHEL 1992). Die Interpretation der Anomalien setzt, wie auch die der Schwereanomalien, zusätzliche Informationen voraus. Das Magnetfeld ist für Deutschland flächendeckend bekannt (GABRIEL et al. 2011).

3.1.11 Tiefenseismische Strukturen

Die tiefenseismischen Profile des DEKORP Programms und nachfolgender Verbundprojekte (MEISSNER & BORTFELD 1990, KRWACZYK et al. 1999, LÜSCHEN et al. 2006) bilden Mächtigkeit und Strukturen der Erdkruste ab. Sie queren wichtige, an der Erdoberfläche aufgeschlossene geologische Struktureinheiten, liegen aber meist relativ weit auseinander. Die Profile verlaufen meist nicht durch die größeren känozoischen Vulkangebiete. Ausnahmen bilden:

- DEKORP 1A und DEKORP 1B durch die Hocheifel,
- DEKORP 3B durch die Hessische Senke, die Rhön und die Heldburger Gangschar,
- KTB 8502, 8502, 8505, 8506 und DEKORP 4N im Vulkangebiet der Oberpfalz,
- Laacher See 8701, 8702, 8703 in der Osteifel.

Zur Interpretation der Strukturen sind zusätzliche Informationen erforderlich. Das Alter der Strukturen ist nicht bekannt, sofern sie keine Verbindung mit geologischen Einheiten an der Erdoberfläche haben oder durch Bohrungen erschlossen wurden. Die Interpretation der Strukturen kann aber zusätzliche Hinweise auf Produkte magmatischer Prozesse geben.

Die seismische Lücke unter der Hocheifel korreliert mit einer regionalen Schwere- und Magnetfeldanomalie (Kelberger Hoch), die auf einen jungen granitischen Magmenkörper unter dem Vulkanfeld hinweisen könnte (DEKORP RESEARCH GROUP 1991, BÜCHEL 1992).

Hinweise auf magmatisches Underplating der Kruste unter dem Rheinischen Schiefergebirge sehen MECHIE et al. (1983) in einem graduellen Anstieg der p-Wellengeschwindigkeiten unter der Mohorovičić-Diskontinuität (Moho). BAYER et al. (1999) diskutieren auch für die Basis des Nordostdeutschen Beckens Hinweise auf Underplating während des Oberkarbons. Eine niedrig reflektierende Unterkruste, die in neueren Profilen durch den Egergraben sichtbar ist, wird von HRUBCOVÁ et al. (2017) als magmatisches Underplating gedeutet.

Lamellare Reflektoren in der Unterkruste im Süden und Westen Deutschlands könnten auf Einlagerungen basaltischer Magmen bzw. Gesteine an der Krustenbasis oder in der Unterkruste hinweisen (WARNER 1990). Unterstützung findet diese Interpretation tiefenseismisch nachgewiesener Strukturen durch petrologische Befunde an Xenolithen, die Magmeneinlagerungen in der Unterkruste unter der Osteifel anzeigen (SACHS & HANSTEEN 2000). Meist werden die Reflektoren aber durch Extension und Zerschering von Inhomogenitäten in einer weichen, vorübergehend durch magmatische Prozesse und Underplating aufgeheizten Unterkruste erklärt (DEKORP RESEARCH GROUP 1990, MEISSNER und RABELL 1999).

3.1.12 Langfristige Hebung

Zusammenhänge zwischen regionalen Hebungen, extensiver Tektonik und Vulkanismus sind lange bekannt (CLOOS 1939, FUCHS et al. 1983, CLOETINGH et al. 2005, RITTER & CHRISTENSEN 2007). Diese Prozesse können Gebiete anzeigen, in denen die Manteldynamik die Bildung und den Aufstieg von Magmen ermöglichen kann. Die Verbreitung der känozoischen Vulkangebiete fällt weitfort mit jener der deutschen Mittelgebirge

zusammen. Ein genereller Zusammenhang zwischen der Lage einzelner Vulkanfelder und Hebungsgebieten sowie Grabensystemen scheint jedoch nicht zu bestehen. Für einzelne Gebiete werden jedoch Zusammenhänge angenommen. So sehen MEYER & STETS (2007) die mit dem Eifel-Plume verbundene thermische Expansion des oberen Erdmantels als Ursache für die verstärkte quartäre Hebung in der Eifel (MÄLZER et al. 1983, KLEIN et al. 2016) an. Diese erfolgte nach der Bildung der jüngeren Hauptterrasse am Rhein und seinen Nebenflüssen, in etwa zeitgleich mit dem Beginn des quartären Vulkanismus in der Eifel. PREUSS et al. (2019) kommen jedoch zu einer anderen Chronologie der Terrassen und auf ein Alter von 1,33 Mio. a für die jüngere Hauptterrasse. Danach hätte sich die Hebung des Rheinischen Massivs bereits vor Beginn des quartären Vulkanismus beschleunigt.

Eine kleinmaßstäbige Übersicht der neotektonischen und rezenten Vertikalbewegungen im weiteren Umfeld der Ostsee, kompilierten LUDWIG (2001) und FRISCHBUTTER (2001). Für weitere Informationen zu Hebungen wird auf den Kurzbericht zu Hebungen verwiesen (JÄHNE 2019, BGR, Arbeitspaket – Nr.: 9S2018100000).

3.1.13 Elektrische Leitfähigkeit

Regionale elektromagnetische Sondierungen können Leitfähigkeitsstrukturen sowie die Richtung von Anisotropien der Kruste und des Oberen Erdmantels abbilden. Derartige Untersuchungen wurden beispielsweise von JÖDICKE et al. (1983), LEYBECKER (2000) und LÖWER (2014) im Rheinischen Schiefergebirge und umgebenden Gebieten oder in Norddeutschland von SCHÄFER et al. (2011) durchgeführt. Da verschiedene Phasen Leitfähigkeitsanomalien verursachen können, sind Interpretationen der Ursachen meist nicht eindeutig. Sie zeigen aber Krustenstrukturen an, die für den Aufstieg von Magmen bedeutsam sein können. MUÑOZ et al. (2018) ermittelten eine tiefreichende Leitfähigkeitsanomalie im westlichen Egergraben, im Gebiet der Schwarmbeben um Nový Kostel, der eine Wegsamkeit für Fluide aus der mittleren Kruste bis an die Erdoberfläche darstellen könnte.

3.1.14 Ergebnisse von numerischen Simulationen der Mantelkonvektion

Da Strukturen und Prozesse im Erdmantel nicht direkt beobachtet werden können, bieten geodynamische Simulationen Möglichkeiten zur Überprüfung konzeptioneller Modelle sowie postulierter Kausalzusammenhänge zwischen verschiedenen Phänomenen. In dem die Beobachtungen der Gegenwart und der erdgeschichtlichen Vergangenheit mit den Modellrechnungen verglichen werden, können plausible Modelle erstellt werden und gegebenenfalls für Vorwärtssimulationen der Manteldynamik im Nachweiszeitraum genutzt werden. Plumes, Temperaturanomalien und Phasenübergänge im Erdmantel können damit simuliert werden und somit mögliche Bereiche der Magmenbildung anzeigen (ZHONG und LIU 2016). Die Auflösung der Modelle wird durch die grobe Auflösung der tomo-

grafischen Daten über die Mantelstruktur und die für dynamische 3D-Modelle erforderliche Rechenleistung begrenzt. Die begrenzte Auflösung und Ungewissheiten über Zustand, Zusammensetzung und Eigenschaften des Mantels bestimmen damit auch die räumliche Auflösung von Prognosen. Hochauflösende globale Modelle rechnen heute bereits mit Gitterweiten von 14 km an der Erdoberfläche (COLLI et al. 2018).

3.1.15 Ergebnisse numerischer Simulationen der Lithosphärendynamik

„Computergestützte Modellierungen ermöglichen zunehmend die Ausweisung von Gefahrenhinweisflächen, die mittels vorliegender Ereigniskataster oder der Auswertung von Geländebefunden standortbezogen zu verifizieren sind“ (ADERHOLD et al. 2008).

Ebenso wie die Modelle der Mantelkonvektion können Modelle der Lithosphärendynamik Gebiete der Extension und Divergenzbereiche in der Lithosphäre anzeigen (GRÜNTHAL & STROMEYER 1992), die Wegsamkeiten für Intraplatten-Vulkanismus darstellen können. Deutschlandweite Modelle, wie sie im Projekt „Spannungsmodell Endlagerung Deutschland“ erarbeitet werden sollen, können den Rahmen bilden für höher auflösende regionale geodynamische Modelle. Beispiele für diesen Ansatz sind die Modellierungen von z. B. REGENAUER-LIEB (1999), KAISER (2005), ZIEGLER et al. (2016), die gegebenenfalls bei der Standortauswahl nach StandAG eingesetzt werden könnten.

Geodynamische Modelle, die sowohl die Mantelkonvektion als auch die Deformation der Lithosphäre berechnen können, sind derzeit Gegenstand der Forschung (z. B. HÖINK et al. 2012, BUNGE & GLASSMACHER 2018). In Deutschland beschäftigen sich beispielsweise A. Petrunin, Deutsches Geoforschungszentrum Potsdam, H.-P. Bunge, Ludwig-Maximilian-Universität München, und B. Kaus, Gutenberg-Universität Mainz, mit dieser Problematik.

3.2 Geologische, petrologische und geochemische Indikatoren

Geologische Informationen über Magmen und die sie umgebenden Gesteine in der Kruste und im Erdmantel beschränken sich meist auf die Gebiete, in denen Vulkane Material in der Vergangenheit nach oben transportierten. In wieweit diese Informationen repräsentativ für Bereiche zwischen den Vulkanfeldern bzw. wie heterogen Unterkruste und Mantel sind, kann nur bedingt aus den gegenwärtigen geophysikalischen Untersuchungen abgeleitet werden. Allerdings sprechen die vereinzelt Vorkommen basischer Vulkanite, die ausgedehnten Gebiete der Laufzeitverzögerung im Mantel (RAIKES & BONJER 1983, PASSIER & SNIEDER, 1996, RITTER 2007, MEIER et al. 2016) und die über die Vulkanfelder hinaus reichende Verbreitung der Kohlensäurevorkommen (CARLÉ 1975), in denen Mantelgase (u.a. GRIESSHABER et al. 1992, DUNAI und BAUR 1995, BRÄUER et al. 2013, 2018) zutage

treten (MAY et al. 1996) dafür, dass die vulkanischen Förderprodukte repräsentativ für weitere Bereiche der Lithosphäre und Asthenosphäre unter Deutschland sind.

Gase und Thermalwässer können Hinweise auf Mantelquellen und auf Aufstiegswege durch die Kruste beinhalten und eventuell auch Hinweise auf thermische Anomalien über jungen Magmenkammern geben (LANGGUTH & PLUM 1984).

3.2.1 Verbreitung känozoischer Vulkanfelder

Da die Alter der Vulkanite in den tertiären Vulkanfeldern mehrere Millionen Jahre umspannen (Kap. 3.2.8), sollten nicht nur die Verbreitung der Vulkane in der kurzen Zeit des Quartärs betrachtet werden, sondern auch ältere Vulkanfelder bei der Anwendung des Kriteriums „vulkanische Aktivität“ mit einbezogen werden, zumindest soweit sie für das Verständnis der geodynamischen Prozesse dienen, die zur Magmenbildung führen. Innerhalb der Vulkanfelder hat es Verlagerungen der Aktivität mit der Zeit gegeben (MERTZ et al. 2015, SCHMINCKE 2007), so dass zumindest für die quartären Vulkanfelder der Eifel eine Verlagerung der zukünftigen Aktivität erwartet werden kann. Da aber zumeist Gesteine aus Lavaströmen radiometrisch datiert wurden, sind die Raum-Zeit-Stoffpläne der Vulkanfelder nur zum Teil vollständig. Quartäre Vulkane sind vor allem in der West- und Osteifel verbreitet. Einzelne quartäre Vulkane sind aus der Hocheifel, dem Westerwald (LIPPOLT & TODT 1978) und der Oberpfalz (ROHRMÜLLER et. al. 2018) bekannt. Tuffe in quartären Sedimenten der Wetterau (LIPPOLT 1983) sind vermutlich auf äolisch transportierte Aschen großer Ausbrüche in der Osteifel zurückzuführen (LIPPOLT et al. 1986).

Die Verbreitung der Vulkanite in den Vulkanfeldern ist prinzipiell gut bekannt und von den Staatlichen Geologischen Diensten und Universitäten kartiert worden. Karten einzelner Vulkanfelder wurden z.B. von MITSCHERLICH & ROTH (ca. 1900), FRECHEN (1962), MÄUSSNEST (1978) MÄUSSNEST & SCHREINER (1982) BOGAARD & SCHMINCKE (1990), BÜCHEL (1994) und LEISCHNER (2006) erstellt. Eine Zusammenstellung von Kartenskizzen der verschiedenen Vulkanfelder Deutschland findet sich in HOFBAUER (2016), Abb. 4.

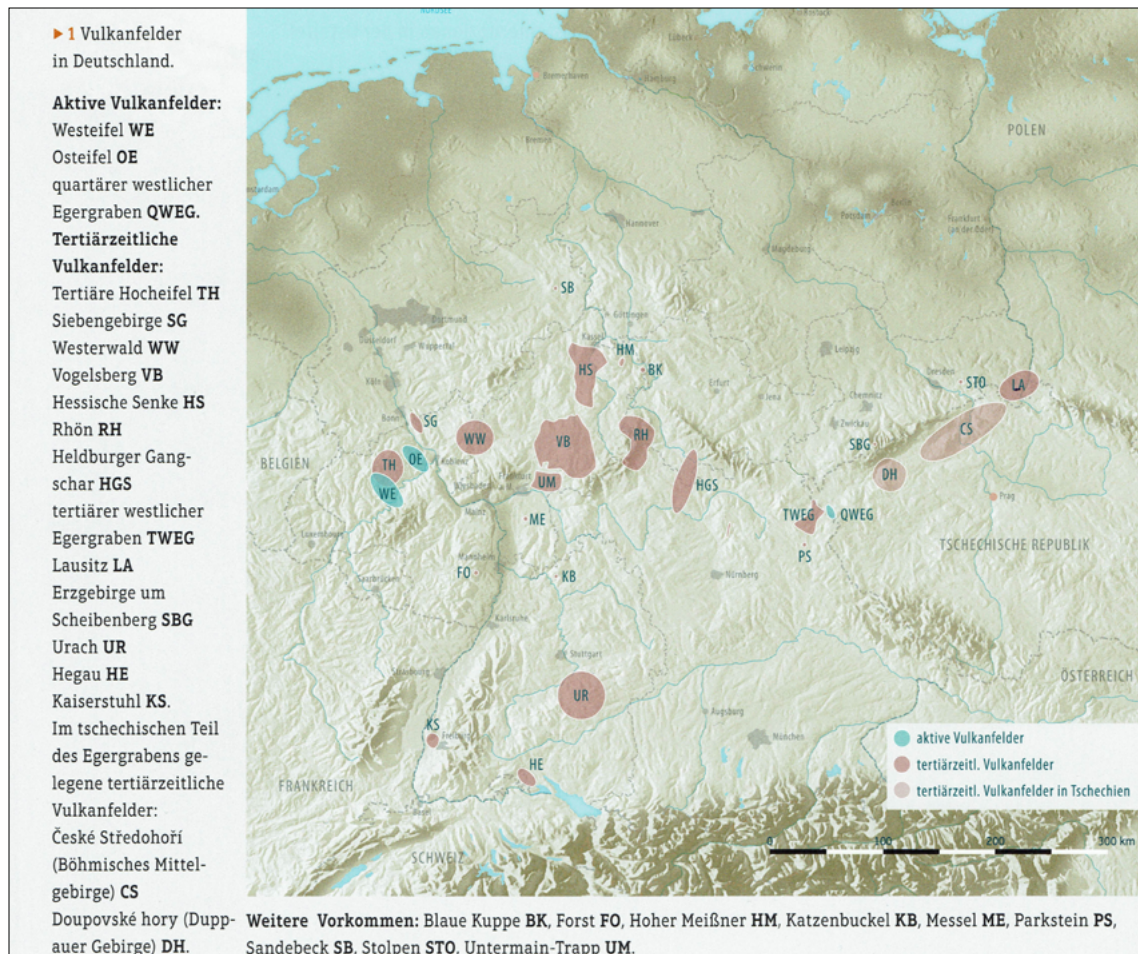


Abb. 4: Verbreitung der quartären und tertiären Vulkanfelder Deutschlands. Quelle: Abbildung 1 aus HOFBAUER 2016.

Die Vulkanfelder bilden räumlich mehrere Gruppen, die augenscheinlich nicht systematisch mit der Geologie der Erdoberfläche und dem mitteleuropäischen Riftsystem korrelieren (CLOOS 1939): der Nördliche Vulkanbogen (Eifel – Heldburger Gangschar), entlang des Egergrabens von der Oberpfalz bis Schlesien, und der Südliche Vulkanbogen vom Kaiserstuhl bis Urach. Diese Verteilung ist möglicherweise auf die Verbreitung aufschmelzbarer Gesteine im Mantel zurückzuführen und weniger von der neotektonischen Situation der Lithosphäre beeinflusst.

3.2.2 Isolierte känozoische und kretazische Vulkane

Neben den känozoischen Vulkanfeldern existieren einzelne abgelegene Schlote kleiner Vulkane, die seit der Kreidezeit im Bereich der deutschen Mittelgebirge ausgebrochen sind. Beispiele kreidezeitlicher Vulkane sind die Börnersdorf-Struktur (HORN et al. 2015), das Vorkommen bei Ebersbach in der Lausitz (RENNO et al. 2003), der Zeughausgang in der sächsischen Schweiz (SUHR & GOTH 2015), der Neuerburger Kopf und der Lützelberg

in der Wittlicher Senke (LIPPOLT 1983), der Hohfuß in der Eifel (MÜLLER-SOHNUS et al. 1989), der Katzenbuckel im Odenwald, Sporneiche/Hoher Berg auf dem Sprendlinger Horst und der Bellmuth-Trachyt in der Wetterau (SCHMITT et al. 2007), Camptonit-Gänge im Vogelsberg (BOGAARD & WÖRNER 2003), Vorkommen bei Eppstein und am Oberberg im Taunus, Attental und St. Georgen im Schwarzwald, Neckarbischofsheim im Kraichgau, Hohl-Hörstein im Vorspessart (HORN et al. 1972).

Die isolierten Vulkane sind möglicherweise ähnlich wie CO₂-Austritte ein Abbild weiter verbreiteter magmatischer Prozesse im Mantel, auch in Gebieten in denen die Lithosphäre keine guten Bedingungen für den Aufstieg von Schmelzen bietet. Bei diesen alten Vorkommen ist zu beachten, dass sie möglicherweise Vorläufer des Rifting in Mitteleuropa darstellen und nicht ursächlich mit dem rezenten Mantelplume verbunden sind. Zudem kann sich die Lithosphäre mittlerweile von der Mantelquelle dieser Vorkommen fortbewegt haben.

3.2.3 Mantelxenolithe

Als direkte Proben aus der Region der Magmenbildung im Erdmantel liefern Xenolithe wertvolle Hinweise auf die Zusammensetzung des Erdmantels und dortiger Prozesse der Magmenbildung und Differenziation. Sie zeugen weiterhin von der Deformation und Anisotropie der Mantelgesteine sowie vom Aufstieg der Schmelzen in Klüften und Gängen sowie von Reaktionen der Schmelzen, die im granatführenden asthenosphärischen Mantel gebildet wurden, mit Peridotiten des lithosphärischen Mantels (STOSCH & LUGMAIR 1986, WITT & SECK 1987, WITT-EICKSCHEN et al. 1993 & 1998, HARTMANN & WEDEPOHL 1990, SCHMINCKE 2007, SHAW et al. 2018). Der lithosphärische Mantel war mehrfach von partiellem Aufschmelzen betroffen und somit eine Quelle der Magmen, die aus diesem aufgestiegen sind. Es sind aber auch mehrfache metasomatische Ereignisse dokumentiert, in denen dem lithosphärischen Mantel Elemente durch Magmen und Fluide zugeführt wurden (WITT-EICKSCHEN & KRAMM 1998, sowie die Übersichten über petrologische Erkenntnisse in WITT-EIKSCHEN 2007 und SCHMINCKE 2007).

Die Häufigkeit von Mantelxenolithen ist recht variabel in verschiedenen Vulkanen. Das Auftreten von Mantelxenolithen wird durch die Prozesse begrenzt, die den Aufstieg des Magmas zur Oberfläche bestimmen, sowie durch die unbekanntenen Prozesse, die zum Zerbrechen der Gesteine im spröden, lithosphärischen Mantel sowie zu deren Einbettung in aufstiegsfähige Schmelzen führen. Die Häufigkeit der Mantelxenolithe spiegelt räumlicher Unterschiede der zugrunde liegenden Prozesse in und zwischen den Vulkanfeldern wider. Granatperidotit-Xenolithe aus dem asthenosphärischen Mantel sind nicht aus der Eifel bekannt. Das Vorkommen großer Mantelxenolithe an der Erdoberfläche erfordert hohe Aufstiegsgeschwindigkeiten der Magmen in der Größenordnung von einigen Kilometern pro Stunde. Häufig sind solche Xenolithe im zentralen und nordwestlichen Teil der Vulkaneifel (MERTES 1983).

Mantelxenolithe belegen Inhomogenitäten im Erdmantel auf unterschiedlichen Skalen. Ungleichgewichte innerhalb von Mineralen können auf Veränderungen des lithosphärischen Mantels durch metasomatische Ereignisse zurückgeführt werden (WITT-EICKSCHEN 1993, SCHMIDT & SNOW 2002, SCHMIDT et al. 2003), die Einfluss auf das Schmelzverhalten der Mantelgesteine haben. Diffusionsprofile in Mineralen, die Ungleichgewichte zwischen Schmelzen und Mineralchemismus anzeigen, geben Hinweise auf die Aufstiegsgeschwindigkeiten der Magmen durch die Erdkruste (DENIS et al. 2013).

Darüber hinaus bestehen Unterschiede innerhalb und zwischen Vulkanfeldern, die sich auch im Chemismus der Magmen widerspiegeln (WEDEPOHL et al. 1994, SCHMINCKE 2007). Die Isotopie von Spurengasen (Helium, Neon, Argon, Xenon, Stickstoff) in Fluideinschlüssen in Xenolithen kann Hinweise auf die Herkunft der Fluide geben. BUIKIN et al. (2005) und TRIELOFF & ALTHERR (2007) fanden verschiedene Typen von CO₂-reichen Fluideinschlüssen, die dem lithosphärischen Mantel einerseits und einem tiefreichenden Mantelplume andererseits entstammen können.

3.2.4 Krustenxenolithe

Während das Vorherrschen von Xenolithen des lithosphärischen Mantels einen raschen Aufstieg von Schmelzen durch die Kruste anzeigt, kann eine Häufung krustaler Xenolithe auf Magmenkammern in der Erdkruste hinweisen, in denen sich basische silikatische Schmelzen durch Assimilation und Differenziation zu phonolithischen und trachytischen Magmen mit dem Potenzial von Ausbrüchen großer Intensität und Magnitude entwickeln können. Im quartären Vulkanfeld der Westeifel beschränken sich Krustenxenolithe auf die Gesteine im unmittelbaren Untergrund der Vulkane, ansonsten sind viele Vorkommen reich an Mantelxenolithen. Das schließt krustale Magmenkammern dennoch nicht aus. Hinweise darauf geben große Sanidinkristalle (FRECHEN et al. 1972) und Karbonatitwürfeln (RILEY et al. 1996, 1999) in den basischen Vulkaniten im Zentrum des Vulkanfeldes. In den quartären Vulkaniten der Osteifel sind Xenolithe der Unterkruste häufig, wohingegen Mantelxenolithe rar sind, was auf die Stagnation aufsteigender Schmelzen in krustalen Reservoirs hinweist (u.a. WÖRNER et al. 1982, SACHS & HANSTEEN 2000). MENGEL et al. (1991) untersuchten Krustenxenolithe aus der Eifel, der Hessischen Senke und aus Urach. Sie fanden in der Unterkruste gebildete Kumulate sowie Restite aufgeschmolzener Metasedimente im Uracher Vulkanfeld.

3.2.5 Phänokristalle

Große Kristalle in Vulkaniten geben Hinweise auf die Entwicklungsgeschichte und den Aufstieg von Magmen. Aus deren Zusammensetzung lassen sich Informationen über Alter, Druck (Proxy für die Tiefe), Temperatur und Fluidgehalt der umgebenden Schmelzen ab-

leiten. Feldspäte, Amphibole (Hornblenden) und Pyroxene (oft Augite) sind häufige Phäno-kristalle, in deren Zonarbau die Bildungsgeschichte eingefroren ist. Pyroxene (DUDA & SCHMINCKE 1985) und Amphibole kristallisieren bereits in Magmenansammlungen im Mantel und in der Unterkruste. In krustalen Magmenkammern können sie weiterwachsen oder auch wieder aufgeschmolzen werden (Hornblenden). Sanidine können die komplexe Dynamik langlebiger krustaler Magmenkammern, wie unter dem Laacher See, widerspiegeln (ROUT & WÖRNER 2018, sowie darin zitierte Autoren). Solche Informationen über die Zeitdauer, während der die Magmen in der Kruste verharrten, abkühlten, kristallisierten und differenzierten, mischten oder entmischten, geben insbesondere bei den quartären Vulkanen Hinweise auf Ruhezeiten in der vulkanischen Aktivität und die Dauer des Magmenaufstiegs durch die Kruste (SHAW 2003, SCHMITT et al. 2010). Zirkone geben Hinweise auf die Differenziation und Assimilation basischer Magmen in der mittleren bis oberen Kruste in der Ost- und Westeifel (SCHMITT et al. 2017). Insbesondere bei älteren, tertiären Vulkangebieten stellt sich natürlich die Frage nach der Abkühlungsdauer aufstiegsfähiger Schmelzen, die sich einst in Magmenkörpern befunden haben können. Aufgrund der Wärmeabgabe der Magmenkörper können diese sich so weit abgekühlt haben, dass durch Kristallisation, Entgasung und Viskositätsanstieg deren Magmen nicht mehr in der Lage sein könnten, bis an die Erdoberfläche aufzusteigen.

3.2.6 Gesteinschemismus

Spurenelemente und deren Isotope spiegeln Schmelzprozesse, Aufschmelzungsgrade sowie unterschiedliche lithosphärische und asthenosphärische Mantelquellen wieder (u. a. WÖRNER et al. 1996, JUNG & MASBERG 1998, SCHMINCKE 2007, JUNG et al. 2011). Zudem gibt es Zusammenhänge zwischen dem Chemismus der Magmen und den Eruptionstypen der Vulkane und den für die Eruptionstypen typischen Auswirkungen auf die Umgebung.

In krustalen Magmenkammern können sich aus foiditischen, basanitischen oder tephritischen Schmelzen kieselsäure-reichere phonolithische und trachytische Magmen entwickeln. Diese können endogene und exogene Lavadome bilden, oder oft auch pyroklastische Ströme oder Tephraecken von weiter Verbreitung (z. B. GUNTHER et al. 2019). Aufgrund des explosiveren Charakters von Ausbrüchen differenzierter Magmen und der potenziell stärkeren Auswirkungen verglichen mit basischen und ultrabasischen Magmen, ist der Magmenchemismus bei der Bemessung von Sicherheitsabständen zu möglichen krustalen Magmenkammern zu berücksichtigen.

Differenzierte Vulkanite finden sich in den Vulkanfeldern der Hoch- und Osteifel, im Siebengebirge, im Westerwald, in der Rhön, in der Lausitz, im Hegau, am Kaiserstuhl und im Odenwald (HOFBAUER 2016). Im Vulkanfeld der Westeifel, im Vogelsberg und in der Heldburger Gangschar sind Phonolithvorkommen selten.

3.2.7 Thermalwässer

In Vulkanfeldern können Thermalwässer auf erhöhte Temperaturen im Untergrund und Magmen bzw. junge, noch nicht vollständig erkaltete Magmen in der Kruste hinweisen. Die thermische Anomalie im Uracher Vulkanfeld ist jedoch vermutlich nicht vulkanischen Ursprungs (BUCHER & STÖBER 2016). In der Westeifel treten Wässer mit erhöhter Temperatur im Dreiser Weiher, am Immerather Maar und in Bad Bertrich zu Tage (MAY 2002). Geochemische Thermometer (Kieselsäure und Na/K-Verhältnisse in den Wässern) deuten auf erhöhte Temperaturen im Untergrund im zentralen Bereich der Westeifel (MAY 2002) und in der Umgebung des Laacher Sees (LANNGUTH & PLUM 1983) hin. In der Nähe der Vulkane von Neualbenreuth treten Mineralwässer mit leicht erhöhten Temperaturen bei Soos und Franzensbad auf (CARLÉ 1975). Die eindeutige Zuordnung der thermischen Anomalien zu vulkanischen Vorgängen in der Kruste bleibt aber schwierig, da in den Mittelgebirgen und an deren Rändern Thermalwässer in tiefreichenden topografisch bedingten Strömungssystemen gebildet werden. Sie liefern ergänzende Indizien in den quartären Vulkanfeldern, die aber ohnehin Ausschlussgebiete bei der Standortsuche sind.

3.2.8 Geochronologische Daten

Die Dauer der Aktivitätsperioden und deren Unterbrechungen in den känozoischen Vulkangebieten sind wichtige Indikatoren zur Prognose der möglichen Fortsetzung des quartären Vulkanismus in der Zukunft, sofern sich die geodynamischen Ursachen des Vulkanismus nicht grundlegend geändert haben. Mittlerweile liegen radiometrische Altersdatierungen aus allen Vulkangebieten, insbesondere von Festgesteinen, in ausreichender Zahl vor, um einen Überblick über die Aktivitätszeiten zu geben. Die Aktivität in den Vulkanfeldern war langlebig und z.T. wiederauflebend, beispielsweise in der Hocheifel mit zwei tertiären Phasen (44 - 39 Ma und 37 - 35 Ma, FEKIACOVA et al. 2010, sowie einem Dutzend quartärer Vulkane, BÜCHEL & MERTES 1982). Die Aktivitätsdauer der Hauptphasen der Vulkanfelder beträgt aufgrund der datierten Vulkanite etwa 5 - 10 Ma (Abb. 5). Vulkane, die überwiegend aus Pyroklastika bestehen, sind seltener gut datiert. Geologische, geomorphologische, palynologische und feinstratigrafische Untersuchungen von Seesedimenten ermöglichen bei Maaren oder Schlackenkegeln Altersabschätzungen (u.a. FÖRSTER & SIROCKO 2016, NEGENDANK & ZOLITSCHKA 1993).

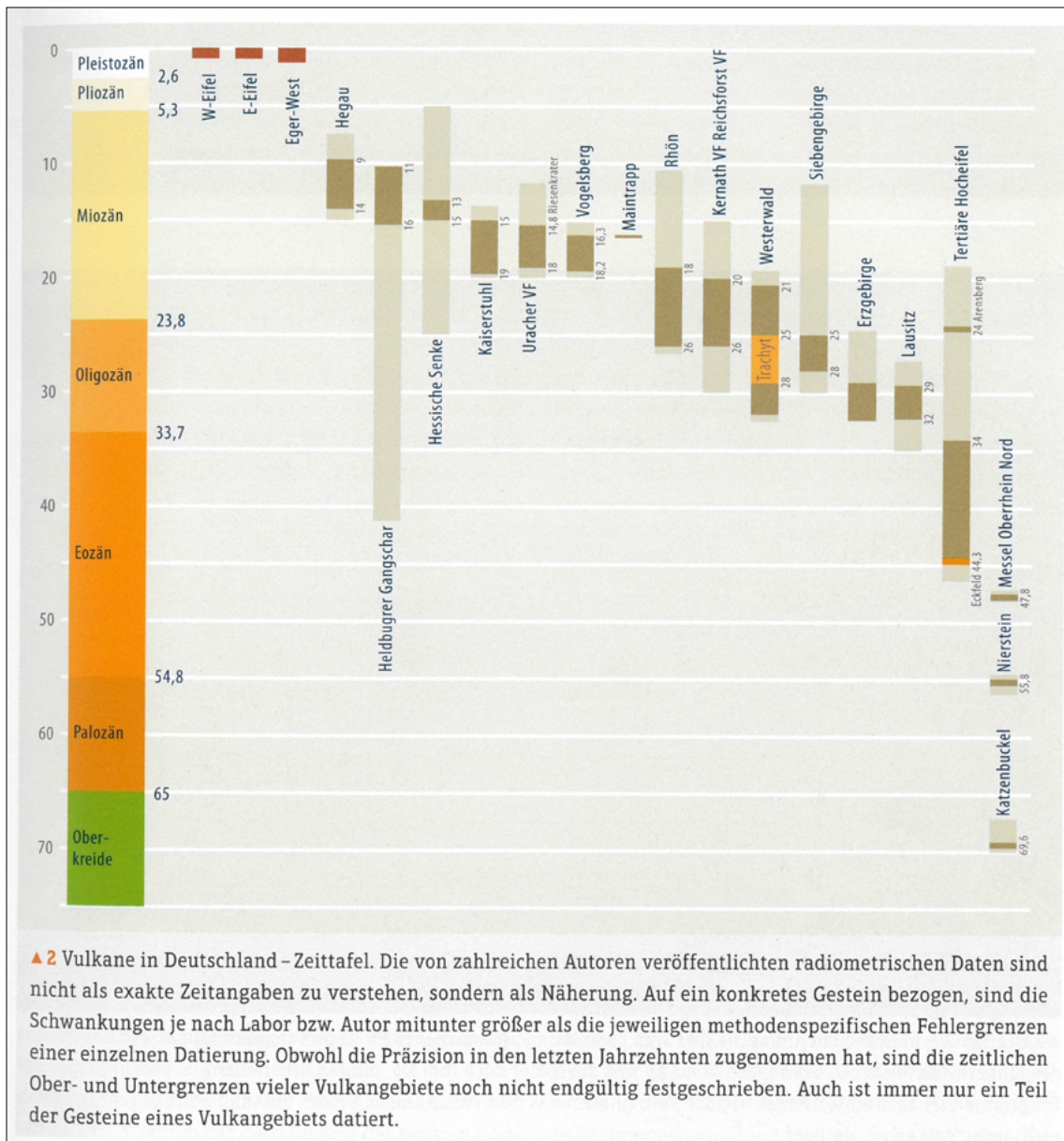


Abb. 5: Aktivitätsphasen der quartären und tertiären Vulkanfelder Deutschlands. Quelle: Abbildung 2 aus HOFBAUER (2016).

3.2.9 Mofetten, Säuerlinge

Kohlenstoffdioxid (CO₂, meist als Kohlendioxid bezeichnet) ist das häufigste Gas in den basischen Schmelzen, das losgelöst von diesen in einer Gasphase oder gelöst in Wässern zu Tage treten kann. Aufgrund der Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung lässt sich CO₂ aus dem Erdmantel von CO₂ aus Karbonaten oder organischem Material unterscheiden, insbesondere, wenn noch Spurengase wie Helium und deren Isotope zusätzliche Hinweise geben. Die Verbreitung der Mofetten und Säuerlinge reicht über die Vulkanfelder hinaus und kann den direkten Aufstieg aus dem Mantel oder aus Magmenkörpern an der Krustenbasis

anzeigen. Die Quantifizierung von Gasflüssen oder Flussdichten (z. B. MAY 2002, GOEPEL et al. 2015) kann zusätzliche Informationen zu Zentren des Magmatismus oder der Entgasung von Mantel und Kruste geben. Wie aus Abb. 6 ersichtlich, besteht im Rheinischen Massiv eine räumliche Korrelation der Grundgebirgsgebiete mit der p-Wellen-Anomalie im Erdmantel, der Verbreitung von Sauerlingen und Mofetten und Mantelhelium in den Quellgasen (MAY 1994). CO_2 -arme, saline Wässer mit geringen Mantelheliumanteilen herrschen an den Rändern des Massivs und darum herum vor. Die Gebiete mit den höchsten Gasflüssen und Hebungsbeiträgen liegen im Bereich der quartären Vulkangebiete. Die Verbreitung der CO_2 -Vorkommen reicht jedoch über die quartären Vulkanfelder hinaus. Auch in den tertiären Vulkanfeldern und in den Alpen sind CO_2 -Austritte bekannt (CARLÉ 1975, ZÖTL & GOLDBRUNNER 1993), wie Abb. 7 zeigt.

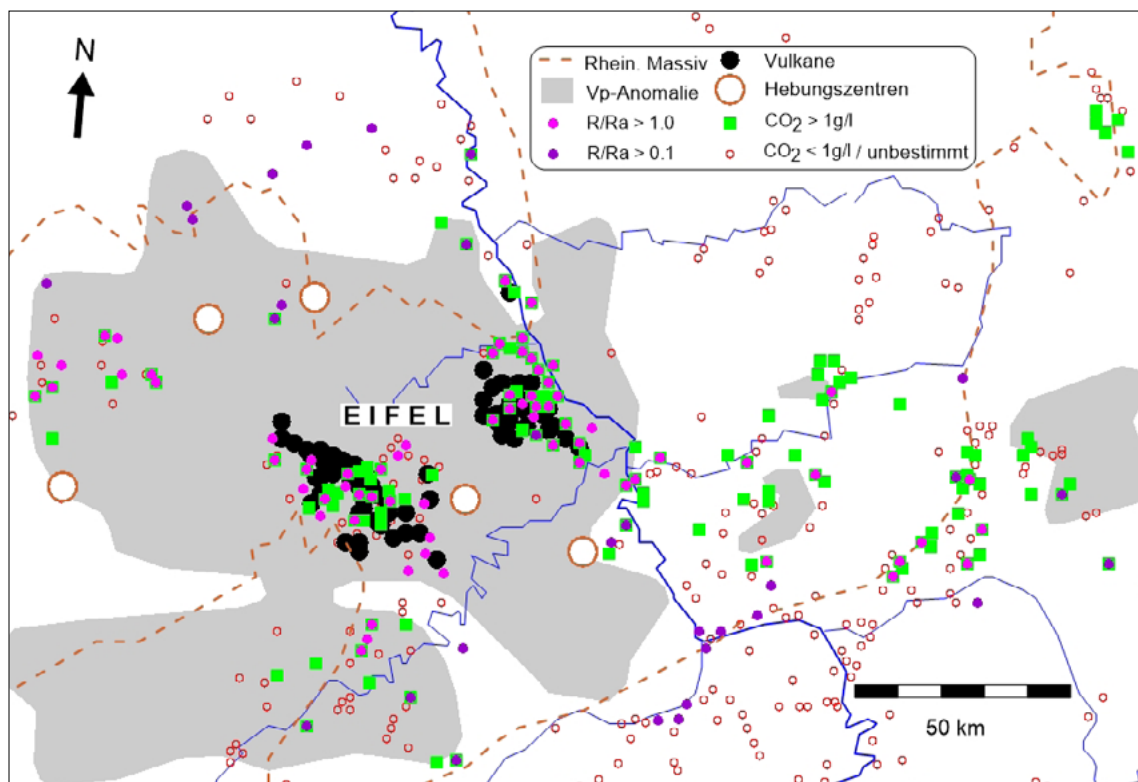


Abb. 6: Räumliche Koinzidenz der Grundgebirgsverbreitung im Rheinischen Massiv mit der Geschwindigkeitsanomalie im Erdmantel, CO_2 - und Mantelheliumaustritten, sowie dem Quartären Vulkanismus und den Hebungscentren. Veränderte Abb. nach MAY (1998).

Lineare Anordnungen von Mofetten und Sauerlingen geben Hinweise auf möglich Störungen in der Kruste, die sowohl von CO_2 als auch von Magmen für den Aufstieg genutzt werden können (z. B. FRICKE 1960, WEINLICH et al. 1999, MAY 2002).

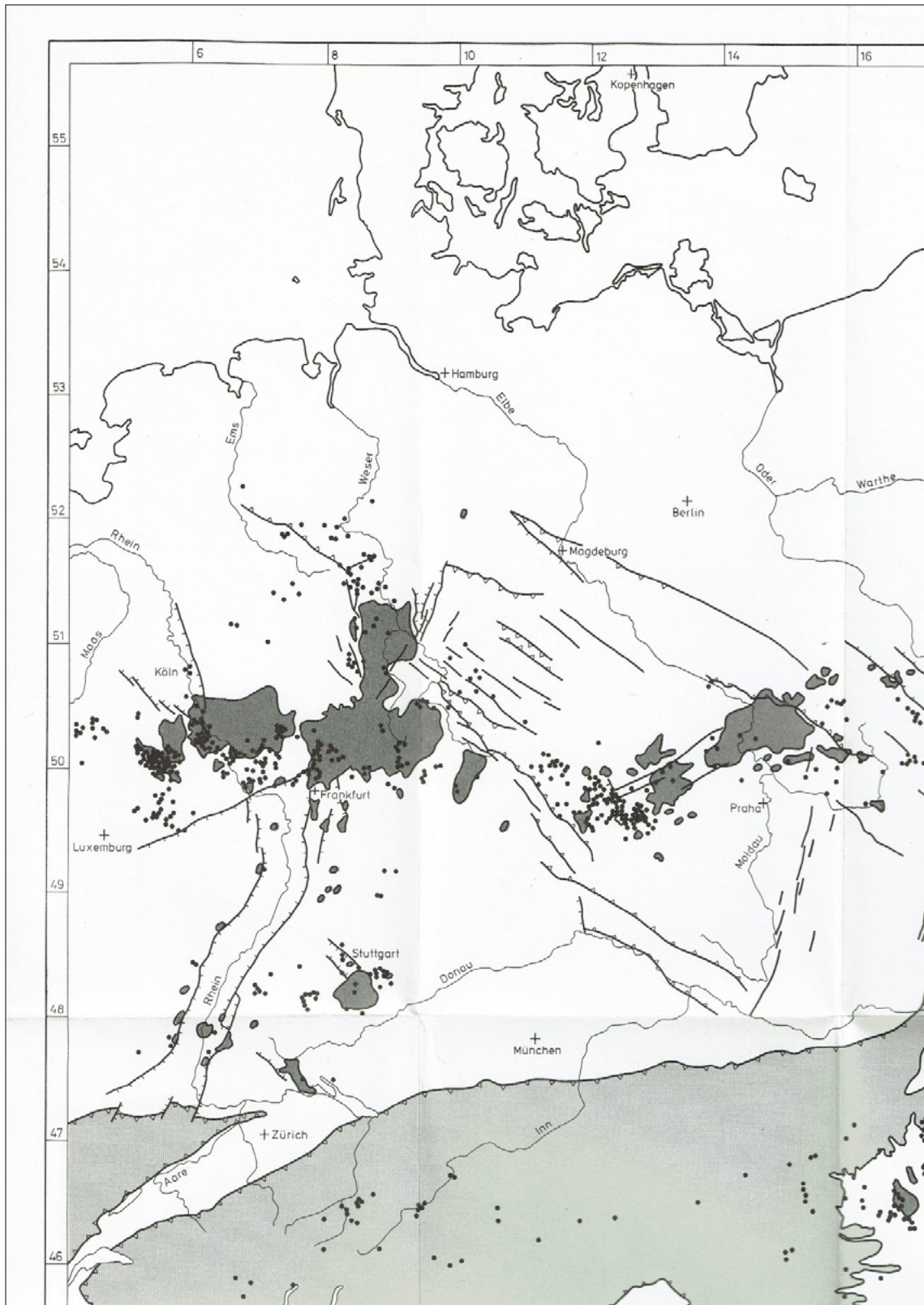


Abb. 7: Verbreitung känozoischer Vulkanaustritte (dunkelgrau) und Vorkommen von Säuerlingen und Mofetten. Quelle: Kartenausschnitt aus CARLÉ (1975).

3.2.10 Gas- und Isotopengeochemische Analysen von Mantelfluiden

Helium ist ein verbreitetes Spurengas in CO₂-reichen Gasen. Dessen Isotopie erlaubt eine Unterscheidung zwischen Mantel-Helium und krustalem Helium, welches reicher an radiogenem ⁴He ist als das Helium aus dem Erdmantel. Die Heliumisotopie der Mantelgase ist von Fluideinschlüssen aus Peridotitxenolithen des lithosphärischen Mantels bekannt, sie liegt bei etwa 5-6,5 R/R_A, im Gegensatz zu krustalem Helium mit üblicherweise < 0,1 R/R_A (DUNAI & BAUR 1995, GAUTHERON et al. 2005, TRIELOFF & ALTHERR 2007). Heliumisotopenverhältnisse von Quellgasen zeigen verbreitet eine Mantelkomponente an. Hohe R/Ra-Verhältnisse nahe 6 deuten auf einen raschen ungestörten Aufstieg aus dem Erdmantel, ohne wesentliche Beimischung von krustalem Helium hin. Derartige He-Isotopenverhältnisse wurden an Gasen aus dem Laacher-See-Gebiet (GRISSHABER 1992, AESCHBACH-HERTIG et al. 1996, BRÄUER et al. 2013) und Mofetten von Bublák und Nová Ves im Egergraben gemessen (KÄMPF et al. 2007).

Isotope der Edelgase He, Ne, Ar und Xe in CO₂-reichen Quellgasen und Mofetten können, ebenso wie Fluideinschlüsse in Mantelxenolithen, Hinweise auf die Wurzeln des Magmatismus liefern. Wie TRIELOFF & ALTHERR (2007), sehen BRÄUER et al. (2013) auch zwei Komponenten in den Edelgasisotopen von Quellgasen in der Eifel, interpretieren deren Herkunft aber anders. Jedoch unterstützen die Xenon-Isotopenanalysen an Quellgasen der Eifel von CARACAUSI et al. (2016) die Deutung von TRIELOFF & ALTHERR (2007), da ebenfalls von einer Herkunft der Spurengase aus einem tiefreichenden Mantelplume ausgegangen wird.

3.2.11 Ergebnisse petrologischer Experimente

Viele Eigenschaften von Mantelgesteinen und Magmen konnten in petrologischen Experimenten ermittelt werden, z. B.:

- Druck- und Temperaturbedingungen des Schmelzens unter Anwesenheit von Fluiden,
- Benetzbarkeit der Mantelminerale durch Teilschmelzen,
- Viskosität und Dichte silikatischer Schmelzen in Abhängigkeit von ihrer chemischen Zusammensetzung, dem Fluidgehalt dem Kristallisationsgrad sowie Druck und Temperatur,
- Mischbarkeit von silikatischen und karbonatischen Schmelzen,
- Kristallisation und Differenziation von Magmen oder
- die Löslichkeit von Wasser, CO₂ und anderen Fluiden in Magmen.

Diese Daten werden für geodynamische Simulationen der Bildung und des Aufstiegs von Magmen oder die Interpretation der geologischen und petrologischen Befunde in den Vulkanfeldern sowie geophysikalischer Messungen benötigt. Daraus lassen sich generelle Aussagen über die Aufstiegsfähigkeit verschiedener Magmen in der Kruste ableiten. Neben generellen Aussagen sind aber auch Experimente mit Gesteinen aus deutschen Vulkanfeldern durchgeführt worden, deren Ergebnisse bei einer regionalen Betrachtung der Möglichkeiten zukünftiger Ausbrüche mit herangezogen werden sollten (z. B. THILBAUT & HOLLOWAY 1994, BERNDT et al. 2001).

3.2.12 Numerische Modelle zur Genese und Differenziation von Magmen

Numerische Modelle der Magmengenese und Differenziation werden meist zur Erklärung beobachteter Assoziationen vulkanischer Gesteine eingesetzt. Sie können aber auch für die Modellierung von Szenarien zukünftiger Entwicklungen eingesetzt werden (KUMAR & SINGH 2014, HERZBERG & ASIMOV 2015). Komplexe Modelle ermöglichen die Kopplung fluiddynamischer Prozesse in Mantelplumes (RUMMEL et al. 2018) und Magmenkammern mit geochemischen Prozessen (RUMMEL 2019). Die Modellierung der Magmengenese gibt Hinweise auf den Aufschmelzungsgrad der Mantelgesteine, der mit geophysikalischen Beobachtungen korreliert (z. B. MEIER et al. 2016) und mit Ergebnissen petrologischer Experimente verglichen werden kann. Die Modellierung ergibt aber auch Informationen über die benötigte Menge basischer Schmelzen, die zur Bildung differenzierter Vulkanite erforderlich ist. Damit können möglicherweise auch Rückschlüsse auf tiefe, eventuell an der Kruste-Mantel-Grenze akkumulierte Magmen, die unter Umständen noch aufsteigen könnten, gezogen werden. Die Aufheizung der Kruste durch solche Magmen könnte auch nachfolgenden Magmenschüben den Aufstieg aus dem Mantel bis an die Erdoberfläche erleichtern (SCHMINCKE 2007).

4 Möglichkeiten und Grenzen der Prognose vulkanischer Aktivität in Deutschland

Während die Prognose der Aktivität großer polygenetischer Vulkane, mit einer nachvollziehbaren längeren Tätigkeitsgeschichte (z. B. UBIDE & KAMBER 2018), beispielsweise Stratovulkane die teilweise schon über Jahrzehnte hinweg beobachtet wurden, möglich ist, kann die Ausbruchswahrscheinlichkeit neuer, kleiner monogenetischer Vulkane in Intraplatten-Vulkanfeldern kaum vorhergesagt werden. Die geophysikalische Überwachung vulkanischer Regionen ermöglicht nur recht kurzfristige Vorhersagen bevorstehender Vulkanausbrüche für gut bekannte Vulkane (z. B. am Vesuv, CARLINO 2019, in Neuseeland, DELIGNE et al. 2018, oder in Island, EINARSSON 2019). Unterschiedliche Vorläuferphänomene, wie Änderungen der seismischen Aktivität, Bodenbewegungen, Schwere- und Temperaturänderungen, Änderungen der magnetischen und elektrischen Felder oder Gasflüsse und -konzentrationen, wurden über Jahre, meist Tage bis Minuten, vor Ausbrüchen beobachtet. Der Aufstieg von Magmen aus Reservoiren bis an die Erdoberfläche erfolgt, insbesondere bei basischen Magmen, in Stunden bis Tagen. Die Zeit zwischen zwei Ausbrüchen des gleichen Vulkans kann Tage bis Jahrhunderte betragen (PASSARELLI & BRODSKY 2012). Die Aktivität innerhalb der känozoischen Vulkanfelder erstreckt sich aber über einige Millionen Jahre und sie kann auch für einige Jahrtausende ruhen. Langfristige Prognosen über den Nachweiszeitraum für Sicherheitsnachweise sind daher, z. B. durch eine solche instrumentelle Überwachung über kurze Zeiträume oder aufgrund der Ausbruchsgeschichte einzelner Vulkane, nicht möglich. Jedoch könnte es für solche Vulkanfelder insgesamt möglich sein, qualitative Aussagen bezüglich ihres Zustandes, möglicher zukünftiger Aktivität und der Ausbruchstypen zu machen. Es ist jedoch fraglich, ob solche Aussagen für Gebiete ohne oder nur mit geringer vulkanischer Aktivität, aufgrund fehlender petrologischer Informationen, möglich und sinnvoll sind.

Die Datenlage zu den unterschiedlichen Indikatoren ist heterogen. Einige geodätische oder geophysikalische Informationen liegen flächendeckend für Deutschland vor, während die petrologischen und geochemischen Indikatoren zwangsläufig an die Vorkommen entsprechender Gesteine oder Fluide gebunden sind.

Bei methodischen Fortschritten, beispielsweise bei der radiometrischen Altersdatierung oder der geochemischen Analytik, sind auch das Alter und die Qualität der vorhandenen Daten mit zu berücksichtigen.

Die nachfolgende Tabelle liefert eine vorläufige Übersicht zur Datenlage in Deutschland und der möglichen Relevanz der verschiedenen Indikatoren für die Prognose zukünftiger vulkanischer Aktivität in Deutschland.

Tab. 1: Vorläufige Übersicht zur Verfügbarkeit und Bedeutung von Daten zu möglichen Indikatoren.

Indikator	Datenlage	Relevanz
Teleseismische Laufzeitanomalien im Erdmantel	regional	hoch
Tiefe niedrigfrequente DLF-Erdbeben	lokal	sehr hoch
Schwarmbeben	regional	mittel
Vulkano-tektonische Störungen	lokal	mittel
Wärmestromdichte	regional und lokal	gering bis mittel
Langfristige Hebung	regional	mittel
Extensives Spannungsfeld	deutschlandweit, heterogene Datendichte	mittel
Neotektonische Aktivität	deutschlandweit, regionale und lokale Einzelveröffentlichungen	gering bis mittel
Schwereanomalien	deutschlandweit	gering bis mittel
Magnetfeldanomalien	deutschlandweit	gering bis mittel
Geoid	deutschlandweit	gering
Tiefenseismische Strukturen	Meist nur 2D-Profile	gering bis mittel
Elektrische Leitfähigkeit	regional	gering
Ergebnisse von numerischen Simulationen der Mantelkonvektion	deutschlandweit, unsichere Parametrisierung	Prognosen fraglich
Ergebnisse numerischer Simulationen der Lithosphärendynamik	deutschlandweit, unsichere Parametrisierung	Prognosen fraglich
Verbreitung känozoischer Vulkanfelder	deutschlandweit	mittel bis hoch
Isolierte känozoische Vulkane	deutschlandweit	mittel
Mantelxenolithe	lokal bis regional	mittel
Krustenxenolithe	lokal bis regional	mittel
Phänokristalle	lokal bis regional	mittel
Gesteinschemismus	deutschlandweit	mittel
Thermalwässer	deutschlandweit	gering bis mittel
Geochronologische Daten	Felder: deutschlandweit, Vulkane: lokal	mittel bis hoch
Mofetten, Säuerlinge	deutschlandweit	mittel
Gas- und Isotopengeochemische Analysen von Mantelfluiden	lokale Spezialanalysen, nahezu deutschlandweit für Heliumisotopie	mittel
Ergebnisse petrologischer Experimente	lokal an ausgewählten Proben aus Deutschland, international an vergleichbaren Proben	wichtig für Prozessverständnis, Prognosen fraglich
Numerische Modelle zur Genese und Differenziation von Magmen	prinzipiell auf alle Schmelzprozesse und Magmen anwendbar	wichtig für Prozessverständnis, Prognosen fraglich

Eine Prognose zukünftiger vulkanischer Aktivität, die auf mehreren der zuvor diskutierten Indikatoren beruht, kann nur qualitativ sein, obwohl quantitative Werte für die einzelnen Indikatoren vorliegen. Dabei sind die Datendichte und die Ungewissheiten zu berücksichtigen. Ungewissheiten betreffen sowohl die Werte selbst, als auch die räumliche Zuordnung der Werte zu Untergrundvolumen, insbesondere bei der Parametrisierung von Eigenschaften des Erdmantels.

Bei der Kombination der einzelnen Indikatoren (Kap. 5.2) sollte, wie bereits in Tabelle 1 angedeutet, eine Gewichtung der möglichen Relevanz und Aussagekraft erfolgen. Dafür sollte der hier lediglich subjektiv und beschreibend verwendete Begriff „Relevanz“ und deren Abstufung klarer gefasst werden, z. B. mittels Delphi-Verfahren. Bei der synoptischen Bewertung der möglichen vulkanischen Aktivität gibt die Häufung von Indikatoren in einer Region zwar Hinweise auf zukünftige Ausbruchsmöglichkeiten, jedoch sollte auf eine pauschale Aufsummierung verzichtet werden und möglichst Kausalzusammenhänge zwischen den Indikatoren oder zumindest die Konsistenz mit aktuellen petrologischen und geodynamischen Modellen berücksichtigt werden.

Regional differenzierte Wahrscheinlichkeiten für zukünftige Vulkanausbrüche werden schwerlich zu quantifizieren sein. Durchschnittliche Ausbruchshäufigkeiten können für die quartären Vulkanfelder der Eifel aufgrund der vergangenen Entwicklung angegeben werden. Prognosen von Wahrscheinlichkeiten setzen aber stochastische Verteilungen voraus, die in Anbetracht der unterscheidbaren Aktivitätsphasen jedoch nicht auf einem einzigen Prozess beruhen und daher ohne Kenntnis der Zusammenhänge zwischen den Prozessen problematisch sind. Wahrscheinlichkeiten für das Wiederaufleben in älteren Vulkanfeldern, die Entstehung neuer Felder oder einzelner isolierter Ausbrüche sind dagegen vermutlich kaum unter Angabe sinnvoll eingrenzbarer Ungewissheiten quantifizierbar. Ebenso ist aufgrund der nicht linear gekoppelten Prozesse des Magmatismus die Festlegung von Grenzwerten für einzelne Indikatoren schwierig. Daher erscheint es sinnvoll, in beiden Fällen mit Wertungsgruppen zu arbeiten und nach geringerer und erhöhter Relevanz, Aussagekraft oder Wahrscheinlichkeit zu unterscheiden.

5 Vorschlag zur Erarbeitung von Aktivitätsprognosen

Die Prognose soll Gebiete, in mit zu erwartender zukünftiger vulkanischer Aktivität von solchen unterscheiden, in denen eine vulkanische Aktivität im Nachweiszeitraum von einer Million Jahre unwahrscheinlich erscheint. Dazwischen wird es Gebiete geben, in denen Vulkanausbrüche prinzipiell möglich sein könnten, die bisher aber nicht durch känozoischen Vulkanismus aufgefallen sind, so dass Prognosen nicht durch vergangene Aktivitäten gestützt werden können. Eine derartige prinzipielle, dreiteilige Abstufung der Prognosen geogener Naturgefahren wird auch für Gefahrenhinweiskarten von den Staatlichen Geologischen Diensten Deutschlands empfohlen (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE GEOLOGIE 2016). Im Folgenden wird eine mögliche Vorgehensweise für die Prognose der zukünftigen vulkanischen Aktivität in Deutschland skizziert. Die dabei benutzten Begriffe werden im Kapitel 5.4 erläutert.

5.1 Definition der Indikatoren

Es ist eine Liste von Indikatoren mit quantifizierbaren Parametern zu erstellen. Tabelle 1 könnte dafür als Diskussionsgrundlage genutzt werden.

Für die Festlegung von Grenzwerten benötigte Parameter beinhalten die Werteverteilung, zumindest Minima und Maxima, absolute Werte und bei relativen Werten die Kenntnis der Stichprobe und der Bezugsgröße, (z. B. Bouguer-Anomalie), die räumliche Verteilung der Werte (Datendichte) sowie die Ungewissheiten der Werte.

Anhand der Werteverteilung der Parameter sollten ein oder mehrere Grenzwerte für Wertungsgruppen festgelegt werden, beispielsweise aufgrund von Sensitivitätsstudien, Vergleichen mit Intraplattenvulkanismus in anderen Regionen der Erde oder Expertenschätzungen. Mehr als zwei Grenzwerte zur Unterscheidung von Wertungsgruppen können vermutlich selten aufgrund der Daten angegeben werden, es sei denn, polymodale Werteverteilungen lassen dies bei ausreichender Datengrundlage sinnvoll erscheinen. Bei der Festlegung von Grenzwerten ist ein Konsens innerhalb der wissenschaftlichen Gemeinschaft anzustreben und die Festlegung der Grenzwerte transparent zu dokumentieren.

Bei der Verwendung der Grenzwerte für die Darstellung von Gebieten in Karten ist die räumliche Ungewissheit der Parameter zu berücksichtigen und in geeigneter Form darzustellen. Bei punktuellen Informationen (z. B. Ausbruchszentrum von Vulkanen) oder Linien (z. B. seismische Profile) sind der Radius bzw. die Breite des von den Werten repräsentierten Gebietes (sowie die räumlichen Ungewissheiten) ähnlich wie die Grenzwerte zu diskutieren, festzulegen und anzuwenden.

Als Beispiel für die räumliche Repräsentativität von Punktdaten sei hier die Lage vulkanischer Eruptionszentren angeführt. Die Mantelquelle des Magmas wird sich vermutlich nicht unmittelbar unter diesem Zentrum befinden. Ebenso ist davon auszugehen, dass ein Magmenvolumen, das vom Mantel nach oben steigt, irgendwo in einem Gebiet über dem Mantelausgangspunkt die Erdoberfläche erreicht. Ein entsprechend großes Gebiet um ein Eruptionszentrum an der Erdoberfläche könnte dann als repräsentativ für die Ausdehnung der Mantelquelle angesehen werden. Hinweise auf die Ausdehnung eines solchen Gebietes könnte der Neigungswinkel der DLF- und Schwarm-Beben in der Osteifel geben (HENSCH et al. 2019), wenn dieser für Magmenaufstiegswege als repräsentativ angesehen würde. Demnach ergäbe sich ein Gebiet mit einem Radius von etwa 15 km, in dem Vulkanausbrüche über einer Magmenquelle im Mantel möglich wären, bzw. Eruptionszentren einen Mantelbereich von entsprechendem Radius repräsentierten.

5.2 Synopsis der Indikatoren

Ziel der Synopsis ist die Erarbeitung eines halb-quantitativen Gesamtwertes der Erwartung zukünftig möglicher vulkanischer Aktivität unter Berücksichtigung aller verfügbaren Indikatoren. Dabei sollten die Indikatoren möglichst deutschlandweit einheitlich anwendbar sein. Das sind beispielsweise aerogeophysikalische Daten, aber auch regionale Daten, wie die Verbreitung von Säuerlingen und känozoischen Vulkaniten. Sie bilden zwar regionale Cluster, aufgrund des guten Kenntnisstandes kann aber davon ausgegangen werden, dass es wenig unbekannte Vorkommen gibt und die dazwischenliegenden Gebiete dem derzeitigen Kenntnisstand nach praktisch frei von solchen Austritts- und Ausbruchsstellen sind. Isolierte, außerhalb der Cluster auftretende kretazische und känozoische Vulkane, die im Bereich der Mitteleuropäischen Asthenosphärenanomalie (MEIER et al. 2016) auftreten, belegen die Möglichkeit, dass Vulkane in einem sehr weiten Gebiet auftreten können, auch wenn dies in der Vergangenheit selten der Fall war. Ihre Existenz zeigt, dass Vulkanismus und damit zusammenhängende Phänomene in einem weiten Bereich um die bekannten Felder herum nicht gänzlich ausgeschlossen werden können.

5.2.1 Gewichtung von Indikatoren

Zur Berücksichtigung der unterschiedlichen Relevanz der möglichen Indikatoren für zukünftig zu erwartenden Vulkanismus ist eine Gewichtung der Indikatoren sinnvoll. Unterschiedliche Möglichkeiten können hier erwähnt werden. Die Gewichtung selbst ist Gegenstand der Forschung (Endlagerforschung der BGR: Arbeitspaket Magmatismus).

5.2.1.1 Individuelle Gewichtung

Die individuelle Gewichtung der Indikatoren ist für die semi-quantitative Kombination der Indikatoren von Vorteil, da so ein Gesamtwert leicht aus der Summe der zutreffenden Indikatoren oder Summe der Gewichte der einzelnen Wertungsgruppen der unterschiedlichen Indikatoren errechnet werden kann. Zum Beispiel: quartärer Vulkan: 10 Punkte, tertiärer Vulkan: 2 Punkte, p-Wellen-Anomalie < -3 %: 2 Punkte, p-Wellen-Anomalie < -1,5 %: 1 Punkt, Mofette: 0,5 Punkte.

5.2.1.2 Gewichtung nach Kausalitäten

Die Gewichtung der Indikatoren nach Kausalitäten ist wünschenswert aber begrenzt durch unser Verständnis der Zusammenhänge zwischen den magmatischen und geodynamischen Prozessen. Zudem sind die Zusammenhänge z. T. zeitlich getrennt (z. B. tertiärer Vulkanismus und rezente Mantelgasaustritte) und in nicht linear gekoppelten Systemen kann die Hierarchie der Prozesse von den Zustandsbedingungen und Heterogenitäten in Kruste und Mantel abhängig sein. Sie müssen somit nicht allgemein gültig sein. Das heißt, der Charakter des Magmatismus kann sich räumlich unterscheiden und zeitlich verändern. In einer gut erforschten Region festgestellte Zusammenhänge müssen nicht in anderen Regionen oder in der Zukunft in gleicher Weise gelten. Somit könnten Indikatoren bzw. deren Wertungsgruppen räumlich unterschiedlich gewichtet werden.

5.2.1.3 Gewichtung von Koinzidenzen

Manche Indikatoren können für sich genommen nicht besonders spezifisch sein. Fallen sie aber mit anderen Indikatoren zusammen, könnten Koinzidenzen aufgrund begründbar angenommener kausaler Zusammenhänge höher gewichtet oder „Zusatzpunkte“ bei einer semi-quantitativen Kombination der Indikatoren vergeben werden.

5.2.1.4 Lokale Informationen

Die DLF-Erdbeben sind lokale Informationen hoher Relevanz, fallen aber in das quartäre Vulkanfeld der Osteifel, das an sich schon aufgrund des vergangenen Vulkanismus auszuschließen ist. Vulkano-tektonische Störungen können mögliche Anisotropien in der Kruste aufzeigen und bevorzugte Richtungen der Reaktivierung oder Ausbreitung vulkanischer Aktivität von Vulkanfeldern anzeigen und, wenn vorhanden, bei der räumlichen Abgrenzung von Erwartungsgruppen als zusätzliche Information mitberücksichtigt werden.

5.2.2 Umgang mit Datenlücken

Generell ist die geowissenschaftliche Datengrundlage zu den Indikatoren in Deutschland als gut zu bezeichnen. Sie ist zum Teil durch die Verfügbarkeit von Proben aus dem Mantel auf die Vulkangebiete beschränkt.

Untersuchungen mit recht speziellen geochemischen Methoden (z. B. Kupferisotopie von Feldspäten) sind auf wenige Vorkommen beschränkt. Eine flächenhafte Anwendung aller Methoden ist praktisch nicht möglich. Ebenfalls sind einige aufwendige geophysikalische Methoden bisher nicht flächendeckend eingesetzt worden.

Ergänzende geophysikalische Methoden könnten in die die Standortsuche begleitenden Forschungsprojekte eingesetzt werden, um das Verständnis von relevanten Prozessen oder Indikatoren zu verbessern. Beispielsweise seien hier die Schwarmbeben oder DLF-Erdbeben genannt. Bei diesen Indikatoren könnte eine Erweiterung des seismologisch erfassten Frequenzspektrums helfen, das Prozessverständnis dieser Beben zu verbessern und damit die Relevanz dieser Indikatoren für die Prognose und mögliche Kausalzusammenhänge mit anderen Indikatoren besser bewerten zu können.

Ergänzende Daten könnten dann erhoben werden, wenn die im StandAG vorgesehene übertägige Erkundung in den Standortregionen stattfindet. Die Datendichte im Umfeld der Standortregionen könnte beispielsweise durch zusätzliche tiefenseismische Profile, teleseismische Tomografie, seismologische Studien oder Gasuntersuchungen verbessert werden.

Grundsätzlich wären möglichst vollständige Vulkanfeldanalysen aller känozoischen Felder und die Charakterisierung aller darin vorkommender Vulkane hilfreich. Eine derartig umfangreiche Aufgabe ist allenfalls im Rahmen der obertägigen Erkundung der Standortregionen für die ggf. benachbarten Vulkanfelder möglich. Ebenso sollten Lücken in den quartären Vulkanfeldern der Eifel und der Oberpfalz geschlossen werden, z. B. durch Altersbestimmungen, mineralogisch-geochemische Analysen aller Vulkanite, Analyse der Bildungsgeschichte von Xenolithen und Phänokristallen, geophysikalische Untersuchungen von Vulkankomplexen oder Forschungsbohrungen in diese, um die Lage und Größe krustaler Magmenkammern in der Ost- und Westeifel zu bestimmen.

5.2.3 Umgang mit Ungewissheiten

JENTZSCH (2001) stellt bereits fest, dass es grundsätzlich nicht möglich ist, ein „scharfes“ Ausschlusskriterium zu formulieren. Ungewissheiten sollten daher, wenn möglich, immer mit angegeben und bei der Ableitung von Grenzwerten mitberücksichtigt werden. Ungewissheiten sind nicht immer angegeben und mitunter nicht relevant im Kontext, in dem

die Daten originär erhoben wurden. Neben Schätzungen der Ungewissheiten können geostatistische Verfahren genutzt werden, z. B., um die Ausdehnung des von punktuellen, linearen und flächenhaften Informationen repräsentierten Raumes abzuschätzen. Es könnten charakteristische Dimensionen und Verteilungen der Vulkane, als Teil umfassender Vulkanfeldanalysen, für Schätzungen von Ungewissheiten herangezogen werden. Eine weitere Möglichkeit besteht in der parallelen Betrachtung mehrerer Interpretationen oder Auswertungen (z. B. Minima, Maxima, Erwartungswert) oder gar Monte-Carlo-Simulationen zur Analyse der Auswirkungen von Parametervariationen auf die Verteilung von Grenzwerten für Indikatoren, bzw. der resultierenden räumlichen Ausdehnung der umgrenzten Gebiete.

5.2.4 Kombination der Indikatoren zu einem Index

Bei der Kombination von Indikatoren ist für jeden Ort aus der Summe der gewichteten Punktwerte der Wertungsgruppen der Indikatoren ein Indexwert zu berechnen.

Zusätzlich ist die Ungewissheit der festgelegten Grenzwerte und deren Auswirkung auf die Ausdehnung der umgrenzten Gebiete zu berücksichtigen. Innerhalb des Bereichs der Ungewissheit kann der Indikator mit einem zwischen Null und Eins variierenden Faktor multipliziert werden. Dieser Ungewissheitsfaktor kann eine lineare Funktion des Abstands von der Ortskoordinate der Information oder auch eine andere geostatistisch ermittelte Funktion sein.

Die Summe der Produkte von Punktwerten der Wertungsgruppen, den Gewichtungsfaktoren und den Ungewissheitsfaktoren der verschiedenen Indikatoren sowie möglicher Zusatzpunkte für Koinzidenzen oder lokale Informationen ergibt dann einen theoretisch möglichen Maximalwert für diesen Index der Erwartung zukünftiger vulkanischer Aktivität. Das theoretische Minimum beträgt Null an Orten, an denen kein Indikator einschließlich der Ausdehnung seines Ungewissheitsbereichs zutrifft. Wenn man alle so ermittelten Indexwerte zusammenträgt, ergibt sich vermutlich eine statistisch auswertbare Verteilung, die Regionen widerspiegelt, in denen viele, stark gewichtete Indikatoren zusammenkommen und Regionen ohne – oder nur mit wenigen, leichtgewichtigen Indikatoren.

Aufgrund der kausalen Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Indikatoren ist nicht zu befürchten, dass in Gebieten mit niedrigen Indexwerten isolierte Indikatoren hoher Relevanz unberücksichtigt bleiben würden, da diese mit anderen Indikatoren korrelieren und gemeinsam vorkommen (Abb. 6 auf S. 40).

5.2.5 Festlegung von Grenzwerten für Erwartungsgruppen

Aus der Häufigkeitsverteilung der örtlichen Indexwerte sind Grenzwerte für Erwartungsgruppen abzuleiten. Die Grenzwerte sind methodisch erforderlich. Sie sind aber nicht als Schwellenwerte zu verstehen, die Wertebereiche unterscheiden, die mit bestimmten Prozessen verknüpft werden können. Vermutlich werden einige Grenzwerte, insbesondere solche, die keine statistisch deutlich unterscheidbaren Gruppen von Werten trennen, eher als Anzeiger von Tendenzen anzusehen sein. Ein Beispiel zur Veranschaulichung dieser Problematik zeigt Abbildung 8 anhand eines Indikators – der Heliumisotopie in Mofetten und Quellgasen. Der dargestellte Datensatz zeigt Isotopenverhältnisse (R , normiert auf das atmosphärische Verhältnis R_A) aus ganz Deutschland. Die aufsteigend sortierten Werte folgen einer stetigen Kurve, die von Krustenwerten bis hin zu typischen Mantelwerten (ermittelt an Fluideinschlüssen in Mantelxenolithen) reichen. Eine eindeutige Unterscheidung von Krusten- und Mantelwerten ist aus diesem Datensatz nicht ersichtlich. Die Heliumisotopenverhältnisse von Analysen aus den quartären Vulkangebieten liegen meist, aber nicht ausschließlich über einem Verhältnis von $2 R/R_A$. Während sie außerhalb dieser Gebiete meist, aber nicht ausschließlich, unterhalb von $1 R/R_A$ liegen. Aufgrund dieser geografischen Koinzidenz ließe sich ein Grenzwert, oder besser ein Schwellenbereich zur Unterscheidung von krustenbetonten und mantelbetonten Werten festlegen. Die Verteilung deutet aber eher auf eine kontinuierliche Mischungsreihe zwischen den Endgliedern als auf grundsätzlich verschiedene Transportmechanismen oder Wegsamkeiten durch die Kruste hin. Der Bereich in dem sich die He-Isotopenverhältnisse der Fluide in den Vulkanfeldern mit jenen aus anderen Gebieten überlappen könnte als Fehlerbereich eines Schwellenwertes angenommen werden, exemplarisch angedeutet durch den grauen Bereich in Abb. 8. Die Werte allein lassen keine Festlegung einer Schwelle zu, ab der die Kruste besonders günstige Eigenschaften für den Aufstieg von Magmen besitzt. Zudem erfolgt der Aufstieg des Heliums zumindest in der oberen zugänglichen Kruste nicht in einer silikatischen Schmelze, sondern in wässrigen oder CO_2 -reichen Fluiden.

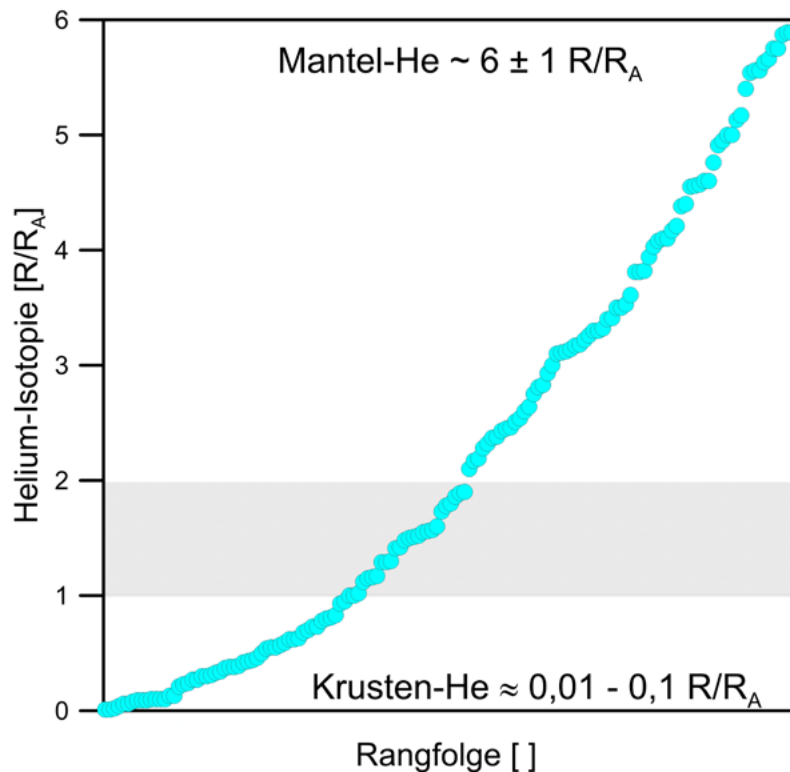


Abb. 8: Heliumisotopie von Quellgasen in Deutschland. Daten aus GRIESSHABER et al. 1992 sowie BRÄUER et al. (2004, 2011, 2018).

Wie das Beispiel der Heliumisotopie von Quellgasen zeigt, erlauben solche semiquantitativ ermittelten Verteilungen von Parameter- oder Indexwerten keine direkte Ableitung von Ausbruchswahrscheinlichkeiten, dennoch könnte man sich an Klassifizierungen von Wahrscheinlichkeiten orientieren. Beispielsweise an einer logarithmisch skalierten Klassifizierung. Laut BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (2010) ist eine Entwicklung als wahrscheinlich anzunehmen, wenn die Eintrittswahrscheinlichkeit mindestens 10 % beträgt. Dementsprechend könnte man gegebenenfalls Erwartungsgruppen anhand der Indexwerte auseinanderhalten und verbal beschreiben:

- >= 10 % des Maximalwertes: „Vulkanische Aktivität erwartet“
- >= 1 - < 10 % des Maximalwertes: „Vulkanische Aktivität möglich“
- >= 0,1 - < 1 % des Maximalwertes: „Vulkanische Aktivität nicht auszuschließen“
- < 0,1 % des Maximalwertes: „Vulkanische Aktivität nicht erwartet“.

Die statistische Analyse der Indexwerte, die Berücksichtigung der Koinzidenzen der räumlichen Verbreitung der anhand der einzelnen Indikatoren abgegrenzten Gebiete und die Kausalzusammenhänge zwischen den Indikatoren werden vielleicht die Unterscheidung anderer, aber möglicherweise in ähnlichen Größenordnungen abgestuften Erwartungsgruppen nahelegen.

5.3 Ausdehnung von Erwartungsgebieten

Für die Standortauswahl ist die Festlegung von Ausschlussgebieten erforderlich. Für die örtliche Berechnung der Indexwerte erscheint in den ersten Schritten der Ausweisung von Teilgebieten und Standortregionen ein Raster mit einem Punktabstand von etwa einem Kilometer angemessen zu sein. Diese Berechnungen können mithilfe geografischer Informationssysteme erfolgen.

5.3.1 Räumliche Verbreitung der Erwartungsgruppen

Für die Auswahl von Teilgebieten und Standortregionen könnten Karten kleiner Maßstäbe ausreichen, denn die Erwartungsgruppen werden nicht durch scharfe Linien abgrenzbar sein. Daher ist es wichtig, die Ungewissheiten des Verfahrens auch in den Karten angemessen darzustellen.

Grenzgürtelmethoden wären eine Möglichkeit der Darstellung, jedoch ohne unterschiedliche Wichtung von Indikatoren. Sinnvoller erscheint die Darstellung breiter Übergangsbereiche zwischen Erwartungsgruppen entsprechend der Länge der Ungewissheiten der Indikatoren oder die Verwendung kontinuierlicher Farbskalen, ohne Angabe von Isolinien oder Grenzen der Erwartungsklassen. Diese würden den Stand der wissenschaftlichen Kenntnis bzw. der Unkenntnis und der Nichtvorhersehbarkeit lokaler Ereignisse im komplexen Erdsystem mit seinen nicht linear gekoppelten Prozessen widerspiegeln.

Ein erster Schritt zur Abgrenzung von Gebieten, in denen vulkanische Aktivität erwartet wird, möglich ist, und nicht ausgeschlossen werden kann, ist heute schon mit vorhandenen Daten, in vereinfachter Weise ohne Gewichtung, anhand weniger Indikatoren möglich. Aufgrund der Begrenztheit der verfügbaren Daten sowie des unvollständigen Prozessverständnisses ist vorerst ein einfacher, pragmatischer Ansatz sinnvoll.

Für die quartären Vulkanfelder wird davon ausgegangen, dass die bekannten Eruptionszentren einen Mantelbereich im Umkreis von 15 km repräsentieren (Kap. 5.1). Bei einer weiteren Ausbreitung der Vulkanfelder mit der von MERTZ et al. (2015) ermittelten Geschwindigkeit könnten Ausbrüche in 50 km Umkreis um die heutigen Vulkanfelder in

der kommenden 1 Mio. Jahre auftreten. Rechnet man noch einen Sicherheitsabstand zur Berücksichtigung möglicher Auswirkungen von 10 km (JENTZSCH 2001) hinzu, könnte man eine Linie in 75 km Entfernung um die bekannten Ausbruchsorte des quartären Vulkanismus ziehen. Angesichts der Ungewissheiten und des langen Prognosezeitraums erscheint diese konservative Vorgehensweise der Addition der Radien zunächst angemessen. Zudem zeigen die isolierten Eruptionszentren des tertiären Vulkanismus im weiteren Umfeld der Vulkanfelder, dass eine weiträumige Grenzziehung um die bisherigen quartären Vulkanfelder herum angebracht ist, da auch hier mit einzelnen Vulkanausbrüchen in der weiteren Umgebung zu rechnen ist, wie bereits am Rodderberg bei Bonn geschehen.

Die Koordinaten von Eruptionszentren, die als Eckpunkte zur Darstellung der quartären Vulkanfelder der Eifel in kleinmaßstäbigen Karten (etwa im Maßstab 1:2.000.000) verwendet werden könnten, können den Karten von BÜCHEL (1994), van den BOGAARD & SCHMINCKE (1990), der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen Blatt C 5506 Bonn sowie den Veröffentlichungen von MEYER (2013), LANGER et al. (2019) und ROHRMÜLLER et al. (2018) entnommen werden. In Tab. 2 sind Koordinaten einiger Eruptionszentren aufgelistet, die als Eckpunkte der Vulkanfelder verwendet werden könnten.

Für die tertiären Vulkanfelder wird davon ausgegangen, dass deren Aktivität ruht. Als Bereich eines möglichen Auflebens des Vulkanismus wird die Verbreitung der tertiären Vulkanite und ein Saum von 25 km Breite um die Vulkanfelder herum angesehen. Dies entspricht den zuvor gewählten Werten für den Repräsentanzbereich der Eruptionszentren für die Mantelquellen der Magmen (15 km) und der Sicherheitszone von 10 km. Ein erneutes Aufleben außerhalb dieses Bereichs würde in dem anschließenden, erweiterten Bereich einzelner Indikatoren für zukünftig nicht auszuschließende vulkanische Aktivität mitberücksichtigt. Die Verbreitung der tertiären Vulkanite könnte anhand der zuvor genannten Quellen für den quartären Vulkanismus, den analogen und digitalen geologischen Spezial- und Übersichtskarten der Länder Rheinland-Pfalz, Nordrhein-Westfalen, Hessen, Thüringen, Bayern, Sachsen und Baden-Württemberg, den Karten des Hegau (MÄUSSNEST & SCHREINER 1982) und des Uracher Vulkangebietes (MÄUSSNEST 1978) sowie den Publikationen von ABRATIS et al. (2015), LUTZ et al. (2013) und HOFBAUER (2016) entnommen werden. Die Ungenauigkeit in der Bestimmung der Koordinaten der Eruptionszentren in Tab. 2 wird auf etwa ± 1 km geschätzt. Sie dürfte bei den quartären Vulkanen meist kleiner sein, bei flächenhafter Verbreitung von Vulkaniten, oder Erosionsresten von Lavaströmen eventuell auch größer (z. B. Scheibenberg im Erzgebirge).

Tab. 2a: Teil 1 – Koordinaten von Eruptionszentren, die Eckpunkte der Vulkanfelder darstellen, sowie von und isolierten Vorkommen kanozoischer Vulkanite.

Vulkan (-feld)	Länge	Breite	Vulkan (-feld)	Länge	Breite
Westefel			Westerwald, Tertiär		
Goldberg	6,45	50,34	Hohenseelbachkopf, Silbersee	7,98	50,77
Dehnert	6,51	50,29	Hillscheid	7,71	50,41
Duppacher Maar	6,55	50,26	N' Leun	8,38	50,57
Fischbach Vulkan	6,60	50,18	N' Aumenau	8,24	50,41
Mosenebrg SW	6,78	50,08	N' Biebrich	7,94	50,31
Wispelter Maar	6,98	50,05			
Eifenmaar	7,02	50,07	Vogelsberg, Maintrapp, Rhön, Süd		
Wollmerather Maar	6,98	50,16	N' Niedermörlen	8,74	50,39
Reinertsberg	6,80	50,28	Bad Homburger Kreuz	8,63	50,20
Kerpener Maar	6,72	50,30	Egelsbach	8,69	49,97
Lenerath	6,59	50,30	Roßberg N' Ober-Ramstsd	8,77	49,85
Hocheifel, Quartär			Messenhausen	8,80	49,99
Ulmener M	6,98	50,21	Kleinaunheim	8,82	50,11
Moosbrucher W.	6,95	50,26	Weinberg b. Langenselbold	9,07	50,19
Tuffschlot Herresbach	7,02	50,36	W' Lettgenbrunn	9,40	50,17
Osteifel			E' Weyersfeld AT	9,82	50,07
Leilenkopf	7,30	50,48	S' Hetzlos	9,86	50,18
Stucksberg bei Schalkenbach	7,16	50,49	Käulingberg, S, Bischofsheim	10,01	50,38
Ramersbach	7,11	50,49	N' Oberelsbach	10,12	50,45
Teufelsburg, Oberheckenbach	7,09	50,46	SE Biebergemünd	9,31	50,20
SE Herschbach	7,04	50,43	S' Zwingenberg	8,64	49,71
Kaltenborn Herrenberg	7,04	50,40	Oberklingen	8,88	49,81
Düngenheim	7,19	50,27	Obernburg a. Main	9,12	49,82
MertlochNauenheim	7,32	50,26	W' Großwallstadt	9,12	49,88
Beuelskopf bei Winningen	7,53	50,32	Katzenbuckel (Kreide)	9,04	49,47
AKW Kärlich-Urmitz	7,49	50,41	Kisselwörth Gruppe N	8,36	49,94
Westerwald, Quartär			Kisselwörth Gruppe S	8,34	49,90
Pfahlberg Caan	7,62	50,48	Stockstadt-5 Maar	8,45	49,78
Scheidberg Grenzhäusen	7,66	50,44	Steinsberg bei Weiler	8,88	49,21
Rodderberg	7,20	50,64	Gang bei Neckarzimern	9,13	49,32
			Forst a. d. Weinstraße	8,17	49,43
Hocheifel, Tertiär					
Eckfeld	6,82	50,11	Vogelsberg Hess. Senke		
E Bad Bertrich	7,04	50,08	Frauenberg b. Bortshausen	8,79	50,76
Mertloch	7,30	50,27	Amöneburg	8,92	50,80
Gees	6,71	50,22	Nellenberg, Neustadt Hessen	9,12	50,84
Waldorf	6,61	50,38	Allendorf	9,23	50,94
Berggrath	6,75	50,52	Borken	9,29	51,04
Godesburg	7,15	50,69	E' Hakenberg (Külte)	9,08	51,40
Burgkopf bei Hausen	7,28	50,32	Spiegelberg N' Borgenreich	9,27	51,59
Steinbergkopf	7,29	50,48	Steinbruch Bramburg	9,74	51,61
Einzelvorkommen Pronsfeld	6,34	50,15	Hoher Meißner	9,85	51,20
			E Spangenberg	9,68	51,12
Siebengebirge			Schloss Ludwigseck	9,62	50,99
Beuel	7,16	50,73	Blaue Kuppe	10,04	51,15
Kaldauen	7,25	50,82	ENE'. Ronshausen	9,90	50,95
Stein bei Mühleip	7,47	50,74	Vitzenroda	10,07	50,89
Fernthal	7,44	50,61			

Tab. 2b: Teil 2 – Koordinaten von Eruptionszentren, die Eckpunkte der Vulkanfelder darstellen, sowie von und isolierten Vorkommen kanozoischer Vulkanite.

Vulkan (-feld)	Länge	Breite	Vulkan (-feld)	Länge	Breite
Röhn Bayern-Thüringen			Urach		
Ostheim v. d Rhön By.	10,20	50,46	Scharnhausen	9,26	48,71
Rhönblick S	10,25	50,34	S' Neckartailfingen	9,28	48,60
Gebaberg	10,27	50,59	SW' reutlingen	9,17	48,48
Dolmar	10,51	50,61	Großengstlingen	9,29	48,39
Pleißberg	10,24	50,74	Apfelstätten	9,49	48,38
W Bad Liebenstein	10,32	50,80	Magolsheim	9,59	48,41
Birkenkopf E' Marksuhl	10,23	50,92	Laichingen	9,69	48,49
Stopfelskuppe	10,22	50,95	E' Aichelberg	9,59	48,63
S' Dippach	10,03	50,91	zwischen Kirchheim & Schlierbach	9,49	48,66
S Hörschel	10,24	51,00			
			Erzgebirge		
Heldburger Gangschar			E' Johanngeorgenstadt	12,75	50,44
Grettstadt N	10,31	50,00	Scheibenberg	12,92	50,54
Grettstadt S	10,29	49,95	Pöhlberg	13,03	50,57
E Grettstadt	10,39	49,97	Hirtstein	13,19	50,54
Oberleinleiter S	11,13	49,84	S' Rothenthal	13,39	50,61
Oberleinleiter N	11,15	49,91	E' Sayda	13,46	50,71
Diatrem Mechenried	10,47	50,10	Luchberg	13,73	50,87
Bramberg	10,63	50,11	Landberg	13,51	51,00
Feldstein N' Themar	10,63	50,52	Dohma, Cotta	13,96	50,90
am Eisenkopf E' Heldburg	10,75	50,29			
NW Coburg	10,88	50,35	Lausitz		
Baunach (Hofbauer)	10,85	49,97	Stolpen	14,08	51,05
			S' Sohland a. d. Spree	14,41	51,02
			Waditz	14,53	51,16
			E' Gutttau	14,57	51,26
			Guitzdorf Goldgrube	14,76	51,29
			Görlitz	14,97	51,16
			S Boxberg (Hofbauer 2016)	14,57	51,38
Kaiserstuhl					
N' Herbolzheim	7,78	48,24			
Limberg b. Salsbach	7,61	48,15			
Breisach, Eckartsberg	7,58	48,03			
Phonolith von Bötzingen	7,71	48,08			
Hegau					
Wartberg bei Geisingen	8,62	47,93			
Blauer Stein S' Riedöschingen	8,60	47,83			
Riedheimer Gang	8,75	47,77			
Öhinger Maar	8,92	47,67			
Hohenkrähen	8,82	47,80			
Gang NW Hohnstätten	8,87	47,90			
Gang in Immendingen	8,74	47,94			

Zur Abgrenzung des weiteren Bereichs mit Indikatoren außerhalb der Vulkanfelder, für die zukünftiger Vulkanismus nicht ausgeschlossen werden kann, könnte exemplarisch die Ausdehnung der negativen Geschwindigkeitsanomalie aus Abb. 2 (MEIER et al. 2016) dienen, da dieser Bereich andere Indikatoren wie CO₂ und isolierte Vulkanite weitgehend mit beinhaltet. Bei der Verwendung dieser Daten zur Darstellung möglicher Erwartungsgebiete für zukünftigen Vulkanismus ist das geringe Auflösungsvermögen der Oberflächentomografie zu berücksichtigen.

Gebiete, für die eine Erwartung zukünftiger vulkanischer Aktivität entsprechend der oben dargelegten vereinfachten Vorgehensweise qualitativ unterschieden werden könnten, geben eine Vorstellung von der Lage und Größe möglicher, noch festzulegender Ausschlussgebiete. Verglichen mit den Gebieten möglicher Aktivität um die tertiären Vulkane und den von JENTZSCH (2003, 2013) um die quartären Vulkane ausgehaltenen Gebieten würden Flächen mit erwarteter Aktivität deutlich größer ausfallen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass in den früheren Arbeiten die bisherige Verlagerung der vulkanischen Aktivität im Quartär nicht als zukünftige Möglichkeit mit eingerechnet wurde. Beispielsweise resultiert die Differenz in der Ausdehnung des von JENTZSCH (2013) als gefährdet ausgewiesenen Gebietes am Westende des Egergrabens (90 km NNW-SSE) und eines Gebietes in einem Umkreis von 75 km um die dort bekannten quartären Vulkane (170 km) im Wesentlichen aus dem Zuschlag für eine zukünftig mögliche Verlagerung der vulkanischen Aktivität in unbekannter Richtung.

Sollte die oben skizzierte Unterscheidung von Gebieten als erster Schritt im Standortauswahlverfahren zur Anwendung kommen, empfiehlt sich zur Kartierung der Ausdehnung dieser Gebiete die Nutzung geografischer Informationssysteme mit aktuellen, vollständigen und qualitätsgesicherten Datenbanken für die zugrunde liegenden Indikatoren.

Die Indikatoren könnten später, eventuell unter Berücksichtigung der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Ausbruchsstellen in den Vulkanfeldern, modifiziert und andere Vorgehensweisen zur Abgrenzung erarbeitet werden, sofern die Datengrundlage dieses dann zulässt. Die Interpretation der wissenschaftlichen Grundlagen und der Karten von Erwartungsgruppen im Standortauswahlverfahren zugunsten einer eher konservativen, weitreichenden Abgrenzung von Ausschlussgebieten oder einer engeren mehr restrisikotoleranten Begrenzung der Ausschlussgebiete wäre dann Gegenstand des Standortauswahlverfahrens.

5.3.2 Reichweite endlagerrelevanter Auswirkungen von Ausbruchsszenarien

Die Reichweite endlagerrelevanter Auswirkungen vulkanischer Aktivitäten ist u.a. abhängig von der Vulnerabilität kritischer Infrastruktur für die Einlagerung, Langzeitsicherheit und Rückholbarkeit. Hierbei könnte man sich auf die in den känozoischen Vulkanfeldern häufigen Ausbruchsszenarien beschränken und mögliche Szenarien mit extremer Reichweite oder besonderen Faktorenkombinationen gesondert betrachten, wenn die Standortregionen bekannt sind (5.3.3). Bei der Abschätzung der Reichweite von Ausbrüchen können auch Untersuchungen von quartären Intraplatten-Vulkanfeldern mit vergleichbarem Magmatismus außerhalb Deutschlands herangezogen werden, da die Erosion von den älteren deutschen Vulkanen mitunter nur noch Reste von Schloten und Fördergängen übriggelassen hat. Für die Klassifizierung der Vulnerabilität von Bevölkerung und Infrastruktur nutzen die Vereinten Nationen die Abstufungen von 10, 30 und 100 km Radius um aktive Vulkane (BROWN et al. 2015).

Zur Berücksichtigung der Reichweite der Auswirkungen von Vulkanausbrüchen schlagen BRÄUER & JENTZSCH (2005) vor, um „Vorkommen vulkanischer Tätigkeit in der Eifel, im Vogtland und in NW-Böhmen einen Sicherheitsradius von 10 km um potenziell gefährdete Gebiete zu schlagen“. Dieser könnte aber im Falle großer Ausbrüche differenzierter Magmenkammern zu gering bemessen sein.

5.3.3 Lokale Einflüsse auf Auswirkungen in Standortregionen

Die standortbezogene Analyse von Ausbruchsszenarien könnte auch Auswirkungen von größerer Reichweite berücksichtigen, wie sie beispielsweise beim Ausbruch des Laacher Sees vor 12.900 Jahren auftraten (SCHMINCKE 2009) und in der Studie von LEDER et al. (2017) unter Berücksichtigung der heutigen Bebauung der Region modelliert wurden. Bei Standortregionen in der Nachbarschaft von Gebieten mit möglicher vulkanischer Aktivität ist auch der Einfluss der Topografie auf die Ausbreitung von Lavaströmen und pyroklastischen Strömen, Laharen und Rutschungen von Tephraakkumulationen zu berücksichtigen sowie ein möglicher Aufstau von Flüssen durch Vulkanite mit sekundären Risiken von Überflutungen stromauf- und -abwärts. Sofern die Endlagersicherheit gegenüber möglichen Fernwirkungen solcher Szenarien nicht durch geotechnische Maßnahmen gewährleistet werden kann, ist eine Anpassung der Ausdehnung von Ausschlussgebieten angezeigt. Dieses Vorgehen entspricht dem „Dritten Schritt“ in den Empfehlungen von JENTZSCH (2001).

5.4 Definitionen der in Kapitel 5 benutzten Begriffe

5.4.1 Indikator

Gesamtheit punktueller oder flächenhafter vorhandener Informationen über eine Eigenschaft des vergangenen Vulkanismus, oder eine gegenwärtige Eigenschaft der Geosphäre, die mit känozoischen magmatischen Prozessen zusammenhängen oder zukünftigen Vulkanismus begünstigen können, sowie entsprechende Erkenntnisse aus experimentellen Studien oder numerischen Simulationen, die Hinweise auf zukünftig möglichen Vulkanismus geben können.

5.4.2 Parameter

Quantifizierbare Größe der/einer Eigenschaft eines Indikators.

5.4.3 Grenzwert

Zahlenwert und Einheit zur Klassifizierung von Parameterwerten in Wertungsgruppen für die einzelnen Indikatoren sowie zur Klassifizierung der Indexwerte in Erwartungsgruppen.

5.4.4 Wertungsgruppe

Menge der Parameterwerte eines Indikators, in einem durch Grenzwerte definierten Bereich. Der Wertungsgruppe wird zur Indexberechnung ein Punktwert zugeordnet.

5.4.5 Gewichtungsfaktor

Jedem Indikator zugeordneter Faktor zur Multiplikation mit den Punktwerten der Wertungsgruppen eines Indikators bei der Berechnung des Indexwertes.

5.4.6 Ungewissheitsfaktor

Funktion zur Berücksichtigung der räumlichen Ungewissheiten der Indikatoren bzw. der Wertungsgruppen.

5.4.7 Index

Semiquantitativ, unter Berücksichtigung aller Indikatoren, einheitlich ermittelte Größe zur Abschätzung der Erwartung zukünftiger vulkanischer Aktivität.

5.4.8 Indexwert

Zahlenwert des Index an einem konkreten Ort in Deutschland.

5.4.9 Erwartungsgruppe

Menge der Indexwerte, in einem durch Grenzwerte definierten Bereich.

5.4.10 Erwartungsgebiet

In Karten ausgehaltene Ausdehnung einer Erwartungsgruppe.

6 Fazit

Vulkanismus ist kein stochastischer Prozess. Unser derzeitiges Prozessverständnis ist nicht ausreichend, um Prognosen zur Ausbruchshäufigkeit im Nachweiszeitraum von einer Million Jahre zu quantifizieren. Es ist selbst für die gut erforschten quartären Vulkanfelder der Eifel schwierig, eine wissenschaftlich belastbare Aussage zu machen, ob in Zukunft mit einer verstärkten oder abnehmenden vulkanischen Aktivität in diesem Raum zu rechnen ist (SCHMINCKE 2007). Mittlerweile gibt es neue, insbesondere geochemische und geophysikalische Erkenntnisse, die ein besseres Prozessverständnis und Prognosen ermöglichen könnten. Prognosen sollten dabei die Geschichte des känozoischen Magmatismus insgesamt berücksichtigen. Es erscheint jedoch heute schon möglich, mit einem halbquantitativen Verfahren aufgrund bestehender Koinzidenzen eine regionale Differenzierung von Gebieten vornehmen zu können, in denen eher mit zukünftigem Vulkanismus gerechnet werden muss als in anderen Regionen. Das folgende Beispiel soll dieses belegen und illustrieren.

- Erwartete Aktivität: Aufgrund vieler Ähnlichkeiten und des Auftretens in bereits im Tertiär vulkanisch aktiven Gebieten erscheint es sinnvoll davon auszugehen, dass der quartäre Vulkanismus in der Eifel und in der Oberpfalz nicht prinzipiell vom Tertiären Vulkanismus verschieden ist und dass die Aktivitätsdauer der tertiären Felder auch für die quartären Felder anzunehmen ist und somit, angesichts der Häufigkeit der Ausbruchstellen in den känozoischen Vulkanfeldern, davon ausgegangen werden muss, dass es innerhalb des Nachweiszeitraums in den quartären Vulkanfeldern und ihrer Nachbarschaft (etwa 50 km, aufgrund der bisherigen Verlagerung der Aktivität im Quartär in der Eifel, MERTZ et al. 2015) zu weiteren Vulkanausbrüchen kommen wird. Dem Modell von RUMMEL et al. (2018) eines sich an der Lithosphärenbasis ausbreitenden Manteldiapirs entsprechend, muss diese Verlagerung in der Zukunft nicht in der bisherigen Richtung weiter erfolgen, so dass von einer allseitig möglichen Verlagerung ausgegangen wird.
- Mögliche Aktivität: Aufgrund längerer Unterbrechungen und des Wiederauflebens des Vulkanismus in einigen tertiären Vulkanfeldern nach etlichen Millionen Jahren besteht in dem Gürtel der Vulkanfelder zwischen Eifel und Lausitz sowie im Bereich vom Kaiserstuhl bis zum Urach-Kirchheimer Vulkangebiet ebenfalls die Möglichkeit zukünftiger vulkanischer Aktivität. Einer der Gründe dafür kann die Metasomatose des lithosphärischen Mantels im Zuge der früheren magmatischen Aktivität sein, welche die erneute Bildung von Magmen im Erdmantel im Bereich der tertiären Vulkanfelder begünstigen kann (vgl. Kap. 2.1).

- Nicht auszuschließende Aktivität: Darüber hinaus kann nicht ausgeschlossen werden, dass es in Zukunft in einem weiteren Bereich um diesen Gürtel herum zu vulkanischer Aktivität kommen kann. Dieser Bereich beinhaltet Gebiete, in denen Indikatoren für magmatische Aktivität vorliegen (insbesondere Asthenosphärenanomalie, Mofetten und Säuerlinge, Mantelgasaustritte), es in der Vergangenheit aber nicht oder nur selten zu isolierten Vulkanausbrüchen kam.

Literaturverzeichnis

- ABRATIS, M., VIERECK, L., BÜCHNER, J., TIETZ, O. (2015): Route to the Volcanoes in Germany – conceptual model for a geotourism project interconnecting geosites of Cenozoic volcanism. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 166: 161-185.
- ABRATIS, M., VIERECK, L., PFÄNDER, J.A., HENTSCHEL, R. (2015): Geochemical composition, petrography and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ age of the Heldburg phonolite: implications on magma mixing and mingling. *International Journal of Earth Sciences* 104: 2033-2055.
- ACKERMAN, L., ŠPAČEK, P., MAGNA, T., ULRYCH, J., SVOJTKA, M., HEGNER, E., BALOGH, K. (2013): Alkaline and carbonate-rich melt metasomatism and melting of subcontinental lithospheric mantle: evidence from mantle xenoliths, NE Bavaria, Bohemian Massif. *Journal of Petrology* 54: 2597-2633.
- ADERHOLD, G., BALZER, D., BAURIEGEL, A., FRITZ, J., HEROLD, U., HOLL, C., KERSTING, G., KUHN, D., LIEBSCH-DÖRSCHNER, T., MAYER, K., MÖBUS, H.-M., NIX, T., ROGALL, M., RUCH, C., SCHMIDT, S., SCHÜTZE, K., SIMON, A., STARKE, C., STRAUSS, R. (2008): Geogene Naturgefahren in Deutschland. Empfehlungen der Staatlichen Geologischen Dienste (SGD) zur Erstellung von Gefahrenhinweiskarten. 17 Seiten.
- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE GEOLOGIE (2016): Gefahrenhinweiskarten geogener Naturgefahren in Deutschland- ein Leitfaden der Staatlichen Geologischen Dienste Deutschlands. *Geologisches Jahrbuch A164*: Schweizerbart Verlag, 88 S.
- AESCHBACH-HERTIG, W., KIPFER, R., HOFER, M., IMBODEN, D.M., WIELER, R., SIGNER, P. (1996): Quantification of gas fluxes from the subcontinental mantle: the example of Laacher See, a maar lake in Germany. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 31-41.
- AGEMAR, T., SCHELLSCHMIDT, R., SCHULZ, R. (2012): Subsurface temperature distribution in Germany. *Geothermics* 44: 65-77.
- AHORNER, L. (1994): Fault-plane solutions and source parameters of the 1992 Roermond, the Netherlands, mainshock and its stronger aftershocks from regional seismic data. *Geologie en Mijnbouw* 73: 199-214.

- AHORNER, L. (1983): Historical Seismicity and Present-Day Microearthquake Activity of the Rhenish Massif, Central Europe. in: Fuchs, K., von Gehlen, K., Mälzer, H., Murawski, H., Semmel, a. (Hrsg.): Plateau Uplift. Seiten 198-221, Springer (ISBN 3-540-12577-9).
- BAYER, U., SCHECK, M., RABEL, W., KRAWCZYK, C.M., GÖTZE, H.-J., STILLER, M., BEILECKE, TH., MAROTTA, A.-M., BARRIO-ALVERS, L., KUDER, J. (1999): An integrated study of the NE German Basin. *Tectonophysics* 314: 285-307.
- BERNDT, J., HOLTZ, F., KOEPKE, J. (2001): Experimental Constraints on storage conditions in the chemically zoned phonolitic magma chamber of the Laacher See volcano. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140: 469-486.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (2010): Sicherheitsanforderungen an die Endlagerung wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle. Berlin, 22 S.
- BOSUM, W., WONIK, T. (1991): Magnetic anomaly pattern of Central Europe. *Tectonophysics* 195: 253-259.
- BOGAARD, P., SCHMINCKE, H.-U. (1990): Vulkanologische Karte der Osteifel, 1:25.000, Pluto Press Witten/Kiel.
- BOGAARD, P., WÖRNER, G. (2003): Petrogenesis of Basanitic to Tholeiitic Volcanic Rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany. *Journal of Petrology* 44: 569-602.
- BRANDL, P.A., GENSKE, F.S., BEIER, C., HAASE, K.M., SPRUNG, P., KRUMM, S.H. (2015): Magmatic Evidence for Carbonate Metasomatism in the Lithospheric Mantle underneath the Ohrě (Eger) Rift. *Journal of Petrology* 56: 1743-1774.
- BRÄUER, K., KÄMPF, H., KOCH, U., STRAUCH, G. (2011): Monthly monitoring of gas and isotope compositions in the free gas phase at degassing locations close to the Nový Kostel focal zone in the western Eger Rift, Czech Republic. *Chemical Geology* 290: 163-176.
- 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.

- BRÄUER, K., KÄMPF, H., NIEDERMANN, S., STRAUCH, G. (2018): Monitoring of helium and carbon isotopes in the western Eger Rift area (Czech Republic): Relationships with the 2014 seismic activity and indications for recent (2000-2016) magmatic unrest. *Chemical Geology* 482: 131-145.
- BRÄUER, K., KÄMPF, H., NIEDERMANN, S., STRAUCH, G., WEISE, S.M. (2004): Evidence for a nitrogen flux directly derived from the European subcontinental mantle in the Western Eger Rift, central Europe. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 4935-4947.
- BRÄUER, K., KÄMPF, H., STRAUCH, G. (2014): Seismically triggered anomalies in the isotope signatures of mantle-derived gases detected at degassing sites along two neighboring faults in NW Bohemia, central Europe. *Journal of Geophysical research Solid Earth* 119: 5613-5632.
- BRÄUER, V., JENTZSCH G. (2005): Abgrenzung von Gebieten mit offensichtlich ungünstigen geologischen Verhältnissen. K MAT 12-09, 8 Seiten.
- BROWN, S.K., SPARKS, R.S.J., MEE, K., VYE-BROWN, C., ILYINSKAYA, E., JENKINS, S., LOUGHLIN, S.C., et al. (2015): Regional and country profiles of volcanic hazard and risk. Report IV of the GVM/IAVCEI contribution to the Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction. *Global Volcano Model and IAVCEI 2015*, 789 S.
- BRÜCKNER-RÖHLING, S., ESPIG, M., FLEIG, S., FISCHER, M., FORSBACH, H., KOCKEL, F., KRULL, P., STIEWE, H. & WIRTH, H. (2002): Standsicherheitsnachweise Nachbetriebsphase: Seismische Gefährdung – Teil 1: Strukturgeologie. – unveröff. Bericht, BGR-Archiv: 183 S., 38 Abb., 9 Tab., 70 Anl.; Hannover.
- BRÜCKNER-RÖHLING, S., FLEIG, S., FORSBACH, H., KOCKEL, F., KRULL, P., WIRTH, H. (2004): Bewegungsphasen tektonischer Störungen im Tertiär Norddeutschlands – Ergebnisse strukturgeologischer Untersuchungen. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 32: 295-321.
- BÜCHEL, G., MERTES, H. (1982): Die Eruptionszentren des Westeifeler Vulkanfeldes. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* 133: 409-429.
- BÜCHEL, G. (1992): Das Kelberger Hoch. Tiefenstruktur und Geodynamik einer magnetischen Anomalie in der Eifel. *Die Geowissenschaften* 5: 132-142.
- BÜCHEL, G. (1994): Vulkanologische Karte West- und Hocheifel 1:50.000. Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz.

- BUCHER, K., STOBER, I. (2016): Large-scale chemical stratification of fluids in the crust: hydraulic and chemical data from the geothermal research site Urach, Germany. *Geofluids* 16: 813-825.
- BUDWEG, M., BOCK, G., WEBER, M. (2006): The Eifel Plume - imaged with converted seismic waves. - *Geophysical Journal International*, 166, 2, pp. 579-589.
- BUIKIN, A. TRIELOFF, M., HOPP, J., ALTHAUS, T., KOROCHANTSEVA, E., SCHWARZ, W.H., ALTHERR, R. (2005): Noble gas isotopes suggest deep mantle plume source of late Cenozoic mafic alkaline volcanism in Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 230: 143-162.
- BULL, A.L., DOMEIER, M., TORSVIK, T.H. (2014): The effect of plate motion history on the longevity of deep mantle heterogeneities. *Earth and Planetary Science Letters* 401: 172-182.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (2010): Sicherheitsanforderungen an die Endlagerung wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle. Berlin, 22 S.
- BUNGE, H.-P., GLASSMACHER, U.A. (2018): Models and observations of vertical motion (MoveOn) associated with rifting to passive margins: Preface. *Gondwana Research* 53: 1-8.
- CAMPOS-ENRIQUEZ, J.O., HUBRAL, P., WENZEL, F., LUESCHEN, E., MEIER, L. (1992): Gravity and magnetic constraints on deep and intermediate crustal structure and evolution models for the Rhine Graben. *Tectonophysics* 206: 113-135.
- CARACAUSI, A., AVICE, G., BURNARD, P.G., FÜRI, E., MARTY, B. (2016): Chondritic Xenon in the Earth's mantle. *Nature* 533, 5. Mai: 82-85.
- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwasservorkommen von Mitteleuropa. Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft Stuttgart, 643 S.
- CARLINO, S. (2019): Neapolitan Volcanoes. Kapitel 4 Volcanoes and Risks. Springer, Cham, 312 S.
- CHOUDHURI, M. UND NEMČOK, M. (2017): Mantle Plumes and Their Effects. Springer verlag 137 S.

- CLAUSER, C., DEETJEN, H., HÖHNE, F., RÜHAAK, W., HARTMANN, A., SCHELLSCHMIDT, R., RATH, V., ZSCHOCKE, A. (2002): Erkennen und Quantifizieren von Strömung: Eine geothermische Rasteranalyse zur Klassifizierung des tiefen Untergrundes in Deutschland hinsichtlich seiner Eignung zur Endlagerung radioaktiver Stoffe. K MAT 12-10, 159 S.
- CLOETINGH, S., VAN WEES, J.D., ZIEGLER, P.A., LENKEY, L., BEEKMANN, F., TESAURO, M., FÖRSTER, A., NORDEN, B., KABAN, M., HARDEBOL, N., BONTÉ, D., GENTER, A., GUILLOU-FROTTIER, L., TER VORDE, M., SOKOUTIS, D., WILLINGSHOFER, E., CORNU, T., WORUM, G. (2010): Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. *Earth-Science Reviews* 102: 159-206.
- CLOETINGH, S., ZIEGLER, P.A., BEEKMAN, F., ANDRIESEN, P.A.M., HARDEBOL, N., DÈZES, P. (1995): Intraplate deformation and 3D rheological structure of the Rhine Rift System and adjacent areas of the northern Alpine foreland. *International Journal of Earth Sciences* 94: 758-778.
- CLOETINGH, S., ZIEGLER, P.A., BEEKMAN, F., ANDRIESEN, P.A.M., MATENCO, L., BADA, G., GARCIA-CASTELLANOS, D., HARDEBOL, N., DÈZES, P., SOKOUTIS, D. (2005): Lithospheric memory, state of stress and rheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. *Quaternary Science Reviews* 24: 241-304.
- CLOOS, H. (1939): Hebung, Spaltung, Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Großformen. — *Geologische Rundschau* 30: 401-519.
- COLLI, L., GHELICHKHAN, S. BUNGE, H.-P. (2016): On the ratio of dynamic topography and gravity anomalies in a dynamic Earth. *Geophysical Research Letters* 43: 2510-2516.
- COLLI, L., GHELICHKHAN, S. BUNGE, H.-P., OESER, J. (2018): Retrodictions of Mid Paleogene mantle flow and dynamic topography in the Atlantic region from compressible high resolution adjoint mantle convection models: Sensitivity to deep mantle viscosity and tomographic input model. *Gondwana Research* 53: 252-272.
- DAVIES, G.F. (1999): *Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection*. Cambridge University Press, 458 S.
- DEKORP RESEARCH GROUP (1990): Reflectivity patterns in the Variscan mountain belts and adjacent areas: an attempt for a pattern recognition and correlation to tectonic units. *Tectonophysics* 173: 361-378.

- 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: 203-227.
- DELIGNE, N.I., JOLLY, G.E., TAIG, T., WEBB, T.H. (2018): Evaluating life-safety risk for fieldwork on active volcanoes: the volcano life risk estimator (VoLREst), a volcano observatory's decision-support tool. *Journal of Applied Volcanology* 7: 7. <https://doi.org/10.1186/s13617-018-0076-y>
- DEMOULIN, A., PISSART, A., ZIPPELT, K. (1995): Neotectonic activity in and around the southwestern Rhenish Shield (West Germany): indications of a levelling comparison. *Tectonophysics* 249: 203-216.
- DENIS, C.M.M., DEMOUCHY, S., SHAW, C.S.J. (2013): Evidence of dehydration in peridotites from Eifel Volcanic Field and estimates of the rate of magma ascent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 258: 85-99.
- DRIESLER, J., JAKOBY, W.R. (1983): Gravity Anomaly and Density Distribution of the Rhenish Massif. in: FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H., SEMMEL, A. (HRSG.): *Plateau Uplift*. Seiten 366-380, Springer (ISBN 3-540-12577-9).
- DUDA, A., SCHMINCKE, H.-U. (1985): Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91: 340-353.
- DUDA, A., SCHMINCKE, H.-U. (1978): Quaternary Basanites, Melilite Nephelinites and Tephrites from the Laacher See Area (Germany). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 132: 1-33.
- DUNAI T., BAUR H. (1995): Helium, neon and argon-isotope systematics of European lithospheric mantle xenoliths: implications for its geochemical evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 2767-2783.
- DUNCAN, R.A., PETERSEN, N., HARGRAVES, R.B. (1972): Mantle Plumes, Movement of the European Plate and Polar Wandering. *Nature* 239, 8. September: 82-86.
- EINARSSON, P. (2019): On the success rate of public warnings based on short-term seismic precursors to Icelandic eruptions. Kurzfassung des Beitrags zur Tagung *Physics of Volcanoes in Mendig*, 2019.

- FEKIAKOVA, Z. MERTZ, D.F., RENNE, P.R. (2010): Geodynamic Setting of the tertiary Hocheifel Volcanism (Germany), Part I: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology
- FISCHER, T., HORÁLEK, J., HRUBCOVÁ, P., VAVRYČUK, V., BRÄUER, K., KÄMPF, H. (2014): INTRA-CONTINENTAL EARTHQUAKE SWARMS IN WEST-BOHEMIA AND VOGTLAND: A REVIEW. *TECTONOPHYSICS* 611: 1-27.
- FÖRSTER, A., FÖRSTER, H.-J. (2000): Crustal composition and mantle heat flow: Implications from surface heat flow and radiogenic heat production in the Variscan Erzgebirge (Germany). *Journal of Geophysical Research* 105: 27917-27938.
- FÖRSTER, M., SIROCKO, F. (2015): The ELSA-Tephra-Stack: Volcanic activity in the Eifel during the last 500 000 years. *Global and Planetary Change*. 142: 100-107.
- FOULGER, G. (2006): The great plume debate. *Eos* 87 Nr. 7, 14 February: 76, 80.
- FOULGER, G.R. (2010): Plates vs. plumes: a geological controversy. Wiley-Blackwell, Chichester, 328 S.
- FRECHEN, J. (1962): Geologische Karte des Siebengebirges 1:25:000 nach Laspayers-Uhling. Sammlung Geologischer Führer/ Führer zu vulkanologisch-petrographischen Exkursionen Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet und Maargebiet der Westeifel. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 151 Seiten.
- FRECHEN, J., HOPMANN, M., KNETSCH, G. (1972): Die Vulkanische Eifel. Stofffuß Verlag Bonn, 4. Aufl. 140 Seiten.
- FRICKE, K. (1960): Kohlensäurelinien am Mittelrhein. Heilbad u. Kurort 12, 224-226.
- FRISCHBUTTER, A. (2001): Recent vertical movements (map 4). Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge 8: 27-31.
- FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H., SEMMEL, A. (HRSG.) (1983): Plateau Uplift. Springer Verlag (ISBN 3-540-12577-9), 411 S.
- GABRIEL, G., VOGEL, D., SCHEIBE, R., LINDNER, H., PUCHER, R., WONIK, T., KRAWCZYK, C.M. (2011): Anomalies of the Earth's total magnetic field in Germany – the first complete homogenous data set reveals new opportunities for multiscale geoscientific studies. *Geophysical Journal International* 184: 1113-1118.
- GAUTHERON, C., MOREIRA, M., ALLÈGRE, C. (2005): He, Ne and Ar composition of the European lithospheric mantle. *Chemical Geology* 217: 97-112.

- GINIBRE, C., WÖRNER, G., KRONZ, A. (2004): Structure and Dynamics of the Laacher See Magma Chamber (Eifel, Germany) from Major and Trace Element Zoning in Sanidine: a Cathodoluminescence and Electron Microprobe Study. *Journal of Petrology* 45: 2197-2223.
- GOEPEL, A., LONSCHINSKI, M., VIERECK, L., BÜCHEL, G., KUKOWSKI, N. (2015): Volcano-tectonic structures and CO₂-degassing patterns in the Laacher See basin, Germany. *International Journal of Earth Sciences*. 104: 1483-1495
- GOES, S., SPAKMAN, W., BIJWAARD, H. (1999): A lower Mantle Source for Central European Volcanism. *Science* 286: 1928-1931.
- GRIESSHABER, E., O'NIONS, R.K., OXBURGH, E.R. (1992): Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine Graben and Black Forest, F.R.G. *Chemical Geology*, 99: 213-235
- GRÜNTAL, G., STROMEYER, D. (1992): The recent crustal stress field in central Europe - trajectories and finite-element modeling. *Geologie en Mijnbouw* 73: 173-180.
- GRÜNTAL, G. STROMEYER, D., BOSSE, C., COTTON, F., BINDI, D. (2018): The probabilistic seismic hazard assessment of Germany – version 2016, considering the range of epistemic uncertainties and aleatory variability. *Bulletin of Earthquake Engineering* 16: 4339-4395.
- GUNTHER, K., VONDRÁK, D., HRUBA, J., VAN DER KNAAP, W.O., VAN LEEUWEN, J.F.N., HEURICH, M. (2019): Laacher See tephra discovered in Bohemian Forest, Germany, east of the eruption. *Quaternary Geochronology*: Manuskript angenommen. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2019.02.003>
- HAASE, K.M., BEIER, C., RERELOUS, M., RAPPERICH, V., RENNO, A. (2017): Spatial variability of source composition and petrogenesis in rift and rift flank alkaline lavas from the Eger Rift, Central Europe. *Chemical Geology* 455: 304-314.
- HAASE, K.M., GOLDSCHMIDT, B., GRABE-SCHÖNBERG, C.-D. (2004): Petrogenesis of Tertiary Continental Intra-plate Lavas from the Westerwald Region, Germany. *Journal of Petrology* 45: 883-905.
- HÄNEL (1971): Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte in Deutschland. *Zeitschrift für Geophysik* 37: 119-134.

- HÄNEL, R. (1973): Bericht über geothermische Messungen in den Bohrungen bei Trier. unveröffentlichter Bericht, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, 8 S.
- HÄNEL, R. (1977): Die Bestimmung der Temperaturen im Untergrund der Bundesrepublik Deutschland aus Wärmestromdichtedaten. unveröffentlichter Bericht, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, 14 S.
- HAENEL, R. (1983): Geothermal Investigations in the Rhenish Massif. in: FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H., SEMMEL, A. (HRSG.) 1983: Plateau Uplift. Seiten 228-246, Springer (ISBN 3-540-12577-9).
- HARTMANN G., WEDEPOHL K. H. (1990): Metasomatically altered peridotite xenoliths from the Hessian Depression (Northwest Germany). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 71-86.
- HEGNER, E., VENNEMANN, T.W. (1997): Role of fluids in the origin of Tertiary European intraplate volcanism: Evidence from O, H, and Sr isotopes in melilitites. *Geology* 25,11: 1035-1038.
- 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.
- HERZBERG, C., ASIMOV, P.D. (2015): PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16: 563-578.
- HETÉNYI, G., PLOMEROVÁ, J., BIANCHI, I., KAMPPFOVÁ, E., BOKELMANN, G., HANDY, M.R., BABUŠKA, V., ALPARRAY-EASI WORKING GROUP (2018): From mountain summits to roots: Crustal structure of the Eastern Alps and Bohemian Massif along longitude 13.3°E. *Tectonophysics* 744: 239-255.
- HÖINK, T., LENARDIC, A., RICHARDS, M.A., (2012): Depth-dependent viscosity and mantle stress amplification: implications for the role of the asthenosphere in maintaining plate tectonics. *Geophysical Journal International* 191: 30-41.
- HOERNLE, K., ZHANG, Y.-S., GRAHAM, D. (1995): Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature* 374, 2 März: 34-39.

- HOFBAUER, G. (2016): Vulkane in Deutschland. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 224 S.
- HOFMANN, Y. (2003): Gravimetrische und geodynamische Modellierungen in der Schwarmbeben-Region Vogtland/NW-Böhmen. Diss. Univ. Jena, 151 S.
- HOGGARD, M. J., WINTERBOURNE, J., CZARNOTA, K., WHITE, N. (2017): Oceanic residual depth measurements, the plate cooling model, and global dynamic topography, *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 122: 2328-2372.
- HORN, P., LIPPOLT, H. J., TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersebestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. Teil I, Gesamtgesteinsalter. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 65: 131-156.
- HORNA, F., KRENTZ, O., BUSKE, S., KÄPPLER, R., BÖRNER, R.-U. (2015): Is the structure of Börnersdorf possibly a maar-diatreme volcano? *Zeitschrift der Deutschen gesellschaft für Geowissenschaften* 166: 149-160.
- HRUBCOVÁ, P., GEISLER, W. H., BRÄUER, K., VAVRYČUK, V., TOMEK, Č., & KÄMPF, H. (2017): Active magmatic underplating in western Eger Rift, Central Europe. *Tectonics*, 36: 2846-2862.
- JÄHNE, F. (2019): Prognose von Hebungen. Bericht zum Arbeitspaket 9S2018100000. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, unveröffentlichter Entwurf.
- JENTZSCH, G. (2001): Vulkanische Gefährdung in Deutschland. Entwicklung eines Kriteriums zum Ausschluss von Gebieten für die weitere Untersuchung hinsichtlich der Eignung als Standort eines Endlagers für radioaktive Abfälle. K-MAT 12-14. [http://dipbt.bundestag.de/dip21/btd/18/CD09100/4. Materialien/K-MAT%2012-14.pdf](http://dipbt.bundestag.de/dip21/btd/18/CD09100/4.Materialien/K-MAT%2012-14.pdf)
- JENTZSCH, G. (2013): Ausarbeitung Vulkanische Gefährdung in Sachsen. Unveröffentlichtes Gutachten für das Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie. Jena, 35 S.
- JÖDICKE, H., UNTIEDT, J., OLGEMANN, W., SCHULTE, L., WAGENITZ, V. (1983): Electrical conductivity Structure of the Crust and Upper mantle Beneath The Rhenish Massif. IN: FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H., SEMMEL, A. (HRSG.): Plateau Uplift. Seiten 288-302, Springer (ISBN 3-540-12577-9).

- JUNG, S., MASBERG, P. (1998): Major- and trace-element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (central Germany). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 86: 151-177.
- JUNG, S., PFÄNDER, J.A., BRAUNS, M., MAAS, R. (2011): Crustal contamination and mantle source characteristics in continental intra-plate volcanic rocks: Pb, Hf and Os isotopes from central European volcanic province basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75 (2011) 2664-2683.
- KÄMPF, H., GEISSLER, W.H., BRÄUER, K. (2007): Combined gas-geochemical and receiver function studies on the Vogtland/NW Bohemia intraplate mantle degassing field (western Eger rift, central Europe). IN: RITTER, J.R.R., CHRISTENSEN, U.R. *MANTLE PLUMES - A Multidisciplinary Approach*. Seiten 127- 158, Springer (ISBN 978-3-540-68046-8).
- KAISER, A. (2005): Neotectonic modelling of the North german basin and adjacent areas – a tool to understand postglacial landscape evolution? *Zeitschrift der Deutschen gesellschaft für Geowissenschaften* 156: 357-366.
- KAPPELMEYER, O. (1977): Erkundung des Temperaturfeldes in der Eifel mit einer Forschungsbohrung bei Ochtendung. unveröffentlichter Bericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 70 S.
- KEYSER, M., RITTER, J.R.R., JORDAN, M. (2002): 3D shear-wave velocity structure of the Eifel Plume, Germany. *Earth and Planetary Science Letters* 203: 59-82.
- KLEIN, W., KRICKEL, B., RIECKEN, J., SALAMON, M. (2016). Eine interdisziplinäre Betrachtung der vertikalen Bodenbewegungen in der Eifel. *Zeitschrift für Geodäsie, Geoinformation und Landmanagement* 141(1): 27-34. DOI: 10.12902/zfv-0103-2015.
- KOMMISSION LAGERUNG HOCH RADIOAKTIVER ABFALLSTOFFE (2016): Abschlussbericht Der Kommission Lagerung hoch radioaktiver Abfallstoffe. Berlin 683 S.
- KRAWCZYK, C.M., STILLER, M., DEKORP-BASIN RESEARCH GROUP (1999). Reflection seismic constraints on Palaeozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. *Tectonophysics*, 314:241-253.
- KUMAR, S., SINGH, R. (HRSG.)(2014): *Modelling of Magmatic and Allied Processes*. Springer Verlag, 240 S.

- LANGHE, T., LORENZ, V., KÖPPEN, K.-H., BÜCHEL, G. (2019): Neue Aspekte zum Vulkanismus der Westeifel (Exkursion K am 26. April 2019). Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, Neue Folge 101: 227-250.
- LANGGUTH, H.R., PLUM, H. (1983): Research of Geothermal Anomalies by Means of Hydrochemical Data in the East Eifel Area, West Germany. *Geothermics* 12: 233- 239.
- LEYBECKER, J. (2000): Elektromagnetische Arraymessungen im Rheinischen Schiefergebirge: Modelle der elektrischen Leitfähigkeit der Erdkruste und des oberen Mantels mit Verbindungen zum Eifelvulkanismus. Diss. Univ. Göttingen 141 S.
- LECOCQ, T., PETERMANS, T., ALEXANDRE, P., CAMELBEECK, T. (2008): Earthquake relocation in the Ardenne (Belgium): identification of active structures in intraplate context in: Camelbeeck, T., Degée, H., Degrande, G., Sabbe, A. (Hrsg.), *Seismic Risk - Earthquakes in North-Western Europe*, 10 S.
- 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). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 337:111-123.
- LEISCHNER, W. (2006): Geologische Karte des Siebengebirges 1:32 000. Beilage zu Siebengebirge, Rheinlandiaverlag, Siegburg, 76 S.
- LIPPOLT, H.J., TODT, W. (1978): Isotopische Altersbestimmungen an Vulkaniten des Westerwaldes: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 1978: 332-352
- LIPPOLT H.J. (1983): Distribution of Volcanic Activity in Space and Time. in: FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H., SEMMEL, A. (HRSG.) *Plateau Uplift*. Seiten 112-120, Springer (ISBN 3-540-12577-9).
- LIPPOLT, H.J., FUHRMANN, U., HRADETZKY, H. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Age Determinations on Sanidines of the Eifel Volcanic Field (Federal Republik of Germany): Constraints on Age of a Middle pleistocene Cold Period. *Chemical Geology* 59: 187-204.
- LÖWER, A. (2014): Magnetotellurische Erkundung geologischer Großstrukturen des südwestlichen Vogelsberges mit anisotroper, dreidimensionaler Modellierung der Leitfähigkeitsstrukturen. Dissertation, Universität Frankfurt, 174 S.

- LUDWIG, A.O. (2001): Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and Adjacent Areas. Results of IGCP Project 346. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8, 1: 5-12.
- LÜSCHEN, E., BORRINI, D., GEBRANDE, H., LAMMERER, B., MILLAHN, K., NEUBAUER, F., NICOLICH, R., TRANSALP WORKING GROUP (2006): TRANSALP – deep crustal Vibroseis and explosive seismic profiling in the Eastern Alps. Tectonophysics 414: 9-38.
- LUTZ, H., LORENZ, V., ENGEL, T., HÄFNER, F., HANECKE, J. (2013): Paleogene phreatomagmatic volcanism on the western main fault of the northern Upper Rhine Graben (Kisselwörth diatrema and Nierstein–Astheim Volcanic System, Germany). Bulletin of Volcanology 75, DOI 10.1007/s00445-013-0741-2, 11 Seiten.
- MÄLZER, H., HEIN, G., ZIPPELT, K. (1983): Hight Changes in the Rhenish Massif: Determination and Analysis. in: FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H., SEMMEL, A. (HRSG.): Plateau Uplift. Seiten 164-176, Springer (ISBN 3-540-12577-9).
- MÄUSSNEST, O., SCHREINER, A. (1982): Karte der Vorkommen von Vulkangesteinen im Hegau 1:50.000. Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br.
- MÄUSSNEST, O. (1978): Karte der vulkanischen Vorkommen der Mittleren Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes (Schwäbischer Vulkan) 1:100 000. Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br.
- MATHAR, J.P., RITTER, J.R.R., FRIEDERICH, W. (2006): Surface waves image the top of the Eifel plume. Geophysical Journal International 164: 377-382.
- MAY, F. (1994): Zur Entstehung der Mineralwässer des Rheinischen Massivs. Dissertation, Universität Bonn, 136 S.
- MAY, F. (1998): Trans-lithospheric ascent of CO₂ liberated by magmatic processes in the earth's mantle, beneath the Eifel. Schriftenreihe des SFB 350 Universität Bonn 74: 27–49.
- MAY, F. (2002): Quantifizierung des CO₂-Flusses zur Abbildung magmatischer Prozesse im Untergrund der Westeifel. Shaker Verlag, 170 S.
- MAY, F., HOERNES, S., NEUGEBAUER, H.J. (1996): Genesis and distribution of mineral waters as a consequence of recent lithospheric dynamics: the Rhenish Massif, Central Europe. Geologische Rundschau 85: 782-799.

- 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. (HRSG.) 1983: Plateau Uplift. Seiten 260-275, Springer (ISBN 3-540-12577-9).
- MEIER, T., SOOMRO, R.A., VIREECK, L., LEBEDEV, S., BEHRMANN, J.H., WEIDLE, C., CRISTIANO, L., HANEMANN, R. (2016): Mesozoic and Cenozoic evolution of the Central European lithosphere. *Tectonophysics* 692: 58-73.
- MEISSNER, R., BORTFELD, R.K. (HRSG.) (1990): DEKORP-ATLAS. SPRINGER-VERLAG, HEIDELBERG (ISBN 0-387-52512-2), 21 S.
- MEISSNER, R., RABELL, W. (1999): Nature of Crustal Reflectivity along the DEKORP Profiles in Germany in Comparison with Reflection Patterns from Different Tectonic Units Worldwide: A Review. *Pure and Applied Geophysics* 156: 7-28.
- MENGEL, K., SACHS, P.M., STOSCH, H.G., WÖRNER, G., LOOCK, G. (1991): Crustal xenoliths from Cenozoic volcanic fields of West Germany: Implications for structure and composition of the continental crust. *Tectonophysics*, 195: 271-289.
- MERTES, H. (1983): Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes. *Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten* 9: 415 S., Bochum.
- MERTZ, D.F., LÖHNERTZ, W., NOMADE, S., PEREIRA, A., PRELEVIĆ, D., RENNE, P.R. (2015): Temporal–spatial evolution of low-SiO₂ volcanism in the Pleistocene West Eifel volcanic field (West Germany) and relationship to upwelling asthenosphere. *Journal of Geodynamics* 88: 59-79.
- MEYER, R., FOULGER, G.R. (2007): The European Cenozoic Volcanic Province is not caused by mantle plumes. <http://www.mantleplumes.org/Europe.html> (Heruntergeladen am 4.4.2019)
- MEYER, W. (2013): *Geologie der Eifel*, 4. Auflage, Schweizerbart verlag, Stuttgart, 704 Seiten.
- MEYER, W., STETS, J. (2007): Quaternary Uplift in the Eifel Area. in: RITTER, J.R.R., CHRISTENSEN, U.R. *Mantle Plumes - A Multidisciplinary Approach*. Seiten 369-378, Springer (ISBN 978-3-540-68046-8).
- MITSCHERLICH, E., VON DECHEN, H., ROTH, J. (ca. 1900): *Geognostische Karte der vulkanischen Eifel* 1:80000.

- MORGAN, J.W. (1971): Convection Plumes in the Lower Mantle. *NATURE* 230, 5. März: 42-43.
- MÜLLER, B., ZOBACK, M.L., FUCHS, K., MASTIN, L., GREGERSEN, S., PAVONI, N., STEPHANSSON, O., LJUNGREN, C. (1992): Regional Patterns of Tectonic Stress in Europe. *Journal of Geophysical research* 97B: 11783-11803.
- MÜLLER-SOHNUS, D., HORN, P., HUCKENHOLZ, H.G. (1989): Kalium-Argon Datierungen an tertiären Vulkaniten der Hocheifel. *Chemie der Erde*, 49:119-136.
- MUÑOZ, G., WECKMANN, U., PEK, J., KOVÁČIKOVÁ, S., KLANICA, R. (2018): Regional two-dimensional magnetotelluric profile in West Bohemia/Vogtland reveals deep conductive channel into the earthquake swarm region. *Tectonophysics* 727: 1-11.
- NEGENDANK, J.F.W., ZOLITSCHKA, B. (1993): Maars and Maar Lakes of the Westeifel Volcanic Field. *Lecture Notes in Earth Sciences* 49: 61-80.
- NIU, Y. (2018): Origin of the LLSVPs at the base of the mantle is a consequence of plate tectonics – A petrological and geochemical perspective. *Geoscience Frontiers* 9: 1265-1278.
- O'CONNOR, T., EDGAR, A.D., LLOYD, F. (1996): Origin of glass in quaternary mantle xenoliths from Meerfeldermaar, West Eifel, Germany: Implications for enrichment in the Lithospheric Mantle. *The Canadian Mineralogist* 34: 187-200.
- PASSARELLI, L., BRODSKY, E.E. (2012): The correlation between run-up and repose times of volcanic eruptions. *Geophysical Journal International* 188: 1025-1045.
- PASSIER, M.L., SNIEDER, R.K. (1996): Correlation between shear wave upper mantle structure and tectonic surface expressions: Application to central and southern Germany. *Journal of Geophysical research* 101: 25293-25304.
- PFÄNDER, J.A., JUNG, S., KLÜGEL, A., MÜNKER, C., ROMER, R.L., SPERNER, B., ROHRMÜLLER, J. (2018): Recurrent Local Melting of Metasomatised Lithospheric Mantle in Response to Continental Rifting: Constraints from Basanites and Nephelinites/Melilitites from SE Germany. *Journal of Petrology* 59: 667-694.
- PLAUMANN, S. (1991): Die Schwereanomalie des Kaiserstuhls. *Geologisches Jahrbuch* E48: 139-152.

- PLENEFISCH, T., BONJER, K.-P. (1997): The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*: 275: 71-97.
- PLOMEROVÁ, J., MUNZAROVÁ, H., VECSEY, L., KISSLING, E., ACHAUER, U., BABUŠKA, V. (2016): Cenozoic volcanism in the Bohemian Massif in the context of P- and S-velocity high-resolution teleseismic tomography of the upper mantle, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17: 3326-3349, doi:10.1002/2016GC006318.
- PREUSS, J., BURGER, D., SIEGLER, F. (2019): Die Obere Terrassengruppe im Oberen Mittelrheintal – Orte neuer Beobachtungen und Interpretationen (Exkursion E am 25. April 2019). *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, Neue Folge* 101: 117-149.
- RAIKES, S., BONJER, K.P. (1983): Large-scale mantle heterogeneity beneath the Rhenish Massif and its vicinity from teleseismic Residuals measurements. IN: FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H., SEMMEL, A. (HRSG.) 1983: *Plateau Uplift*. Seiten 315-331, Springer (ISBN 3-540-12577-9).
- REGENAUER-LIEB, K. (1999): Dilatant plasticity applied to Alpine collision: Ductile void growth in the intraplate area beneath the Eifel volcanic field, *Journal of Geodynamics* 27:1-21.
- RENNO, A.D., HACKER, B.R., STANEK, K.P. (2003): An Early Cretaceous (126 Ma) ultramafic alkaline Lamprophyre from The quarry Klunst. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 31: 31-36.
- RILEY, T.R., BAILEY, D.K., LLOYD, F.E. (1996): Extrusive carbonatite from the Quaternary Rockeskyll Complex, West Eifel, Germany. *The Canadian Mineralogist* 34: 389-401.
- RILEY, T.R., BAILEY, D.K., HARMER, R.E., LIEBSCH, H., LLOYD, F.E., PALMER, M.R. (1999): Isotopic and geochemical investigation of a carbonatitesyenite-phonolite diatreme, West Eifel (Germany). *Mineralogical Magazine* 63: 615-631.
- RITTER, J.R.R., JORDAN, M., CHRISTENSEN, U.R. & ACHAUER, U.R. (2001): A mantle plume beneath the Eifel volcanic fields, Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 186: 7-14.
- RITTER, J.R.R., JORDAN, M., CHRISTENSEN, U.R. & ACHAUER, U.R. (2001): A mantle plume beneath the Eifel volcanic fields, Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 186: 7-14.

- RITTER, J.R.R. (2007): The Seismic Signature of the Eifel Plume. in: RITTER, J.R.R., CHRISTENSEN, U.R. Mantle Plumes - A Multidisciplinary Approach. Seiten 379-404, Springer (ISBN 978-3-540-68046-8).
- RITTER, J.R.R., CHRISTENSEN, U.R. (2007): Mantle Plumes - A Multidisciplinary Approach. Springer (ISBN 978-3-540-68046-8), 501 S.
- RITTER, J.R.R., MATHAR, J.P., JORDAN, M., GABRIEL, G. (2007): Gravity Observations in the Western Rhenish Massif and Forward Modelling of the Eifel Plume bouguer Anomaly. in: RITTER, J.R.R., CHRISTENSEN, U.R. Mantle Plumes - A Multidisciplinary Approach. Seiten 465-476, Springer (ISBN 978-3-540-68046-8).
- REITER, K., HEIDBACH, O., MÜLLER, B., REINECKER, J., RÖCKEL, T. (2016): Spannungskarte Deutschland 2016. doi:10.5880/WSM.Germany2016
- RITTER, J.R.R., JORDAN, M., CHRISTENSEN, U.R., ACHAUER, U. (2001): A mantle plume below the Eifel volcanic Fields, Germany. Earth and Planetary science Letters 186: 7-14.
- ROHRMÜLLER, J., KÄMPF, H., GEISS, J., GROSSMANN, J., GRUN, I., MINGRAM, J., MRLINA, J., BLESSEN, B., STEBICH, M., VERESS, C., WENDT, A., NOWACZYK, N. (2018): Reconnaissance study of an inferred Quaternary maar structure in the western part of the Bohemian Massif near Neualbenreuth, NE-Bavaria (Germany). International Journal of Earth Sciences 2018: 1381-1405.
- ROUT, S.S. UND WÖRNER, G. (2018): Zoning and exsolution in alkali feldspars from Laacher See volcano (Western Germany): constraints on temperature history prior to eruption. Contributions to Mineralogy and Petrology 173. 20 S., doi.org/10.1007/s00410-018-1522-x.
- RUMMEL, L. (2019): Insights into the compositional evolution of crustal magmatic systems from coupled petrological-geodynamical models. Kurzfassung des beitrags zur Tagung Physics of Volcanoes in Mendig, 2019.
- RUMMEL, L., KAUS, B.J.P., WHITE, R.W., MERTZ, D.F., YANG, J. BAUMANN, T.S. (2018): Coupled petrological-geodynamical modeling of a compositionally heterogeneous mantle plume. Tectonophysics 723: 242-260.
- SACHS, P.M., HANSTEEN, T.H. (2000): Pleistocene Underplating and Metasomatism Of the Lower Continental Crust: a Xenolith Study. Journal of Petrology: 41: 331-356.

- SCHÄDEL, K., STOBER, I. (1984): Die Wärmeanomalie Urach aus geologischer Sicht. Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden Württemberg 26:19-25.
- SCHÄFER, A., HOUPPT, L., BRASSE, H., HOFFMANN, N., EMTESZ WORKING GROUP (2011): The North German Conductivity Anomaly revisited. *Geophysical Journal International* 187: 85-98.
- SCHMIDT G., SNOW J. (2002): Os isotopes in mantle xenoliths from the Eifel volcanic field and the Vogelsberg (Germany): age constraints on the lithospheric mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 649-705.
- SCHMIDT, G., WITT-EICKSCHEN, G., PALME, H., SECK, H., SPETTEL, B., KRATZ, K.-L. (2003): Highly siderophile elements (PGE, Re and Au) in mantle xenoliths from the West Eifel volcanic field (Germany). *Chemical Geology* 196: 77-105.
- SCHMINCKE, H.U. (2000): *Vulkanismus*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 2. Aufl. 264 S.
- SCHMINCKE, H.U. (2007): The Quarternary Volcanic Fields of the East and Westeifel Germany). in: RITTER, J.R.R., CHRISTENSEN, U.R. *Mantle Plumes - A Multidisciplinary Approach*. Seiten 241-322, Springer (ISBN 978-3-540-68046-8).
- SCHMINCKE, H.U. (2009): *Vulkane der Eifel*. Springer Spektrum, 1. Auflage, 160 S.
- SCHMITT, A.K., KLITZKE, M., GERDES, A., SCHÄFER, C. (2017): Zircon Hafnium–Oxygen Isotope and Trace Element Petrochronology of Intraplate Volcanic Rocks from the Eifel (Germany) and Implications for Mantle versus Crustal Origins of Zircon Megacrysts. *Journal of Petrology* 58: 1841-1870.
- SCHMITT, A.K., MARKS, M.A.W., NESBOR, H.D., MARKL, G. (2007): The onset and origin of differentiated Rhine Graben volcanism based on U-Pb ages and oxygen isotopic composition of zircon. *European Journal of Mineralogy*: 19: 849-857.
- SCHMITT, A.K., WETZEL, F., COOPER, K.M., ZOU, H., WÖRNER, G. (2010): Magmatic Longevity of Laacher See Volcano (Eifel, Germany) Indicated by U-Th Dating of Intrusive Carbonatites. *Journal of Petrology* 51: 1053-1085.
- SEIBERICH, C.K.A., RITTER, J.R.R., WAWERZINEK, B. (2013): Topography of the lithosphere–asthenosphere boundary below the Upper Rhine Graben Rift and the volcanic Eifel region, Central Europe. *Tectonophysics* 603: 222-236.

- SHAW, C.S.J. (2003): The temporal evolution of three magmatic systems in the West Eifel volcanic fields, Germany. *Journal of volcanology and geothermal research* 131: 213-240.
- SHAW, C.S.J., LEBERT, B.S., WOODLAND, A.B. (2018): Thermodynamic Modelling of Mantle-Melt Interaction Evidenced by Veined Wehrlite Xenoliths from the Rockeskyller kopf Volcanic Complex, West Eifel Volcanic Field, Germany. *Journal of Petrology* 59: 59-86.
- SHAW, C.S., WOODLAND, A.B., (2012): The role of magma mixing in the petrogenesis of mafic alkaline lavas, Rockeskyller kopf Volcanic Complex, West Eifel, Germany. *Bulletin of Volcanology* 74: 359-376.
- SKIBA, P., GABRIEL, G., SCHEIBE, R., SEIDEMANN, O., VOGEL, D., KRAWCZYK, C., VINNEMANN, C. (2010): Schwerekarte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000, LIAG Hannover.
- STACKEBRANDT, W. (2004): Zur Neotektonik in Norddeutschland. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 32: 84-95.
- STANDAG (2017): Gesetz zur Suche und Auswahl eines Standortes für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle (Standortauswahlgesetz – StandAG). *Bundesgesetzblatt I* 2017, 26: S. 1074-1102, zuletzt geändert durch Artikel 2 des Gesetzes vom 20. Juli 2017 (*Bundesgesetzblatt I* 2017, Nr. 52, S. 2808).
- STOSCH H.-G., LUGMAIR G.W. (1986): Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from the Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of the subcontinental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 80: 281-298.
- SUHR, P., GOTH, K. (2015): Känozoischer Vulkanismus im Erzgebirge (Sachsen). *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, Neue Folge* 97: 203-230.
- THILBAULT, Y., HOLLOWAY, J.R. (1994): Solubility of CO₂ in a Ca-rich leucitite: effects of pressure, temperature and oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 216-224.

- TRIELOFF, M., ALTHERR, R. (2007): He-Ne-Ar Isotope Systematics of Eifel and Pannonian Basin Mantle Xenoliths Trace Deep Mantle Plume-Lithosphere Interaction Beneath the European Continent. IN: RITTER, J.R.R., CHRISTENSEN, U.R. Mantle Plumes - A Multidisciplinary Approach. Seiten 339-367, Springer (ISBN 978-3-540-68046-8).
- UBIDE, T., KAMBER, B.S. (2018): Volcanic crystals as time capsules of eruption history. Nature Communications 9: article 329, 12 S., DOI:10.1038/s41467-017-02274-w.
- VAVRYČUK, V., HRUBCOVÁ, P. (2017): Seismological evidence of fault weakening due to erosion by fluids from observations of intraplate earthquake swarms. Journal of Geophysical Research Solid Earth 122: 3701-3718.
- VERBEECK, K., VANNESTE, K., CAMELBEECK, T., VANDENBERGHE, N., DUSAR, M. (2009): Seismotectonic zones for probabilistic seismic hazard assessment in Belgium. NIROND TR report 2008-31 E. Belgian Agency for Radioactive Waste and Enriched Fissile Materials, Brüssel, 61 S.
- WARNER, M. (1990): Basalts, water or shear zones in the lower continental crust. Tectonophysics 173: 163-174.
- WEBER, K. (2012): Erdbeben in der Eifel und dem Neuwieder Becken. in VIERECK, L. (Hrsg.) 25 Jahre DVG, Mendig. S. 91-100.
- WEBER, M., BOCK, G., BUDWEG, M. (2007): Upper Mantle Structure beneath the Eifel from Receiver Functions. in: RITTER, J.R.R., CHRISTENSEN, U.R. Mantle Plumes - A Multidisciplinary Approach. Seiten 405-415, Springer (ISBN 978-3-540-68046-8).
- WEDEPOHL, K.H., BAUMANN, A. (1999): Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source. Contributions to Mineralogy and Petrology 136: 225-239.
- WEDEPOHL, K.H., GOHN, E., HARTMANN, G. (1994): Cenozoic alkali basaltic magmas of western Germany and their products of differentiation. Contributions to Mineralogy and Petrology 115: 253-278.
- WEINLICH, F., BRÄUER, K., KÄMPF, H., STRAUCH, G., TESAŘ, J., WEISE, S.M. (1999): An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C, and N) and compositional fingerprints. Geochimica et Cosmochimica Acta 63: 3653-3671.

- WILSON, M., DOWNES, H. (2006): Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. Geological Society, London, Memoirs 32: 147-166.
- WITT-EICKSCHEN, G. (2007): Thermal and Geochemical Evolution of the Shallow Subcontinental Lithospheric Mantle Beneath the Eifel: Constraints from Mantle Xenoliths, a Review. IN: RITTER, J.R.R., CHRISTENSEN, U.R. Mantle Plumes - A Multidisciplinary Approach. Seiten 323-337, Springer (ISBN 978-3-540-68046-8).
- WITT, G., SECK, H.A. (1987): Temperature history of sheared mantle xenoliths from the Westeifel, West Germany: evidence for mantle diapirism beneath the Rhenish Massif. Journal of Petrology 28: 475-493.
- WITT-EICKSCHEN, G., KAMINSKY, W., KRAMM, U., HARTE, B. (1998): The nature of young vein metasomatism in the Lithosphere of the Westeifel (Germany): Geochemical and isotopic constraints from composite mantle xenoliths from the Meerfelder Maar. Journal of Petrology 39: 155-185.
- WITT-EICKSCHEN, G., KRAMM, U. (1998): Evidence for the multiple stage evolution of the subcontinental lithospheric mantle beneath the Eifel (Germany) from pyroxenite and composite pyroxenite/peridotite xenoliths. Contributions to Mineralogy and Petrology 131: 258-272.
- WITT-EICKSCHEN, G., SECK, H.A., REYS, C. (1993): Multiple enrichment processes and their relationships in the subcrustal lithosphere beneath the Eifel (Germany). Journal of Petrology 34:1-22.
- WÖRNER, G., SCHMINCKE, H.-U., SCHREYER, W. (1982): Crustal xenoliths from the Quaternary Wehr volcano (East Eifel). Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen 144: 29-55.
- WÖRNER, G., ZINDLER, A., STAUDIGEL, H., SCHMINCKE, H.-U. (1986): Sr, Nd, and Pb geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany. Earth and Planetary Science Letters 79: 107-119.
- WÜLLNER, U., CHRISTENSEN, U.R., JORDAN, M. (2006): Joint geodynamical and seismic modelling of the Eifel plume. Geophysical Journal International 165: 357-372.
- ZHONG, S., LIU, X. (2016): The long-wavelength mantle structure and dynamics and implications for large-scale tectonics and volcanism in the Phanerozoic. Gondwana Research 29: 83-104.

- ZIEGLER, M.O., HEIDBACH, O., REINECKER, J., PRZYBYCIN, A.M., SCHECK-WENDEROTH, M. (2016): A multi-stage 3-D stress field modelling approach exemplified in the Bavarian Molasse Basin. *Solid Earth*, 7: 1365-1382.
- ZIEGLER, P.A., CLOETINGH, S., VAN WEES, J.-D. (1995): Dynamics of intraplate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics* 252: 7-59.
- ZIEGLER, P.A., DÈZES, P. (2007): Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. *Global and Planetary Change* 58: 237-269.
- ZINNGREBE, E., FOLEY, S.E. (1995): Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122: 79-96.
- ZÖTL, J., GOLDBRUNNER, J.E. (1993): *Die Mineral- und Heilwässer Österreichs*. Springer Verlag, Wien, 324 S.

Tabellenverzeichnis	Seite
Tab. 1: Vorläufige Übersicht zur Verfügbarkeit und Bedeutung von Daten zu möglichen Indikatoren.....	45
Tab. 2a: Teil 1 – Koordinaten von Eruptionszentren, die Eckpunkte der Vulkanfelder darstellen, sowie von und isolierten Vorkommen känozoischer Vulkanite.....	56
Tab. 2b: Teil 2 – Koordinaten von Eruptionszentren, die Eckpunkte der Vulkanfelder darstellen, sowie von und isolierten Vorkommen känozoischer Vulkanite.....	57

Abbildungsverzeichnis	Seite
Abb. 1: Querschnitt durch die p-Wellen-Anomalie des Eifel-Plumes. Quelle: Ausschnitt aus Abbildung 3 aus RITTER et al. 2001.....	23
Abb. 2: Anomalie der Oberflächenwellen der Mitteleuropäischen Asthenosphären-Anomalie (CEA) bei 55 s. Die Ziffern bezeichnen die känozoischen Vulkanfelder. Quelle: Abbildung 8 aus MEIER et al 2016.....	24
Abb. 3: Aus einem geothermischen Modell abgeleitete rheologische Profile durch das Rheinische Massiv. Quelle: Abbildung 25 aus CLOETINGH et al. 2010... 27	27
Abb. 4: Verbreitung der quartären und tertiären Vulkanfelder Deutschlands. Quelle: Abbildung 1 aus HOFBAUER 2016.....	34
Abb. 5: Aktivitätsphasen der quartären und tertiären Vulkanfelder Deutschlands. Quelle: Abbildung 2 aus HOFBAUER (2016).....	39
Abb. 6: Räumliche Koinzidenz der Grundgebirgsverbreitung im Rheinischen Massiv mit der Geschwindigkeitsanomalie im Erdmantel, CO ₂ - und Mantelheliumaustritten, sowie dem Quartären Vulkanismus und den Hebungscentren. Veränderte Abb. nach MAY (1998).....	40
Abb. 7: Verbreitung känozoischer Vulkanaustritte (dunkelgrau) und Vorkommen von Säuerlingen und Mofetten. Quelle: Kartenausschnitt aus CARLÉ (1975).....	41
Abb. 8: Heliumisotopie von Quellgasen in Deutschland. Daten aus GRIESSHABER et al. 1992 sowie BRÄUER et al. (2004, 2011, 2018).....	53