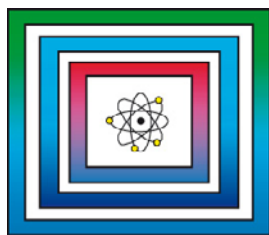


Standortauswahl

9S2018050000

Quantifizierung von
Indikatoren für die Prognose
einer vulkanischen Aktivität in
Deutschland



Methodenbericht

Hannover, Dezember 2022

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND
ROHSTOFFE HANNOVER

Standortauswahl

Entwicklung von Indikatoren zukünftig zu erwartender vulkanischer
Aktivität in Deutschland

Quantifizierung von Indikatoren für die Prognose einer vulkanischen
Aktivität in Deutschland

Methodenbericht

Autoren:	Bartels, Alexander, Dr.; Rummel, Lisa, Dr.; May, Franz, Dr.
Auftragsnummer:	9S2018050000
Datum:	07.12.2022
Geschäftszeichen:	B3.1/B50161-11/2022-0003/001
Gesamtblattzahl:	167

Im Auftrag:

gez. G. Enste

Direktor und Professor G. Enste
Abteilungsleitung B 3 und Projektleitung Endlagerung

Inhaltsverzeichnis	Seite
Verkürzte Zusammenfassung	6
Abstract	7
1 Veranlassung	8
2 Auswahl geeigneter Indikatoren für die Prognose vulkanischer Aktivität in Deutschland	8
3 Quantifizierung der Indikatoren mittels geeigneter Parameter	12
3.1 Teleseismische Laufzeitanomalien	17
3.1.1 Indikatorbeschreibung	17
3.1.2 Parameterzuweisung	17
3.1.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	18
3.1.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	24
3.2 Tiefe niederfrequente (DLF) Erdbeben	27
3.2.1 Indikatorbeschreibung	27
3.2.2 Parameterzuweisung	28
3.2.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	28
3.2.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	29
3.3 Schwarmbeben	31
3.3.1 Indikatorbeschreibung	31
3.3.2 Parameterzuweisung	32
3.3.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	32
3.3.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	34
3.4 Temperaturfeld und Wärmestromdichte	37
3.4.1 Indikatorbeschreibung	37
3.4.2 Parameterzuweisung	37
3.4.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	37
3.4.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	42

	Seite
3.5 Spannungsfeld	44
3.5.1 Indikatorbeschreibung	44
3.5.2 Parameterzuweisung	44
3.5.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	44
3.5.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	48
3.6 Neotektonische Aktivität	53
3.6.1 Indikatorbeschreibung	53
3.6.2 Parameterzuweisung	53
3.6.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	54
3.6.3.1 Seismische Gefährdungsbereiche	54
3.6.3.2 Strukturen des ECRIS	56
3.6.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	62
3.6.4.1 Seismische Gefährdungsbereiche	62
3.6.4.2 Strukturen des ECRIS	63
3.7 Schwereanomalien	64
3.7.1 Indikatorbeschreibung	64
3.7.2 Parameterzuweisung	65
3.7.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	65
3.7.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	66
3.8 Tiefenseismische Strukturen	67
3.8.1 Indikatorbeschreibung	67
3.8.2 Parameterzuweisung	68
3.8.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	68
3.8.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	71
3.9 Verbreitung känozoischer Vulkanfelder und Vulkanite & Isolierte käno- zoische Vulkane	73

	Seite
3.9.1 Indikatorbeschreibung	73
3.9.2 Parameterzuweisung	73
3.9.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	74
3.9.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	74
3.10 Geochronologische Daten	76
3.10.1 Indikatorbeschreibung	76
3.10.2 Parameterzuweisung	76
3.10.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	76
3.10.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	83
3.11 Mofetten und Säuerlinge	88
3.11.1 Indikatorbeschreibung	88
3.11.2 Parameterzuweisung	88
3.11.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	89
3.11.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	91
3.12 Gas- und isotopengeochemische Analysen von Mantelfluiden	93
3.12.1 Indikatorbeschreibung	93
3.12.2 Parameterzuweisung	93
3.12.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	94
3.12.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	94
3.13 Bodenbewegungen	97
3.13.1 Indikatorbeschreibung	97
3.13.2 Parameterzuweisung	98
3.13.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	98
3.13.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	100
3.14 Alte Störungen und Suturen	102
3.14.1 Indikatorbeschreibung	102
3.14.2 Parameterzuweisung	103

Seite

3.14.3	Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter	103
3.14.3.1	Suturen und Terranegrenzen	103
3.14.3.2	Tiefreichende, überregionale Störungen	107
3.14.4	Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte	111
3.14.4.1	Suturen und Terranegrenzen	111
3.14.4.2	Tiefreichende, überregionale Störungen	112
4	Diskussion	114
4.1	Weitere Möglichkeiten zur Quantifizierung einzelner Indikatoren	114
4.2	Umgang mit Ungewissheiten und Fehlerbereichen	115
4.3	Umgang mit Datenlücken	118
5	Zusammenfassung und Ausblick	121
	Literaturverzeichnis	123
	Abkürzungsverzeichnis	154
	Tabellenverzeichnis	157
	Abbildungsverzeichnis	158

Verkürzte Zusammenfassung

Autoren:	Bartels, Alexander, Dr.; Rummel, Lisa, Dr.; May, Franz, Dr.
Titel:	Quantifizierung von Indikatoren für die Prognose einer vulkanischen Aktivität in Deutschland
Schlagwörter:	Indikator, Normierung, quantifizierbare Parameter, Schwellenwert, Standort- auswahl, vulkanische Aktivität

Bei der Suche nach einem Endlagerstandort für hochradioaktive Abfälle in Deutschland sind Gebiete, in denen in den kommenden 1 Mio. Jahren vulkanische Aktivität zu erwarten ist, auszuschließen. Zur räumlichen Differenzierung von Gebieten mit potentieller zukünftiger vulkanischer Aktivität, wird ein semi-quantitativer, multikriterieller Ansatz vorgeschlagen. Hierzu werden verschiedene geowissenschaftliche Indikatoren, die Informationen zu vergangenen, aktuellen oder zukünftigen Prozessen in Verbindung mit vulkanischer Aktivität in Deutschland liefern können, betrachtet und auf Basis von Expertenbefragungen bewertet. 15 der insgesamt 30 vorgeschlagenen Indikatoren konnten 22 quantifizierbare Parameter für eine deutschlandweite Anwendung zugeordnet werden, deren räumliche Ausprägung, Datenverfügbarkeit sowie -bearbeitung detailliert beschrieben werden. Um eine spätere Vergleichbarkeit zu gewährleisten, können den Parametereigenschaften, innerhalb ermittelter Schwellenwerte, normierte Werte einer vorher festgelegten Skala zwischen null und zehn zugeordnet werden. Ungewissheiten, die sowohl die Datengrundlage als auch die zugrundeliegenden weiträumigen Prozesse betreffen, werden in Zonen mit kontinuierlich abnehmenden Parameterwerten berücksichtigt. Die dargestellten Parameter bilden so die Grundlage einer deutschlandweiten, multikriteriellen Risikobewertung der zukünftigen vulkanischen Aktivität.

Abstract

Authors: Bartels, Alexander, Dr.;
Rummel, Lisa, Dr.;
May, Franz, Dr.

Title: Quantification of indicators to forecast
volcanic activity in Germany

Subject terms: indicator, standardization, quantifiable
parameters, threshold value, site selection,
volcanic activity

In Germany, areas in which future volcanic activity is expected within the next 1 Ma, must be excluded in the site selection process for a high-level radioactive waste repository. A semi-quantitative, multi-criterial approach is proposed for a regional differentiation of the likelihood of future volcanic activity. For this purpose, geoscientific indicators that provide information about past and potentially recent or future processes, connected to magmatic activity in Germany, are considered and evaluated, following the results of two expert surveys. In total 22 quantifiable parameters were defined for 15 individual indicators. The available data for each parameter, their spatial distribution as well as the data processing procedure are described in detail. Threshold values for certain parameter properties and an assigned standardized scale are defined. Thereby, uncertainties affecting both, the database as well as the underlying processes, can be considered in zones with continuously decreasing values. The parameters presented can be used for a multi-criterial risk assessment of future volcanic eruptions in Germany.

1 Veranlassung

Bei der Suche nach einem Standort für hochradioaktive Abfälle sind, gemäß § 22 Abs. 2 Nr. 5 des Standortauswahlgesetzes (StandAG 2017), Gebiete auszuschließen, in denen sich quartäre Vulkanfelder befinden oder in den kommenden 1 Mio. Jahren eine vulkanische Aktivität zu erwarten ist. Während die quartären Vulkanvorkommen in Deutschland ausreichend gut bekannt sind, ist die Prognose einer zukünftigen vulkanischen Aktivität in Deutschland mit den aktuell vorhandenen Methoden nur bedingt möglich. Im Forschungsprojekt „Magmatismus“ der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) soll daher ein Konzept für die Prognose einer zukünftigen vulkanischen Aktivität in Deutschland erarbeitet werden, das bei der Anwendung des Ausschlusskriteriums „Vulkanische Aktivität“ im Rahmen der repräsentativen vorläufigen Sicherheitsuntersuchungen (rvSU) genutzt werden kann. Das Konzept basiert dabei auf der, im Auftrag der Bundesgesellschaft für Endlagerung (BGE), von May (2019) durchgeführten Kurzstudie, welche die Verwendung einer Vielzahl von geowissenschaftlichen Indikatoren zur Abschätzung eines zukünftig möglichen Vulkanismus vorschlägt und ist, gemäß § 13 (2) StandAG, für das gesamte Bundesgebiet anzuwenden. Letzteres stellt eine ganzheitliche Beurteilung der vulkanischen Gefährdung und somit ein gleichberechtigtes Verfahren für alle Bundesländer sicher. Das im Bundesgebiet enthaltene Küstenmeer wurde nicht berücksichtigt.

2 Auswahl geeigneter Indikatoren für die Prognose vulkanischer Aktivität in Deutschland

Für die Entwicklung des vorgeschlagenen Konzeptes sind Indikatoren notwendig, die zum einen Informationen über einen zukünftig möglichen Vulkanismus liefern und zum anderen mittels geeigneter Parameter quantifiziert werden können. Für die Auswahl dieser Indikatoren wurde zunächst die durch May (2019) vorgeschlagene Liste mit 27 Indikatoren, unter Beteiligung der wissenschaftlichen Gemeinschaft, um drei weitere Indikatoren ergänzt und einige der von May (2019) bereits definierten Indikatoren inhaltlich erweitert oder generalisiert (Tab. 1) (Bartels et al. 2020; Rummel et al. 2021).

Tab. 1: Indikatoren zur Prognose der vulkanischen Aktivität in Deutschland.

Nr.	Indikator	Nr.	Indikator	Nr.	Indikator
1	Teleseismische Laufzeitanomalien	11	Geoidanomalien	21	Gesteinschemismus
2	Tiefe niederfrequente (DLF) Erdbeben	12	Tiefenseismische Strukturen	22	Thermalwässer
3	Schwarmbeben	13	Elektrische Leitfähigkeit	23	Geochronologische Daten
4	Vulkano-tektonische Störungen	14	Ergebnisse numerischer Simulationen der Manteldynamik	24	Mofetten und Säuerlinge
5	Temperaturfeld und Wärmestromdichte	15	Ergebnisse numerischer Simulationen der Lithosphärendynamik	25	Gas- und Isotopengeochemische Analysen von Mantelfluiden
6	Langfristige Hebung	16	Verbreitung känozoischer Vulkanfelder und Vulkanite	26	Ergebnisse petrologischer Experimente
7	Spannungsfeld	17	Isolierte känozoische Vulkane	27	Numerische Modelle zur Genese, Differentiation und zum Aufstieg von Magmen
8	Neotektonische Aktivität	18	Mantelxenolithe	28	Bodenbewegungen
9	Schwereanomalien	19	Krustenxenolithe	29	Alte Störungen und Suturen
10	Magnetfeldanomalien	20	Phänokristalle	30	Plattentektonische Rekonstruktionen und Modelle

Die in der Tab. 1 aufgeführten Indikatoren umfassen Prozesse und Phänomene, welche die Genese von Schmelzen und deren Aufstieg durch die Lithosphäre, sowohl in petrologischer als auch in geodynamischer Hinsicht, beschreiben (Rummel et al. in review). Im weiteren Verlauf des Standortauswahlverfahrens für ein Endlager hochradioaktiver Abfälle können weitere, bisher nicht in Tab. 1 berücksichtigte, Indikatoren in die Bewertung der Teilgebiete miteinbezogen werden, sofern diese z. B. Rückschlüsse auf die Art der vulkanischen Eruption und/oder deren Auswirkungen auf die Umgebung zulassen und damit zur Abgrenzung von Ausschlussgebieten beitragen können. Hierbei können u. a. der Einfluss von Volatilen, die Fragmentierung des Magmas, die jeweilige Verbreitung und Petrographie der vulkanischen Förderprodukte sowie die regionalen hydrogeologischen Verhältnisse von Bedeutung sein.

Die Ergebnisse von Expertenbefragungen (Bartels et al. 2020; Rummel et al. 2021) zeigen, dass sich, hinsichtlich der Prognosemöglichkeiten vulkanischer Aktivität in Deutschland, für die einzelnen Indikatoren unterschiedliche Relevanzen ergeben (Abb. 1), sodass bei einer späteren Anwendung der angestrebten Methode gegebenenfalls eine Wichtung der einzelnen Indikatoren durchzuführen ist.

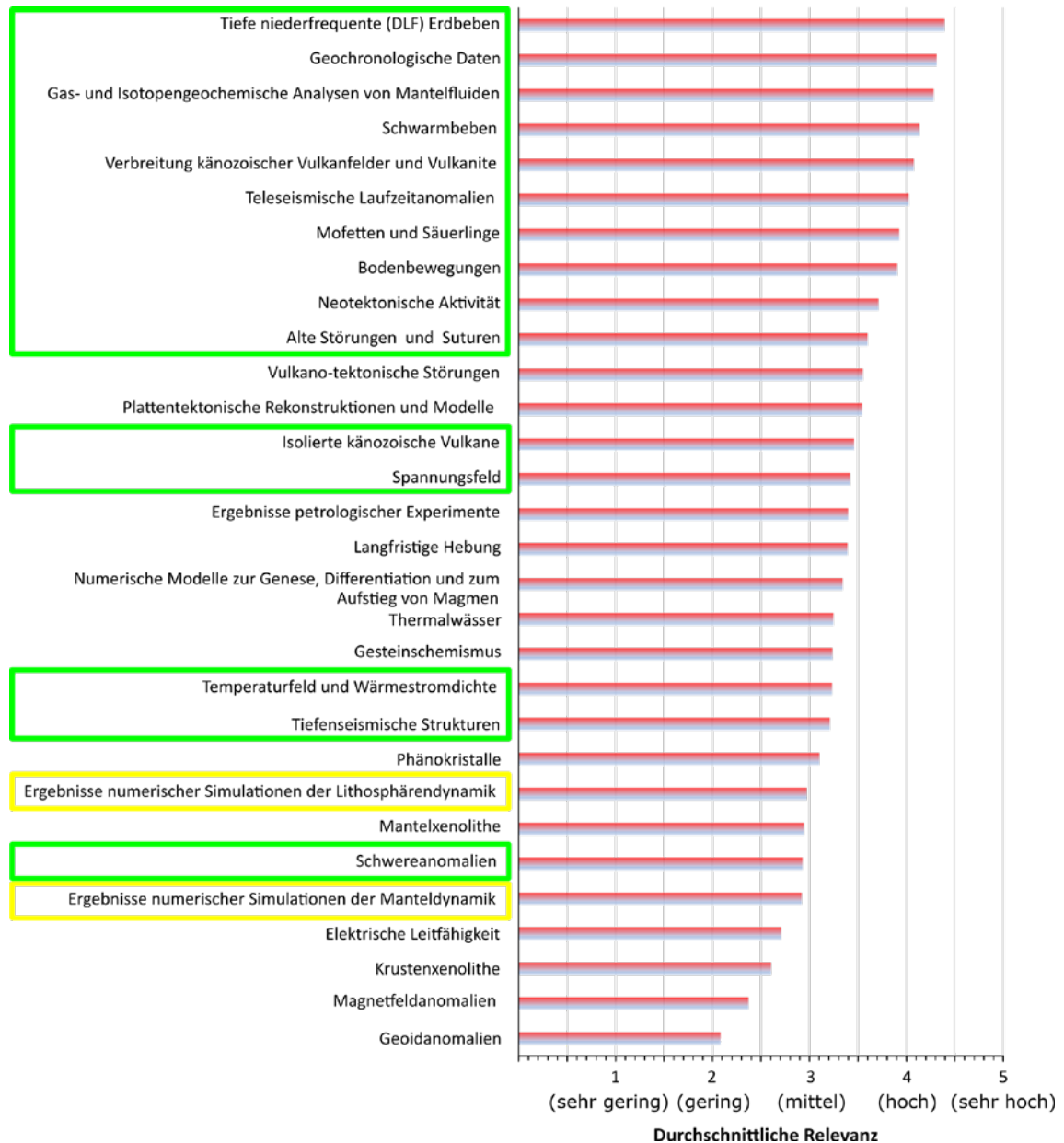


Abb. 1: Ergebnisse der Bewertung der Relevanz von Indikatoren für die Prognose vulkanischer Aktivität in Deutschland nach Bartels et al. (2020) und Rummel et al. (2021). Die für die angestrebte Methode zur Prognose der vulkanischen Aktivität derzeit verwendeten Indikatoren sind in Grün und weitere, mögliche Indikatoren in Gelb hinterlegt.

Bei der Auswahl geeigneter Indikatoren für die angestrebte Methode ist zudem zu beachten, inwieweit diesen quantifizierbare Parameter zugeordnet werden können, die Aussagen hinsichtlich der Wahrscheinlichkeit einer zukünftigen vulkanischen Aktivität zulassen (Kap. 3). So bestimmt beispielsweise für den Indikator „Gesteinschemismus“ der SiO_2 -Gehalt maßgeblich die Eigenschaften von Schmelzen und entsprechend deren Aufstiegsverhalten und Eruptionsmechanismen, jedoch lassen sich daraus keine quantifizierbaren Parameter für die Wahrscheinlichkeit einer zukünftigen Vulkaneruption ableiten. Gleiches gilt in ähnlicher Weise für die Indikatoren „Petrologische Experimente“ und „Phänokristalle“. Auch plattentektonische Rekonstruktionen und Modelle sowie vulkano-tektonische Störungen sind zwar wichtig für das Prozessverständnis, lassen jedoch keine direkt ableitbaren Rückschlüsse auf eine zukünftig mögliche vulkanische Aktivität zu und werden daher nicht verwendet.

Ein weiterer zu berücksichtigender Faktor bei der Auswahl der Indikatoren ist die Tatsache, ob ein quantifizierbarer Parameter, neben magmatischen Prozessen, auch durch andere Faktoren beeinflusst wird. So können z. B. Thermalwässer zum einen auf Magmen im Untergrund hindeuten, zum anderen können die erhöhten Temperaturen aber auch auf tiefe reichende Strömungssysteme des Grundwassers zurückgeführt werden. Gleiches gilt für den Parameter Wärmestromdichte, welcher durch unterschiedliche Faktoren, wie den Zerfall radioaktiver Elemente, die Grundwasserbewegung oder die Variabilität der thermischen Leitfähigkeit verschiedener Gesteine beeinflusst wird. Ergebnisse zu den Indikatoren „Elektrische Leitfähigkeit“ und „Magnetfeldanomalien“ können ebenfalls mehrdeutig interpretiert werden und lassen sich nicht eindeutig Prozessen vergangener oder rezenter magmatischer Aktivität zuordnen.

Unter Berücksichtigung der genannten Faktoren, konnten insgesamt 15 Indikatoren identifiziert werden, die sich für die Anwendung der angestrebten Methode eignen (Tab. 2). Darunter befinden sich auch die zehn Indikatoren, die von Expertinnen und Experten (Bartels et al. 2020; Rummel et al. 2021) mit der höchsten Relevanz für die Prognose vulkanischer Aktivität bewertet wurden (Abb. 1). 13 weitere Indikatoren konnten hingegen aufgrund einer mangelnden oder nicht eindeutigen Aussagekraft über die Wahrscheinlichkeit einer zukünftigen vulkanischen Aktivität (Gesteinschemismus, Petrologische Experimente, Phänokristalle, Mantelxenolithe, Krustenxenolithe, Thermalwässer, Vulkano-tektonische Störungen, Plattentektonische Rekonstruktionen, Elektrische Leitfähigkeit, Magnetfeldanomalien, Geoidanomalien) sowie einer aktuell mangelnden überregionalen Datenverfügbarkeit (Langfristige Hebung; Numerische Modelle zur Genese, Differentiation und zum Aufstieg von Magmen) nicht berücksichtigt werden. Weiterhin anzumerken ist, dass Erkenntnisse zu den Indikatoren „Ergebnisse numerischer Simulationen der Manteldynamik“ und „Ergebnisse numerischer Simulationen der Lithosphärendynamik“ aus den Ergebnissen einer externen Vergabe zur numerischen Simulation geodynamischer Prozesse erwartet werden und im späteren Verlauf des Projektes in die Methodik einfließen werden.

3 Quantifizierung der Indikatoren mittels geeigneter Parameter

Für die Methodenentwicklung müssen die identifizierten Indikatoren mittels geeigneter Parameter quantifiziert werden. Eine Auswahl möglicher Parameter wurde von Rummel et al. (2021) auf Basis einer Expertenbefragung zusammengestellt und dient als Arbeitsgrundlage für die Quantifizierung der Indikatoren. Die Indikatoren, welche sich aufgrund mangelnder Aussagekraft hinsichtlich einer zukünftigen vulkanischen Aktivität oder unzureichender Datenlage für eine deutschlandweite Anwendung als ungeeignet erwiesen haben (Kap. 2), wurden für die weitere Methodenentwicklung nicht berücksichtigt.

In einigen Fällen ergeben sich inhaltliche oder thematische Überschneidungen, sodass einzelne Phänomene oder Parameter mehreren Indikatoren zugeordnet werden könnten. Damit ein Parameter jedoch nicht mehrfach in die Methode eingeht, wurde er letztendlich nur einem einzigen Indikator zugewiesen (Tab. 2). Welchem Indikator ein Parameter zugewiesen wird, ist für die weitere Anwendung der Methode allerdings nicht entscheidend, da jeder quantifizierbare Parameter individuell berücksichtigt wird. Tab. 2 gibt eine Übersicht der im weiteren Verlauf der Methodenentwicklung verwendeten, deutschlandweit anwendbaren, Indikatoren und der entsprechend zugeordneten quantifizierbaren Parameter.

Tab. 2: Indikatoren und die ihnen zugewiesenen quantifizierbaren Parameter. Erläuterungen liegen sowohl für die verwendeten als auch für die nicht berücksichtigten Indikatoren vor.

Nr.	Indikator	Quantifizierbare Parametereigenschaft	Erläuterung
1	Teleseismische Laufzeitanomalien	1) ΔV_s 2) ΔV_p	Drei Modelle zur S- und ein Modell zur P-Wellengeschwindigkeit liegen vor. Die Ermittlung eines Mittelwertes wäre möglich. Es wurden die niedrigsten ΔV_s -/ ΔV_p -Werte im Tiefenintervall von 60 - 90 km verwendet.
2	Tiefe niederfrequente (DLF) Erdbeben	Vorkommen von DLF-Erdbeben (Epizentren/Hypozentren)	Koordinaten und Tiefen liegen vor.
3	Schwarmbeben	Vorkommen von Schwarmbeben (Epizentren)	-

Nr.	Indikator	Quantifizierbare Parametereigenschaft	Erläuterung
4	Vulkano-tektonische Störungen	-	Keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich. Keine überregionale Verfügbarkeit der Daten.
5	Temperaturfeld und Wärmestromdichte	LAB-Tiefe	Zwei Modelle zur Tiefenlage der LAB liegen vor. Die Ermittlung eines Mittelwertes wäre möglich. Für den Parameter „Wärmestromdichte“ ist keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich.
6	Langfristige Hebung	-	Keine überregionale Verfügbarkeit der Daten.
7	Spannungsfeld	1) Magnitude von σ_3 2) Kritischer Fluiddruck zur Bruchbildung	Es liegen Auswertungen zu drei Tiefenhorizonten vor. Die Ermittlung eines Mittelwertes wäre möglich.
8	Neotektonische Aktivität	1) Seismische Gefährdungsbereiche 2) Strukturen des ECRIS	Betrachtet wird die spektrale Antwortbeschleunigung im Plateaubereich (1).
9	Schwereanomalien	Residuale Mantelanomalie des Schwerefeldes	Mantelanomalie mit mittlerer Wellenlänge ($200 < L < 2000$ km).
10	Magnetfeldanomalien	-	Keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich.
11	Geoidanomalien	-	Keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich.
12	Tiefenseismische Strukturen	Moho-Tiefe	Vier Modelle zur Tiefenlage der Moho liegen vor. Die Ermittlung eines Mittelwertes wäre möglich.

Nr.	Indikator	Quantifizierbare Parametereigenschaft	Erläuterung
13	Elektrische Leitfähigkeit	-	Keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich.
14	Ergebnisse numerischer Simulationen der Manteldynamik	-	Ergebnisse werden aus einem Vergabeprojekt erwartet.
15	Ergebnisse numerischer Simulationen der Lithosphärendynamik	-	Ergebnisse werden aus einem Vergabeprojekt erwartet.
16	Verbreitung känozoischer Vulkanfelder und Vulkanite	Vorkommen von Vulkaniten	Die Indikatoren 16 und 17 wurden zusammen betrachtet (siehe Kap. 3.9.)
17	Isolierte känozoische Vulkane	Vorkommen von Vulkaniten	Die Indikatoren 16 und 17 wurden zusammen betrachtet (siehe Kap. 3.9)
18	Mantelxenolithe	-	Keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich
19	Krustenxenolithe	-	Keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich
20	Phänokristalle	-	Keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich.
21	Gesteinschemismus	-	Keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich.
22	Thermalwässer	-	Keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich.
23	Geochronologische Daten	1) Alter der jüngsten vulkanischen Aktivität 2) Periodizität des Vulkanismus 3) Dauer von Aktivitätsphasen	Die drei Parameter wurden zusammen betrachtet (siehe Text für Erläuterung)

Nr.	Indikator	Quantifizierbare Parametereigenschaft	Erläuterung
24	Mofetten und Säuerlinge	Vorkommen von Mofetten und Säuerlingen	-
25	Gas- und Isotopengeochemische Analysen von Mantelfluiden	Heliumisotopie (R/R_A -Werte)	-
26	Ergebnisse petrologischer Experimente	-	Keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich.
27	Numerische Modelle zur Genese, Differentiation und zum Aufstieg von Magmen	-	Keine überregionale Verfügbarkeit der Daten.
28	Bodenbewegungen	1) Vertikale Bodenbewegung 2) Zweite Invariante der Verformungsrate 3) Dilatationsanteil der Verformungsrate	Bewegungen sind aus GPS-Daten abgeleitet.
29	Alte Störungen und Suturen	1) Verlauf von Suturen und Terranegrenzen 2) Vorkommen tiefreichender, überregionaler tektonischer Störungen	-
30	Plattentektonische Rekonstruktionen und Modelle	-	Keine eindeutige Aussagekraft für die Prognose vulkanischer Aktivität möglich.

Im Folgenden werden die einzelnen Indikatoren sowie deren zugeordneten quantifizierbaren Parameter detailliert beschrieben. Inhaltliche Beschreibungen der Indikatoren sind in Rummel et al. (2021) zu finden und werden hier nur für die verwendeten Indikatoren aufgeführt. Außerdem wird die Verfügbarkeit und Bearbeitung der entsprechenden Datensätze sowie die Festlegung möglicher Schwellenwerte für die verwendeten Parameter erläutert und diskutiert. Eine mögliche Normierung der Parametereigenschaften bzw. zugeordneter Relevanzen wird anhand einer festgelegten Skala mit einem definierten Wertebereich zwischen null und zehn aufgezeigt. Zur räumlichen Orientierung werden die Parametereigenschaften jeweils zusammen mit den oberflächlich auftretenden känozoischen Vulkaniten der geologischen Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland (Maßstab 1 : 250.000) (GÜK250) dargestellt. Eine Übersicht der Vulkanfelder und deren ungefähren Alter findet sich in Abb. 2.

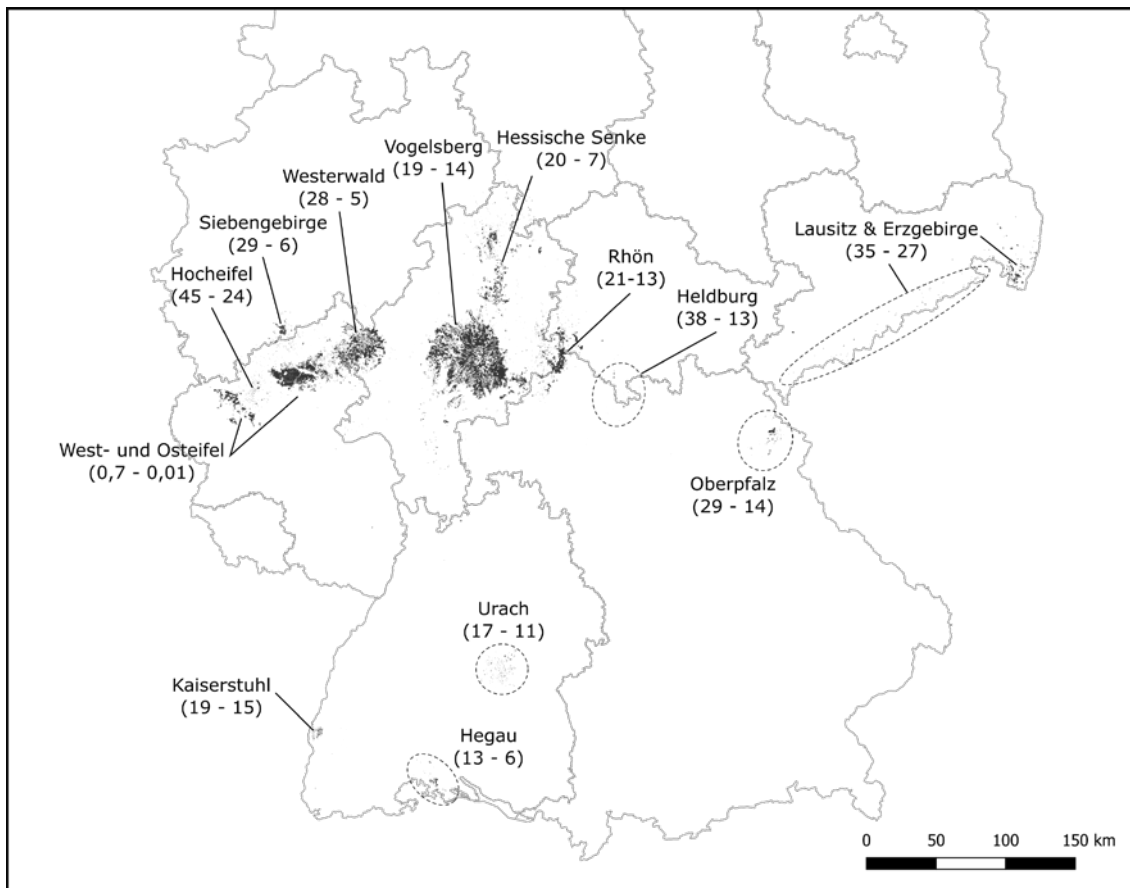


Abb. 2: Oberflächennahe Vulkanite känozoischen Alters in Deutschland (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019; Grundkarte: © GeoBasis-DE / BKG 2020 (Daten verändert), Quelle: <https://www.bkg.bund.de>) (siehe Kap. 3.9.3 für weitere Informationen). Ungefähre Altersdaten in Klammern (in Ma) nach Rummel et al. (in review).

3.1 Teleseismische Laufzeitanomalien

3.1.1 Indikatorbeschreibung

Der Indikator „Teleseismische Laufzeitanomalien“ beinhaltet Informationen, die aus der Auswertung der Laufzeiten seismischer Wellen von Fernbeben gewonnen werden. Ergänzend dazu können Erkenntnisse von regionalen Erdbeben genutzt werden. Die Ergebnisse können mit unterschiedlichen Methoden, wie z. B. der Tomographie oder mit Hilfe von sogenannten „Receiver Functions“, ausgewertet werden. Aus den Ergebnissen können neben Geschwindigkeitsanomalien auch seismische Anisotropien und Dämpfungen ermittelt werden. Die Auswertungen der Ergebnisse ermöglichen Rückschlüsse auf großmaßstäbige Unterschiede von Materialeigenschaften, vor allem im Mantel, und können somit Auskünfte über die Beschaffenheit des Erdinneren geben.

3.1.2 Parameterzuweisung

Für eine flächendeckende Darstellung seismischer Anomalien können vor allem Ergebnisse aus der seismischen Tomographie verwendet werden. Bei diesem Verfahren werden die Laufzeiten seismischer Wellen mit einem Referenzmodell verglichen und darauf basierend ein geeignetes Tiefenmodell erstellt. Seismische Mantelanomalien können dabei durch die Auswertung von Raumwellen, Oberflächenwellen oder der vollständigen Phasen- und Amplitudeninformationen verschiedener seismischer Wellentypen (Volle Wellenform Inversion) bestimmt werden.

Neben den Daten der seismischen Tomographie können lokal auch Ergebnisse aus den „Receiver Functions“ genutzt werden, um Tiefenlagen einzelner Diskontinuitäten zu identifizieren. Aufgrund der lokal begrenzten Datengrundlage ergeben sich bei der Interpolation dieser Daten über großräumige Bereiche jedoch zunehmend Interpolationsfehler und Artefakte, sodass für die deutschlandweite Anwendung des Indikators „Teleseismische Laufzeitanomalien“ lediglich die Ergebnisse aus der seismischen Tomographie betrachtet werden. Die seismischen Wellen lassen sich dabei in unterschiedliche Typen klassifizieren, die als Parameter zur Quantifizierung des Indikators verwendet werden können:

1. Primärwellengeschwindigkeit als Abweichung zum Referenzmodell (ΔV_p)
2. Sekundärwellengeschwindigkeit als Abweichung zum Referenzmodell (ΔV_s)

Die seismischen Geschwindigkeiten werden durch die Dichte (ρ), das Scher- (μ) und Kompressionsmodul (K) kontrolliert:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

Somit spielen z. B. die Dichte und damit Druck und Temperatur, aber auch die Anwesenheit von Schmelzen oder Fluiden und deren Verteilung eine zentrale Rolle für die Ausbreitungsgeschwindigkeit einer seismischen Welle.

3.1.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

Neben der Eignung eines Parameters ist vor allem die Datenverfügbarkeit entscheidend für seine deutschlandweite Betrachtung und Bewertung. Für tomographische Modelle, welche den deutschen Bereich abdecken, liegen vor allem Ergebnisse und Daten zu Geschwindigkeiten von Sekundärwellen (S-Wellen) vor. Es handelt sich hierbei um einen globalen Datensatz (Schaeffer & Lebedev 2013), drei Datensätze zum europäischen Raum (Fichtner et al. 2018; Legendre et al. 2012; Zhu et al. 2015) sowie einen Datensatz zum südeuropäischen Raum (El-Sharkawy et al. 2020), welcher den südlichen Teil Deutschlands miteinschließt.

Zur Ausbreitung von Primärwellen (P-Wellen) steht ein Datensatz für den europäischen Raum von Zhu et al. (2015) sowie ein Datensatz für den südeuropäischen Raum von Paffrath et al. (2021) zur Verfügung.

Lokale Studien wie die zum sogenannten „Eifel-Plume“ (Ritter et al. 2001; Keyser et al. 2002) oder zur Egergrabenregion (Plomerová et al. 2016) wurden hier aufgrund ihrer nur sehr begrenzten räumlichen Betrachtung nicht berücksichtigt.

Die Daten können sowohl hinsichtlich ihrer Auflösung von Mantelstrukturen als auch bezüglich ihrer räumlichen Abdeckung und Gitterweite (Längen- und Breitengrad) sehr heterogen ausfallen. Informationen zu den seismischen Geschwindigkeiten liegen in den jeweiligen Datensätzen für ein definiertes Ortsgitter (Längen- und Breitengrad) und unterschiedliche Tiefenhorizonte vor.

Für die weitere Betrachtung und Bewertung des Indikators beschränken wir uns auf die folgenden drei Datensätze zur Sekundärwellengeschwindigkeit (V_s): (1) aus dem Collaborative Seismic Earth Model (CSEM, Fichtner et al. 2018), (2) aus der Veröffentlichung von Schaeffer & Lebedev (2013) und (3) aus der Veröffentlichung von Zhu et al. (2015). Der Datensatz zur Primärwellengeschwindigkeit (V_p) ist der Veröffentlichung von Zhu et al. (2015) entnommen. Aufgrund der räumlichen Begrenzung auf Süddeutschland bzw. der zur Verfügung stehenden geringen lateralen Auflösung ($1^\circ \times 1^\circ$) wurden die Datensätze von El-Sharkawy et al. (2020) und Paffrath et al. (2021) bzw. Legendre et al. (2012) nicht weiter betrachtet.

Im Folgenden werden die Auflösung und Bearbeitung der für die Anwendung des Indikators „Teleseismische Laufzeitanomalien“ betrachteten Datensätze im Detail beschrieben. Bei der Auswertung der Datensätze werden dabei ausschließlich, gegenüber einem Referenzmodell berechnete, negative Anomalien der seismischen Geschwindigkeiten berücksichtigt, da diese auf erhöhte Temperaturen und/oder die Anwesenheit von Wasser oder Schmelzen im Untergrund schließen lassen.

Datensatz 1, Collaborative Seismic Earth Model (CSEM):

- Bereitgestellte laterale Auflösung der S-Wellengeschwindigkeiten (V_{sv} und V_{sh}): $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (Abb. 3), bei Tiefenwerten alle 10 km zwischen 0 und 600 km Tiefe.
- Die absoluten isotropen S-Wellengeschwindigkeiten wurden aus der vertikal (V_{sv}) und horizontal (V_{sh}) polarisierten Welle wie folgt bestimmt:

$$V_s = \sqrt{\frac{2}{3} * V_{sv}^2 + \frac{1}{3} * V_{sh}^2} \quad (3)$$

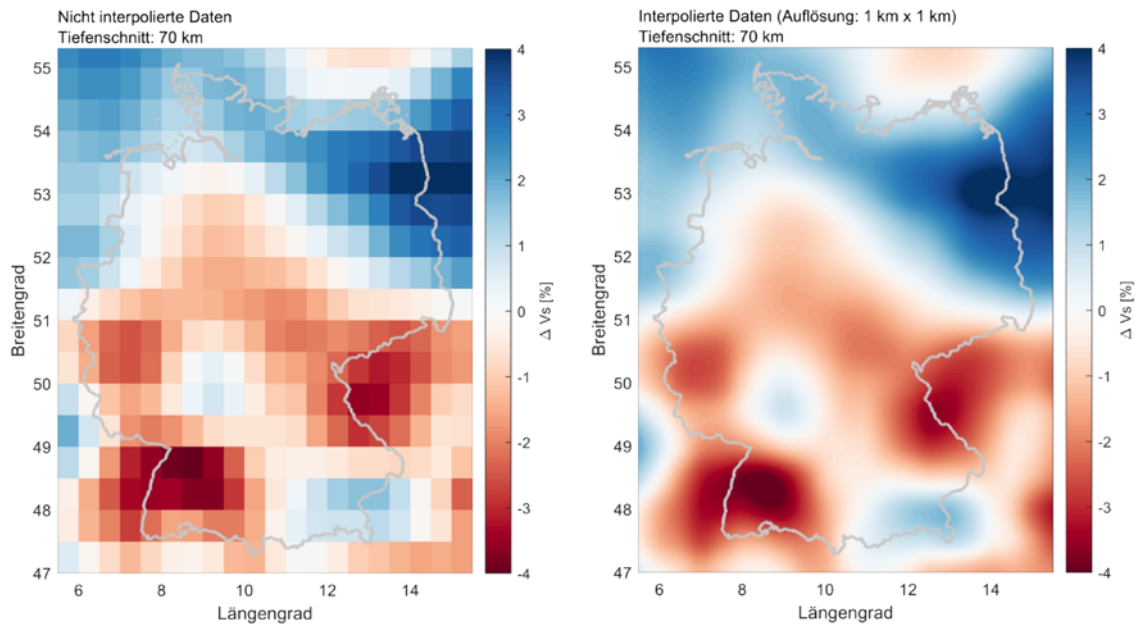


Abb. 3: Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts). Dargestellt sind S-Wellengeschwindigkeiten aus dem CSEM relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich. Der gewählte Tiefenschnitt zur Darstellung der Daten beträgt 70 km.

Datensatz 2, Schaeffer & Lebedev (2013):

- Bereitgestellte laterale Auflösung der vertikal polarisierten S-Wellengeschwindigkeiten (V_{sv}): $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (Abb. 4), bei Tiefenwerten alle 25 km zwischen 25 und 700 km Tiefe.

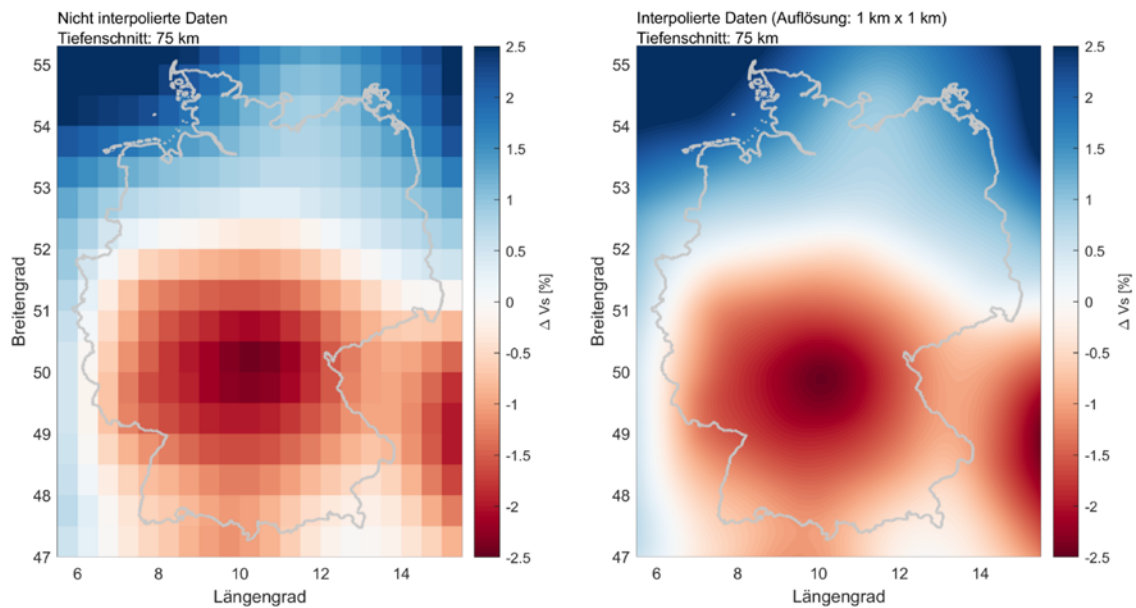


Abb. 4: Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts). Dargestellt sind S-Wellengeschwindigkeiten aus der Veröffentlichung von Schaeffer & Lebedev (2013) relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich. Der gewählte Tiefenschnitt zur Darstellung der Daten beträgt 75 km.

Datensatz 3, Zhu et al. (2015):

- Bereitgestellte laterale Auflösung der isotropen S- und P-Wellengeschwindigkeiten (V_s , V_p): $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (Abb. 5 und Abb. 6), bei Tiefenwerten alle 10 km zwischen 10 und 1000 km Tiefe.

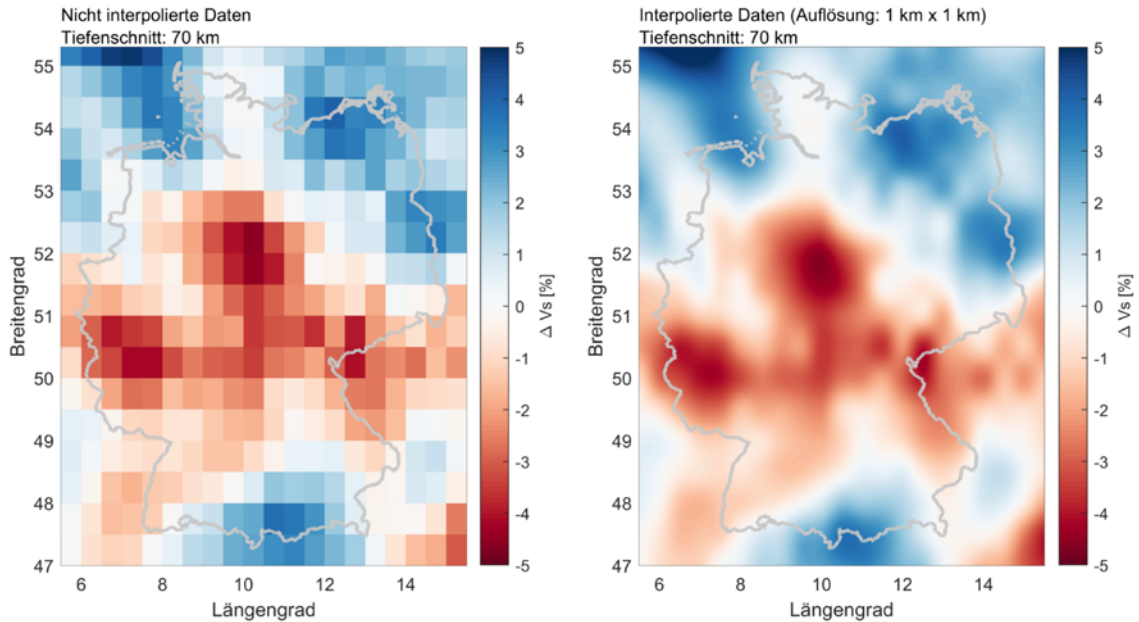


Abb. 5: Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts). Dargestellt sind S-Wellengeschwindigkeiten aus der Veröffentlichung von Zhu et al. (2015) relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich. Der gewählte Tiefenschnitt zur Darstellung der Daten beträgt 70 km.

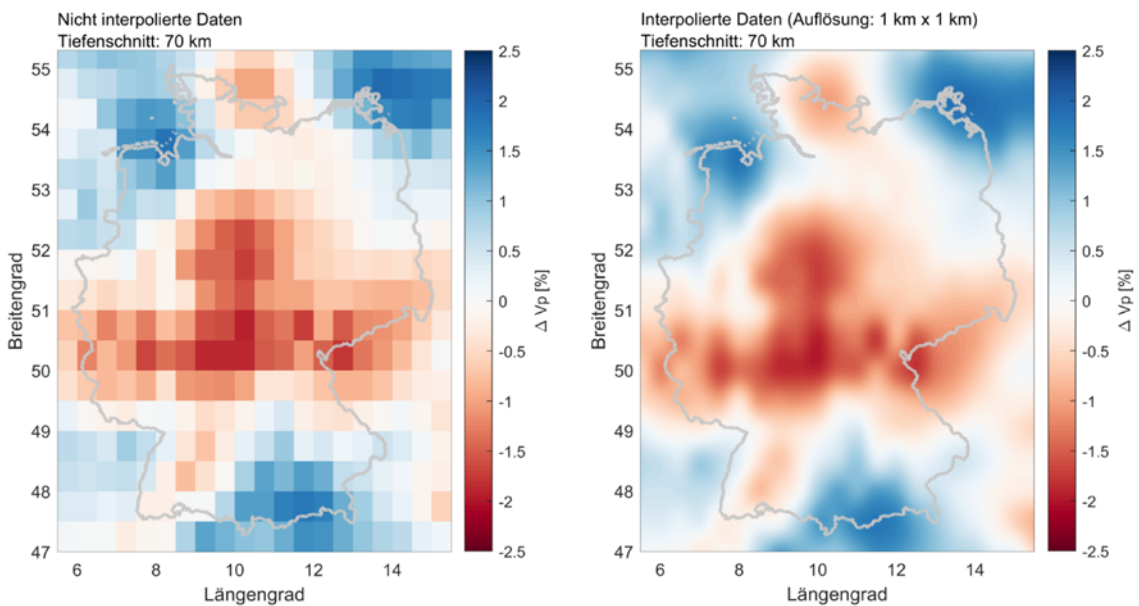


Abb. 6: Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts). Dargestellt sind P-Wellengeschwindigkeiten aus der Veröffentlichung von Zhu et al. (2015) relativ zum horizontalen Durchschnitt der P-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich. Der gewählte Tiefenschnitt zur Darstellung der Daten beträgt 70 km.

Für alle Modelle sind die folgenden weiteren Schritte durchgeführt worden:

- Die Änderungen der seismischen Geschwindigkeiten (ΔV_s bzw. ΔV_p) wurden relativ zum horizontalen Durchschnitt (innerhalb $5,5^\circ$ bis $15,5^\circ$ östlicher Länge und 47° bis $55,3^\circ$ nördlicher Breite) der jeweiligen Modell-spezifischen seismischen Geschwindigkeiten bestimmt. Hierdurch werden für Deutschland und dessen grenznahe Ausland relative Anomalien berechnet und abgebildet, die zur Quantifizierung des Indikators dienen. Ein Bezug zu einem gemeinsamen Referenzmodell, wie beispielsweise dem AK135 Erdmodell (Kennett et al. 1995), war aufgrund der unterschiedlichen Abweichungen der ermittelten durchschnittlichen Geschwindigkeiten eines Tiefenschnittes der jeweiligen Modelle zum Referenzmodell nicht möglich (Abb. 7), da sich der Wertebereich der seismischen Geschwindigkeiten sonst entsprechend einseitig in Richtung positiver oder negativer Anomalien hin verschiebt. Die Ursachen der Unterschiede zwischen den Modellen sind vielseitig und reichen von unterschiedlich verwendeten Primärdaten, über die Auswertung der Daten und entsprechenden Korrekturen, bis hin zur Interpretation.

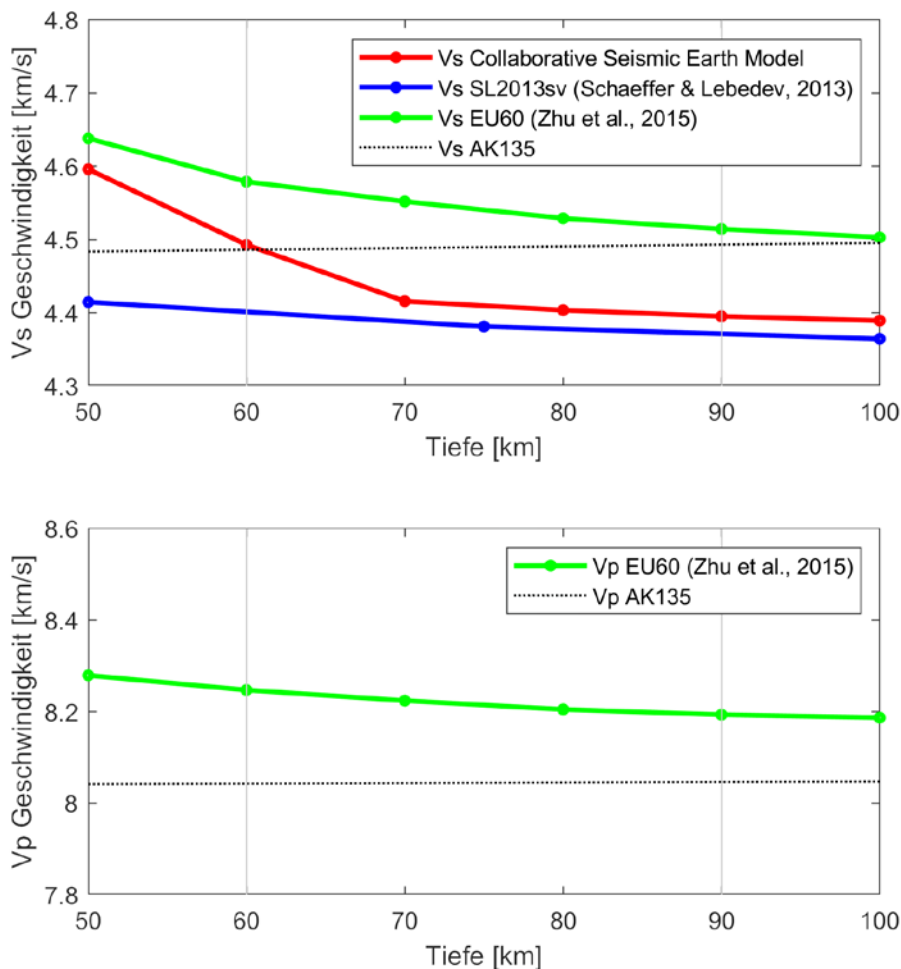


Abb. 7: 1D-Tiefenprofile der ermittelten durchschnittlichen Geschwindigkeiten der jeweiligen verwendeten seismischen Modelle (innerhalb $5,5^\circ$ bis $15,5^\circ$ östlicher Länge und 47° bis $55,3^\circ$ nördlicher Breite) und Bezug zum AK135 Erdmodell von Kennett et al. (1995).

- Die Änderungen der seismischen Geschwindigkeiten (ΔV_s , ΔV_p) wurden lateral mittels kubischer Interpolation auf ein gemeinsames Ortsgitter (mit einer Gitterweite von ca. 1 km x 1 km) übertragen (Abb. 3 - Abb. 6). Die Häufigkeitsverteilung von interpolierten und nicht-interpolierten Daten kann dabei Rückschlüsse auf Interpolationsunsicherheiten und mögliche Werteabweichungen zwischen Rohdaten und aufbereiteten Daten aufzeigen (Abb. 8).

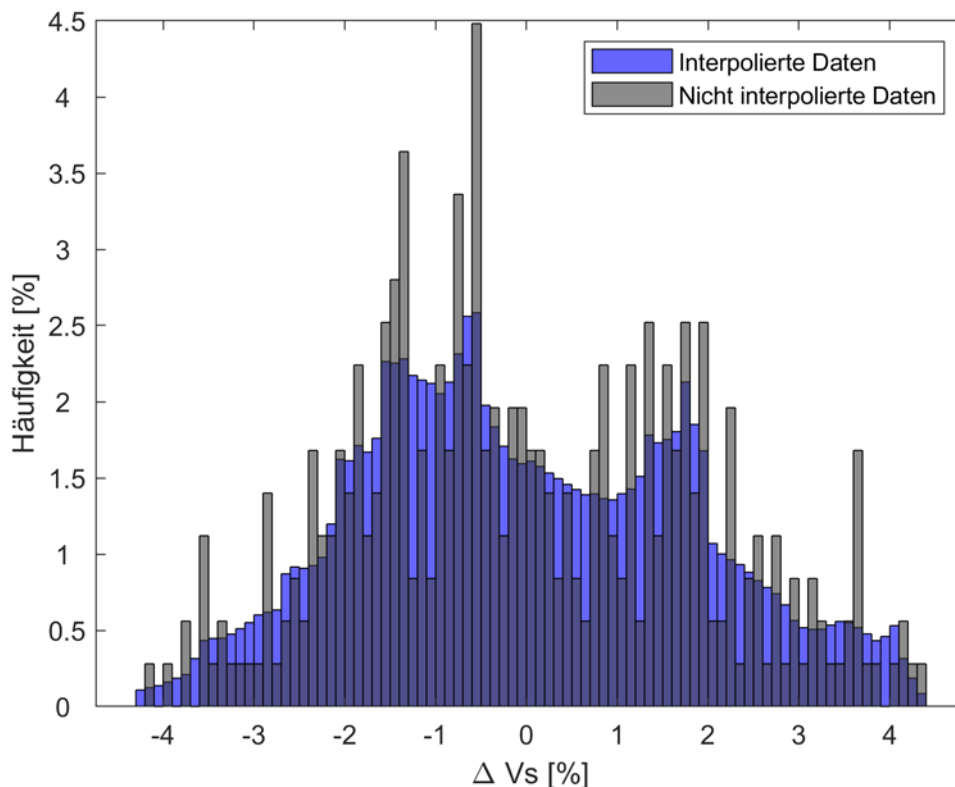


Abb. 8: Unterschied zwischen der Häufigkeitsverteilung interpolierter und nicht-interpolierter Daten am Beispiel eines Tiefenschnittes von 70 km. Dargestellt sind S-Wellengeschwindigkeiten aus dem CSEM relativ zum horizontalen Durchschnitt (innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite).

- Zwischen einer Tiefe von 60 - 90 km wurde für einen jeweiligen Ortspunkt der geringste ΔV_s - bzw. ΔV_p -Wert im definierten Tiefenintervall bestimmt. Das Tiefenintervall basiert auf der Literaturrecherche zur Tiefe der gebildeten primären Schmelzen unter Mitteleuropa (Rummel et al. in review). Demnach wird angenommen, dass für die Beurteilung der zukünftig möglichen vulkanischen Aktivität in Deutschland, dieser Tiefenbereich als besonders relevant gilt. Hierbei spielt es keine Rolle wo sich der geringste ΔV_s - bzw. ΔV_p -Wert im Tiefenintervall befindet. Der geringste (minimalste) ΔV_s - bzw. ΔV_p -Wert allein bestimmt die Höhe der anormalen, seismischen Struktur und damit die räumliche Ausprägung des quantifizierbaren Parameters ΔV_s bzw. ΔV_p zur Beurteilung des Indikators „Teleseismische Laufzeitanomalien“.

3.1.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Die aufbereiteten Daten (siehe Kap. 3.1.3) wurden für Deutschland und dessen grenznahe Ausland (Längengrad: 5,5° bis 15,5°; Breitengrad: 47° bis 55,3°) dargestellt. Hieraus ergibt sich für die, zwischen 60 und 90 km Tiefe bestimmten, minimalen ΔV_s - bzw. ΔV_p -Werte ein heterogenes Verteilungsbild. Wohingegen vor allem im Norden Deutschlands höhere, meist positive ΔV_s -Werte vorliegen, dominieren im zentral- und süddeutschen Raum vor allem negative Anomalien der seismischen Geschwindigkeiten (Abb. 9 - Abb. 11)

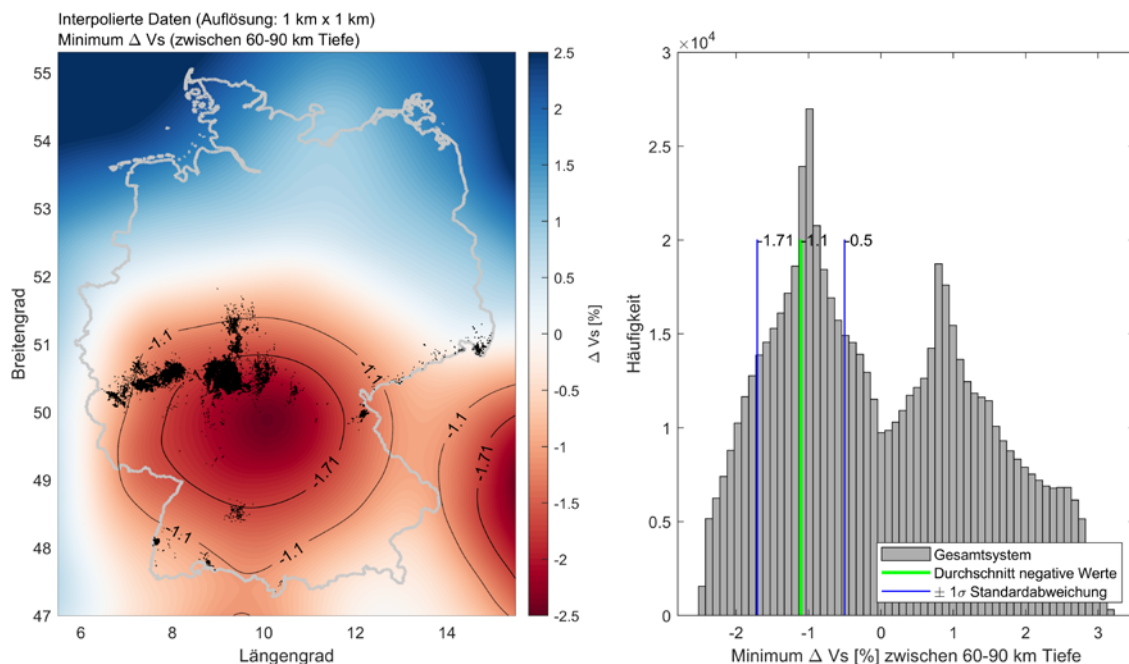


Abb. 9: Links: Minimale ΔV_s -Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der minimalen ΔV_s -Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Das in der Häufigkeitsverteilung abgebildete Gesamtsystem befindet sich innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite. Die aus der Häufigkeitsverteilung der negativen Werte ermittelten Schwellenwerte (-1σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der ΔV_s -Werte (links) dargestellt. S-Wellengeschwindigkeiten sind entnommen aus der Veröffentlichung von Schaeffer & Lebedev (2013) und relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich bestimmt worden. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Bei dem Vergleich zwischen dem globalen Modell (Schaeffer & Lebedev 2013) und den europaweiten Modellen (Fichtner et al. 2018; Zhu et al. 2015) sind deutliche Unterschiede zu verzeichnen. Das globale S-Wellengeschwindigkeitsmodell beschreibt eine großflächige Anomalie über dem gesamten zentral- und süddeutschen Raum, mit einem Zentrum südöstlich des Vogelsberges (Abb. 9). Die europaweiten Modelle hingegen verzeichnen deutlich differenziertere Strukturen, mit Zentren anomal negativer seismischer Geschwindigkeiten im Bereich der südlichen Vulkanfelder, der Eifel sowie in einem NW-SO verlaufenden Band nördlich des Vogelsberges über die Oberpfalz bis nach Tschechien

(Abb. 10). Dabei zeigt das Modell von Zhu et al. (2015) gegenüber dem CSEM eine geringere Ausprägung der Anomalien im Bereich der südlichen Vulkanfelder (vgl. Abb. 10 und Abb. 11).

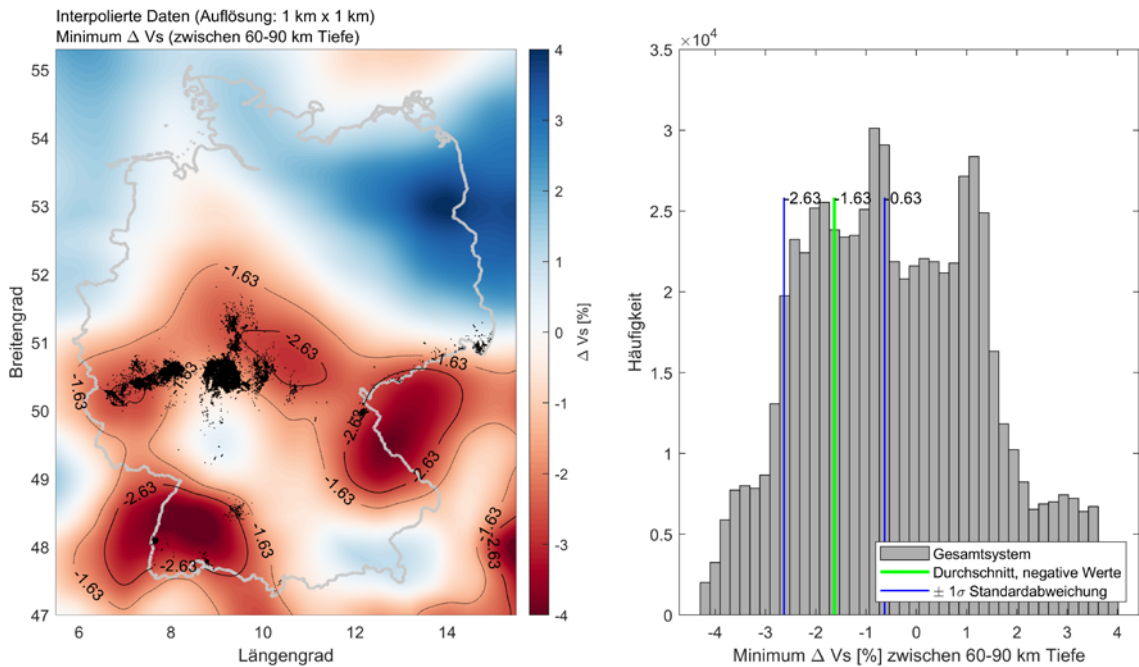


Abb. 10: Links: Minimale ΔV_s -Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der minimalen ΔV_s -Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. S-Wellengeschwindigkeiten sind entnommen aus dem CSEM und relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich bestimmt worden. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 9.

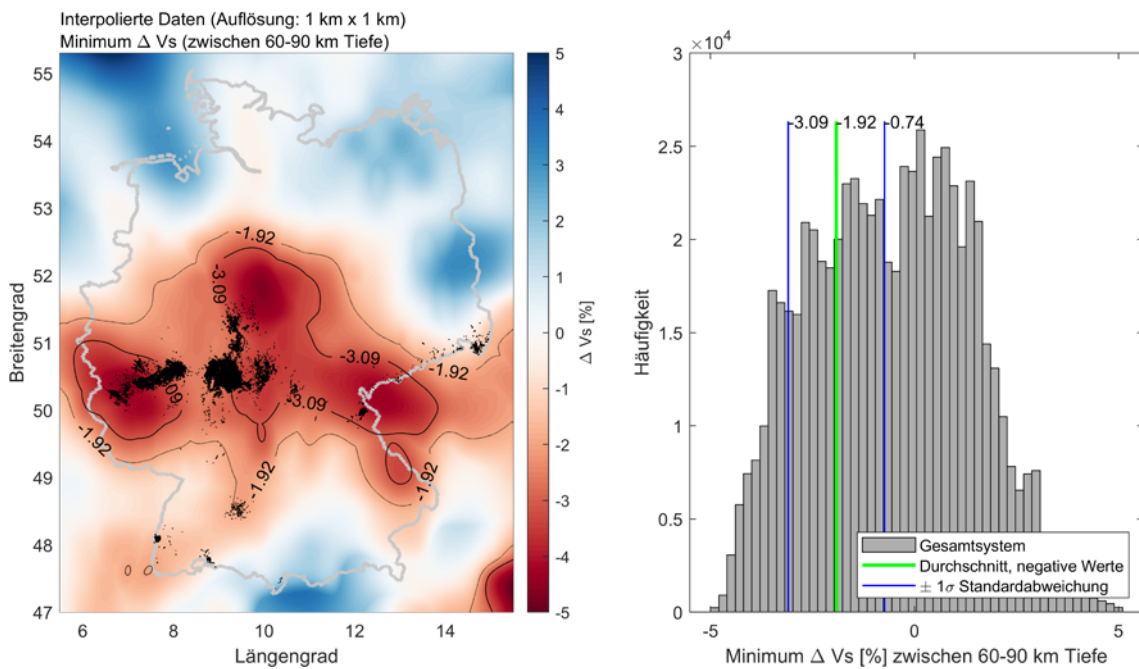


Abb. 11: Links: Minimale ΔV_s -Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der minimalen ΔV_s -Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. S-Wellengeschwindigkeiten sind entnommen aus Zhu et al. (2015) und relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich bestimmt worden. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 9.

Der Vergleich des P- und S-Wellenmodelles von Zhu et al. (2015) (Abb. 11 und Abb. 12) zeigt insgesamt viele Gemeinsamkeiten hinsichtlich der räumlichen Verbreitung seismischer Anomalien. Allerdings erscheint die aus dem P-Wellenmodell abgeleitete negative Anomalie im Bereich der südlichen Vulkanfelder stärker ausgeprägt (Abb. 12).

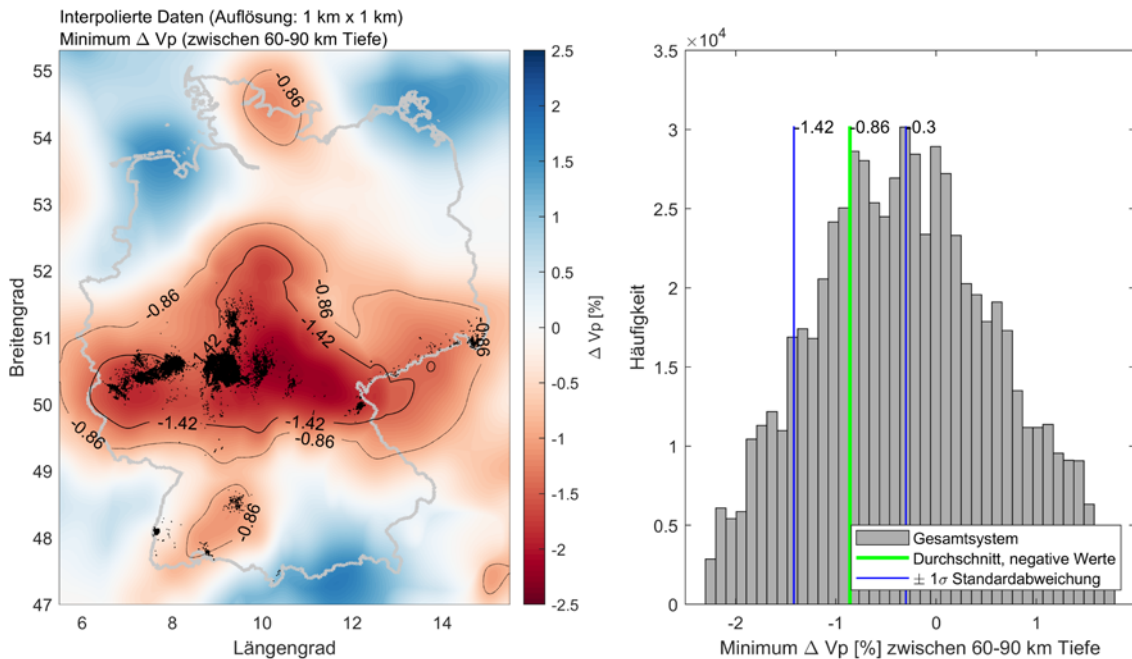


Abb. 12: Links: Minimale ΔV_p -Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der minimalen ΔV_p -Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Das in der Häufigkeitsverteilung abgebildete Gesamtsystem befindet sich innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite. Die aus der Häufigkeitsverteilung der negativen Werte ermittelten Schwellenwerte (-1σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der ΔV_p -Werte (links) abgebildet. P-Wellengeschwindigkeiten sind entnommen aus Zhu et al. (2015) und relativ zum horizontalen Durchschnitt der P-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich bestimmt worden. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Zur Beurteilung der anormalen Mantelstruktur wurden Abbildungen zur Häufigkeitsverteilung der ΔV_s - bzw. ΔV_p -Werte der jeweiligen Modelle erstellt und aus der Verteilung deren negativen Werte im betrachteten System (Längengrad: 5,5° bis 15,5°; Breitengrad: 47° bis 55,3°) ein möglicher individueller Schwellenwert abgeleitet (Abb. 9 - Abb. 12). Da bei der Anwendung der Parameter „ ΔV_s “ und „ ΔV_p “ lediglich negative Anomalien betrachtet werden, wurde für die Bestimmung der Schwellenwerte ausschließlich der negative Wertebereich der Häufigkeitsverteilung verwendet (Abb. 9 - Abb. 12).

Hierbei kann ein oberer Schwellenwert bei -1σ (Standardabweichung) und ein unterer Schwellenwert als Durchschnitt aller im System enthaltenen negativen Werte angenommen werden. Der untere Schwellenwert wurde zur Abgrenzung des Parameters verwendet. Demnach sind ΔV_s -/ ΔV_p -Werte, welche negativer, also kleiner als der Durchschnitt sind ($\Delta V_s < -1,1$, $< -1,6$ oder $< -1,9$ und $\Delta V_p < -0,9$), für diesen Parameter als relevant einzustufen. Die jeweiligen Schwellenwerte sind als Isolinien in Abb. 9 bis Abb. 12 dargestellt.

Der jeweils betrachtete Wertebereich zwischen dem für das System relevanten Schwellenwert (Durchschnitt aller im System enthaltenen negativen Werte) und dem jeweiligen maximalen negativen Wert kann über eine einheitliche Skala mit Werten zwischen null (keine Relevanz, oberhalb des Schwellenwertes) und zehn (hohe Relevanz, maximaler negativer Wert) normiert werden (Abb. 13). Zur Verringerung möglicher Fehlerbereiche und Unsicherheiten der einzelnen ΔV_s -Modelle, können die Daten, unter Berücksichtigung von Qualität und Auflösung, auch kombiniert und ein gemeinsames Modell erstellt werden.

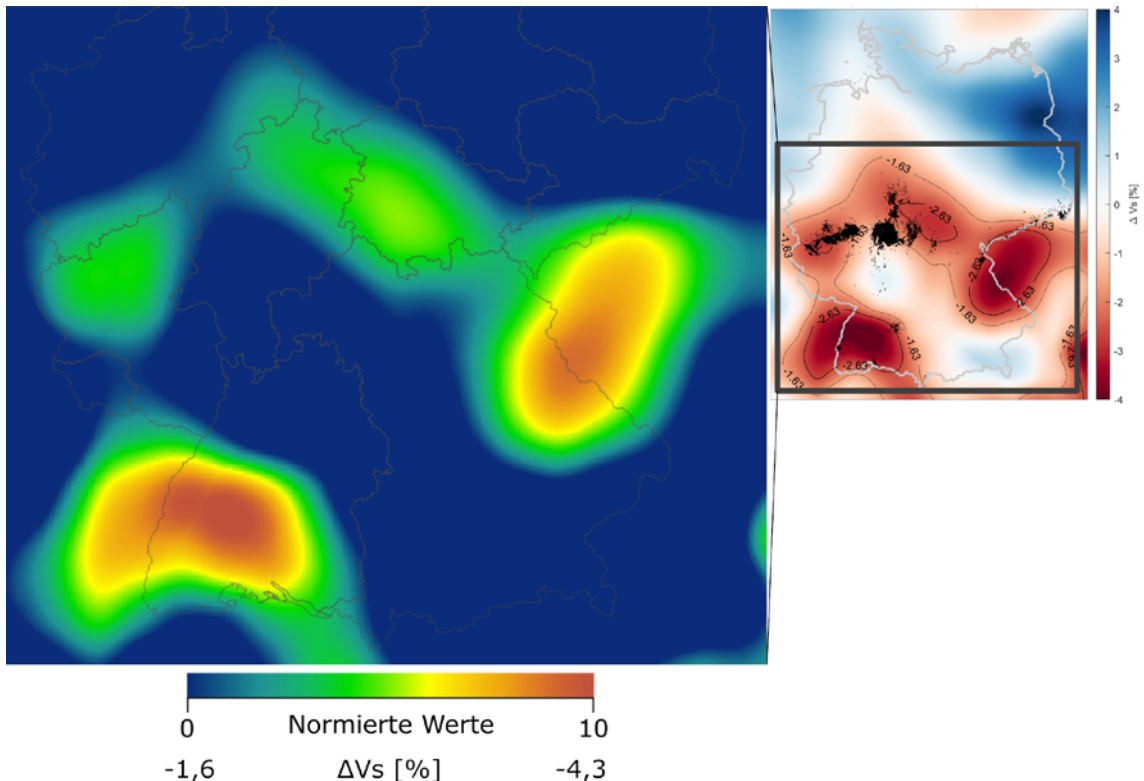


Abb. 13: Kartenskizze zur möglichen Normierung der Parameterwerte für die Anomalie der minimalen ΔV_s -Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe, am Beispiel des CSEM (siehe Abb. 10).

3.2 Tiefe niederfrequente (DLF) Erdbeben

3.2.1 Indikatorbeschreibung

Der Indikator „Tiefe niederfrequente (engl.: Deep Low Frequency - DLF) Erdbeben“ erfasst niederfrequente Erdbeben mit Hypozentren in der Unterkruste und im oberen Mantel, wie rezent unter der Osteifel registriert (Hensch et al. 2019), für die ein Zusammenhang mit dem Aufstieg von Magmen oder magmatischen Fluiden diskutiert wird.

3.2.2 Parameterzuweisung

Zur Quantifizierung des Indikators „Tiefe niederfrequente Erdbeben“ können unterschiedliche Parameter, wie die Verteilung der Epi- und Hypozentren, verwendet werden. Der Zeitraum der Erdbebenaktivität sowie die Magnitude der Erdbeben spielen bei der Quantifizierung des Indikators hingegen keine Rolle.

3.2.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

Die Informationen zur Verbreitung der tiefen niederfrequenten (DLF-) Erdbeben sind aus der Veröffentlichung von Hensch et al. (2019) sowie den Daten des Landeserdbebendienstes Rheinland-Pfalz entnommen. Hierbei handelt es sich um 10 ausgewertete DLF-Erdbeben aus den Jahren 2013 bis 2018 (Hensch et al. 2019) sowie um 16 weitere DLF-Erdbeben aus dem Jahr 2021. Die Hypozentren wurden dabei innerhalb eines fast senkrecht verlaufenden Kanals (80° nach SO einfallend), der sich entlang bzw. leicht südlich der NW-verlaufenden Ochtendunger Störungszone erstreckt, in Tiefen zwischen 10 - 40 km registriert (Abb. 14).

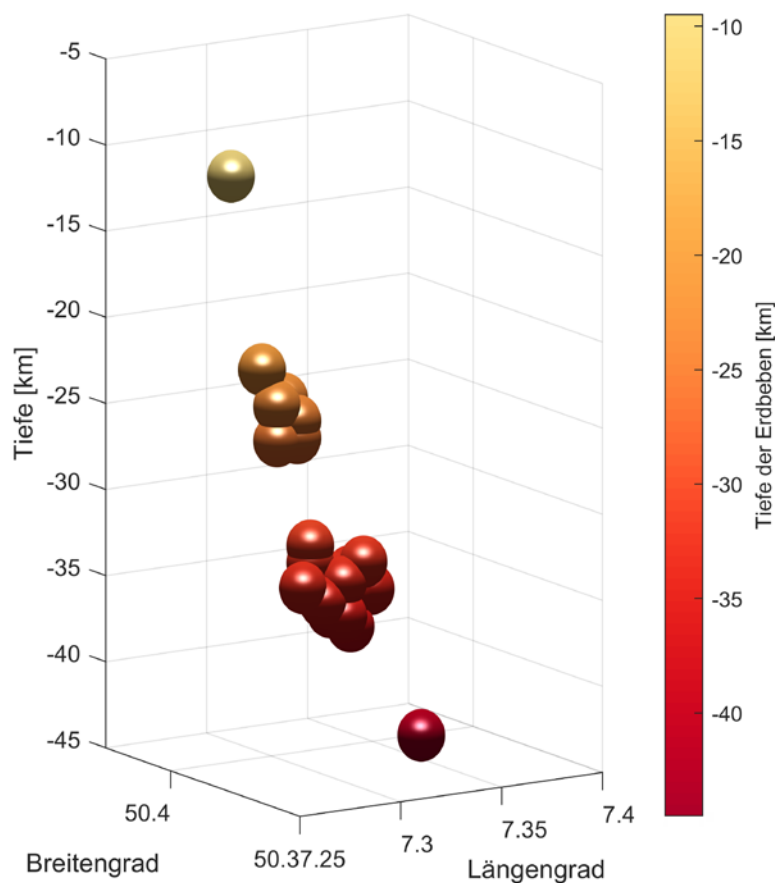


Abb. 14: Räumliche Verbreitung der für den Parameter berücksichtigten DLF-Erdbeben (Hypozentren). Die Tiefe der jeweiligen Erdbeben ist zusätzlich mit der entsprechenden Farbskala gekennzeichnet. Daten sind entnommen aus der Veröffentlichung von Hensch et al. (2019) sowie vom Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz.

3.2.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Aufgrund des bislang einzigen in Deutschland dokumentierten Vorkommens von DLF-Erdbeben ist dieser Indikator bereits mit der Beschreibung der Epi- bzw. Hypozentren in der Osteifel deutschlandweit quantifiziert. Die Lokation der verwendeten DLF-Erdbeben ist in Abb. 14 und Abb. 15 dargestellt.

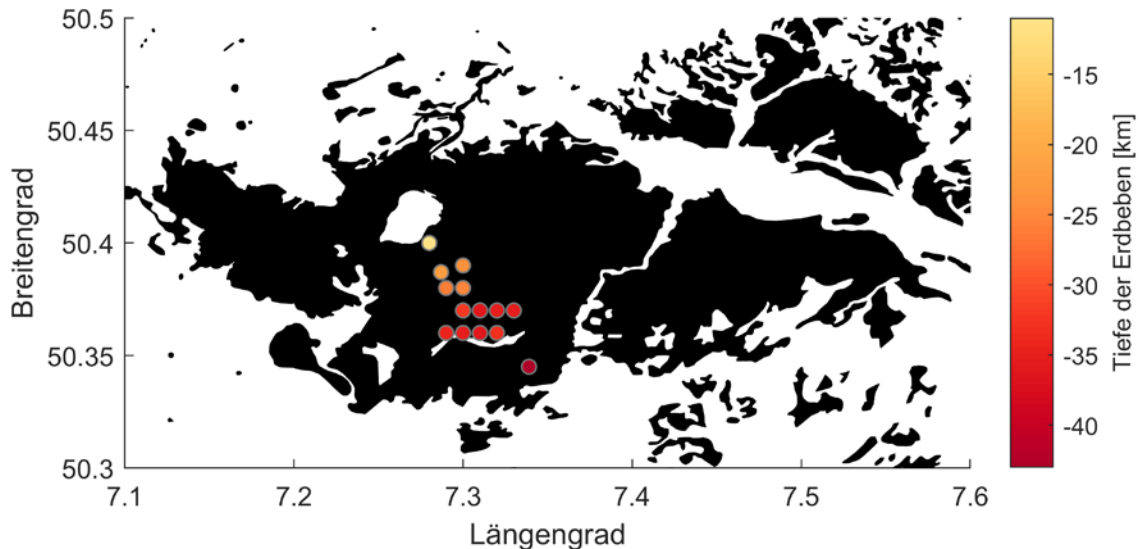


Abb. 15: Laterale Verbreitung der berücksichtigten DLF-Erdbeben (Epizentren). Die Tiefe der jeweiligen Erdbeben ist mit der entsprechenden Farbskala gekennzeichnet. Daten sind entnommen aus der Veröffentlichung von Hensch et al. (2019) sowie vom Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

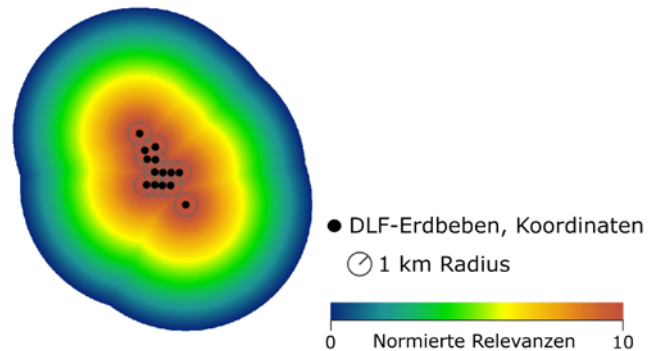
Aus der Lage der Epi- bzw. Hypozentren lässt sich eine räumliche Abgrenzung des quantifizierbaren Parameters „Vorkommen von DLF-Erdbeben“ ableiten. Die möglichen Ungenauigkeiten, die aus der Bestimmung der Erdbebenlokation sowie deren erfassten Koordinaten hervorgehen, werden durch einen, dem Erdbebenzentrum umgebenden, Kreis von 1 km Radius berücksichtigt (siehe Abb. 16). Da jedoch nicht alle seit 2013 aufgetretenen DLF-Erdbeben in der Darstellung erfasst sind, noch weitere Beben in naher Zukunft folgen können und der zugrundeliegende Prozess weiträumiger zu betrachten ist, ist diese Abgrenzung vielmehr als ein grober Bereich und nicht als eine klar definierte Linie zu verstehen. Entsprechend ist eine graduelle Abstufung der Relevanz innerhalb des von diesem Parameter abgedeckten Bereiches zu empfehlen.

Für die Quantifizierung des Indikators können einerseits die laterale Verteilung der Epizentren und andererseits die Tiefenverteilung der Hypozentren genutzt werden. Für die Verteilung der Epizentren ergeben sich die höchsten zugeordneten Relevanzen im Bereich der aufgenommenen Epizentren und entsprechend zugeordneten Kreisen von

1 km Radius, die sich mit zunehmender Distanz kontinuierlich nach außen hin verringern (Abb. 16a). Diese graduelle Abstufung kann, entsprechend einer Normierung, einer Skala mit Werten zwischen null (keine Relevanz) und zehn (hohe Relevanz) zugeordnet werden.

Für die Quantifizierung der Tiefenverteilung von Hypozentren können solche mit geringer Tiefe einer höheren Wertungskategorie zugeordnet werden, als tiefer liegende Hypozentren. Die Wertungskategorien können, entsprechend dem bereits beschriebenen Verfahren mit einer einheitlichen Normierung der einzelnen Parameter, einer Skala mit Werten zwischen null und zehn zugeordnet werden. In der, an das jeweilige Hypozentrum (dargestellt durch einen Kreis von 1 km Radius) angrenzenden Pufferzone, nehmen die Werte, ausgehend von der jeweilig zugeordneten Wertungskategorie des Hypozentrums, nach außen hin kontinuierlich ab (Abb. 16b). Mit diesem möglichen Vorgehen wird den in geringeren Tiefen lokalisierten DLF-Erdbeben eine höhere Relevanz zugeschrieben. Durch eine Aufsummierung der den Wertungskategorien zugeordneten Werte der einzelnen Hypozentren und deren Pufferbereiche, können bei dem Parameter sowohl die Tiefe der Hypozentren als auch die räumliche Überlagerung der aus unterschiedlichen Tiefen stammenden DLF-Erdbeben berücksichtigt werden (Abb. 16b).

a) Quantifizierung nach Epizentren



b) Quantifizierung nach Hypozentren

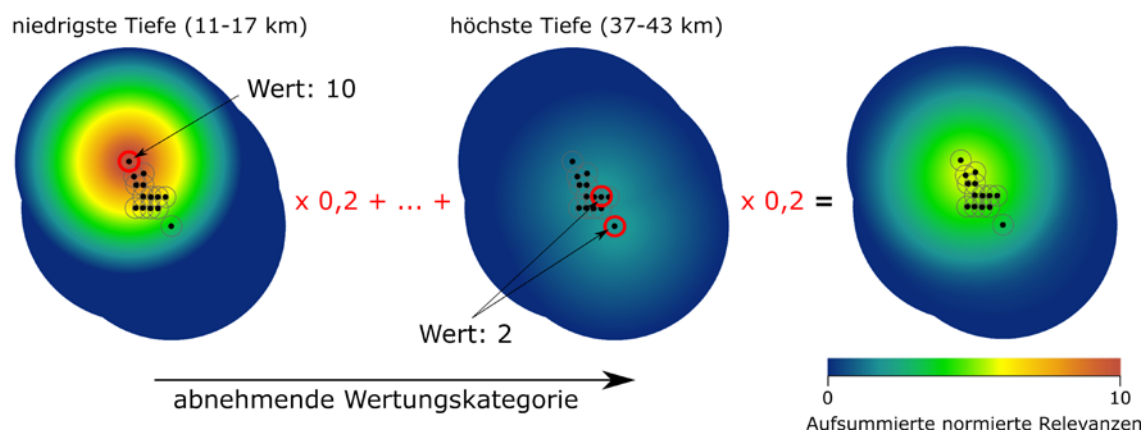


Abb. 16: Zwei Varianten zur Quantifizierung des Indikators „Tiefe niederfrequente Erdbeben“. Die laterale Verteilung der Epizentren (a) oder die Verteilung der Hypozentren (b) können zur Quantifizierung verwendet werden. Den Hypozentren können je nach Tiefenlage unterschiedliche Wertungskategorien (hier als Beispiel mit fünf möglichen Kategorien, mit Werten zwischen zwei und zehn) zugeordnet werden. Eine Aufsummierung der den Wertungskategorien zugeordneten Relevanzen der aus unterschiedlichen Tiefen stammenden Erdbeben ermöglicht eine Berücksichtigung sowohl der Tiefe von DLF-Erdbeben als auch deren geographischen Verbreitung. Eine mögliche graduelle Abstufung des Parameters findet in beiden Varianten in einer Pufferzone mit 10 km Breite um ein jeweiliges Erdbebenzentrum (mit 1 km Radius) Berücksichtigung.

3.3 Schwarmbeben

3.3.1 Indikatorbeschreibung

Tektonisch bedingte Schwarmbeben beschreiben Sequenzen von vielen kleinen Erdbeben, die innerhalb einer kurzen Zeit auftreten, sich zeitlich und räumlich anhäufen und kein spezifisches Hauptereignis aufweisen.

Das Auftreten von Schwarmbeben wird mit dem Einfluss aufsteigender Fluide in Verbindung gebracht. Demzufolge kann deren örtliche Vorkommen wichtige Hinweise auf mögliche Aufstiegswege geben, welche als potentielle Wegsamkeiten für zukünftige Magmen dienen können. Die Tatsache, dass aufsteigende Fluide mit einer Entwässerung oder Entgasung

einer thermischen oder stofflichen Anomalie in der tieferen Kruste oder Mantel zusammenhängen können, kann zusätzliche Hinweise auf ein mögliches, tieferes Magmareservoir liefern. Oberflächennahe Schwarmbeben, wie beispielsweise im Staufeuern Massiv, werden hingegen aufgrund ihrer Korrelation mit Starkniederschlagsereignissen mit meteorischen Wässern in Verbindung gebracht (Kraft et al. 2006). Neben dem generellen Einfluss der aufsteigenden Fluide ist vor allem die geologische und tektonische Gesamtsituation in einem Gebiet, welche einen signifikanten Einfluss auf die Spannungsakkumulationen im Untergrund hat, ausschlaggebend für die Entstehung von Erdbebenschwärmen (Hemmann 2002; Schneider & Bankwitz 2003; Bankwitz et al. 2003).

3.3.2 Parameterzuweisung

Zur Quantifizierung des Indikators wird der Parameter „Vorkommen von Schwarmbeben“ betrachtet und bewertet. Hierzu werden, soweit bekannt, nur natürliche und keine z. B. durch Geothermie, Bergbau oder Erdgasförderung induzierten Erdbeben berücksichtigt. Die Tiefe, die Anzahl der Beben eines Schwarmes sowie deren Magnituden werden nicht als eigenständige Parameter betrachtet.

3.3.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

Informationen zu einzelnen Erdbebenschwärmen liegen vor allem für das Vogtland und Westböhmen (Tschechien) vor (Fischer et al. 2014; Fischer & Horálek 2003; Neunhöfer & Hemmann 2005; Dahlheim et al. 1997; Korn et al. 2008; Horálek et al. 1996; Hannemann et al. 2021). Historisch belegt sind die Schwarmbeben in dieser Region bereits seit 1552. In den Jahren 1901, 1903, 1908, 1929, 1936, 1962, 1985/86 und 2000 gab es hier größere Erdbebenschwärme, aber auch in den nachfolgenden Jahren folgte eine Vielzahl weiterer Schwärme (u. a. in den Jahren 2008, 2011, 2017, 2018). Derzeit ist vor allem das Gebiet um Nový Kostel (Tschechien) seismisch aktiv, wo sich alle paar Jahre ein größerer und in Magnitude stärkerer Erdbebenschwarm ereignet. Weitere, kleinere Schwärme werden jedoch auch außerhalb dieses Gebietes sowie in anderen Teilen Deutschlands erfasst. Dabei sind vor allem die schwächeren Erdbebenschwärme (sogenannte Mikroschwärme) aufgrund ihrer geringeren Auswirkungen ohne geeignete Sensoren meist nicht spürbar und nicht immer und in vollem Umfang in der Literatur erfasst und beschrieben.

Die Informationen, die zur Quantifizierung des Indikators verwendet wurden, stammen aus Publikationen sowie von den geologischen Landesämtern und geologischen Diensten angrenzender Länder. Zur Erfassung kleinerer Schwärme wurden zudem Informationen der Internetseite „Erdbebennews“ (Skapski 2022) verwendet. Dabei wurden alle Erdbeben und deren Lokationen erfasst, für welche die Bezeichnung „Schwarm“ in den Veröffentlichungen verwendet wurde. Für die Zusammenstellung der Schwarmbebengebiete wurde, neben den Informationen von Skapski (2022), u. a. folgende Literatur verwendet:

Ostdeutschland (Vogtland, Westböhmen): Korn et al. (2008), Hemmann (2002), Dahm et al. (2008), Grünthal et al. (1990), Fischer & Horálek (2003), Weinlich et al. (2006), Hannemann et al. (2021), Dahlheim et al. (1997), Horálek et al. (1996), Wirth et al. (2000), Fischer et al. (2014), Neunhöfer & Hemmann (2005) und Kämpf et al. (2019). Weiterhin wurden aus den Dreijahresberichten zur Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland Informationen aus den Jahren 2010 - 2018 (Buchholz et al. 2013; Buchholz et al. 2016; Buchholz et al. 2019) verwendet. Zusätzlich dienten die Internetseiten des geologischen Dienstes Sachsens (LfULG) (Freistaat Sachsen 2021) sowie des Instituts für Geophysik der tschechischen Wissenschaftsakademie (Institute of Geophysics of the Czech Academy of Science 2021) und des Erdbebendienstes Bayern (Erdbebendienst Bayern 2021) als Quelle weiterer Informationen. Kleinere Erdbebenschwärme (Fischer & Horálek 2003; Fischer & Michálek 2008; Horálek et al. 1996; Heinicke et al. 2018) wurden dabei nur erfasst, sofern ihre Lokation nicht bereits durch ein größeres Schwarmbebenereignis erfasst wurde.

Mittel- bis Westdeutschland (Rhön, Darmstadt, Taunus): Veröffentlichungen von Homuth & Rümpker (2017) und Homuth (2020) wurden herangezogen.

Westdeutschland (Eifel, Ostbelgien): Hensch et al. (2019), Dahm et al. (2019), Camelbeeck (1993) und Weber (2012).

Süddeutschland (südlicher Oberrheingraben, Schwäbische Alb, Hegau, nördliche Schweiz/Österreich, Vogesen): Verwendung von Informationen aus den Veröffentlichungen von Kraft et al. (2006) und Audin et al. (2002) sowie vom Schweizerischen Erdbebendienst (SED) und der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) (Österreich).

Aus den genannten Informationsquellen konnte das räumliche Ausmaß eines jeweiligen Schwarmes meist aus den bereitgestellten Abbildungen entnommen werden. Teilweise lag zur Lokation eines Erdbebenschwarmes jedoch nur der Name eines nahegelegenen Ortes vor. Hierdurch ergeben sich größere Lageunsicherheiten, die bei der Festlegung der lateralen Ausdehnung einer Schwarmbebenregion mitberücksichtigt werden müssen. Zudem können Informationen zu historischen Erdbeben hinsichtlich der Lokation und Magnitude der Erdbeben fehlerhaft sein. Folglich können historische Erdbebenschwärme, deren Epizentren nicht genau bekannt sind, wie beispielsweise im Vogtland/ in Westböhmen (Fischer et al. 2014; Červený 1963), nur eine grobe Lage der seismischen Aktivität widerspiegeln, wodurch sich eine größere Ungewissheit hinsichtlich der Herdregion ergeben kann.

Um die aufgeführten Unsicherheiten zu berücksichtigen, wurden die Erdbebenschwarmgebiete durch einen Kreis, mit einem minimalen Radius von 3 km, beschrieben. Ergibt sich aus der Auswertung eines jeweiligen Schwarmbebens ein größerer Bereich, in dem

die einzelnen Beben eines Erdbebenschwarmes auftraten, wird der Radius entsprechend angepasst, sodass sich alle verzeichneten Beben innerhalb des definierten Kreises befinden. Durch den minimalen Radius von 3 km werden sowohl Unsicherheiten in der Erdbebenlokation als auch Ungewissheiten, welche sich aus der Übertragung der Informationen aus den Karten und Ortsnamen selbst ergeben, berücksichtigt. Jedoch verbleibt eine weitere Ungewissheit, die sich aus der Erdbebenzuordnung zu einem Schwarm ergibt. Dies betrifft vor allem zeitliche oder räumliche Randbereiche eines Erdbebenschwarmes, da vor allem im Randbereich die in Magnitude schwächeren sowie zeitlich leicht separierten Erdbeben nicht immer und im vollem Umfang einem Schwarm zugewiesen werden.

3.3.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Das Vorkommen von Schwarmbeben wurde innerhalb Deutschlands und teilweise für das grenznahe Ausland (innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite) erfasst.

In Deutschland werden Schwarmbeben vor allem im Vogtland (und angrenzenden Westböhmen) beobachtet, wo sich größere Erdbebenschwärme alle paar Jahre bis Jahrzehnte sowie kleinere, schwächere Erdbebenschwärme sogar jährlich ereignen (Fischer & Horálek 2003). Aber auch andere Gebiete Deutschlands sowie das grenznahe Ausland sind von Schwarmbebenaktivitäten betroffen (Abb. 17).

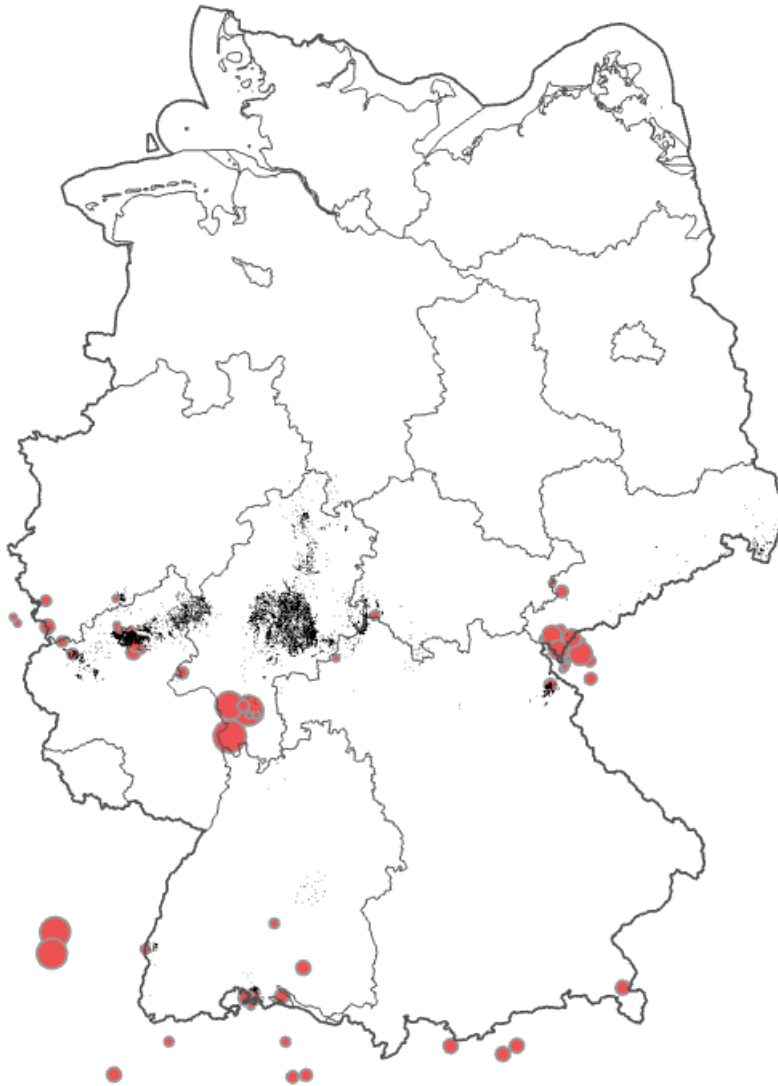


Abb. 17: Kartenskizze zu Verbreitung von Schwarmbebengebiete (Informationen zur verwendeten Literatur und Darstellung, siehe Text). Känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 entnommen (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Im deutsch-tschechischen Grenzgebiet (Westböhmen/Vogtland) treten Schwarmbeben in einem etwa 30 km breiten Band von Oelsnitz bis nach Lazy (Tschechien) sowie östlich von Marktredwitz und westlich von Zwickau auf. In Mitteldeutschland werden kleinere Erdbebenschwärme in der Rhön, im Raum Darmstadt und, angrenzend daran, im Taunus sowie in der Eifel bis nach Belgien hin beobachtet. Im Süden Deutschlands treten vereinzelte Schwärme im Oberrheingraben, bei Albstadt sowie bei Singen und Konstanz auf. Weitere Erdbebenschwärme wurden nahe der deutsch-schweizerischen sowie deutsch-österreichischen Grenze beobachtet (Abb. 17). Eine Besonderheit stellt das Schwarmbebengebiet im Staufen Massiv dar, indem jährlich auftretende Erdbebenschwärme mit Niederschlagsereignissen in Verbindung gebracht werden (Kraft et al. 2006).

Aus der Lage der Schwarmbebenregionen lässt sich der quantifizierbare Parameter „Vorkommen von Schwarmbeben“ eindeutig bestimmen. Durch die bereits beschriebenen Unsicherheiten (siehe Kap. 3.3.3), ergibt sich ein Radius für das jeweilige Schwarmbebengebiet von mindestens 3 km (Abb. 17 und Abb. 18). Um den meist tief- und weitreichenden Prozess der Ursache eines jeweiligen Schwarmbebens zu berücksichtigen, können Pufferzonen mit graduell abnehmenden Werten bei zunehmender Entfernung zu einem Schwarmbebengebiet erstellt werden (Abb. 18).

Hierdurch ergibt sich die höchste Relevanz oberhalb der aufgenommenen Schwarmbebenregion, die sich mit zunehmender Distanz vom Zentrum kontinuierlich nach außen hin verringert (Abb. 18). Diese graduelle Abstufung liegt eine normierte Skala mit Werten zwischen null (keine Relevanz) und zehn (hohe Relevanz) zugrunde.

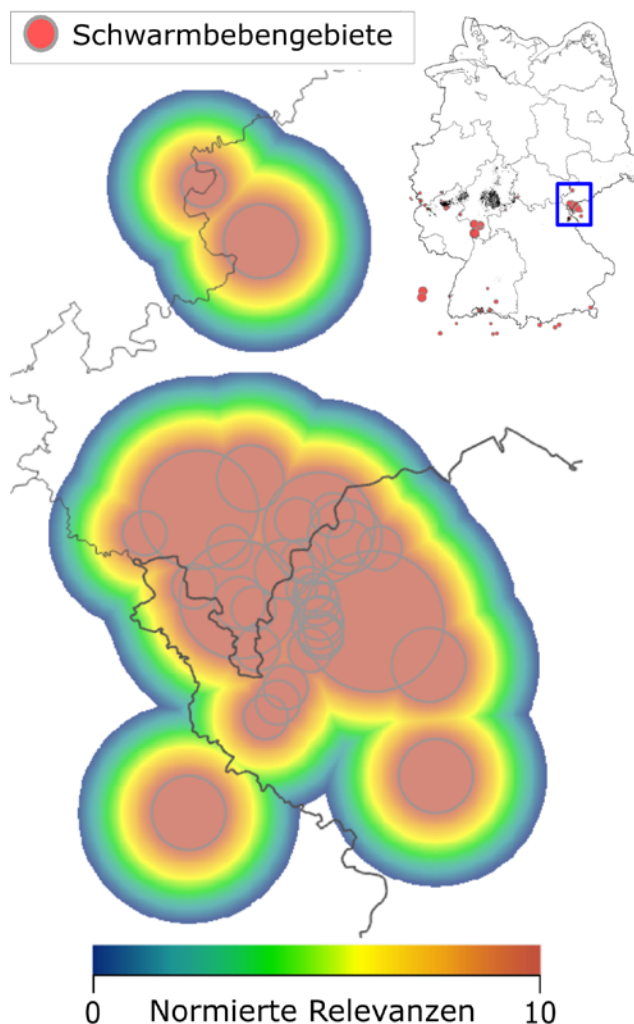


Abb. 18: Kartenskizze zu Schwarmbebengebiete im Vogtland/ in Westböhmen und Darstellung der zugeordneten Relevanzen mittels normierter Skala mit einem Wertebereich zwischen null und zehn. Graue Kreise kennzeichnen die Schwarmbebengebiete. Die abnehmende Relevanz, mit zunehmender Entfernung zum Schwarmbebengebiet, ist auf eine Distanz von 10 km berechnet und dargestellt.

3.4 Temperaturfeld und Wärmestromdichte

3.4.1 Indikatorbeschreibung

Die Wärmestromdichte beschreibt den Wärmestrom pro Fläche und wird nahe der Erdoberfläche gemessen. Sie kann z. B. durch thermische Anomalien im Untergrund (wie z. B. eine Magmakammer) erhöht sein. Die Wärmestromdichte wird von vielen Faktoren, wie z. B. dem Zerfall radioaktiver Elemente, der Grundwasserbewegung, der Variabilität der thermischen Leitfähigkeit verschiedener Gesteine und dem Klimawechsel zwischen Warm- und Kaltzeiten beeinflusst. Weiterhin können Prozesse in der Lithosphäre sowie im sublithosphärischen Mantel zur Änderung des Wärmestroms führen, sofern sich die relative Position der Gesteine verändert und somit auch das Temperaturfeld (z. B. durch einen aufsteigenden thermischen Mantelplume oder durch Ausdünnung der Lithosphäre). Phasenumwandlungen und geochemische Reaktionen beeinflussen ebenfalls die Gesteinstemperaturen und den Wärmestrom. Aber auch oberflächennahe Prozesse, wie Erosion und Sedimentation, führen zur Änderung des Wärmestroms. Neben direkten Messungen der Wärmestromdichte, können Modelle zur Änderung des Wärmestroms sowie zum möglichen Temperaturverlauf mit der Tiefe erstellt und mit Bohrlochmessungen verglichen werden. Thermische Modelle können dabei auch der Untersuchung von tiefreichenden Prozessen und Phänomenen dienen, wie beispielsweise zur Bestimmung der Tiefenlage der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (kurz: LAB). Auch an der Erdoberfläche ermittelte Temperaturen können Hinweise auf magmatische oder hydrothermal aktive Bereiche geben.

3.4.2 Parameterzuweisung

Zur Quantifizierung des Indikators können unterschiedliche Parameter herangezogen werden, die Informationen zum Temperaturverlauf in der Lithosphäre geben. Neben Oberflächentemperaturen, deren Messung vor allem für rezent aktive Vulkane wichtig ist, können die Temperaturen im tieferen Untergrund auch Hinweise auf mögliche weitreichende magmatische Prozesse geben. Da der gemessene terrestrische Wärmestrom jedoch durch eine Vielzahl „nicht magmatischer“ Prozesse beeinflusst werden kann (siehe Kap. 3.4.1), wurde dieser mögliche Parameter bei der Anwendung des Indikators nicht berücksichtigt. Temperaturmodelle des Untergrundes können darüber hinaus wichtige Hinweise auf die Tiefenlage der LAB geben, welche als quantifizierbarer Parameter genutzt werden kann.

3.4.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

Für die Ermittlung der thermischen LAB gibt es eine Vielzahl unterschiedlicher Methoden und entsprechende Daten, die herangezogen werden können (Wärmeflussdaten, Xenolithe, seismische Geschwindigkeiten, Tiefenlage von Gesteinsschichten, etc.). Flächendeckend

für Deutschland liegen Datensätze zur thermischen LAB von Artemieva (2019) sowie zur allgemeinen LAB-Tiefe von Anikiev et al. (2019b) vor. Weitere Datensätze und Methoden zur Ermittlung der LAB-Tiefe (seismische Tomographie, Auswertung residualer Laufzeiten seismischer Wellen, Änderung der Anisotropie von Gesteinen, Receiver Functions, magnetotellurische Verfahren) wurden aufgrund ihrer mangelnden (überregionalen) Datenverfügbarkeit oder geringen Auflösung (z. B. Geissler et al. 2010) nicht berücksichtigt. Jedoch können die, unter dem Indikator „Teleseismische Laufzeitanomalien“ (siehe Kap. 3.1) ermittelten, negativen Geschwindigkeitsanomalien bereits wichtige Hinweise auf mögliche Variationen in der Lithosphärenmächtigkeit geben. Die beiden verbliebenen Datensätze, deren LAB-Tiefen mittels unterschiedlicher Methoden bestimmt wurden, sind im Folgenden kurz erläutert:

Datensatz 1, Anikiev et al. (2019b):

Die Tiefenlage der LAB ist Teil des 3-D Struktur- und Temperaturmodelles von Deutschland und basiert auf den Daten von bereits existierenden Modellen. Dabei wird mit Hilfe von Strukturmodellen sowie der Modellierung des Schwere- und Temperaturfeldes ein thermisches Modell abgeleitet. Zur Bestimmung der LAB-Tiefen wurden dabei die Ergebnisse von drei Eingangsmodellen berücksichtigt und mit Ergebnissen aus Receiver Functions verifiziert (Anikiev et al. 2019a). Das Modell liegt mit einer lateralen Auflösung von ca. $0,01^\circ \times 0,01^\circ$ vor.

Datensatz 2, Artemieva (2019):

Bei diesem Datensatz handelt es sich um die Tiefenlage der thermischen LAB, die mittels thermischer Isostasie ermittelt wurde (Artemieva 2019). Bei dieser Methode werden Oberflächentopographie und Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität (kurz: Moho) verglichen und anormale Topographien thermischen Anomalien in der Lithosphäre bzw. Variationen in der Lithosphärenmächtigkeit zugeordnet. Als anormale Topographien werden dabei Abweichungen vom erwarteten Wert beschrieben, die sich aus dem Vergleich zwischen der Moho-Tiefe und tatsächlicher Topographie und dessen hieraus abgeleiteten isostatischen Ungleichgewichtes ergeben.

Die entsprechende Abweichung der tatsächlichen Topographie von der aus dem isostatischen Gleichgewicht zu erwarteten Topographie (anormale Topographie, A) wird wie folgt berechnet (Artemieva 2019):

$$A = (200 - z_{LAB}) * (3,35 * z_{LAB} - 0,50 * z_{Moho}) / 27029 \quad (4)$$

Durch die Umstellung der Gleichung lässt sich die Tiefenlage der thermischen LAB (z_{LAB}) berechnen. Die Temperatur an der Lithosphärenbasis wird dabei mit 1400°C angenommen. Das Modell steht mit einer lateralen Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ zur Verfügung.

Um ein bestmögliches Ergebnis zur LAB-Tiefe zu erhalten, wurde die Auflösung der Modelle jeweils angepasst und ein Durchschnitt der Werte beider Modelle berechnet und abgebildet. Im Zuge dessen wurde der bereits sehr gut aufgelöste Datensatz von Anikiev et al. (2019b) auf ein 1 km x 1 km Ortsgitter mittels der Interpolation des nächsten Nachbarn interpoliert. Die Daten aus dem Modell zur thermischen Isostasie (Artemieva 2019) wurden mittels kubischer Interpolation auf das Ortsgitter von 1 km x 1 km übertragen.

Die Häufigkeitsverteilung von interpolierten und nicht-interpolierten Daten kann Rückschlüsse auf Interpolationsunsicherheiten und mögliche Werteabweichungen zwischen Rohdaten und aufbereiteten Daten aufzeigen und ist für den geringer aufgelösten Datensatz von Artemieva (2019) in Abb. 19 dargestellt.

Für die Auswertung der durchschnittlichen LAB-Tiefen und deren Fehlerbereiche wurde zudem für jeden Ortspunkt die Abweichung der Werte der Einzelmodelle zum Durchschnitt sowie auch die maximale Differenz zwischen den unterschiedlichen Modellen bestimmt. Die berechneten durchschnittlichen LAB-Tiefen und die Abweichungen der jeweiligen Modelle hierzu, sind in Abb. 20 dargestellt.

Zur Beurteilung der Unsicherheiten und Fehlerbereiche wurden Diagramme zur Häufigkeitsverteilung der vom Durchschnitt abweichenden LAB-Tiefen erstellt (Abb. 21). Dabei fällt auf, dass zwischen den beiden Modellen relativ große Unterschiede hinsichtlich der LAB-Tiefen zu verzeichnen sind (Abb. 21a, b). Auffallend sind vor allem die systematisch niedrigeren LAB-Tiefen, die aus der thermischen Isostasie abgeleitet wurden, im Vergleich zu den LAB-Tiefen, welche dem 3-D-D Struktur- und Temperaturmodell von Anikiev et al. (2019a) entstammen (Abb. 21c). Die größten Abweichungen zwischen den LAB-Tiefen beider Modelle liegen in Bereichen mit sehr großen lithosphärischen Mächtigkeiten, bei denen nur eine geringe Anzahl an Werten vorliegt (Abb. 21a). Dies zeigt sich auch in der Häufigkeitsverteilung dieser maximalen Abweichung (maximale Differenz zwischen den Modellen), welche mit steigender durchschnittlicher LAB-Tiefe stetig abnimmt (Abb. 21b).

Die Auswertung zeigt, dass sich die absoluten Werte der berechneten LAB-Tiefen in Abhängigkeit von der zugrundeliegenden Methode unterscheiden können. Allerdings zeigen beide Datensätze eine ähnliche Verteilung der LAB-Tiefen (flache LAB unter Mitteldeutschland, Abb. 20), sodass eine Kombination beider Modelle sinnvoll erscheint. Durch die Verwendung eines Durchschnittes kann dabei eine Über- bzw. Unterschätzung der mittels der Einzelmodelle berechneten LAB-Tiefenlage minimiert werden.

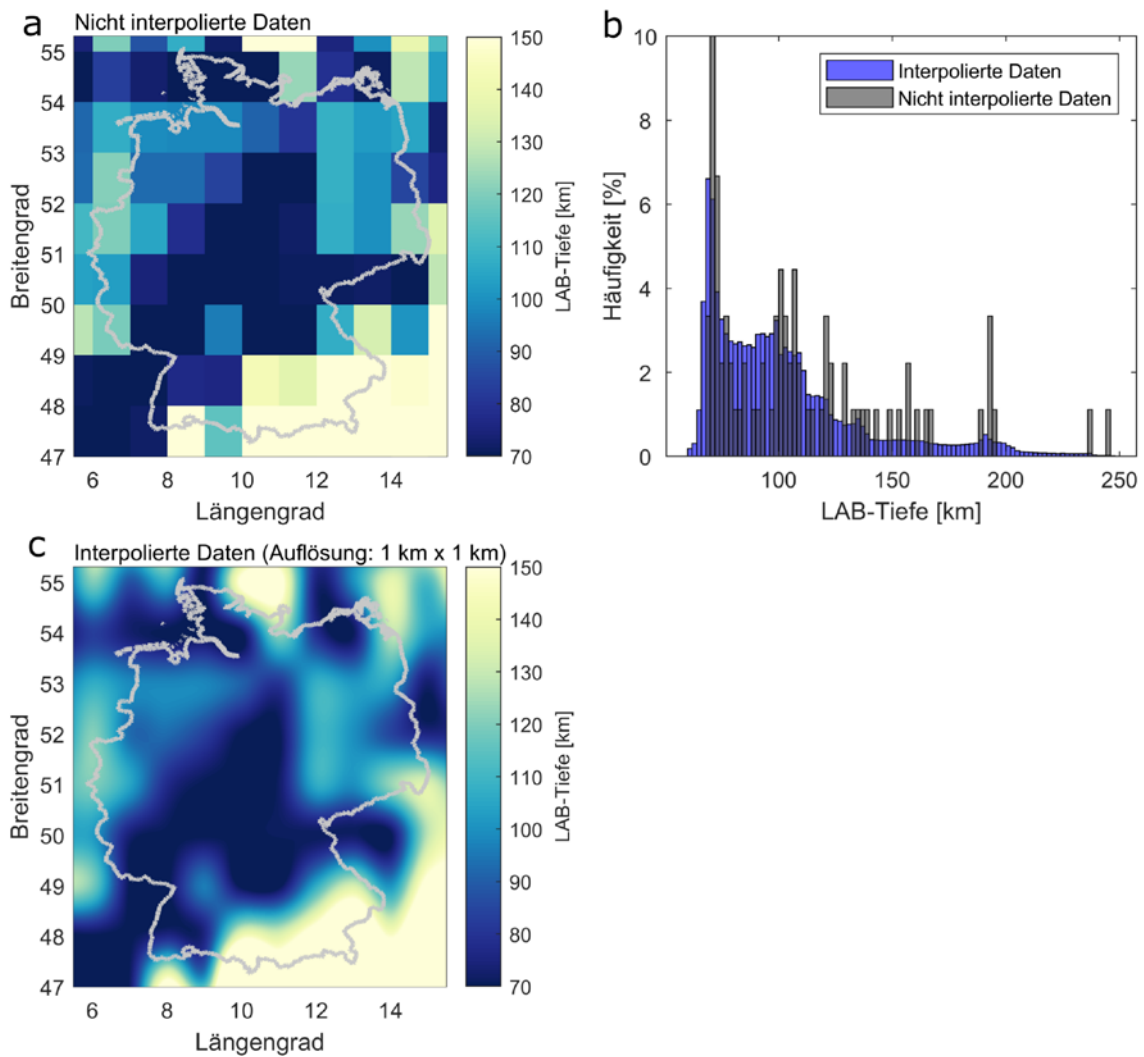


Abb. 19: LAB-Tiefen ermittelt aus der thermischen Isostasie (Artemieva 2019). a) Räumliche Verteilung der LAB-Tiefen (nicht-interpolierte Daten), b) Unterschied zwischen der Häufigkeitsverteilung interpolierter und nicht-interpolierter Daten und c) Räumliche Verteilung der LAB-Tiefen (interpolierte Daten).

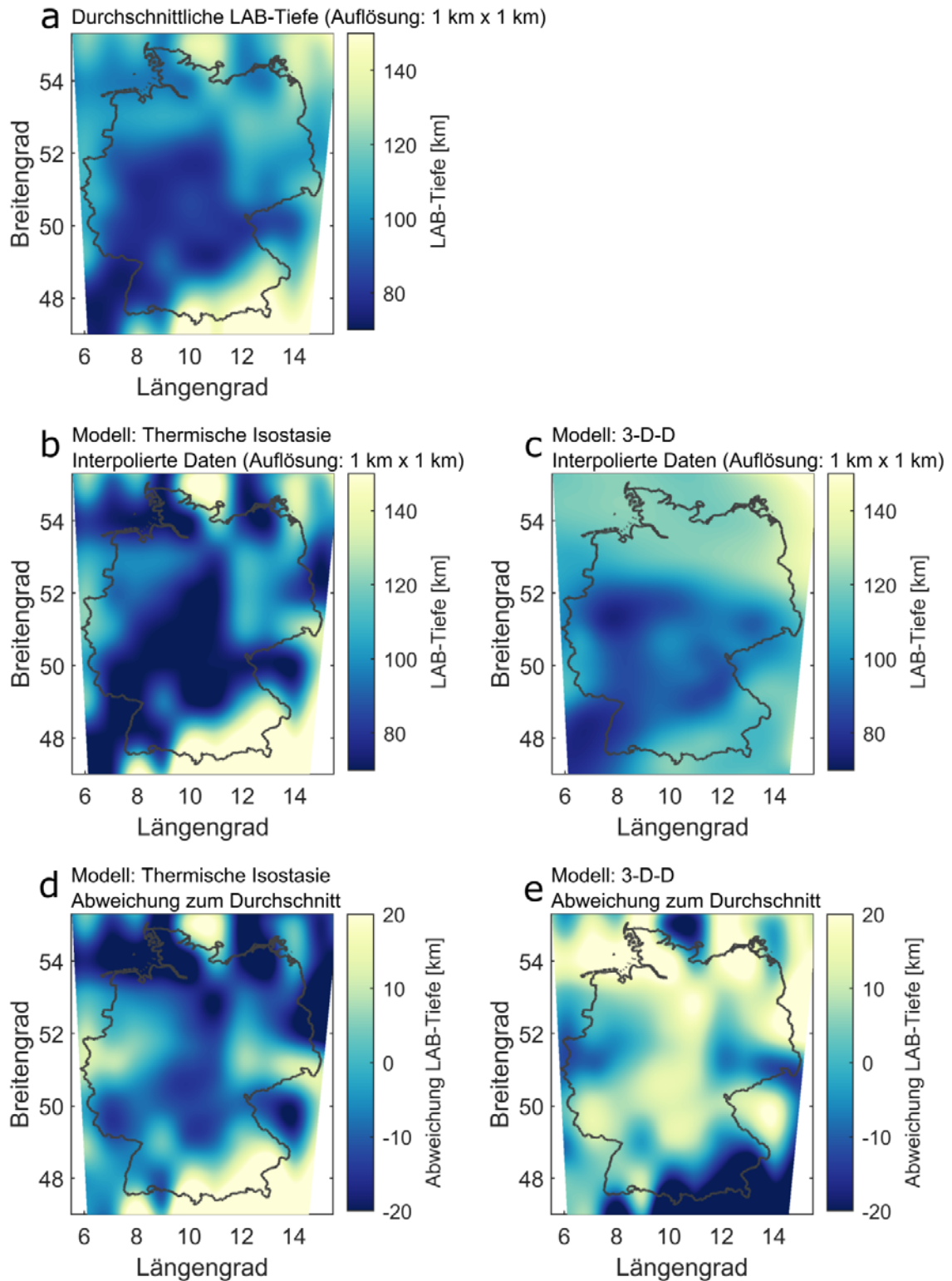


Abb. 20: LAB-Tiefen. a) Durchschnittliche LAB-Tiefen errechnet aus den Modellen von Artemieva (2019) (thermische Isostasie) und Anikiev et al. (2019b) (3-D-D). b) und c) LAB-Tiefen der jeweiligen Modelle. d) und e) Abweichungen der LAB-Tiefen der jeweiligen Modelle zum errechneten Durchschnitt.

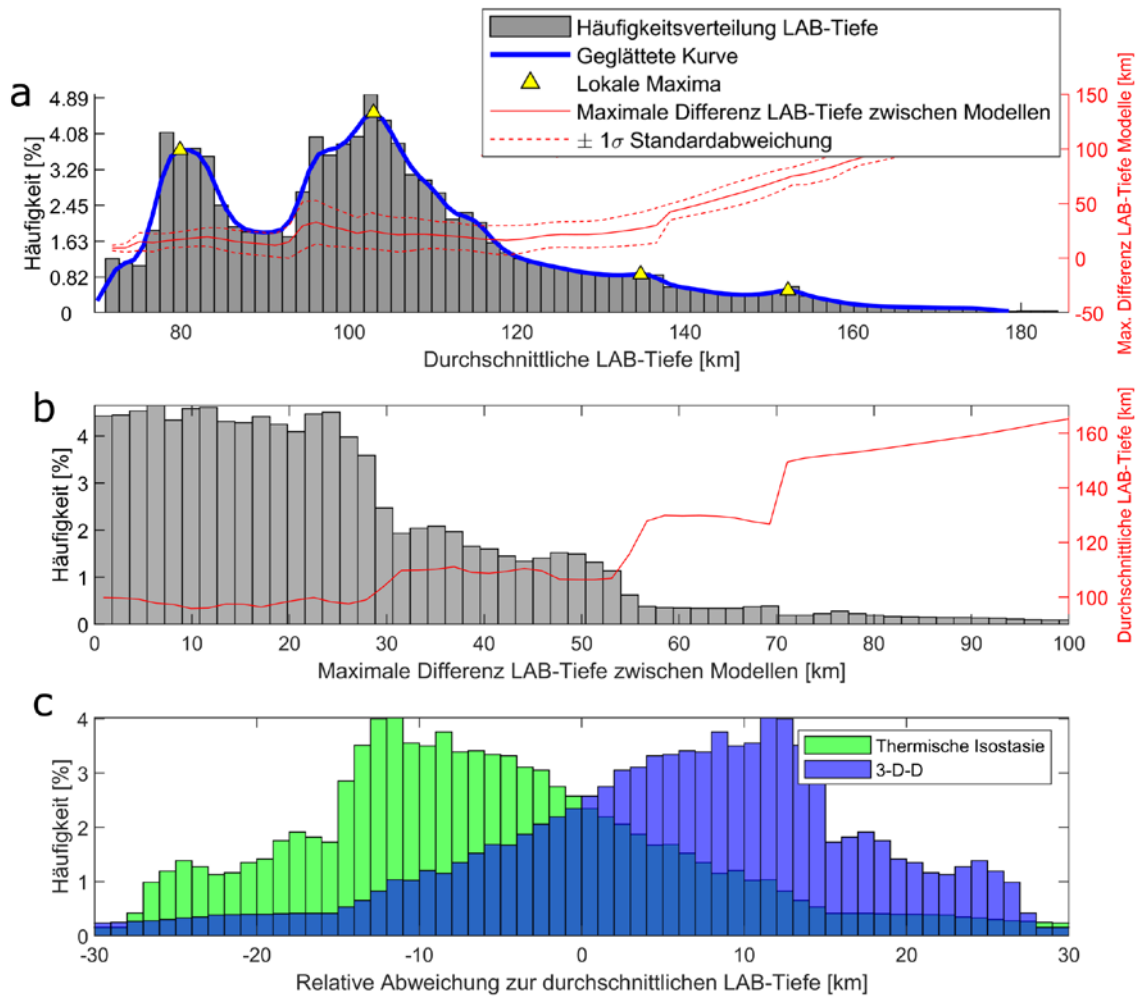


Abb. 21: Auswertung der durchschnittlichen LAB-Tiefen und deren Abweichungen zu den einzelnen Modellen (Thermische Isostasie: Artemieva 2019; 3-D-D: Anikiev et al. 2019a). a) Die maximale Differenz der LAB-Tiefen zwischen den beiden Modellen ist der Häufigkeitsverteilung der durchschnittlichen LAB-Tiefe gegenübergestellt. b) Die durchschnittlichen LAB-Tiefen sind der Häufigkeitsverteilung der maximalen Differenz zwischen den beiden Modellen gegenübergestellt. In a) und b) sind die Einzelwerte (rechte Y-Achse) jeweils als ein Durchschnitt pro Balken bestimmt worden. c) Darstellung der Häufigkeitsverteilung der relativen Abweichungen der einzelnen Modelle zu durchschnittlichen LAB-Tiefen.

3.4.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Die aufbereiteten Daten (siehe Kap. 3.4.3) wurden für Deutschland und dessen grenznahe Ausland (Längengrad: 5,5° bis 15,5°; Breitengrad: 47° bis 55,3°) dargestellt. Dabei ist zu beachten, dass dieser Bereich nur vom europaweiten Datensatz von Artemieva (2019) vollständig abgedeckt ist. Der deutschlandweite Datensatz (3-D-D) deckt den Bereich im Südosten und Südwesten nur begrenzt ab. Um beide Datensätze zu kombinieren und vergleichen zu können, wurde daher die räumliche Begrenzung des 3-D-D Modelles auch für den weitreichenderen Datensatz von Artemieva (2019) übernommen (vgl. Abb. 19 und Abb. 20).

Die deutschlandweite Anwendung des Parameters „LAB-Tiefe“ ermöglicht es Bereiche zu identifizieren, in denen die Tiefenlage der LAB erniedrigt ist und somit die Bildung von Schmelzen durch niedrige Drücke bei vergleichbaren hohen Temperaturen begünstigt werden könnte. Vor allem im zentralen und südwestlichen Teil Deutschlands ist demnach die LAB-Tiefe erniedrigt, wohingegen sie im Nordosten des Modelles stellenweise hohe Werte aufweist und sich die Lithosphäre im Südosten in Richtung der Alpen sukzessive verdickt (Abb. 22).

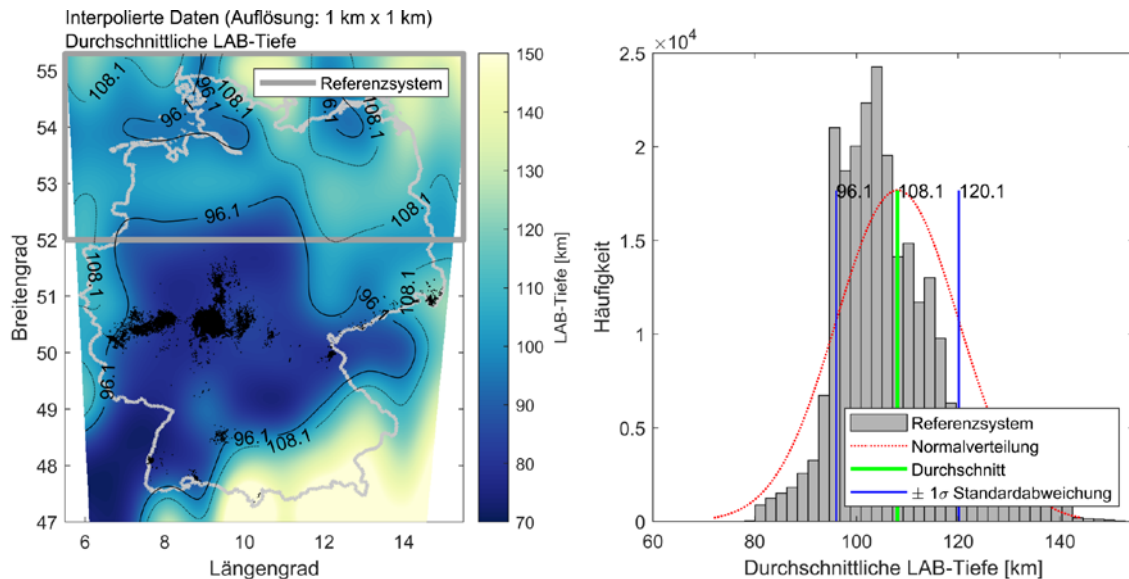


Abb. 22: LAB-Tiefen ermittelt als Durchschnitt aus dem Lithosphärenmodell 3-D-D (Anikiev et al. 2019b) und dem thermischen Isostasie-Modell (Artemieva 2019). Aus der Häufigkeitsverteilung der innerhalb der Referenzregion (nördlich 52° nördlicher Breite) enthaltenen LAB-Tiefen wurden Grenzwerte bestimmt (rechts). Diese Schwellenwerte (-1σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der LAB-Tiefen (links) dargestellt. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Zur Beurteilung der LAB-Tiefen und Festlegung von möglichen Schwellenwerten wurde eine Referenzregion im Norden Deutschlands festgelegt (nördlich 52° nördlicher Breite, Abb. 22), welche sowohl außerhalb der känozoischen magmatischen Erscheinungen als auch des Alpeneinflusses und der hier vorliegenden stark verdickten Lithosphäre liegt. Die Häufigkeitsverteilung der durchschnittlichen LAB-Tiefen in dieser Referenzregion und die daraus abgeleiteten Grenzwerte dienen zur Identifizierung möglicher Schwellenwerte. Dabei folgt die Verteilung der Werte in der Referenzregion überwiegend einer Normalverteilung (Abb. 22). Hierbei lässt sich ein oberer Schwellenwert bei -1σ und ein unterer Schwellenwert als Durchschnitt aller in der Referenzregion enthaltenen Werte ableiten. Da jedoch für die primäre Schmelzbildung meist eine Tiefe < 100 km angenommen wird (Rummel et al. in review), ist für diesen Parameter der -1σ -Wert (Standardabweichung) ausschlaggebend. Entsprechend sind LAB-Tiefen, welche kleiner als der -1σ -Wert der Referenzregion sind (< 96 km Tiefe), für diesen Parameter als relevant einzustufen. Die jeweiligen Schwellenwerte sind als Isolinien in Abb. 22 dargestellt.

Die LAB-Tiefen können, entsprechend einer einheitlichen Normierung, ausgehend vom Schwellenwert -1σ hin zu dem Wert der geringsten LAB-Tiefe, einer Skala mit Werten zwischen null und zehn zugeordnet werden.

3.5 Spannungsfeld

3.5.1 Indikatorbeschreibung

Das krustale Spannungsfeld kann Hinweise auf großmaßstäbige tektonische und geodynamische Prozesse liefern, z. B. hervorgerufen durch die Plattentektonik, Mantelströmungen oder glaziale isostatische Ausgleichsbewegungen, aber auch aufzeigen ob und in welcher Form Schwächezonen reaktiviert oder neue Störungen gebildet werden können, an denen in der Folge Schmelzen aufsteigen oder stagnieren können.

3.5.2 Parameterzuweisung

Für die Abschätzung von möglichen Wegsamkeiten zukünftig aufsteigender Schmelzen sind, neben bereits existierenden Störungen und Schwächezonen, die Bildung von neuen Brüchen, deren mögliche Öffnung sowie Orientierung von Interesse. Zur Quantifizierung des Indikators „Spannungsfeld“ werden daher die Magnitude und Orientierung der kleinsten Hauptnormalspannung sowie die benötigten Fluiddrücke, die zur Bildung von Störungen und Klüften benötigt werden, betrachtet. Die kleinste Hauptnormalspannung (σ_3) bestimmt dabei die Öffnung von Brüchen, da sich diese i. d. R. senkrecht zu σ_3 öffnen, mit einem Fluiddruck, welcher die auf die Fläche wirkende äußere Kraft überschreitet.

3.5.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

Informationen zu Spannungen, deren Magnituden und Ausrichtungen können aus der Welt-Spannungskarte (engl.: World Stress Map; Heidbach et al. 2018) oder aus der Spannungsmagnitudendatenbank (Morawietz et al. 2020) entnommen werden. Die Informationen zu den Spannungen liegen dabei jedoch nur lokal und nur für geringe Tiefen vor. Zur Abschätzung des gesamten krustalen Spannungsfeldes können hingegen Ergebnisse aus numerischen Modellen verwendet werden, welche mit gemessenen Spannungen kalibriert wurden.

Zur Abschätzung des krustalen Spannungsfeldes und möglicher Wegsamkeiten zukünftig aufsteigender Schmelzen, bedienen wir uns der veröffentlichten Daten aus dem SpannEnD Projekt (Reiter 2022) zum krustalen Spannungszustand Deutschlands, welche aus einem 3D geomechanisch numerischen Modell ermittelt wurden (Ahlers et al. 2022). Die

bereitgestellten Daten beinhalten Informationen zum gesamten 3D-Spannungstensor für unterschiedliche Längen- und Breitengrade (durchschnittliche laterale Auflösung von 2,5 km) sowie Tiefenhorizonte (insgesamt 58 lithosphärische Lagen, mit abnehmender Tiefenauflösung).

Für die Bewertung der Parameter werden drei unterschiedliche Ebenen in der Kruste und deren Spannungsverläufe, in ca. 7, 12 und 19 km Tiefe, betrachtet. Eine Separierung der einzelnen Tiefenlagen zur Vermeidung von Überlagerungsstrukturen wurde hierzu unter Verwendung einer dichte-basierten räumlichen Clusteranalyse (engl.: Density-Based Spatial Clustering of Applications with Noise (DBSCAN); Ester et al. 1996) vorgenommen, wodurch zusammenhängende Strukturen identifiziert werden konnten (Abb. 23). Für jeden Ortspunkt entlang der zuvor separierten Lage (Abb. 23) kann nun der 3D-Spannungstensor ausgewertet werden, indem die Hauptnormalspannungen (σ_1 , σ_2 und σ_3) und deren Orientierungen berechnet werden.

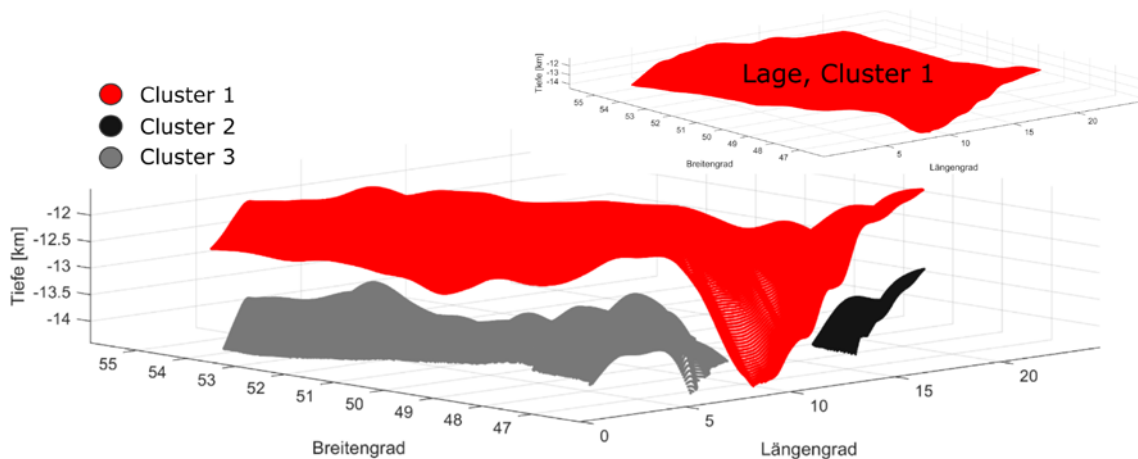


Abb. 23: Separierung einer Tiefenlage (Cluster 1) unter Verwendung einer dichte-basierten räumlichen Clusteranalyse (Density-Based Spatial Clustering of Applications with Noise, DBSCAN).

Zur Bestimmung der Brucheigenschaften werden zwei Bruchkriterien (Mohr-Coulomb- und Griffithkriterium, Rozhko et al. 2007) verwendet, welche Auskünfte zu den zur Bildung eines Scherbruches (Gleichung 5) bzw. Dehnungsbruches (Gleichung 6) benötigten Fluiddrücken (P_{Fluid}) geben (graphische Darstellung, siehe Abb. 24):

$$\tau_m = \sigma'_m \sin(\varphi) + C \cos(\varphi) \tag{5}$$

$$\tau_m = \sigma_T + \sigma'_m \tag{6}$$

$$\sigma'_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - P_{\text{Fluid}} \tag{7}$$

$$\tau_m = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \tag{8}$$

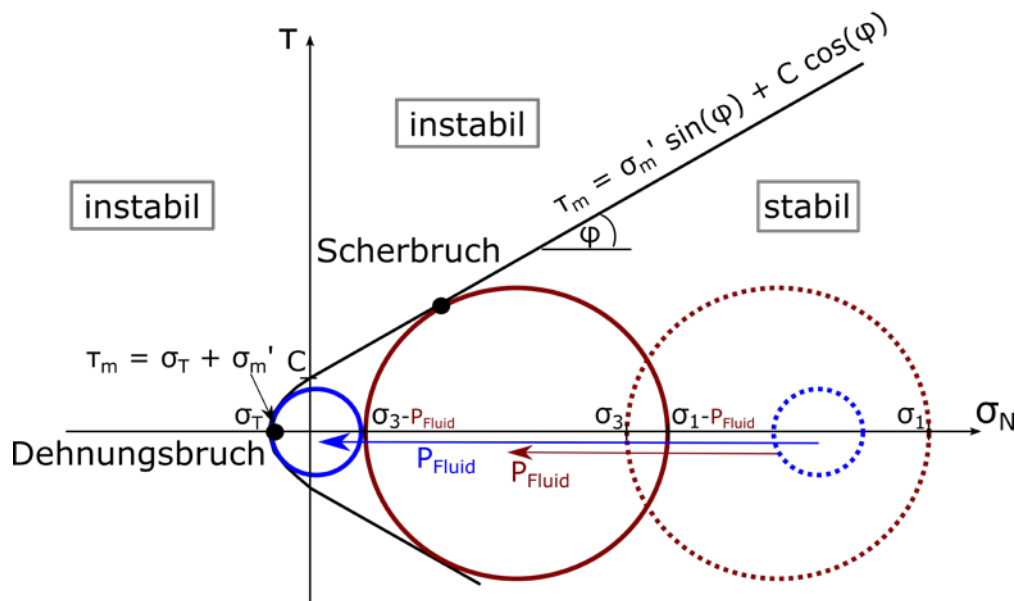


Abb. 24: Schematische Darstellung der Bildung von Brüchen anhand des Mohrschen Spannungskreises. Mit Zunahme des Porenfluiddruckes kommt es zum Versagen des Gesteins unter Scherung oder Dehnung.

Unter Verwendung der Gleichungen 5 und 6 kann der entsprechend benötigte Fluiddruck zur Bruchbildung, mit einer festgelegten Zugfestigkeit (σ_T) von 5 MPa, einer Kohäsion (C) von 10 MPa sowie einem Reibungswinkel (φ) von 30° , bestimmt werden. Werden die hier festgelegten Gesteinsparameter (σ_T , C und φ) variiert, verändert sich der absolute Wert des Fluiddruckes, der zur Bruchbildung benötigt wird. In Abb. 25 ist diese Abhängigkeit exemplarisch für einen Spannungszustand dargestellt. Die Bildung von Dehnungsbrüchen ist dabei nur von der Zugfestigkeit (Gleichung 6) abhängig und entsprechend steigen die zur Bruchbildung benötigten Fluiddrücke, bei gegebenem Spannungszustand, mit zunehmender Zugfestigkeit linear an (Abb. 25). Anders ist es bei der Bildung von Scherbrüchen, die sowohl von dem Reibungswinkel als auch der Kohäsion abhängen (Gleichung 5). Werden Reibungswinkel- und Kohäsionswert jeweils um 50 % variiert, zeigt vor allem die Änderung des Reibungswinkels einen signifikanten Einfluss auf die Höhe des zur Scherung benötigten Fluiddruckes (mit zunehmendem Reibungswinkel und zunehmender Kohäsion steigt der zur Bruchbildung benötigte Fluiddruck) (Abb. 25). Da sich eine Änderung dieser Gesteinsparameter jedoch nicht auf die generelle räumliche Verteilung der kritischen Fluiddrücke zueinander auswirkt und letztendlich nur die relativen Relevanzen des, dem Indikator zugewiesenen, Parameters („Kritischer Fluiddruck zur Bruchbildung“) für die angestrebte Methode zur Prognose vulkanischer Aktivität entscheidend sind (siehe Kap. 3.5.4), ist die Verwendung der hier festgelegten Werte zur Bestimmung des Bruchverhaltens vertretbar. Daher beschränkt sich die nachfolgende Auswertung auf die Ergebnisse, die mittels der festgelegten Gesteinsparameter gewonnen wurden.

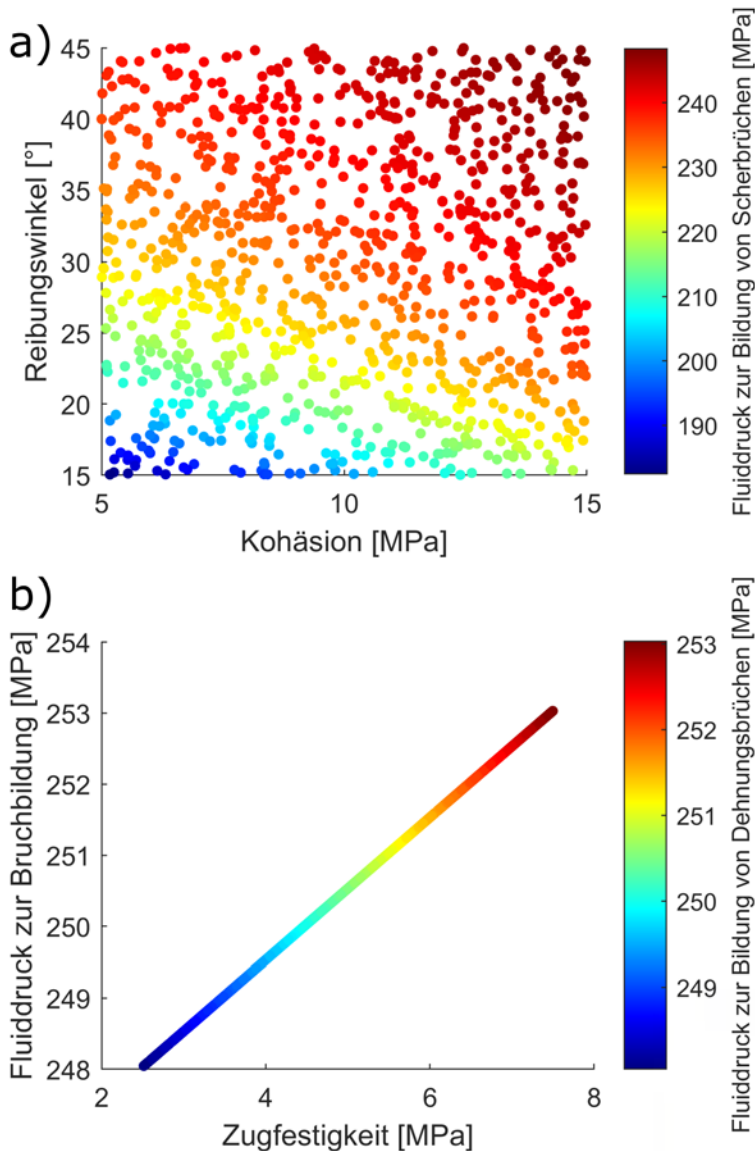


Abb. 25: Einfluss von Parametervariationen auf die Bildung von Scher- (a) und Dehnungsbrüchen (b). Die zur Bruchbildung benötigten Fluiddrücke sind für einen exemplarischen Spannungszustand in ca. 12 km Tiefe dargestellt.

Aus den Auswertungen der Hauptnormalspannungen und der Gleichungen zur Bruchbildung geht hervor, dass sich in den drei ausgewählten Tiefenbereichen (in ca. 7, 12 und 19 km Tiefe) jeweils nahezu ausschließlich Scherbrüche ausbilden können. Weiterhin ist die Orientierung von σ_3 nahezu überall horizontal. Daher wurden zur Auswertung des Indikators ausschließlich die kritischen Fluiddrücke zur allgemeinen Bruchbildung (keine Unterscheidung zwischen Scher- und Dehnungsbrüchen) sowie die Magnitude von σ_3 als Parameter betrachtet und bewertet.

Zur weiteren Verarbeitung wurden dazu die jeweiligen Daten auf ein 1 km x 1 km Ortsgitter mittels der Interpolation des nächsten Nachbarn interpoliert. An den Außengrenzen des Modelles (außerhalb Deutschlands sowie auch teilweise an der Grenze zu Österreich im Südosten Deutschlands) wurden die Daten zur Vervollständigung extrapoliert (siehe z. B. Abb. 27 und Abb. 28). Diese extrapolierten Werte liegen oberhalb des kritischen Schwellenwertes und beeinflussen daher nicht die räumliche Verteilung der, unterhalb des Schwellenwertes, normierten Relevanzen der Parameterwerte (s. u.).

3.5.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Die Auswertung zur Magnitude der kleinsten Hauptnormalspannung (σ_3) zeigt, dass sich für die verschiedenen Tiefenhorizonte (7, 12 und 19 km Tiefe) Unterschiede nicht nur hinsichtlich der Magnitude von σ_3 (generelle Tiefenzunahme), sondern auch hinsichtlich der relativen Verteilung der Werte ergeben. Dabei sind geringe σ_3 -Werte in ca. 7 km Tiefe vor allem in Norddeutschland und in einem SW-NO streichenden Band von der Eifel bis zur Hessischen Senke sowie kleinskaliger auch südlich hiervon vom Oberrheingraben in Richtung Egergraben zu erkennen (Abb. 26). Dieser Trend lässt sich größtenteils auch in größere Tiefen verfolgen (Abb. 27). Räumlich korrelieren diese Anomalien mit Grenzen und internen Bereichen variszischer Terranes (Ahlers et al. 2022). Hinzu erscheint auch der Oberrheingraben mit einer geringeren σ_3 -Magnitude sowohl in ca. 7 also auch in ca. 12 km Tiefe. Mit weiterer Zunahme der Tiefe (auf ca. 19 km), lösen sich die zuvor genannten Strukturen auf und es erscheint eine Anomalie mit niedrigen σ_3 -Werten im Südwesten Deutschlands, welche mit der Aufwölbung der Moho korreliert (Vgl. Abb. 28 und Abb. 42).

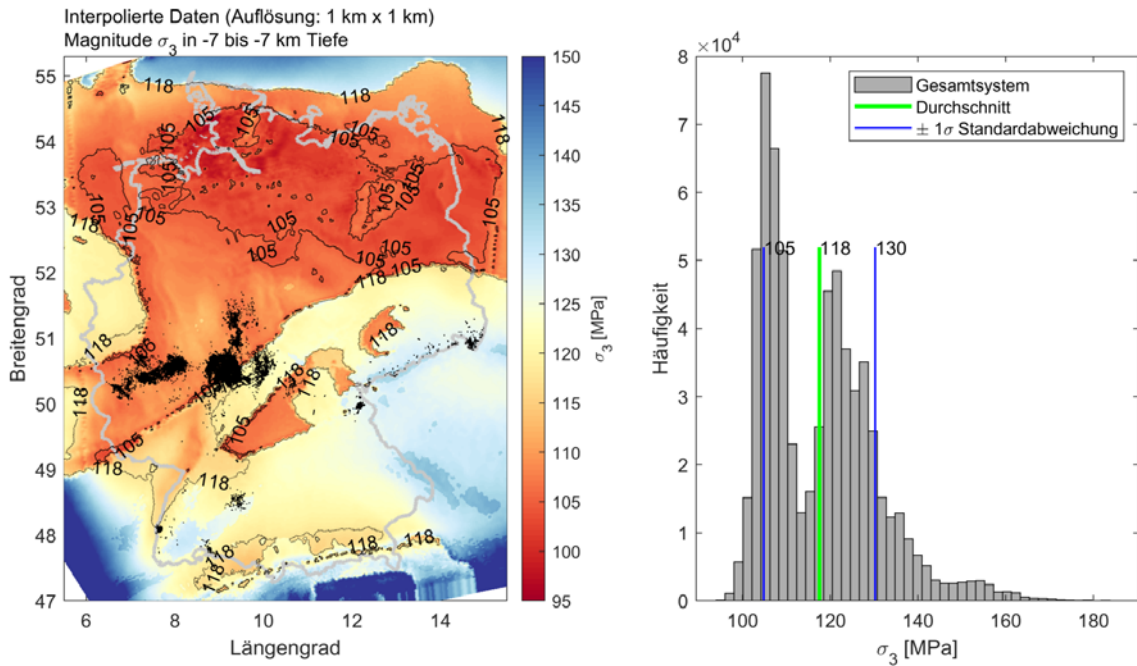


Abb. 26: Magnituden der kleinsten Hauptnormalspannung (σ_3) in ca. 7 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der Magnitude von σ_3 . Das in der Häufigkeitsverteilung abgebildete Gesamtsystem bezieht sich auf das Gebiet innerhalb ca. 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite. Die aus der Häufigkeitsverteilung ermittelten Schwellenwerte (-1σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der σ_3 -Magnituden (links) abgebildet. Informationen zum 3D-Spannungstensor sind entnommen aus Ahlers et al. (2021). Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 entnommen (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

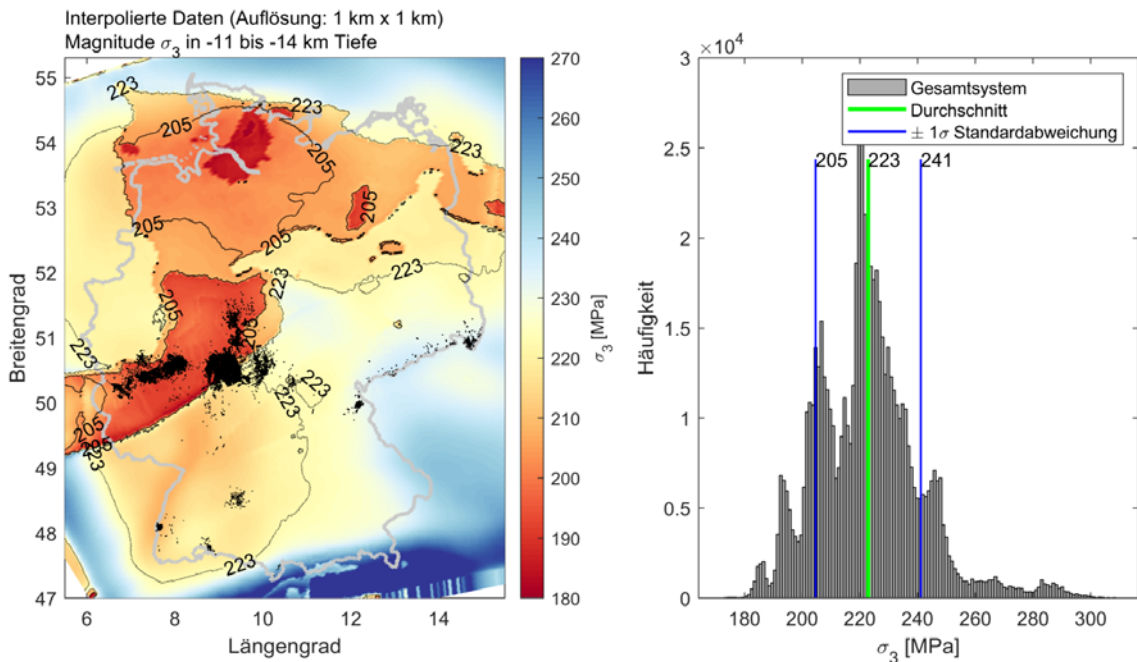


Abb. 27: Magnituden der kleinsten Hauptnormalspannung (σ_3) in ca. 12 km Tiefe. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 26.

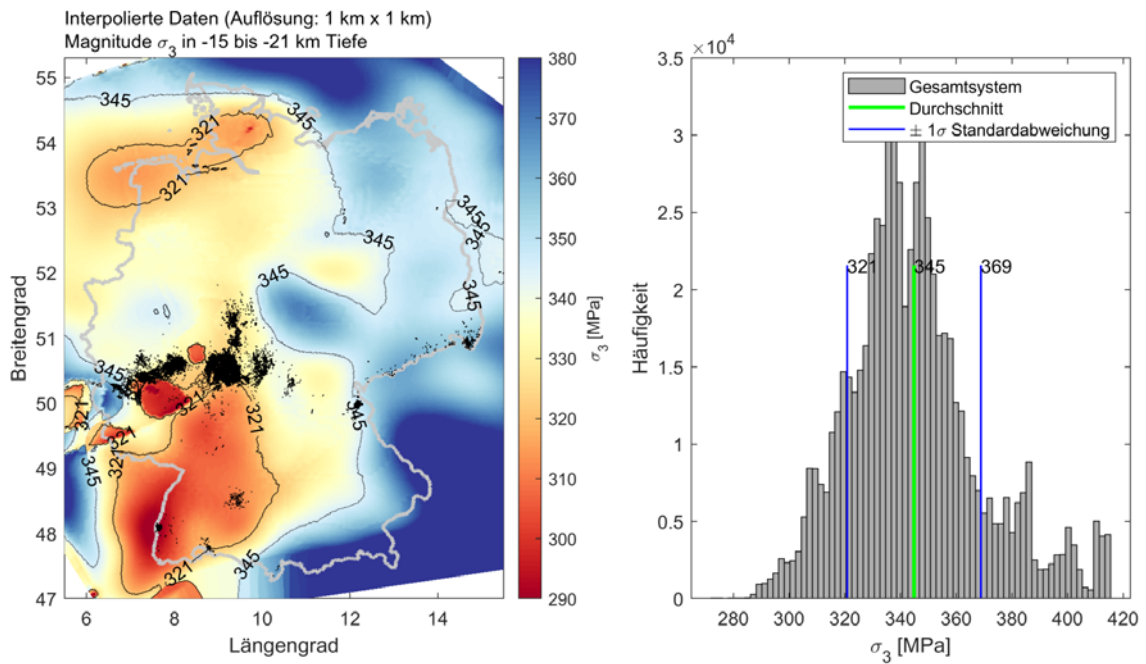


Abb. 28: Magnituden der kleinsten Hauptnormalspannung (σ_3) in ca. 19 km Tiefe. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 26.

Die kritischen Fluiddrücke, die zur Entstehung von neuen Bruchflächen benötigt werden, korrelieren mit der σ_3 -Magnitude, sodass geringe Fluiddrücke meist mit geringen σ_3 -Werten einhergehen (Vgl. Abb. 26 und Abb. 29, Abb. 27 und Abb. 30, Abb. 28 und Abb. 31).

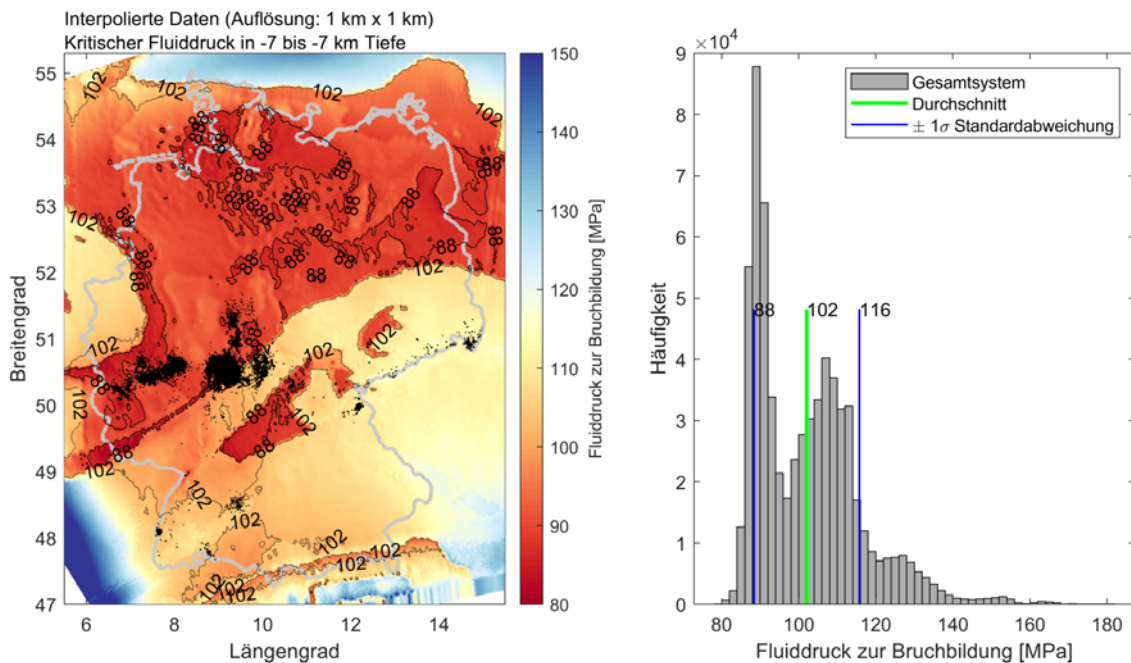


Abb. 29: Kritische Fluiddrücke zur Bildung von Brüchen in ca. 7 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der kritischen Fluiddrücke. Das in der Häufigkeitsverteilung abgebildete Gesamtsystem bezieht sich auf das Gebiet innerhalb ca. 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite. Die aus der Häufigkeitsverteilung ermittelten Schwellenwerte (-1σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der kritischen Fluiddrücke (links) abgebildet. Informationen zum 3D-Spannungstensor sind entnommen aus Ahlers et al. (2021). Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

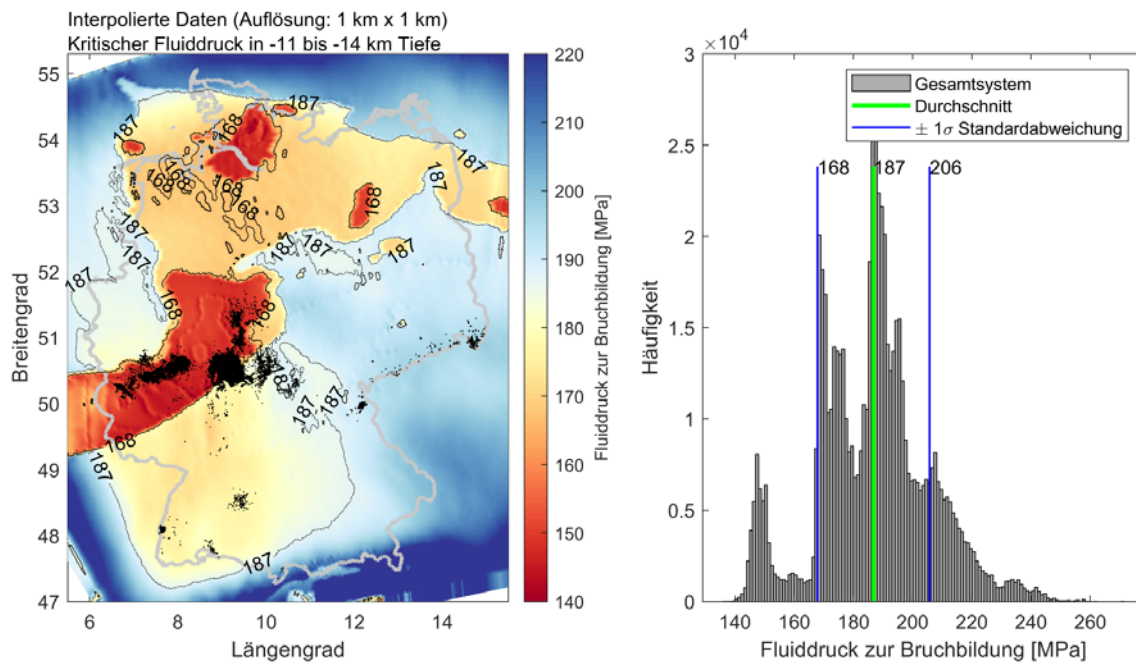


Abb. 30: Kritische Fluiddrücke zur Bildung von Brüchen in ca. 12 km Tiefe. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 29.

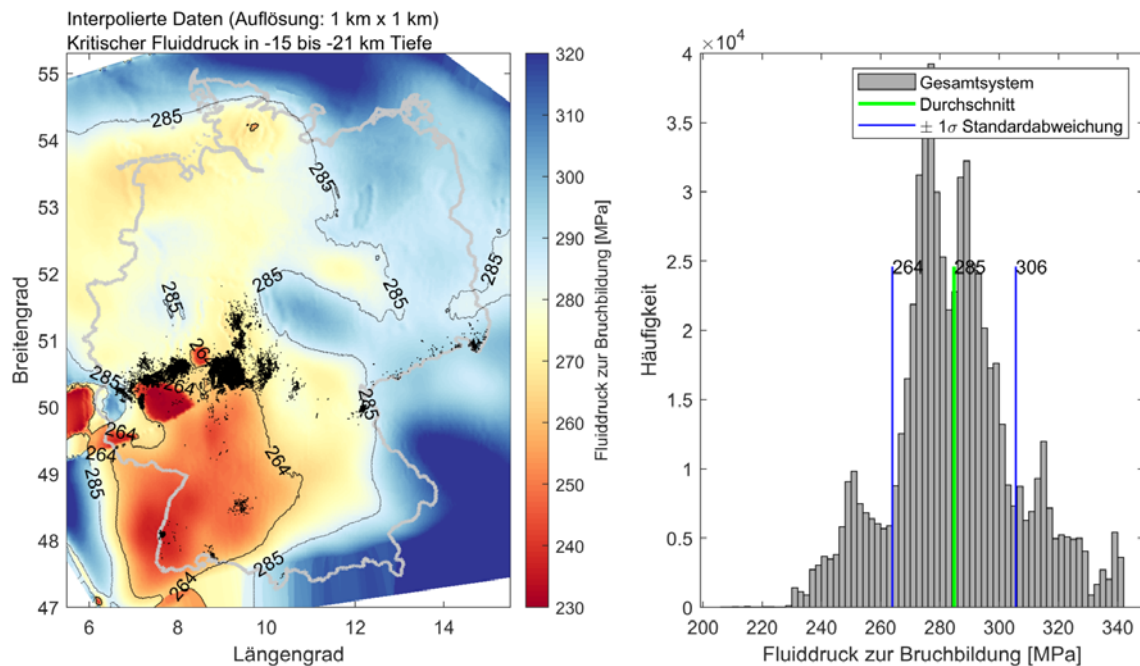


Abb. 31: Kritische Fluiddrücke zur Bildung von Brüchen in ca. 19 km Tiefe. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 29.

Zur Beurteilung des krustalen Spannungszustandes Deutschlands, wurden Abbildungen zu Häufigkeitsverteilungen der kritischen Fluiddrücke sowie der Magnitude von σ_3 für die jeweiligen Tiefenhorizonte erstellt und aus der Verteilung der Werte im betrachteten System (Längengrad: 5,5° bis 15,5°; Breitengrad: 47° bis 55,3°) ein möglicher individueller Schwellenwert für jeden Tiefenschnitt abgeleitet (Abb. 26 - Abb. 31).

Hierbei kann ein oberer Schwellenwert bei -1σ (Standardabweichung) und ein unterer Schwellenwert als Durchschnitt aller im System enthaltenen Werte angenommen werden. Zur Abgrenzung der zu berücksichtigenden Parameterwerte diene jeweils der untere Schwellenwert. Demnach sind Fluiddrücke, welche kleiner als der Durchschnitt sind ($P_{\text{Fluid}} < 102$ MPa für ca. 7 km Tiefe, $P_{\text{Fluid}} < 187$ MPa für ca. 12 km Tiefe und $P_{\text{Fluid}} < 285$ MPa für ca. 19 km Tiefe), für diesen Parameter als relevant einzustufen. Gleiches gilt für die Auswertung zur Magnitude der kleinsten Hauptnormalspannung (als relevant gilt: $\sigma_3 < 118$ MPa für ca. 7 km Tiefe, $\sigma_3 < 223$ MPa für ca. 12 km Tiefe und $\sigma_3 < 345$ MPa für ca. 19 km Tiefe). Die jeweiligen Schwellenwerte sind als Isolinien in Abb. 26 - Abb. 31 dargestellt.

Eine Normierung der signifikanten Werte kann über eine graduelle Abstufung zwischen dem relevanten Schwellenwert (Durchschnitt aller im System enthaltenen Werte) und des kleinsten zur Bruchbildung benötigten Fluiddruckes bzw. der kleinsten Magnitude von σ_3 erreicht werden. Diese graduelle Abstufung kann dabei Werten zwischen null (keine Relevanz, oberhalb des Schwellenwertes) und zehn (hohe Relevanz, kleinster jeweiliger Wert) zugeordnet werden.

Um eine ganzheitliche Bewertung des krustalen Spannungszustandes vorzunehmen, kann zu diesem Zweck der Durchschnitt der zwischen null und zehn normierten Abstufungen aus den verschiedenen Tiefenhorizonten ermittelt und verwendet werden.

3.6 Neotektonische Aktivität

3.6.1 Indikatorbeschreibung

Der Indikator „Neotektonische Aktivität“ beschreibt rezente und junge krustale Deformationsstrukturen (wie z. B. aktive Blattverschiebungen), die mögliche Wegsamkeiten für zukünftig aufsteigende Magmen darstellen können. Überregional aktive Strukturen der Lithosphäre können Hinweise auf manteldynamische Prozesse liefern, die mit der Bildung von Schmelzen im Mantel verbunden sein könnten. Der Zeitraum der Neotektonik ist nicht einheitlich definiert. So beziehen sich z. B. Stewart & Hancock (1994) auf Krustenspannungen und Deformationsstrukturen, die sich unter dem gegenwärtig herrschenden tektonischen Regime bildeten. Als aktive Störungszonen betrachtet das StandAG (§ 22 (2) 2.) diejenigen, an denen innerhalb der letzten 34 Ma Bewegungen stattgefunden haben. Dabei können vor allem rezente Deformationen mittels Erdbeben erfasst und charakterisiert werden.

3.6.2 Parameterzuweisung

Informationen zur neotektonischen Aktivität können aus einer Vielzahl geowissenschaftlicher Parameter gewonnen werden. Dabei ist zwischen der vergangenen und rezenter Deformation zu unterscheiden. Das Alter von Krustenbewegungen, welches sich durch das Alter von Störungen bestimmen lässt, ist nur begrenzt bekannt. Allerdings können rezente Ereignisse Hinweise auf das Vorhandensein junger Deformationsbereiche liefern. Großräumige Bodenbewegungen, die über mehrere Jahre bzw. Jahrzehnte mit terrestrischen Vermessungs- oder Fernerkundungsmethoden nachweisbar sind, sind dem Indikator „Bodenbewegungen“ (siehe Kap. 3.13) zugeordnet. Rezente Spannungen und daraus abgeleitete Deformationen finden sich in dem Indikator „Spannungsfeld“ (siehe Kap. 3.5) wieder. Unter dem Indikator „Neotektonische Aktivität“ werden daher vor allem die Prozesse und Phänomene berücksichtigt, die u. a. mit bruchhaften Verformungen und somit mit möglichen Wegsamkeiten für aufsteigende Fluide oder Schmelzen zusammenhängen können. Akkumulierte Spannungen in der Kruste können durch Kriechbewegungen (aseismisch) oder durch eine bruchhafte Verformung (seismisch) abgebaut werden. Dabei kann sich der Bruchvorgang bei großen Erdbeben teilweise bis zur Erdoberfläche fortpflanzen. Neben der Bildung tieferreichender Störungszonen, die für den Aufstieg von Schmelzen genutzt werden können, ist der generelle Einfluss einer sich

ausbreitenden seismischen Welle auf ein mögliches Magmareservoir durch Druck- und/oder Spannungsänderungen zu berücksichtigen. Denn auch wenn Vulkaneruptionen häufig nur von kleineren Erdstößen begleitet sind, können sich vor allem größere Erdbeben auf die Stabilität magmatischer Systeme auswirken, was die Korrelation zwischen Vulkanausbrüchen und Starkbebenereignissen zeigt (Linde & Sacks 1998).

Hinsichtlich tektonischer Strukturen können insbesondere diejenigen von Relevanz sein, die sich im Zuge großräumiger plattentektonischer Prozesse bildeten. Dabei ist vor allem die Entstehung und Entwicklung des Europäischen Känozoischen Riftsystems (ECRIS) zu betrachten, da in diesem Zusammenhang nicht nur Bereiche der Kruste langfristig geschwächt wurden und sich tief- und weitreichende Störungssysteme bildeten, sondern möglicherweise auch eine Ausdünnung der Lithosphäre erfolgte. Die genannten Prozesse können dabei sowohl die Bildung von Schmelzen als auch deren Aufstieg durch die Lithosphäre beeinflussen.

Entsprechend werden für den Indikator „Neotektonische Aktivität“ die folgenden zwei möglichen Parameter betrachtet und bewertet: (1) Gebiete seismischer Aktivität (seismische Gefährdungsbereiche) und (2) Strukturen des ECRIS.

3.6.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

3.6.3.1 Seismische Gefährdungsbereiche

Eine erhöhte seismische Aktivität innerhalb Deutschlands ist vor allem im Alpenvorland, Oberrheingraben, mittleren Rheintal, Schwarzwald, in der Niederrheinischen Bucht, Schwäbischen Alb, in Teilen der Fränkischen Alb sowie im deutsch-tschechischen Grenzgebiet vom Vogtland bis nach Leipzig zu erkennen (Abb. 32). Neben diesen relativ klaren Erdbebenzonen, tritt in Deutschland zudem eine weitverbreitete diffuse seismische Aktivität auf (Abb. 32).

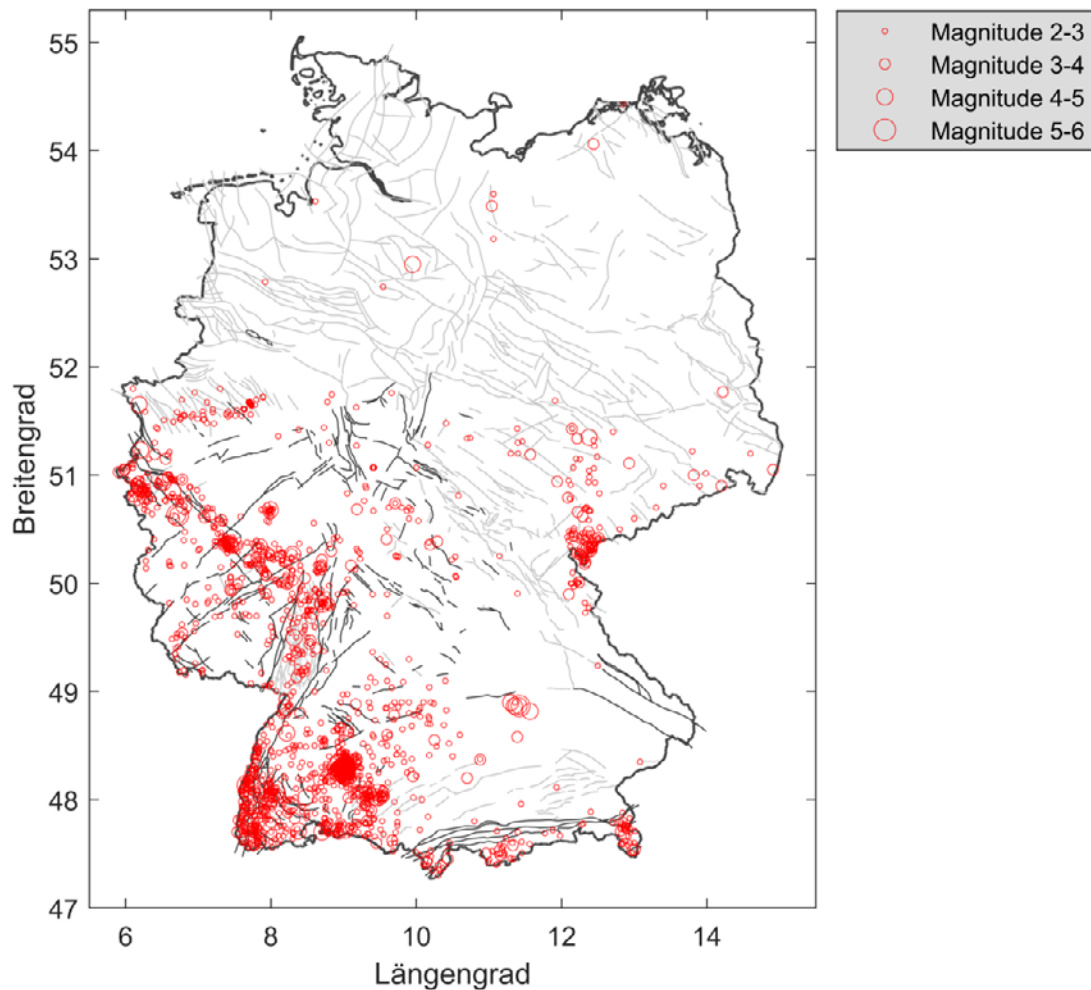


Abb. 32: Verteilung von Erdbeben und tektonischen Störungszonen innerhalb Deutschlands. Die Erdbeben (rote Kreise) umfassen tektonische Beben, mit Magnituden ≥ 2 , zwischen den Jahren 1900 und 2020 (Daten wurden bereitgestellt vom Erdbebendienst der BGR). Übersichtskarte der generalisierten Störungszonen Deutschlands (oberflächennahe Störungen in Dunkelgrau und tiefere Störungen in Hellgrau) nach Schulz et al. (2013).

Für eine flächendeckende Darstellung von Bereichen erhöhter rezenter und möglicher zukünftiger seismischer Aktivität können Daten zur seismischen Gefährdung Deutschlands (Grünthal et al. 2018b) verwendet werden. Die Gefährdungsbereiche werden dabei kontinuierlich als spektrale Antwortbeschleunigungen dargestellt (DIN EN 1998-1/NA:2021-07; Grünthal et al. 2018b) und sind online abrufbar (GFZ Helmholtz-Zentrum Potsdam 2022). Zur Bewertung des Parameters „Seismische Gefährdungsbereiche“ wurden die räumliche Verteilung der Mittelwerte der Amplituden (bei Perioden (T) von 0,1 s, 0,15 s und 0,2 s) des Antwortspektrums der horizontalen Bodenbeschleunigungen und die daraus abgeleiteten Wahrscheinlichkeiten deren Auftretens (Grünthal et al. 2018a, 2018b) verwendet. Die spektrale Antwortbeschleunigung beschreibt die frequenzabhängige maximale Beschleunigung eines Bauwerkes oder einer Struktur auf ein Erdbeben (BGE 2020a). Unter dem Aspekt einer möglichst langfristigen Vorhersage des zukünftigen

Auftretens von Vulkanismus in Deutschland, wurde die längste der zur Verfügung stehenden Vorhersagen mit einer mittleren Wiederholungsperiode von 2.475 Jahren verwendet. Dies entspricht einer Eintrittswahrscheinlichkeit innerhalb der nächsten 50 Jahre von 2 %.

Die Ortsauflösung der zur Verfügung gestellten spektralen Antwortbeschleunigungen (GFZ Helmholtz-Zentrum Potsdam 2022) beträgt $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. Zur weiteren Verfeinerung, wurden die Daten mittels kubischer Interpolation auf ein Gitter von ca. 1 km x 1 km interpoliert (Abb. 33).

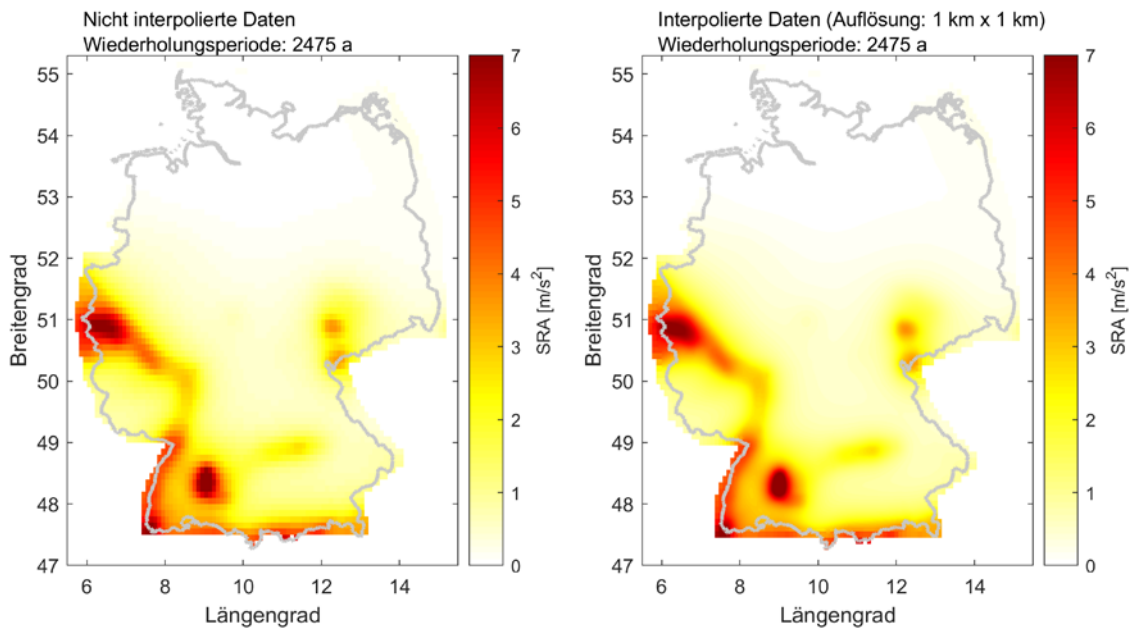


Abb. 33: Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts) der seismischen Gefährdungsbereiche innerhalb Deutschlands. Dargestellt ist die räumliche Verteilung der spektralen Antwortbeschleunigungen im Plateaubereich (auch als Mittelwerte der Amplituden des Antwortspektrums bzw. der spektralen Antwortbeschleunigungen (SRA) bekannt), für eine mittlere Wiederholungsperiode von 2.475 Jahren (Grünthal et al. 2018b).

3.6.3.2 Strukturen des ECRIS

Im Zuge weiträumiger, plattentektonischer Prozesse kam es, beginnend im späten Eozän, zur Bildung des noch heute teilweise als aktiv geltenden westeuropäischen Grabensystems (ECRIS) im Vorland der Alpen und der Pyrenäen. Zu den wichtigsten Strukturen innerhalb Deutschlands zählen der Oberrheingraben, die Niederrheinische Bucht, die Hessische Senke sowie der in Tschechien angrenzende Egergraben (Abb. 34). Der Oberrheingraben spaltet sich am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges in zwei Äste auf (Thews 1996; Reicherter et al. 2008). Der westliche Ast verläuft über das Mittelrheintal und Neuwieder Becken in die Niederrheinische Bucht (mit parallel verlaufenden, kleineren Senkungsgebieten wie beispielsweise dem Limburger Becken und der Idsteiner Senke). Der östliche Ast verläuft über die Wetterau und Niederhessische Tertiär-Senke bis in den Leinetalgraben.

Als weitere, im Tertiär aktive Senkungsfelder gelten u. a. der Westerwald (als Teil des sogenannten Kassel-Bitburger Senkungsfeldes) sowie der Vogelsberg (Thews 1996). Rezent sind innerhalb Deutschlands vor allem die Strukturen des Oberrheingrabens, der Niederrheinischen Bucht und deren Verbindungsbereiche, sowie die sich im Südwesten befindenden kleineren Gräben in der Schwäbischen Alb tektonisch aktiv, wohingegen die Hessische Senke als seismisch inaktiv gilt (siehe auch Abb. 32).

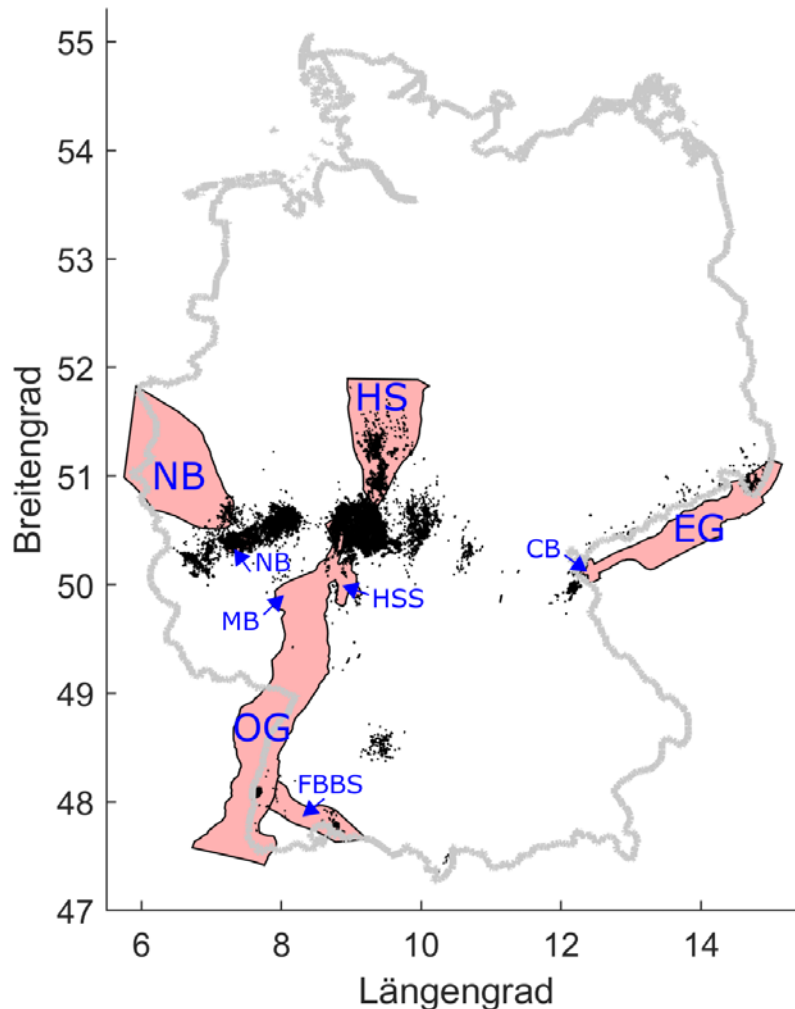


Abb. 34: Känozoisches Grabenbruchsystem und hiermit verbundene Senkungsräume innerhalb Deutschlands und angrenzender Gebiete. NB: Niederrheinische Bucht, HS: Hessische Senke, OG: Oberrheingraben, NB: Neuwieder Becken, MB: Mainzer Becken, HSS: Hanau-Seligenstädter Senke, FBBS: Freiburg-Bonnendorf-Bodensee-Störungszone, CB: Cheb Becken, EG: Egergraben. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Zur Bestimmung der einzelnen Segmente des ECRIS sowie deren Lage können Übersichtskarten zum känozoischen Rifting und der hiermit verbundenen Sedimentablagerung (Ziegler & Dèzes 2006; Dèzes et al. 2004; Sissingh 2006; Ring & Bolhar 2020; Meschede 2015) herangezogen werden. Neben diesen Übersichtskarten können zudem Informationen

aus geologischen Karten zur Lagebestimmung der wichtigsten tektonischen Strukturen und sedimentären Ablagerungsräume beitragen. Für die Anwendung des Parameters „Strukturen des ECRIS“ wurden zunächst die unterschiedlichen Segmente des ECRIS aus Übersichtskarten bestimmt und anschließend deren räumliche Abgrenzungen mittels geologischer Karten festgelegt. Die Grundlage bildet dabei die Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1.000.000 (GK1000) sowie tektonische Strukturen aus dem Geothermie-Atlas (Maßstab 1 : 1.000.000) (Schulz et al. 2013), die auch im Geothermischen Informationssystem (GeotIS, Agemar et al. 2014) hinterlegt sind (Agemar et al. 2016). Im grenznahen Ausland, das im Geothermie-Atlas keine Berücksichtigung findet, wird auf die Störungsinformationen der GK1000 zurückgegriffen.

Im Folgenden werden die für die unterschiedlichen Riftsegmente herangezogenen Informationen und Grenzziehungskriterien erläutert.

Niederrheinische Bucht:

Für die Abgrenzung der Niederrheinischen Bucht wurden Abbildungen aus Reicherter et al. (2008), Geluk et al. (1995) und Prinz & McCann (2021) verwendet und diese mit tektonischen Störungen aus dem Geothermie-Atlas und der GK1000 verglichen. Da für den östlichen Bereich der Niederrheinischen Bucht jedoch keine großräumigen Störungen im Geothermie-Atlas hinterlegt sind, wurde für die dortige Abgrenzung lediglich die Grenze zwischen känozoischer Sedimentablagerung und dem umgebenden Rheinischen Schiefergebirge verwendet (Abb. 35).

Oberrrheingraben:

Die Lage des Oberrrheingrabens wurde aus Veröffentlichungen von Reicherter et al. (2008), Sissingh (2003), Sissingh (2006) und Grimmer et al. (2017) entnommen und mit Störungslinamenten des Geothermie-Atlas bzw. der GK1000 genauer bestimmt. Weiterhin lässt sich die Grenze des Oberrrheingrabens überwiegend anhand der Verbreitung känozoischer Sedimente, die sich innerhalb des tief eingesunkenen Grabenbereiches ablagerten, ableiten. Als kleinere Randbecken wurden das Mainzer Becken und die Hanau-Seligenstädter Senke miteinbezogen (Abb. 35). Für die Abgrenzung der Hanau-Seligenstädter Senke konnten, neben den bereits genannten Veröffentlichungen, weitere Informationen aus Lang (2007) verwendet werden.

Neuwieder Becken:

Die Fortsetzung der Riftstruktur vom Oberrrheingraben in Richtung Nordwesten ist nur an wenigen Stellen im Rheinischen Schiefergebirge zu erkennen (Thews 1996). Einen dieser Bereiche stellt das Neuwieder Becken, welches sich als Teil des Mittelrheinischen Beckens am Kreuzungspunkt zwischen dem Mosel- und Rheintrog bildete, dar. Das reine Neuwieder Becken, auch Neuwieder Rheintalweitung genannt, umfasst ein relativ kleines Gebiet

(Marmé 2004). Der Begriff wird häufig jedoch als Synonym für die tiefer eingesunkenen Bereiche des Mittelrheinischen Beckens verwendet. Für die räumliche Abgrenzung des hier als Neuwieder Becken bezeichneten Bereiches wird die Höhenlage der Basis der Tertiär-Ablagerungen (Meyer 2013) verwendet und mit relativen Senkungsgebieten innerhalb der letzten 0,8 Ma (Meyer & Stets 2002; Meyer 2013) verschnitten. So ergibt sich ein Bereich, in dem die Höhenlage der Basis der Tertiär-Ablagerungen < 100 m entspricht und die Hebungen in den letzten 0,8 Ma einen Wert von 100 m nicht überschreiten. Der hiermit ermittelte Bereich umfasst damit, neben dem eigentlichen Neuwieder Becken, auch Bereiche der Koblenz-Andernacher Terrassenhöhen sowie der Pellenz und des Maifeldes. Zur Lagebestimmung der Strukturen wurden neben bekannten Flussläufen auch Informationen zur Lage von Störungen aus der GÜK250 verwendet.

Hessische Senke:

Der sich in NNO-Richtung vom Oberrheingraben abspaltende Ast des Grabenbruchsystems verläuft von der Wetterau in die Niederhessische Tertiär-Senke und setzt sich im Leinetalgraben fort (Thews 1996). Die Hessische Senke wird dabei von zwei, nach Norden divergierenden, Graben- und Störungssystemen umrandet (Schreiber & Rotsch 1998). Der westliche Flügel verläuft entlang der Seigertshaus Grabenzone über die Bad Meinberg-Egge-Störungsszone und Fritzlar-Naumburger-Grabenzone zum Egge-Störungssystem. Den östlichen Flügel bilden u. a. die Altmorschener Grabenzone und der Leinetalgraben. Dabei unterteilen weitere Graben- und Störungssysteme (z. B. Warburger Störungsszone, Kasseler Grabenzone, Falkenhagen-Graben) diese beiden Flügel in mehrere Blöcke (Schreiber & Rotsch 1998). Jedoch ist vor allem die Aktivität der Strukturen nördlich von Kassel für die Entwicklung des ECRIS umstritten (Reicherter et al. 2008; Schreiber & Rotsch 1998; Meschede 2015; Stück & Jähne-Klingberg 2021). Da jedoch vereinzelt känozoische Vulkanite weit nach Norden reichen (bis fast nach Höxter, westlich des Leinetalgrabens) und auch känozoische Sedimente in diesem nördlichen Gebiet zu finden sind (siehe Abb. 35), wird auch dieser nördliche Abschnitt zum ECRIS und damit dem känozoischen sedimentären Ablagerungsraum zugerechnet, auch wenn die Anlage der Strukturen teilweise bereits zu einem deutlich früheren Zeitpunkt erfolgte. Der hierdurch berücksichtigte Bereich stimmt weitgehend mit Übersichtskarten zum ECRIS (Dèzes et al. 2004; Sissingh 2003, 2006) überein.

Die mögliche Abgrenzung der Hessischen Senke wurde aus den Veröffentlichungen von Schreiber & Rotsch (1998), Sissingh (2003) und Sissingh (2006) entnommen und mit Störungen aus dem Geothermie-Atlas und der GK1000 genauer festgelegt. Erschwert wurde die Grenzziehung dadurch, dass aufgrund vergangener Hebungsprozesse und daraus resultierender Erosion für weite Teile des ehemaligen Senkungsgebietes die sedimentären Ablagerungen nicht mehr repräsentativ für die ursprünglichen Einsenkungsstrukturen sein müssen (Sissingh 2003, 2006). Entsprechend können nur die genannten Randstörungen,

innerhalb derer sich die Sedimente ablagerten, zur Begrenzung der Hessischen Senke herangezogen werden.

Freiburg-Bonndorf-Bodensee-Störungszone:

Östlich des Oberrheingrabens treten einige, meist NW-SO streichende, kleinere Gräben, wie beispielsweise die Bonndorf-Grabenzone, der Hohenzollerngraben, Freudenstadtgraben, Lauchertgraben sowie Sindelfingen- und Fildergraben, auf (Reicherter et al. 2008). Die meisten dieser Gräben entstanden möglicherweise in Verbindung mit der Albstadt-Scherzone als en-echelon Strukturen (Reicherter et al. 2008) und werden größtenteils bereits im Parameter „Seismische Gefährdungsbereiche“ berücksichtigt. Die größte dieser Grabenstrukturen, die Freiburg-Bonndorf-Bodensee-Störungszone (160 km lange NW-SO verlaufende Störungszone, mit den Bruchstrukturen der Freiburger Bucht, der Bonndorfer Zone und den Bodenseebrüchen; Rupf & Nitsch 2008) wurde hier aufgrund ihrer Größe separat aufgenommen und bewertet. Sie kreuzt die Albstadt-Scherzone im Südosten und den Oberrheingraben im Nordwesten. Die Lage der Freiburg-Bonndorf-Bodensee-Störungszone wurde aus Abbildungen der Veröffentlichungen von Reicherter et al. (2008), Rupf & Nitsch (2008), Ring & Bolhar (2020) und Egli et al. (2017) bestimmt und anhand von Informationen zu Störungen aus dem Geothermie-Atlas/GeotIS (Randen-Störung/Bonndorfer Graben und Bonndorfer Zone) verifiziert. Dabei wird die südwestliche Grenze durch die Neuhausen- und Schluchsee-Birkendorf Störungen definiert, wohingegen die nördliche Grenze weniger gut bestimmbar ist (Egli et al. 2017). Jedoch können hier Strukturen wie die Mindelsee Störung sowie die nördlichen Grenzen des Bonndorf- und Lenzkirchgrabens die Ausdehnung in Richtung Norden grob markieren (Egli et al. 2017).

Egergraben/ Cheb Becken:

Die Egergrabenregion umfasst, neben dem eigentlichen Graben, auch das westlich angrenzende Cheb Becken. Zur Lokation wurden Abbildungen aus Rajchl et al. (2009), Meschede (2015), Schneider & Bankwitz (2003) und Cajz et al. (2004) verwendet. Jedoch gibt es bezüglich des Verlaufes des Egergrabens und seiner randlichen Abgrenzungen unterschiedliche Interpretationen (Cajz et al. 2004). Um die möglichen Ungewissheiten im südlichen Bereich des Egergrabens zu berücksichtigen, wurde der südlichste der interpretierten Grenzverläufe zur Abgrenzung herangezogen und diese Grenze mittels der, in der GK1000 hinterlegten Störungen festgelegt. Dahingegen konnten zur Bestimmung der Lokation des Cheb Beckens lediglich die sedimentären Ablagerungen aus der GK1000 herangezogen werden.

Die als nordöstliche Verlängerung des Egergrabens geltenden Tertiärbecken der Oberlausitz (Becken von Berzdorf-Radomierzyce, Bernstadt, Oderwitz und Hradek-Turów-Zittau) (Stanek et al. 2016) werden ebenfalls zur Großstruktur der Egergrabenregion hinzugezählt. Anzumerken ist, dass nicht nur in östlicher (Lausitzer Vulkanfeld) sondern auch in westlicher

Verlängerung des Egergrabens känozoische Vulkanite zu Tage treten (Schreiber & Jentzsch 2021), was auf eine mögliche Verlängerung der tektonisch beanspruchten Regionen und zugrundeliegenden Prozesse sprechen könnte.

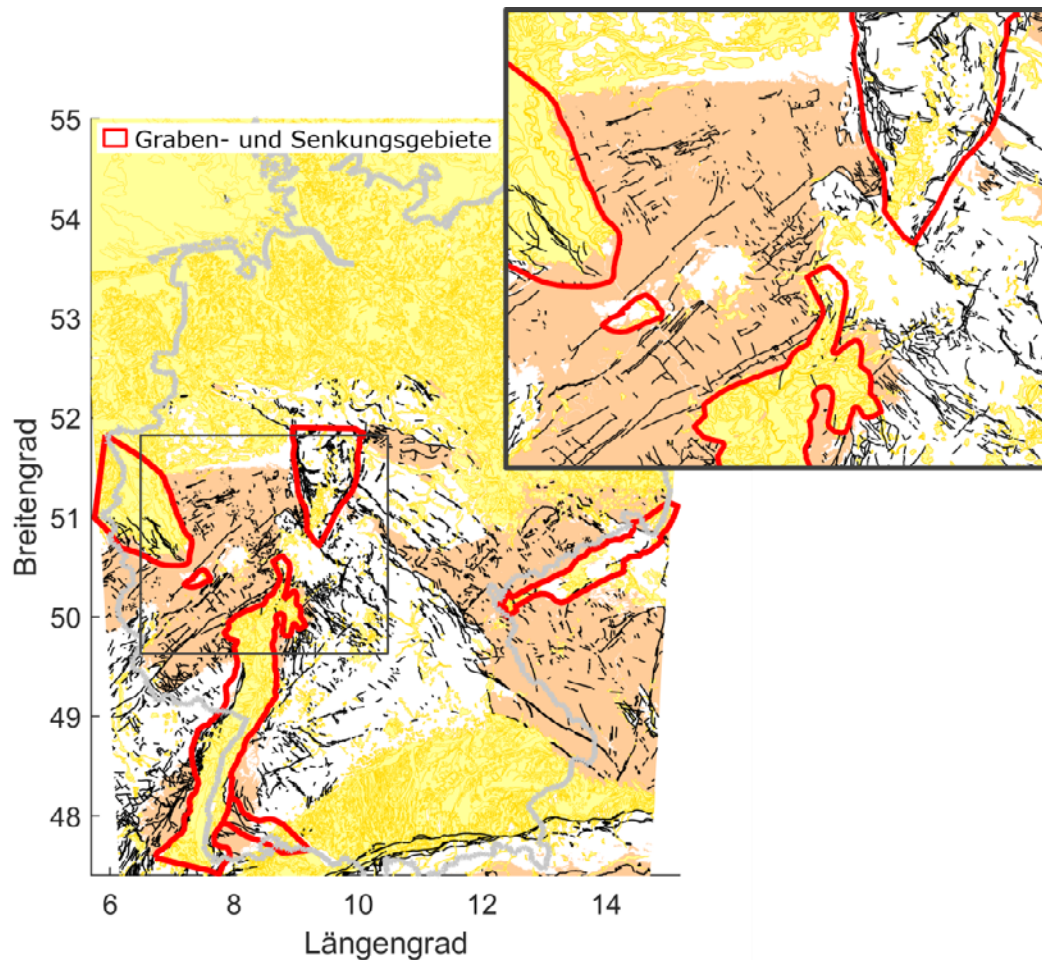


Abb. 35: Känozoisches Grabenbruchsystem (ECRIS) und hiermit verbundene Senkungsräume innerhalb Deutschlands und angrenzender Gebiete. Känozoische, nicht-magmatische Gesteine sind in Gelb und prä-triassische Gesteine in Hellbraun dargestellt. Tektonische Störungen sowie die Verbreitung der Gesteine sind der GK1000 entnommen (Datenquelle: GK1000 © BGR, Hannover, 2019).

Neben den genannten Gräben waren weitere großräumige Störungen im Känozoikum aktiv (Röhr 2022; Dèzes et al. 2004; Ziegler & Dèzes 2006). Die überregionalen Störungen, wie beispielsweise die Hunsrück-Südrandstörung oder die Fränkische Linie, werden dabei im Parameter „Vorkommen tieferreichender, überregionaler tektonischer Störungen“ (siehe Kap. 3.14) berücksichtigt.

3.6.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Die in dem Indikator „Neotektonische Aktivität“ abgebildeten Bereiche stimmen weitgehend mit den, durch die BGE definierten, tektonisch aktiven Großstrukturen in Deutschland (BGE 2020a), die vor allem die aktiven großen Grabensysteme sowie seismisch aktive Bereiche wie das Vogtland und die Albstadt-Scherzone abbilden, überein. Als zusätzlicher, dem ECRIS zugeordneter Bereich, wird hier die Hessische Senke mitaufgeführt.

3.6.4.1 Seismische Gefährdungsbereiche

Hohe Werte der spektralen Antwortbeschleunigungen und damit seismisch gefährdete Gebiete liegen vor allem im südlichen und südwestlichen Bereich Deutschlands sowie im Vogtland vor (Abb. 36). Im gesamten norddeutschen Bereich wird nur eine sehr geringe seismische Gefährdung abgeleitet. Die höchsten Antwortbeschleunigungen weist dabei das Gebiet der Hohenzollernalb, gefolgt von der Niederrheinischen Bucht, dem Raum Basel und der gesamten Rhein-Zone, auf (Abb. 36).

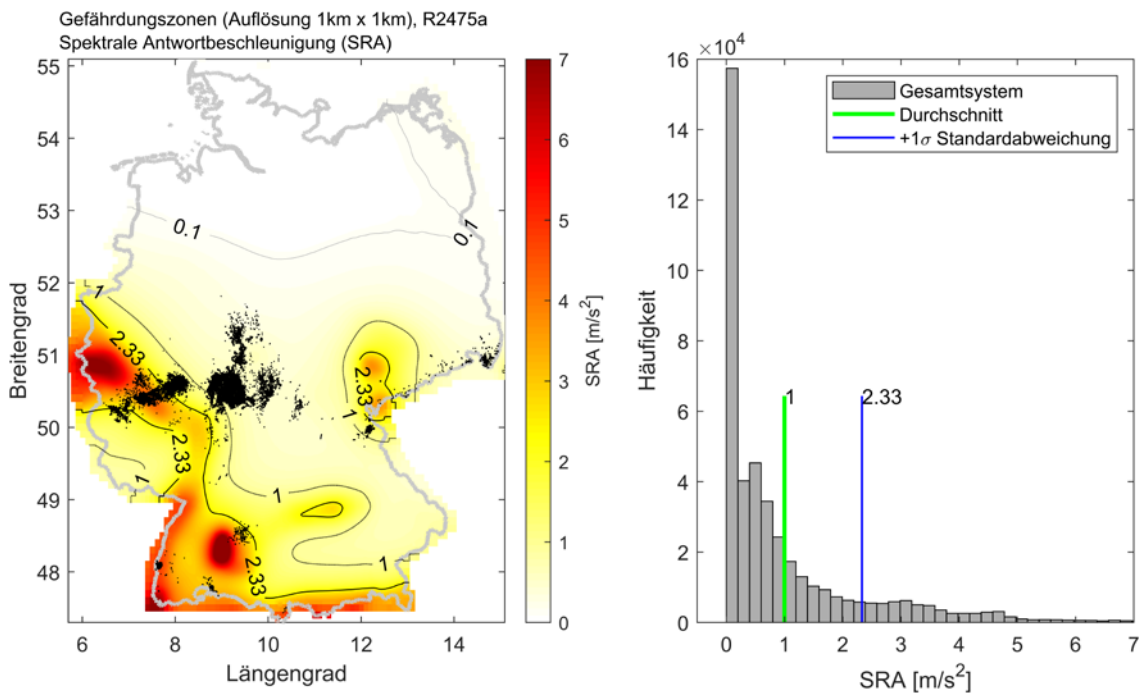


Abb. 36: Mittelwerte der spektralen Antwortbeschleunigungen (SRA) für eine mittlere Wiederholungsperiode von 2.475 Jahren (Grünthal et al. 2018b). Rechts: Häufigkeitsverteilung der Mittelwerte der spektralen Antwortbeschleunigungen innerhalb Deutschlands (beschrieben als Gesamtsystem). Die aus der Häufigkeitsverteilung ermittelten Schwellenwerte (+1 σ und Durchschnitt der Werte) sowie der 0,1-Wert sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der spektralen Antwortbeschleunigungen (links) abgebildet. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 entnommen (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Bei der Bewertung dieser Ergebnisse ist zu beachten, dass diese, auf probabilistischen seismischen Gefährdungsanalysen basierende Karte, ursprünglich zur Abschätzung der seismischen Gefährdung von Hochbauten erstellt wurde. Mögliche Auswirkungen einer bruchhaften Verformung auf den tieferen Untergrund finden dabei keine Berücksichtigung. Jedoch können vor allem die Eigenschaften der Bruchfläche, wie beispielsweise die räumliche Lage und Tiefe, sowie auch die sich im Untergrund ausbreitenden seismischen Wellen für die Stabilität magmatischer Systeme und den Schmelzaufstieg von großer Bedeutung sein. Weiterhin stellt der, für die seismische Gefährdungskarte verwendete Erdbebenkatalog nur einen sehr begrenzten Zeitraum der Neotektonik dar. Aufgrund dieses vergleichsweise kurzen Betrachtungszeitraumes muss u. a. davon ausgegangen werden, dass sich die seismischen Gefährdungsbereiche zukünftig verlagern können.

Zur Beurteilung der seismisch gefährdeten Bereiche und somit zur Abschätzung zukünftiger Deformationsbereiche, können Schwellenwerte für eine räumliche Abgrenzung genutzt werden. Mögliche Schwellenwerte können dabei aus der Häufigkeitsverteilung der Werte abgeleitet werden (Abb. 36), indem ein oberer Schwellenwert bei $+1 \sigma$ (Standardabweichung) und ein unterer Schwellenwert als Durchschnitt aller im System enthaltenen Werte angenommen wird. Der untere Schwellenwert wurde hier als maximale Begrenzung der zu berücksichtigenden Parametereigenschaften gewählt. Entsprechend sind Werte, welche größer als der Durchschnitt sind ($SRA > 1$), für diesen Parameter als relevant einzustufen. Die möglichen Schwellenwerte sind als Isolinien in Abb. 36 dargestellt.

Eine Normierung der signifikanten Werte kann über eine graduelle Abstufung zwischen dem für das System relevanten Schwellenwert (Durchschnitt aller im System enthaltenen Werte) und der größten spektralen Antwortbeschleunigung erfolgen. Diese graduelle Abstufung kann dabei Werten zwischen null (keine Relevanz, unterhalb des Schwellenwertes) und zehn (hohe Relevanz, größte spektrale Antwortbeschleunigung) zugeordnet werden.

3.6.4.2 Strukturen des ECRIS

Das ECRIS kann über weite Teile Deutschlands verfolgt werden (Abb. 34). Mit dem Oberrheingraben streicht es in NO-Richtung von Basel bis zum Rand des Rheinischen Schiefergebirges, wo sich die Struktur in zwei Äste aufspaltet, die in NW-Richtung in die Niederrheinische Bucht sowie in NNO-Richtung in die Hessische Senke verlaufen. Separiert setzt sich das ECRIS in Tschechien mit dem Egergraben fort, wo sich Ausläufer dieser Strukturen bis nach Deutschland ziehen (z. B. Tertiärbecken der Oberlausitz). Eine weitere großräumige Grabenstruktur bildet die Freiburg-Bonndorf-Bodensee-Störungszone im Südwesten Deutschlands.

Im Zuge des Riftingprozesses kann es zu einer großräumigen Aufwölbung der Kruste und Lithosphäre kommen, die weit über die oberflächennahen Erscheinungen der Grabenstrukturen hinausreichen (Bourgeois et al. 2007). Um diese weitreichenden Prozesse, zumindest ansatzweise, sowie auch den Einflussbereich der Grabenschultern zu berücksichtigen, wird für jede der aufgeführten Graben- und Senkungsstrukturen jeweils ein umgebender Pufferbereich von 10 km vorgeschlagen. Wohingegen der Graben- bzw. Senkungsstruktur die höchste Relevanz zugewiesen werden kann, nimmt diese in der umgebenden Pufferzone nach außen hin kontinuierlich ab (Abb. 37).

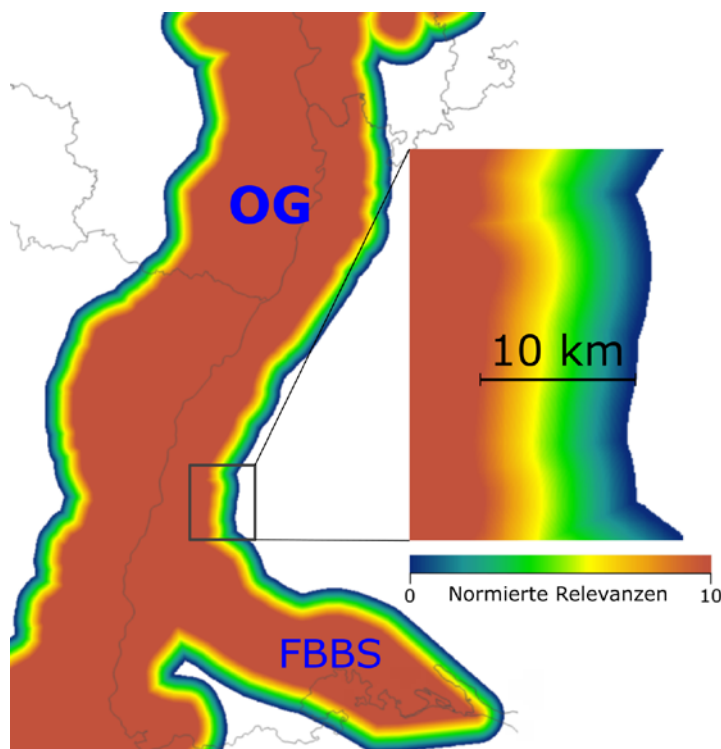


Abb. 37: Dem internen Grabenbereich des ECRIS wird die höchste Relevanz und somit der höchste Wert der Normierung (= 10) zugewiesen. In der daran anschließenden umgebenden Pufferzone nimmt dieser Wert kontinuierlich innerhalb einer Distanz von 10 km ab. OG: Oberreingraben, FBBS: Freiburg-Bonndorf-Bodensee-Störungszone.

3.7 Schwereanomalien

3.7.1 Indikatorbeschreibung

Schwereanomalien im Untergrund können Hinweise auf lokale Dichteanomalien geben, wie sie z. B. von einem krustalen Magmakörper verursacht werden. Vertikale Dichtegradienten ermöglichen Abschätzungen der Tiefenlage der Körper. Zudem können laterale Veränderungen in der Mächtigkeit geologischer Körper und lithosphärischer Lagen (z. B.

Unterschiede in der Krustenmächtigkeit), aber auch Dichteanomalien im Mantel, unter Verwendung verschiedener Filterungsmethoden, abgebildet werden.

3.7.2 Parameterzuweisung

Das Schwerefeld der Erde bildet Änderungen in der Dichte von Gesteinen im Untergrund ab. Dabei wird die Dichte vor allem durch die Temperatur und Zusammensetzung der Gesteine kontrolliert. Aufgrund des heterogenen Aufbaus der Erdkruste können ermittelte Schwerefeldanomalien nur begrenzt zur Ableitung möglicher magmatischer Prozesse im Untergrund genutzt werden. Weiterhin ist die Mehrdeutigkeit der gewonnenen Ergebnisse zu berücksichtigen. Um die Ergebnisse zum Schwerefeld der Erde im Hinblick auf die Prognose zukünftiger vulkanischer Aktivität nutzen zu können, können residuale Mantelanomalien verwendet werden. Dabei werden großmaßstäbige Strukturen im Erdmantel mit unterscheidbarer Dichte abgebildet, indem lokale Dichteanomalien der Erdkruste abgezogen werden. Zur Quantifizierung des Indikators „Schwereanomalien“ wird entsprechend der Parameter „Residuale Mantelanomalie des Schwerefeldes“ betrachtet und bewertet.

3.7.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

Informationen zum Schwerefeld der Erde können mit Hilfe terrestrischer Gravimetrie oder Fernerkundungsmethoden (z. B. satellitengestützt) gewonnen werden und stehen flächendeckend für Deutschland zur Verfügung (Ince et al. 2019; Kaban et al. 2010; Skiba et al. 2010). Zur Quantifizierung des Indikators werden die bereits aufbereiteten Daten von Kaban et al. (2010) verwendet. Dabei wurde zur Bestimmung der residualen Mantelanomalie der Schwerefeldanteil der Erdkruste, unter Berücksichtigung des Krustenmodelles EuCRUST-07 (Tesauro et al. 2008), abgezogen. Durch Filteranwendungen können Strukturen im Mantel mit unterschiedlicher Ausdehnung zusätzlich voneinander separiert werden. Um Unterschiede zwischen einzelnen tektonischen Einheiten identifizieren zu können, kann entsprechend der langwellige Anteil ($L > 2000$ km) vom Schwerefeld abgezogen und die Komponente im mittleren Wellenlängenbereich ($200 < L < 2000$ km) genutzt werden. Entsprechend werden hier Anomalien im Schwerefeld der Erde betrachtet und bewertet, die durch den Abzug des krustalen Anteils (inklusive Topographie und Wasser) vom totalen Schwerefeld berechnet und anschließend einer Filterung unterzogen wurden. Die angewendete Filterungsmethode, welche die Größe der abgebildeten Phänomene beeinflusst, als auch die Wahl des Krustenmodelles kontrollieren dabei die Ausprägung des Parameters.

Die Ortsauflösung der zur Verfügung gestellten Daten zur residualen Mantelanomalie beträgt $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. Zur weiteren Verfeinerung wurden die Werte mittels kubischer Interpolation auf ein Gitter von ca. 1 km x 1 km interpoliert (Abb. 38).

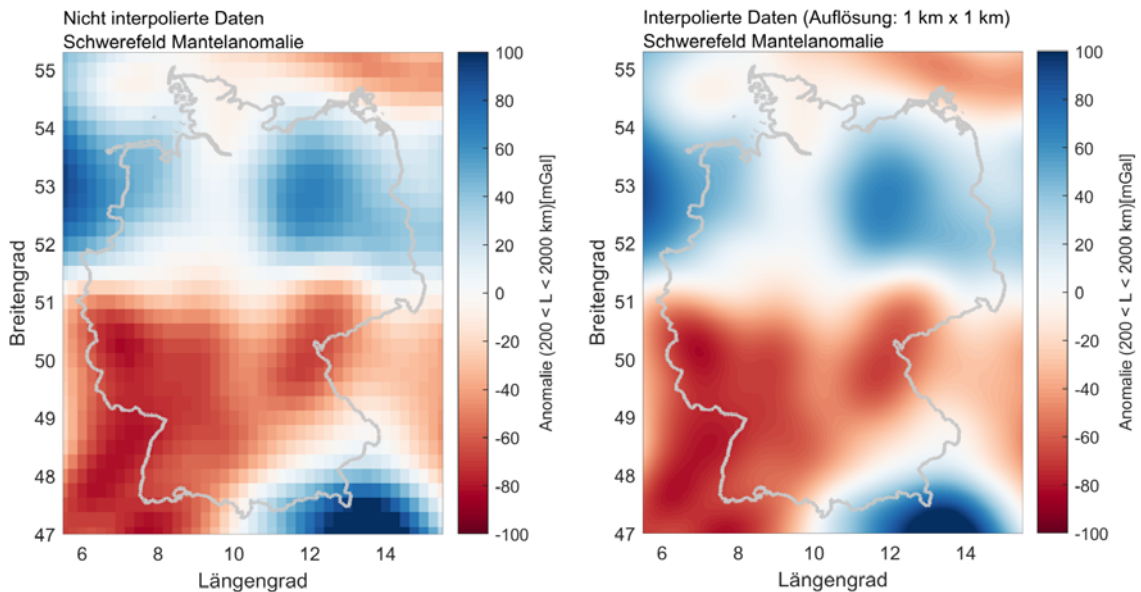


Abb. 38: Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts). Dargestellt ist die residuale Mantelanomalie des Schwerefeldes mit einer Wellenlänge zwischen $\sim 200 - 2000$ km nach Kaban et al. (2010).

3.7.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Die Auswertung der residualen Schwerefeld-Mantelanomalie zeigt einen Bereich mit negativen Werten im zentralen und südwestlichen Bereich Deutschlands (Abb. 39). Die Häufigkeitsverteilung der Schwerefeldwerte des gesamten betrachteten Systems (Längengrad: $5,5^\circ$ bis $15,5^\circ$; Breitengrad: 47° bis $55,3^\circ$) ist in Abb. 39 dargestellt. Aus dieser Verteilung können mögliche Schwellenwerte für den Parameter abgeleitet werden. Da vor allem Strukturen mit geringer Dichte (negative Schwereanomalie) aufgrund ihrer möglichen erhöhten Temperaturen und/oder der Anwesenheit von Wasser oder Schmelzen für die Prognose zukünftiger magmatischer Prozesse relevant sein können, wird dabei ausschließlich der negative Wertebereich der Häufigkeitsverteilung betrachtet. Entsprechend kann aus der Häufigkeitsverteilung ein möglicher oberer Schwellenwert bei -1σ (Standardabweichung) und ein möglicher unterer Schwellenwert als Durchschnitt aller im System enthaltenen negativen Werte abgeleitet werden. Der untere Schwellenwert wurde zur Abgrenzung der zu berücksichtigenden Parameterwerte herangezogen. Demnach sind Werte zur Schwerefeldanomalie, welche kleiner als der Durchschnitt sind (< -40 mGal), für diesen Parameter als relevant einzustufen. Die jeweiligen Schwellenwerte sind als Isolinien in Abb. 39 dargestellt.

Der betrachtete Wertebereich zwischen dem relevanten Schwellenwert (Durchschnitt aller im System enthaltenen negativen Werte) und dem maximalen negativen Wert kann über eine einheitliche Skala mit Werten zwischen null (keine Relevanz, oberhalb des Schwellenwertes) und zehn (hohe Relevanz, maximaler negativer Wert) normiert werden.

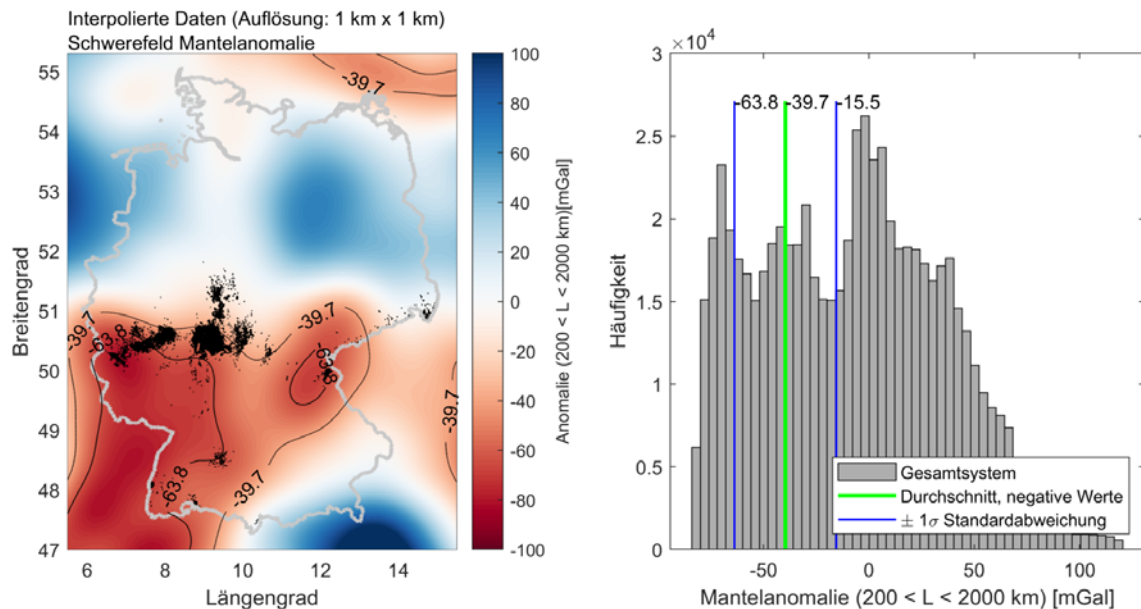


Abb. 39: Residuale Mantelanomalie des Schwerefeldes nach Kaban et al. (2010) (links) und deren Häufigkeitsverteilung (rechts). Das in der Häufigkeitsverteilung abgebildete Gesamtsystem befindet sich innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite. Die aus der Häufigkeitsverteilung der negativen Werte ermittelten Schwellenwerte (-1 σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der residualen Mantelanomalie (links) dargestellt. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

3.8 Tiefenseismische Strukturen

3.8.1 Indikatorbeschreibung

Der Indikator „Tiefenseismische Strukturen“ bezieht sich überwiegend auf krustale Strukturen, die mit Verfahren der Seismik (künstlich angeregte seismische Wellen) erfasst werden können. Zusätzlich können auch Signale von Erdbeben für seismische Untersuchungen des tiefen Untergrundes genutzt werden. Diese Verfahren ermöglichen eine Abbildung krustaler Lagen, von Gesteinskörpern und Inhomogenitäten sowie tektonischer Strukturen, an denen die seismischen Wellen unterschiedlich stark verändert (z. B. reflektiert oder refraktiert) werden. Alte oder möglicherweise rezente Magmaeinlagerungen in der Kruste können ebenfalls mit diesen Verfahren abgebildet werden.

3.8.2 Parameterzuweisung

Ein wichtiger und hier verwendeter Parameter, der mit Hilfe tiefenseismischer Untersuchungen bestimmt werden kann, ist die Tiefenlage der rezenten Mohorovičić-Diskontinuität (Moho), welche die Grenze zwischen dem Erdmantel und der Erdkruste darstellt. Aufgrund der sich ändernden Gesteinseigenschaften zwischen Erdmantel und Erdkruste fungiert diese Grenze als natürliche Barriere für aufsteigende Schmelzen, wodurch es zu Magmaeinlagerungen und in der Folge zu einer Differenzierung der Schmelze kommen kann.

3.8.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

Informationen zur Moho-Tiefe liegen flächendeckend für Deutschland vor. Hierzu stehen u. a. folgende Datensätze zur Verfügung, ein globaler Datensatz (Crust 1.0: Laske et al. 2013), vier europaweite Datensätze (EUNaseis: Artemieva & Thybo 2013; Grad et al. 2009; EPcrust: Molinari & Morelli 2011; EuCRUST-07: Tesauro et al. 2008) sowie ein Datensatz für den deutschen Raum (3-D-Deutschland: Anikiev et al. 2019b). Die laterale Auflösung der Daten zu Moho-Tiefen variiert dabei zwischen den unterschiedlichen Modellen. Lokale Studien, die eine detailliertere Erfassung der Moho-Tiefe in einzelnen Regionen ermöglichen, wurden aufgrund ihrer begrenzten räumlichen Reichweite nicht berücksichtigt.

Zur weiteren Bewertung des Parameters „Moho-Tiefe“ werden aus den vorliegenden Datensätzen die vier, mit der höchsten räumlichen Auflösung (aufgelöstes Ortsgitter $\leq 0,5^\circ \times 0,5^\circ$) betrachtet. Aus den vier Modellen (Grad et al. 2009; Molinari & Morelli 2011; Tesauro et al. 2008; Anikiev et al. 2019a) wurde der Durchschnitt errechnet und abgebildet, um mögliche Divergenzen in der Tiefenlage der Moho weitestgehend auszugleichen. Hierzu wurden alle Modelle zuvor mittels kubischer Interpolation auf ein gemeinsames Ortsgitter (mit einer lateralen Gitterweite von ca. 1 km x 1 km) übertragen.

Für die Auswertung der durchschnittlichen Moho-Tiefen und deren Fehlerbereiche wurde zudem für jeden Ortspunkt die Abweichung der Werte der jeweiligen Einzelmodelle zum berechneten Durchschnitt sowie die maximale Differenz zwischen den unterschiedlichen Modellen bestimmt. Die berechneten durchschnittlichen Moho-Tiefen und die Abweichungen der jeweiligen Modelle hierzu sind in Abb. 40 dargestellt.

Zur Beurteilung der Unsicherheiten und Fehlerbereiche der einzelnen Modelle wurden Diagramme zur Häufigkeitsverteilung der vom Durchschnitt abweichenden Moho-Tiefen erstellt (Abb. 41). Die größten Unterschiede hinsichtlich der Moho-Tiefen der einzelnen Modelle liegen bei sehr hohen Krustenmächtigkeiten vor (Abb. 41a), wohingegen der Fehlerbereich für Moho-Tiefen < 40 km i. d. R. relativ gering ist (< 4 km) (Abb. 41a).

Dies zeigt sich auch in der Häufigkeitsverteilung der maximalen Differenz zwischen den Modellen, die zwischen 0 und 5 km annähernd eine Normalverteilung aufweist (Abb. 41b). Werden die einzelnen Modelle genauer betrachtet, besitzen alle Modelle eine ähnliche Verteilung der relativen Abweichungen zu den durchschnittlichen Moho-Tiefen, wobei das EPcrust-Modell von Molinari & Morelli (2011) den ermittelten durchschnittlichen Moho-Tiefen am nächsten kommt und entsprechend gehäufte Werte nahe 0 (was den Werten der durchschnittlichen Moho-Tiefe entspricht) aufweist (Abb. 41c).

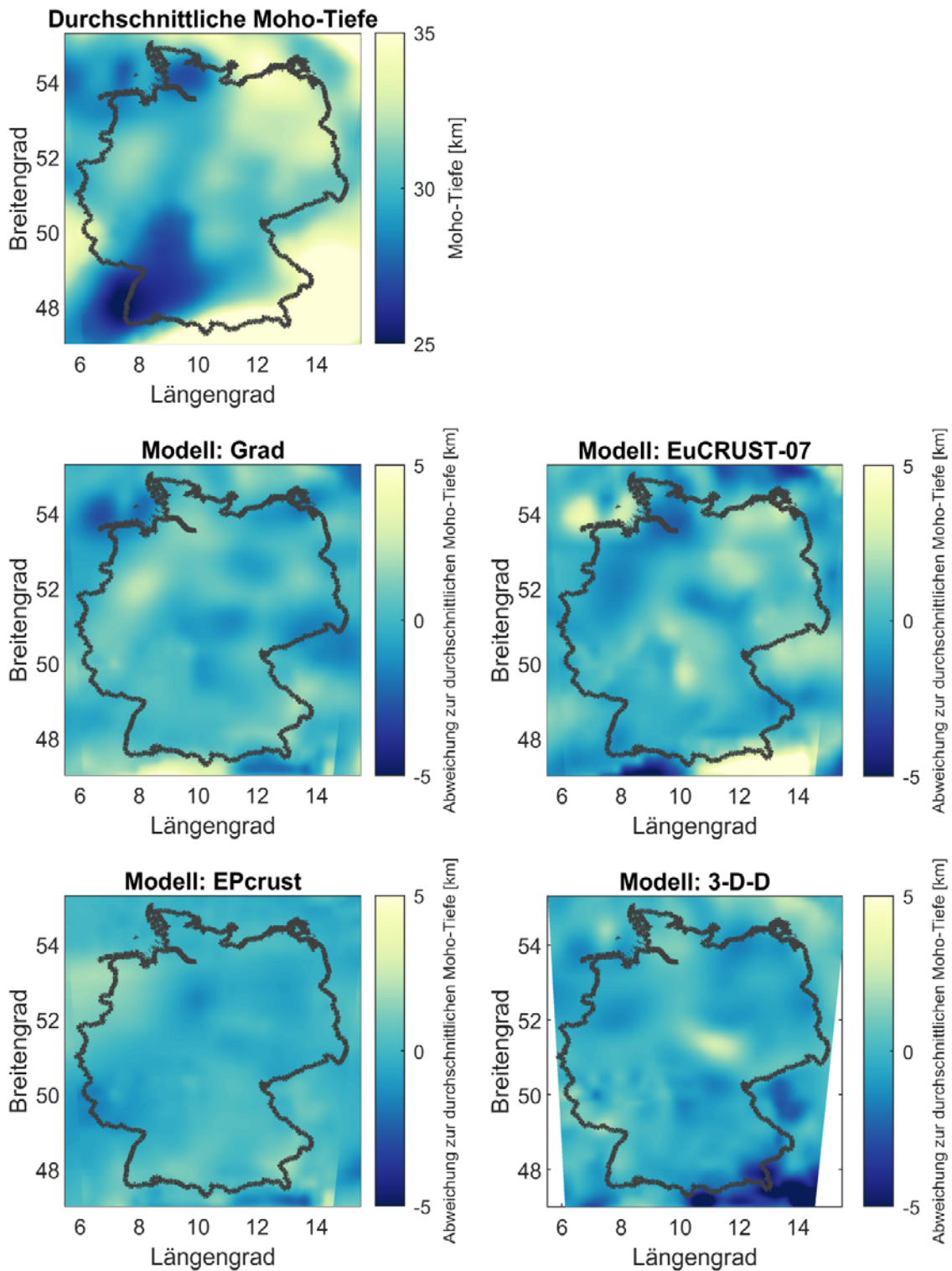


Abb. 40: Durchschnittliche Moho-Tiefen und Abweichungen der Modell spezifischen Moho-Tiefen zum durchschnittlichen Wert. Tiefenlagen der Moho sind entnommen aus Grad et al. (2009) (Modell: Grad), Tesauero et al. (2008) (Modell: EuCRUST-07), Molinari & Morelli (2011) (Modell: EPcrust) und Anikiev et al. (2019b) (Modell: 3-D-D).

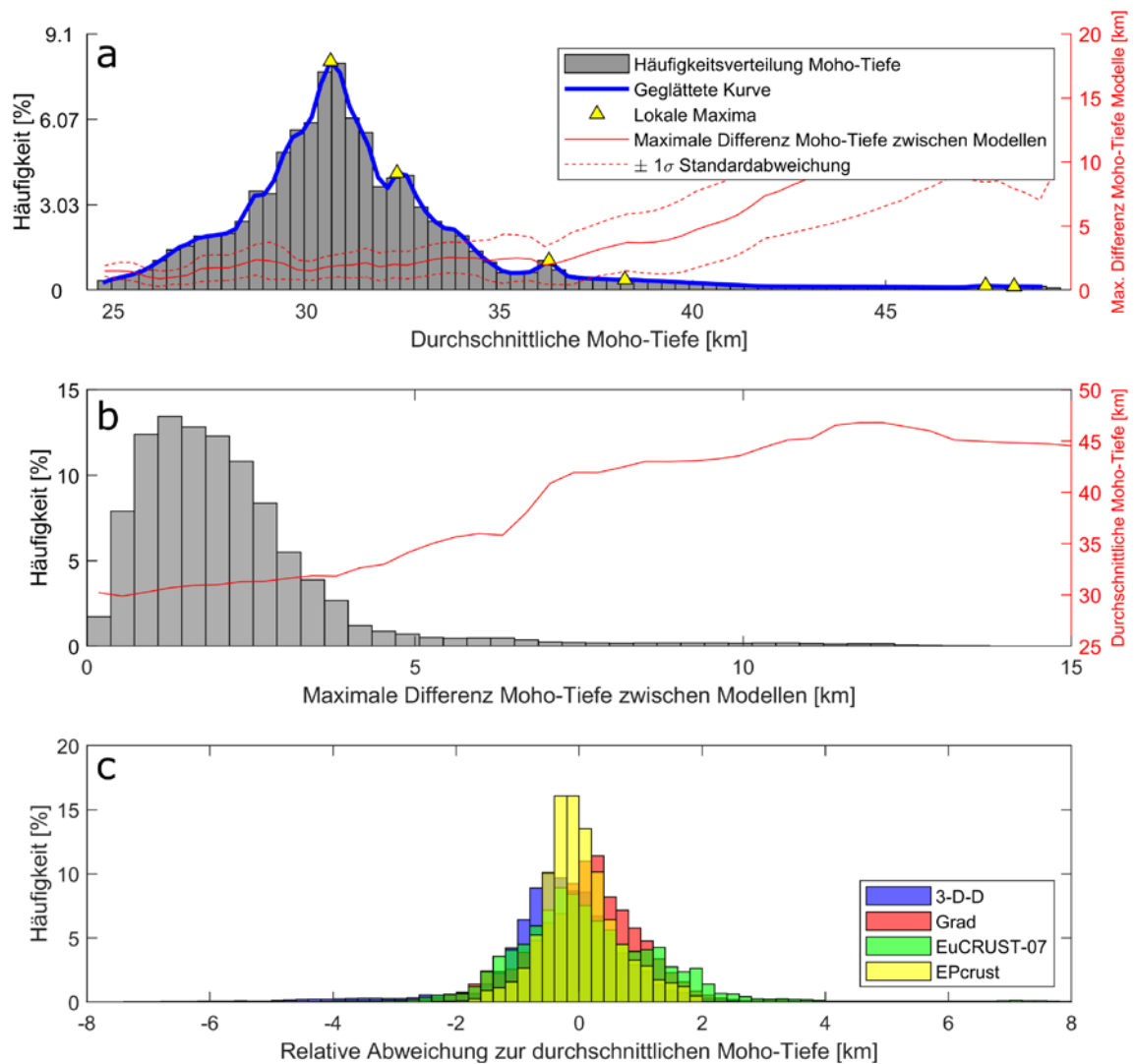


Abb. 41: Auswertung der durchschnittlichen Moho-Tiefen und deren Abweichungen von den einzelnen Modellen (innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite). a) Die maximale Differenz der Moho-Tiefen der einzelnen Modellen ist der Häufigkeitsverteilung der durchschnittlichen Moho-Tiefe gegenübergestellt. b) Die durchschnittlichen Moho-Tiefen sind der Häufigkeitsverteilung der maximalen Differenz zwischen den einzelnen Modellen gegenübergestellt. In a) und b) sind die Einzelwerte (rechte Y-Achse) jeweils als Durchschnitt pro Balken bestimmt worden. c) Darstellung der Häufigkeitsverteilung der relativen Abweichungen der einzelnen Modelle zur durchschnittlichen Moho-Tiefe. Tiefenlagen der Moho sind entnommen aus Grad et al. (2009) (Modell: Grad), Tesauro et al. (2008) (Modell: EuCRUST-07), Molinari & Morelli (2011) (Modell: EPcrust) und Anikiev et al. (2019b) (Modell: 3-D-D).

3.8.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Die aufbereiteten Daten (siehe Kap. 3.8.3) wurden für Deutschland und dessen grenznahe Ausland (Längengrad: 5,5° bis 15,5°; Breitengrad: 47° bis 55,3°) dargestellt.

Hieraus ergibt sich für die Verteilung der Moho-Tiefen ein heterogenes Bild (Abb. 42). Im Südosten Deutschlands ist vor allem der Alpeinfluss mit einer sich nach Süden sukzessive verdickenden Kruste zu erkennen. Die geringste Krustenmächtigkeit befindet sich im Oberrheingraben im Bereich des Kaiserstuhls.

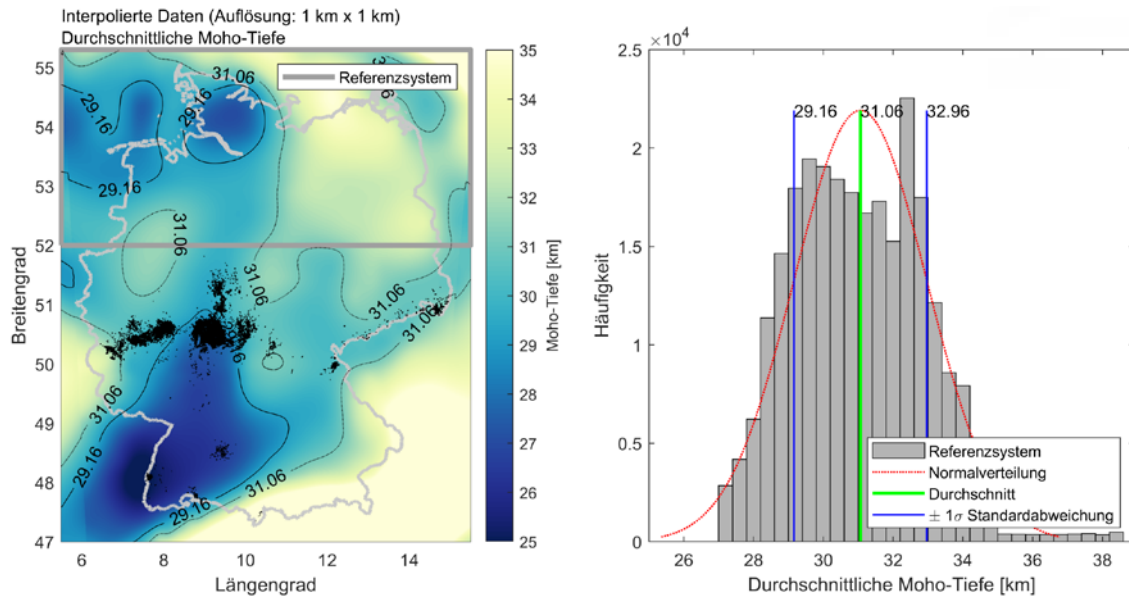


Abb. 42: Moho-Tiefe ermittelt als Durchschnitt aus den vier Krustenmodellen: 3-D-D (Anikiev et al. 2019b), Grad (Grad et al. 2009), EuCRUST-07 (Tesauro et al. 2008) und EPcrust (Molinari & Morelli 2011). Aus der Häufigkeitsverteilung der in der Referenzregion (nördlich 52° nördlicher Breite) enthaltenen Moho-Tiefen wurden Grenzwerte bestimmt (rechts). Diese Schwellenwerte (-1σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der Moho-Tiefen (links) dargestellt. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Zur Beurteilung der Moho-Tiefen und Festlegung von möglichen Schwellenwerten wurde eine Referenzregion im Norden Deutschlands festgelegt (nördlich 52° nördlicher Breite, Abb. 42), welche sowohl außerhalb der känozoischen magmatischen Erscheinungen als auch des Alpeinflusses und der hier vorliegenden stark verdickten Lithosphäre liegt.

Die Häufigkeitsverteilung der durchschnittlichen Moho-Tiefen innerhalb dieser Referenzregion und der daraus abgeleiteten Grenzwerte dienen zur Identifizierung möglicher Schwellenwerte. Dabei folgt die Verteilung der Werte im Histogramm überwiegend einer Normalverteilung (Abb. 42). Aus der Verteilung lässt sich ein oberer Schwellenwert bei -1σ (Standardabweichung) und ein unterer Schwellenwert als Durchschnitt aller in der Referenzregion enthaltenen Werte ableiten. Zur Abgrenzung der zu berücksichtigenden Parameterwerte wurde der untere Schwellenwert gewählt. Demnach sind Moho-Tiefen, welche kleiner als der Durchschnitt innerhalb der Referenzregion sind (< 31 km Tiefe), für diesen Parameter als relevant einzustufen. Die jeweiligen Schwellenwerte sind als Isolinien in Abb. 42 dargestellt.

Die Normierung der Moho-Tiefen kann dabei über eine graduelle Abstufung ausgehend vom Durchschnitt der Werte (keine Relevanz = 0) hin zu dem Wert der geringsten Moho-Tiefe (hohe Relevanz = 10) erfolgen.

3.9 *Verbreitung känozoischer Vulkanfelder und Vulkanite & Isolierte känozoische Vulkane*

Im Folgenden werden die durch Rummel et al. (2021) zunächst getrennt behandelten Indikatoren „Verbreitung känozoischer Vulkanfelder und Vulkanite“ sowie „Isolierte känozoische Vulkane“ zusammen betrachtet.

3.9.1 Indikatorbeschreibung

Die Ermittlung der Verbreitung känozoischer Vulkanfelder und Vulkanite ist von zentraler Bedeutung zur Erfassung der Gebiete, in denen in der jüngeren erdgeschichtlichen Vergangenheit vulkanische Aktivität vorkam. Unter Annahme des in der Geologie anerkannten Aktualitätsprinzips für die zugrundeliegenden Prozesse könnte in diesen Regionen, in den kommenden 1 Mio. Jahren, wieder vulkanische Aktivität auftreten. Ergänzend zu der Verbreitung der Vulkanite an der Erdoberfläche können geophysikalische Messungen, Tiefbohrungen und geomorphologische Analysen zur Ermittlung überdeckter Ausbruchsorte (Eruptionszentren) oder abgetragener Schlotte genutzt werden. Neben den känozoischen Vulkanfeldern existieren einzelne, zeitlich und/oder räumlich isolierte Vulkane, wie z. B. der Rodderberg bei Bonn, der Steinsberg bei Weiler oder der Pechsteinkopf bei Forst. Sie belegen, dass auch abseits der Vulkanfelder Ausbrüche stattfanden und somit Vulkanismus außerhalb der Vulkanfelder nicht ausgeschlossen werden kann. Neben den känozoischen Vulkanen könnten dabei auch die spätkretazischen Vulkane als Vorläufer in die Betrachtung langfristiger magmatischer Prozesse miteinbezogen werden, da diese möglicherweise genetisch bereits mit dem zunehmenden Vulkanismus im Känozoikum zusammenhängen.

3.9.2 Parameterzuweisung

Ein möglicher Parameter zur Quantifizierung der Verbreitung känozoischer Vulkanfelder und Vulkanite ist das Vorkommen und die Verteilung von Eruptionszentren. Eine genaue Bestimmung der Lokalitäten ehemaliger Eruptionszentren ist jedoch aufgrund von Überdeckung und/oder Erosion in vielen Regionen Deutschlands nicht möglich. Als Annäherung für die räumliche Ausbreitung von Vulkanfeldern und einzelnen Vulkanen wird daher das Vorkommen känozoischer Vulkanite an der Erdoberfläche als alleiniger quantifizierbarer Parameter betrachtet.

3.9.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

Die oberflächennahe Geologie Deutschlands ist sehr gut untersucht und dokumentiert. Die daraus resultierenden Kartenwerke können über die Geologischen Dienste der Länder oder des Bundes abgerufen werden.

Als Datengrundlage für die deutschlandweite Betrachtung der känozoischen Vulkanitvorkommen wird für diesen Bericht die Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 250.000 (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019) in der Version vom 08.11.2019 verwendet. Für die Darstellung der känozoischen Vulkanite wurden die Daten der oberflächennahen Geologie zunächst nach Einheiten mit einem genetischen Bezug zum Vulkanismus gefiltert (Filterungsschritt 1). Nicht berücksichtigt wurden dabei die Einheiten von Bach-, Fluss- und See- oder Meeresablagerungen mit ursprünglich vulkanischer Bildung, da diese durch Umlagerungsprozesse nicht repräsentativ für das ursprüngliche Vulkanitvorkommen sind, sowie Einheiten, die nur als teilweise vulkanischen Ursprungs beschrieben werden. Anschließend wurden die geologischen Einheiten mit genetischem Bezug zum Vulkanismus hinsichtlich ihrer stratigraphischen Alterseinstufung gefiltert (Filterungsschritt 2). Dabei wurden alle stratigraphischen Stufen des Känozoikums berücksichtigt. Evtl. in größeren Tiefen liegende Vulkanite finden keine Berücksichtigung, da für diese keine flächendeckenden Daten zur Verfügung stehen.

Vulkanitvorkommen in den an Deutschland angrenzenden Ländern wurden an dieser Stelle nicht berücksichtigt, da diese nur einen sehr geringen Einfluss auf die Quantifizierung des Parameters haben. Dies liegt vor allem darin begründet, dass die dokumentierten Vulkanitvorkommen in Grenzregionen sowohl auf dem Gebiet angrenzender Länder als auch in Deutschland selbst vorkommen. Eine Quantifizierung des Parameters kann daher auf Basis der für das Gebiet der Bundesrepublik kartierten Vorkommen erfolgen.

3.9.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Nach Filterung der Daten (siehe Kap. 3.9.3) ergibt sich ein Abbild der oberflächennahen Vulkanite känozoischen Alters (Abb. 2). Dabei bilden die vulkanischen Gesteine räumlich mehrere Gruppen, die sich zu Vulkanfeldern vereinen lassen. Die nördlichen Vulkanfelder bilden einen ausgedehnten Vulkangürtel, der in westöstlicher Richtung, von der Eifel, dem Siebengebirge und dem Westerwald über den Vogelsberg, die Hessische Senke, die Rhön und die Heldburger Gangschar bis hin zur Oberpfalz, der Lausitz und vereinzelt Vorkommen im Bereich des Erzgebirges reicht. In südlicher Richtung folgen, vom Vogelsberg aus, einzelne Vorkommen entlang des Oberrheingrabens und des angrenzenden freigelegten paläozoischen Grundgebirges sowie die kleineren Vulkanfelder im Hegau und bei Bad Urach sowie der Kaiserstuhlvulkan (Rummel et al. in review).

Das Vorkommen oberflächennaher känozoischer Vulkanite in Deutschland ist in der GÜK250 eindeutig definiert. Folglich kann nur das Vorhandensein bzw. Nichtvorhandensein von Vulkaniten als Schwellenwert definiert werden. Bei der Anwendung des Parameters werden entsprechend Gebiete mit känozoischen Vulkaniten der höchsten Relevanz zugeordnet.

Die für die Betrachtung berücksichtigten Vorkommen der oberflächlich auftretenden Vulkanite können jedoch nur als Näherung der tatsächlichen lateralen Ausbreitung der einstigen Vulkanfelder angesehen werden, da die vulkanischen Produkte in Abhängigkeit vom jeweiligen Eruptionstyp unterschiedlich weit von den eigentlichen Förderschloten verfrachtet wurden und unterschiedlich starken Erosionsprozessen unterlagen. Auf der anderen Seite sind die zugrundeliegenden geodynamischen Prozesse im Untergrund als wesentlich weiträumiger anzusehen, als es die Verbreitung der Vulkanite vermuten lässt. Um diese Ungewissheiten zu berücksichtigen, sollten die Grenzen der Vulkanitvorkommen nicht als Linie, sondern als graduell abgestufter Übergangsbereich dargestellt werden. Dabei nimmt die Relevanz des Parameters innerhalb dieser Pufferzonen nach außen hin kontinuierlich ab. Die zugeordneten Relevanzen können anschließend einer normierten Skala mit einem Wertebereich zwischen null (keine Relevanz) und zehn (hohe Relevanz) zugeordnet werden (Abb. 43).

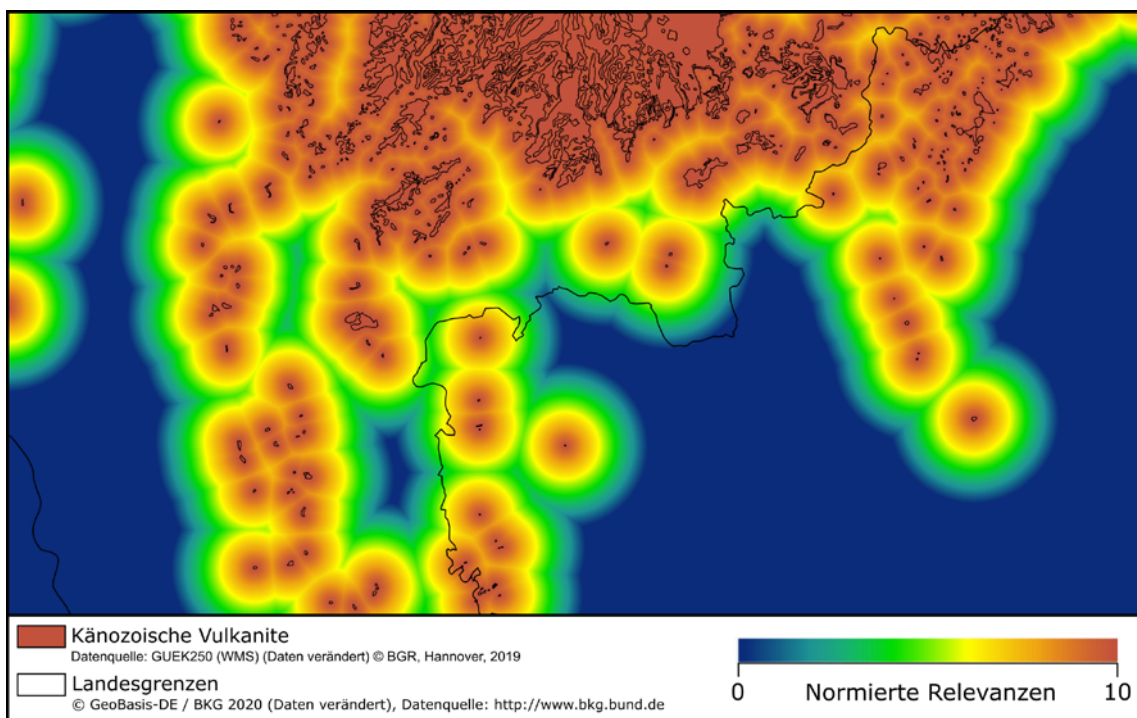


Abb. 43: Oberflächlich auftretende Vulkanite des südlichen Vogelsbergs mit graduell abgestufter Pufferzone. Innerhalb der, auf eine Distanz von 10 km berechneten, Pufferzonen nimmt die Relevanz kontinuierlich ab.

3.10 Geochronologische Daten

3.10.1 Indikatorbeschreibung

Geochronologische Daten beinhalten Altersdaten von Vulkaniten, aber auch darunterliegender oder überlagernder Gesteine, die Zeiträume für Eruptionen angeben oder relative Alterseinstufungen, z. B. zur Rekonstruktion der Eruptionsgeschichte, ermöglichen. Zudem sind Altersdatierungen einzelner Phänokristalle möglich, die Hinweise auf das Alter und die Dauer von Magmabildung und -differentiation ermöglichen. Die Daten erlauben die Berechnung der Ausbruchshäufigkeit sowie von Zyklen vulkanischer Aktivität und Ruhephasen und geben somit Hinweise auf die Langlebigkeit und Reaktivierbarkeit magmatischer Systeme. Weiterhin können aus den Auswertungen geochronologischer Daten potenzielle räumliche Verlagerungen der vergangenen vulkanischen Aktivitäten abgeleitet werden.

3.10.2 Parameterzuweisung

Für die Anwendung des Indikators „Geochronologische Daten“ können verschiedene Parameter betrachtet werden. Hierzu gehören: (1) das Alter der jüngsten vulkanischen Aktivität, (2) die Periodizität des Vulkanismus sowie (3) die Dauer von Aktivitätsphasen. Im Zusammenhang mit anderen Indikatoren können geochronologische Daten außerdem genutzt werden, um Veränderungen eines Systems über einen längeren Zeitraum aufzuzeigen. Ein Beispiel hierfür wäre z. B. die Verlagerung von Eruptionszentren innerhalb eines Vulkanfeldes. Um diese Prozesse auflösen zu können, ist jedoch eine Vielzahl von Daten erforderlich, die mit Blick auf eine deutschlandweite Anwendung der angestrebten Methode nicht in ausreichendem Maße vorliegen. Daher beschränkt sich die weitere Betrachtung des Indikators „Geochronologische Daten“ auf die oben genannten drei Parameter.

3.10.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

In der Literatur findet sich eine Vielzahl geochronologischer Daten für die känozoischen Vulkanite in Deutschland. Abb. 2 gibt eine, auf Literaturdaten basierende, Übersicht der Altersverteilung für die einzelnen Vulkanfelder. Die Menge der vorhandenen Daten für die einzelnen Vulkanfelder variiert jedoch stark und ist u. a. vom Erhaltungsgrad der Vulkanite abhängig. So finden sich in der Literatur zu den Vulkangebieten um Bad Urach und im Hegau nur sehr wenige Altersdaten, was u. a. auf den hohen Erosions- und Verwitterungsgrad der Vulkanite in diesen Regionen zurückzuführen ist. Im Gegensatz dazu stehen die quartären Vulkanfelder der Eifel, die einen guten Erhaltungszustand aufweisen und für die eine große Zahl von Altersdaten vorliegt.

Ein Großteil der in der Literatur veröffentlichten Alter wurde mittels radiometrischer K/Ar- sowie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analysen bestimmt. Jüngere Vorkommen in den quartären Vulkanfeldern der Eifel sind zudem unter Verwendung der Radiokarbonmethode (C14-Datierung) datiert worden. Weitere Daten wurden durch die Anwendung von U/Pb- und U-Th/He-Datierungen, α -Spaltspurendatierung (alpha fission track (AFT)) bzw. α -Rückstoßspurendatierung (alpha recoil track (ART)), Lumineszenz-Datierungen sowie der Elektronen-Spin-Resonanz-Spektroskopie (ESR) gewonnen. Hinzu kommen die Methoden der Stratigraphie, Biostratigraphie und Warvenchronologie, die eine relative Altersbestimmung von Vulkaniten und Vulkanbauten zulassen. Für die Anwendung des Parameters wurden jedoch ausschließlich absolute Alter verwendet. Angaben, welche nur ein Minimum- oder Maximumalter beinhalten, wurden hingegen nicht berücksichtigt.

Für einige Vulkanite oder Vulkanbauten liegen teilweise mehrfache Bestimmungen mit einer Datierungsmethode oder unterschiedlichen Methoden vor. In solchen Fällen wurden die in der Literatur vorhandenen Daten individuell bewertet, Altersdaten ggf. als geologisch weniger relevant eingestuft und entsprechend bei der Anwendung des Parameters nicht weiter berücksichtigt. Eine genauere Erläuterung hierzu findet sich in den Beschreibungen und Bewertungen der Altersdaten der einzelnen Vulkanfelder (s. u.). Sind Daten von Mehrfachmessungen als qualitativ gleichwertig anzusehen (innerhalb der Fehlerbereiche), wurde für die weiteren Arbeiten, aufgrund der höheren Relevanz (siehe Kap. 3.10.4), das jüngere Alter bei der Anwendung des Parameters verwendet.

In einigen Fällen liegen für eine Lokalität Mehrfachmessungen vor, welche sich auf unterschiedliche geologische Einheiten beziehen. Die Zuweisung derselben Lokalität liegt dabei zum einen darin begründet, dass Datenpunkten aufgrund nicht eindeutiger Ortsangaben die gleiche Lagekoordinate zugeordnet wurde. Zum anderen wurden im Zuge von Bohrungen teilweise mehrere geologische Einheiten datiert, welches ebenfalls in der Zuweisung derselben Lagekoordinate resultiert. Eine ausführliche Darstellung, der in der Literatur veröffentlichten Daten sowie der angewandten Datierungsmethoden ist im Folgenden aufgeführt und gliedert sich nach der Einteilung der Vulkanite in die jeweiligen Vulkanfelder. Des Weiteren werden die Gründe für eine Nichtberücksichtigung einzelner Datensätze oder Datenpunkte aufgezeigt.

Uracher Vulkanfeld: Für das Alter und die Dauer des Vulkanismus im Gebiet um Bad Urach finden sich in der Literatur nur wenige Daten. Radiometrische K/Ar-Datierungen an Melilithiten zeigen Alter zwischen 30 bis 11 Ma. Allerdings wird für einige dieser Proben auf einen möglichen Überschuss von Argon hingewiesen, welcher zu einer Überschätzung der Alter führen kann (Lippolt 1974). Diese Vermutung wird durch neuere K-Ar- sowie U/Pb-Datierungen unterstützt, die für die Melilithite des Dietenbühl Diatremes ein Alter von ~ 13 Ma angeben (Binder et al. 2022; Kröcher et al. 2009) und damit deutlich unterhalb

des von Lippolt (1974) bestimmten Alters von 20 Ma für dieselbe Lokalität liegen. Weitere Ungewissheiten hinsichtlich der Daten sind möglicherweise auf Sekundärmineralisationen in einigen Proben zurückzuführen, welche die Altersdatierungen von Lippolt (1974) verfälscht haben können (Kröcher et al. 2009). Aufgrund der möglichen Unsicherheiten wurden diese, von Kröcher et al. (2009) in Frage gestellten Alter, aus der Studie von Lippolt (1974) nicht für die weitere Betrachtung des Indikators „Geochronologische Daten“ verwendet. Der verbleibende Datensatz radiometrischer Datierungen dieser Region umfasst Alter zwischen 11 und 17 Ma (Binder et al. 2022; Kröcher et al. 2009; Lippolt 1974). Aus Maarsedimenten bei Würtingen ergibt sich ein biostratigraphisches Alter im Bereich des Untermiozäns zwischen 18,3 und 16 Ma (Schweigert 1990), welches mit dem maximalen Alter der radiometrischen Altersdatierungen übereinstimmt.

Hegau: Die Melilithite und Phonolite des Hegau Vulkangebietes wurden mittels K-Ar Datierungen auf ein Alter zwischen 6,0 und 12,9 Ma datiert (Baranyi et al. 1976; Horn et al. 1972; Lippolt et al. 1963; Weiskirchner 1972). Das junge Alter von 6,0 Ma für Melilith-Nephelinite des Höwenegg Vulkankomplexes (Lippolt et al. 1963) konnte allerdings bei nachfolgenden Untersuchungen nicht bestätigt werden, welche Alter von 10,8 bzw. 11,8 Ma für dieses Vorkommen ergaben (Baranyi et al. 1976; Weiskirchner 1972). Auch neuere AFT-, U-Th/He und U/Pb-Datierungen an phonolitischen Vorkommen weisen darauf hin, dass diese wesentlich früher eruptierten als bisher angenommen (Binder et al. 2022; Rahn & Handt 2013; Schmid et al. 2014). Mittels U/Pb-Datierung untersuchte Olivinnepheliniten des Hohenstoffeln (Binder et al. 2022) weisen im Vergleich zu vorherigen Arbeiten (Baranyi et al. 1976) hingegen wesentlich jüngere Alter (10,2 - 11,1 Ma im Vergleich zu 12,9 Ma) auf. Insgesamt müssen die bisherigen Altersdaten als nicht ausreichend gewertet werden, um genauere Angaben hinsichtlich der Dauer von Aktivitätsphasen und einer möglichen Periodizität des Vulkanismus zu tätigen. Auf Grund der Ergebnisse aktuellerer Altersbestimmungen wurden die Altersdaten aus der Arbeit von Lippolt et al. (1963) bei der weiteren Betrachtung des Indikators „Geochronologische Daten“ nicht berücksichtigt.

Kaiserstuhl und Oberrheingraben: Eine Zusammenstellung von Altersdaten der Vulkanite des Kaiserstuhlvulkans gibt Wimmenauer (2003). Diese umfasst wissenschaftliche Studien von 1963 bis 1999 (Baranyi et al. 1976; Horn et al. 1972; Keller 2001; Kraml et al. 1995; Kraml et al. 1999; Lippolt et al. 1963; Schleicher 1986; Wagner 1976). Weitere Datierungen von Vulkaniten entlang des Oberrheingrabens wurden von Horn et al. (1972) und Baranyi et al. (1976) veröffentlicht. Diese werden durch neuere Datensätze ergänzt (Binder et al. 2022; Fekiacova et al. 2007; Keller et al. 2002; Lenz et al. 2015; Mertz & Renne 2005; Schmitt et al. 2007). Dabei weist die Datierung von Keller et al. (2002) für den Gang bei Trois Epis ein $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von $60,9 \pm 0,6$ Ma auf, welches ca. 40 Ma jünger ist, als ein von Baranyi et al. (1976) mittels K-Ar-Methode bestimmtes Alter von $102,5 \pm 7,6$ Ma. Die Diskrepanz der Datierungen ist laut Keller et al. (2002) auf die Verwendung von alteriertem

Probenmaterial bei der K-Ar-Altersbestimmung zurückzuführen, sodass die hohen Alter in Frage gestellt werden müssen. Auf Basis dieser Ergebnisse wurden die Daten von Proben, welche in den Arbeiten von Baranyi et al. (1976) und Horn et al. (1972) als „unfrisch“ bzw. „sehr unfrisch“ bezeichnet wurden, bei der aktuellen Zusammenstellung von Altersdatierungen nicht berücksichtigt. Auffallend ist, dass diese Proben ausschließlich kreidezeitliche Alter von > 80 Ma aufweisen, was auf einen systematischen Fehler in Richtung zu hoher K-Ar-Alter hindeutet. K-Ar- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen von Horn et al. (1972) bzw. Fekiacova et al. (2007) an identischen Lokationen des Odenwaldes und Mainzer Beckens zeigen nur geringe Abweichungen, die auf Argonüberschuss bzw. Argonverluste im Zuge der K-Ar-Datierung zurückzuführen sind. In diesen Fällen wurden lediglich die Datierungen aus der Studie von Fekiacova et al. (2007) berücksichtigt.

Quartärer Eifelvulkanismus: Für die quartären Vulkanite der Eifel liegt eine Vielzahl von Altersdaten vor, welche unter Anwendung verschiedener Datierungsmethoden gewonnen wurden. Ein Großteil der Daten geht dabei auf die Gesteinsanalyse mittels radiometrischer K-Ar- (Cantarel & Lippolt 1977; Frechen & Lippolt 1965; Fuhrmann 1983; Lippolt 1961, 1983; Mertes & Schmincke 1983; Müller-Sohnius & Huckenholz 1989; Schmincke & Mertes 1979; Schnepf 1996; Singer et al. 2008; Viereck 1984) bzw. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode (Bednarz & Schmincke 1990; Bogaard 1995; Bogaard et al. 1987; Bogaard et al. 1989; Frechen et al. 1999; Fuhrmann 1983; Fuhrmann & Lippolt 1985; Fuhrmann & Lippolt 1986; Fuhrmann & Lippolt 1987b; Leyk & Lippolt 1999; Lippolt et al. 1986; Mertz et al. 2015; Schnepf & Hradetzky 1994; Schnepf 1996; Singer et al. 2008) zurück. Für einige der Maarseen liegen außerdem mittels C14-Datierung analysierte Alter vor (Brauer et al. 2000; Büchel 1982; Friedrich et al. 1999; Hajdas et al. 1995; Lorenz 1978, 1980; Reinig et al. 2021; Schaber & Sirocko 2005; Zolitschka 1998; Zolitschka et al. 1995). Weitere Altersdaten zu den quartären Vulkanitvorkommen in der Eifel wurden mittels ART, Lumineszenz-Datierung sowie ESR-Methode ermittelt (Blanchard 2002; Paulick et al. 2008; Preusser et al. 2011; Schaber & Sirocko 2005; Schmidt et al. 2017; Zöller 1991; Zöller & Blanchard 2009). Hinzu kommen die Methoden der Stratigraphie, Biostratigraphie und Warvenchronologie, die eine relative Altersbestimmung von Vulkaniten und Maarstrukturen ermöglichen (Brauer et al. 2000; Förster & Sirocko 2016; Meyer 2013; Negendank et al. 1990; Schaber & Sirocko 2005).

Die K-Ar-Altersdaten verschiedener Tufflagen im Bereich der Osteifel und der Wetterau lassen sich dem Osteifelvulkanismus zuordnen (Lippolt et al. 1986). Aufgrund der nicht klaren Zuordnung dieser Ablagerungen zu einem der bekannten Ausbruchszentren sowie der Tatsache, dass die Pyroklastika über weite Strecken verfrachtet wurden, wurden die entsprechenden Altersdaten für die Anwendung des Indikators „Geochronologische Daten“ nicht berücksichtigt. Ausgeschlossen wurden außerdem die Daten von Bogaard (1995), da sich diese auf Prozesse innerhalb des magmatischen Systems beziehen und keine Eruptionsalter repräsentieren.

Eine weitere Bewertung der Altersdaten, insbesondere von Mehrfachmessungen einer Lokalität, wurde für den quartären Vulkanismus in der Eifelregion nicht durchgeführt, da die quartären Vulkanitvorkommen Deutschlands in der Anwendung des Parameters „Geochronologische Daten“ ausnahmslos der höchsten Wertungskategorie zugeordnet werden (siehe Kap. 3.10.4).

Tertiärer Eifelvulkanismus: Für die tertiären Vulkanitvorkommen des Hocheifelvulkanfeldes liegen K-Ar- (Cantarel & Lippolt 1977; Lippolt 1983; Lippolt & Fuhrmann 1980; Müller-Sohnius & Huckenholz 1989; Schmincke & Mertes 1979; Todt & Lippolt 1980) sowie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen (Fekiacova et al. 2007; Mertz et al. 2000) vor. Für einige Lokalitäten liegen dabei Mehrfachmessungen vor, wobei einige der ermittelten $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen deutlich von den mittels K-Ar-Methode bestimmten Werten aus älteren veröffentlichten Studien abweichen. Fekiacova et al. (2007) führt dies auf Argonüberschuss bzw. Argonverlust im Verlauf der K-Ar-Datierung zurück. In diesen Fällen wurde für die weitere Anwendung des Parameters „Geochronologische Daten“ auf die mittels $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung ermittelten Daten zurückgegriffen. Für andere Lokalitäten liegen die aus den unterschiedlichen Methoden ermittelten Alterswerte innerhalb der jeweiligen Fehlerbereiche. Hier wurde entsprechend das Alter mit der höheren Wertungskategorie (das jüngere Alter, siehe auch Kap. 3.10.4) für die weitere Anwendung des Parameters verwendet.

Siebengebirge: Erste umfassende Untersuchungen zu den Altern der Vulkanite des Siebengebirges wurden von Todt & Lippolt (1980) mittels K-Ar-Datierung durchgeführt. Hinzu kommen einzelne Daten aus den Arbeiten von Lippolt & Fuhrmann (1980) sowie Frechen & Vieten (1970). Neuere Datierungen mittels $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung wurden von Linthout et al. (2009) und Przybyla et al. (2017) veröffentlicht.

Westerwald: Für die Vulkanite des Westerwaldes liegen ausschließlich K-Ar-Datierungen vor (Lippolt 1976; Lippolt & Todt 1978; Turk et al. 1984). Die in der Studie von Lippolt & Todt (1978) bestimmten Alter von Plagioklaspräparaten weisen gegenüber den Analysen des jeweiligen Gesamtgesteins systematisch jüngere Alter auf und sind laut den Autoren als Minimumalter zu betrachten. Entsprechend wurden im Weiteren ausschließlich die Alter der Gesamtgesteinsanalysen verwendet. Neben den tertiären Vulkaniten wurden im Bereich des Westerwaldes auch Vulkanite quartären Alters datiert. Die bislang bekannten Vorkommen, welche sich räumlich innerhalb des Westerwalder Vulkanfeldes befinden, werden zeitlich und stofflich dem quartären Vulkanismus der Osteifel zugeordnet (Fuhrmann 1983).

Im Gebiet zwischen Siebengebirge und Westerwald gibt es zudem zahlreiche isolierte vulkanische Schlote und Überreste von Eruptionsprodukten für die zwei mittels $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode bestimmte Alter vorliegen (Schubert et al. 2015).

Vogelsberg: K-Ar- sowie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdaten für die Vulkanite des Vogelsberges finden sich in Arbeiten verschiedener Autoren (Bogaard 2000; Bogaard et al. 2001; Dersch-Hansmann et al. 1999; Fuhrmann & Lippolt 1987a; Nesbor 2018; Turk et al. 1984). Die von Bogaard (2000) mit Altern zwischen 66,7 und 68,9 Ma datierten Camptonitgänge des südlichen Vogelsberges werden von Ackerman et al. (2007) als mögliche Anzeiger einer, in geringer Krustentiefe entstandenen Magmakammer gesehen und gelten nicht als Teil des jüngeren Vogelsbergvulkanismus.

Hessische Senke: Die Vulkanite der Hessischen Senke wurden von Kreuzer (1973) und Wedepohl (1982) mittels der K-Ar-Methode datiert. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdaten sind für die Gesteine der Hessischen Senke nicht vorhanden.

Rhön: Radiometrische Altersdatierungen (K-Ar und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) für die Vulkanite der Rhön finden sich in den Arbeiten von Kaiser & Pilot (1986) und Abratis et al. (2007). Demnach ereignete sich die Hauptphase des Vulkanismus in der Rhön vor ca. 20 - 18 Ma, ungefähr zeitgleich mit dem Beginn des Vulkanismus im Westerwald, Vogelsberg und der Hessischen Senke. Neuere Untersuchungen von Zirkler et al. (2021) geben zudem Hinweise auf eine weitere magmatische Phase vor ca. 13 Ma. Ausführliche Daten zu dieser jüngeren Periode des Rhönvulkanismus liegen zum Zeitpunkt dieses Berichtes noch nicht vor, können aber bei der späteren Anwendung der Methode mit einfließen.

Heldburger Gangschar: Altersdaten ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) für die Vulkanite der Heldburger Gangschar sind in den Arbeiten von Abratis et al. (2007), Abratis et al. (2015) und Pfänder et al. (2018) veröffentlicht. Hinzu kommt eine von Hofbauer (2007) publizierte Altersbestimmung für die Vulkanite bei Oberleinleiter, welche der Heldburger Gangschar zugeordnet werden.

Vulkanite in der Umgebung des Egergrabens in Deutschland: Innerhalb Deutschlands gibt es zahlreiche kleinere Vulkanitvorkommen, die dem känozoischen Vulkanismus im Egergraben zugeordnet werden können. Hierzu zählen das Lausitzer Vulkanfeld (LVF), vereinzelte Vorkommen im Erzgebirge sowie die Vulkanite im Bereich der Oberpfalz.

Lausitzer Vulkanfeld und Erzgebirge: In der Literatur finden sich zu den Vulkaniten des LVF und des Erzgebirges sowohl K-Ar- als auch $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdaten (Büchner et al. 2015; Kaiser & Pilot 1986; Pushkarev 2000; Stanek et al. 2003; Todt 1975; Ulrych et al. 2003). Drei Lokalitäten des LVF wurden dabei sowohl mittels K-Ar- (Kaiser & Pilot 1986; Pushkarev 2000) als auch $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode (Büchner et al. 2015) datiert. Die Abweichungen der ermittelten Alter führen Büchner et al. (2015) auf einen möglicherweise unterschiedlichen Alterationsgrad der Proben zurück. Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode ermöglicht durch das stufenweise Erhitzen eine Quantifizierung der temperaturabhängigen Argonabgabe und erlaubt damit Rückschlüsse auf die Qualität der Probe. Den Ergebnissen dieser Methode wird daher von Büchner et al. (2015) eine höhere geologische Relevanz zugeordnet, sodass die K-Ar-Daten für diese drei Lokalitäten hier in der Folge keine Berücksichtigung finden.

Oberpfalz: Die Vulkanite der Oberpfalz wurden erstmals von Todt & Lippolt (1975) systematisch mittels K-Ar-Methode datiert. Ergänzt werden diese Daten durch die Ergebnisse von Ackerman et al. (2013). Zwei vergleichsweise hohe Alter von Horn & Rohrmüller (2005) sowie Todt & Lippolt (1975) werden von Ackerman et al. (2013) auf Argonüberschuss zurückgeführt und finden in der weiteren Betrachtung daher keine Berücksichtigung.

Vulkanite des Egergrabens in Tschechien und Polen: Für die Vulkanite des Egergrabens auf tschechischem und polnischem Gebiet liegt eine Vielzahl von Altersdaten vor, welche unter Anwendung verschiedener Datierungsmethoden gewonnen wurden. Ein Großteil der Daten geht dabei auf die Probenanalyse mittels radiometrischer K-Ar-Methode zurück (Alibert et al. 1987; Birkenmajer & Pécskay 2002; Birkenmajer et al. 2002a, 2002b, 2004, 2007, 2011; Cajz et al. 2012; Kaiser & Pilot 1986; Lustrino & Wilson 2007; Pécskay et al. 2009; Shrbený & Vokurka 1985; Sibrava & Havlicek 1980; Todt & Lippolt 1975; Ulrych et al. 2013; Ulrych et al. 2008; Ulrych et al. 2006; Ulrych et al. 2003; Ulrych et al. 2002; Wilson et al. 1994). Hinzu kommen Altersdaten der quartären Vulkanitvorkommen des Eisenbühls, Kammerbühls und der Maare bei Mýtina, welche mittels $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ART- und AFT-Analysen, Lumineszenz-Datierung sowie ESR-Methode ermittelt wurden (Gögen & Wagner 2000; Mrlina et al. 2007; Wagner et al. 2002; Woda et al. 2001). Auch für das Neualbenreuther Maar wird, basierend auf stratigraphischen Einordnungen, ein quartäres Alter angenommen (Rohrmüller et al. 2017).

Wie auch für die quartären Vulkanite der Eifel werden die Altersdaten im Zuge dieser Arbeit nicht näher bewertet, da dem quartären Vulkanismus in der Anwendung des Parameters „Geochronologische Daten“ generell die höchste Wertungskategorie zugeordnet wird (siehe Kap. 3.10.4).

Nicht berücksichtigt wurden tertiäre Altersdaten aus der Studie von Lustrino & Wilson (2007), wenn aufgrund fehlender Lagekoordinaten keine eindeutige Bestimmung der Lokalität möglich war. Zudem folgern Cajz et al. (2012), basierend auf Korrelationen mit paläomagnetischen Studien, dass einige abweichende Daten aus den Arbeiten von Pécskay et al. (2009) und Sibrava & Havlicek (1980) auf Argonüberschuss bzw. Argonverluste während der Analyse zurückzuführen sind. Diese wurden daher ebenfalls nicht berücksichtigt.

3.10.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Eine Übersicht aller für diesen Indikator verwendeten Altersdaten ist in Abb. 44 dargestellt.

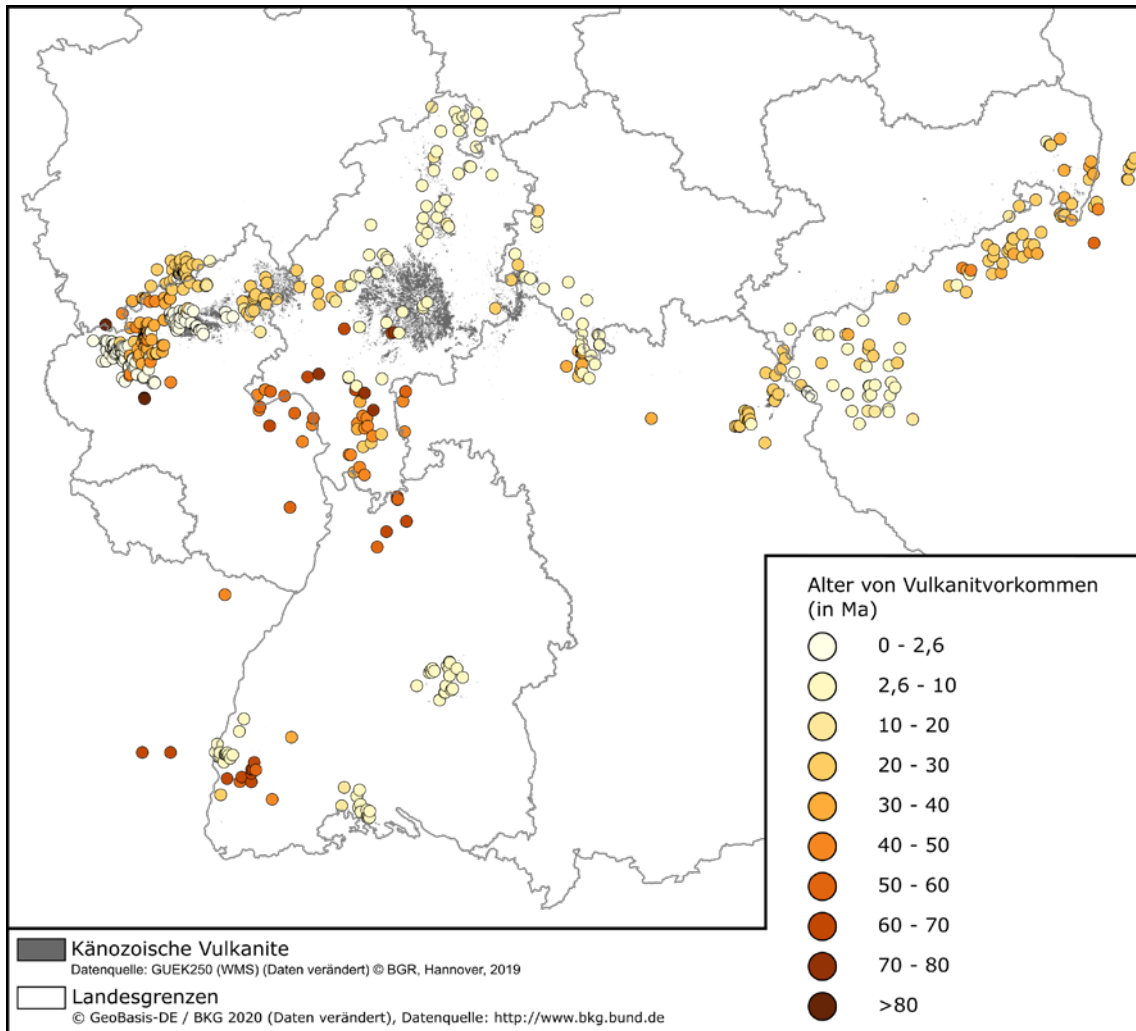


Abb. 44: Punktlökalitäten der verwendeten Altersdaten.

Die Quantifizierung der Parameter (2) „die Periodizität des Vulkanismus“ sowie (3) „die Dauer von Aktivitätsphasen“ ist im Gegensatz zu Parameter (1) „das Alter der jüngsten vulkanischen Aktivität“ aufgrund der sehr heterogenen Datenlage nur bedingt durchführbar. Zwar lassen die vorhandenen Altersdaten in einzelnen Vulkanfeldern auf eine mögliche Periodizität oder einen lang anhaltenden Vulkanismus schließen, allerdings bleibt eine Differenzierung zwischen den beiden Parametern schwierig. Um eine mögliche Periodizität

oder einen lang anhaltenden Vulkanismus trotzdem in den Daten abbilden zu können, wird folgendes Vorgehen vorgeschlagen:

- Kategorisierung der Altersdaten und Zuweisung von Wertungskategorien.
- Ausweisung von Ungewissheiten durch eine, den Punkdaten umgebende, Pufferzone.
- Addition von Schnittmengen verschiedener Wertungskategorien.

Der Vorteil dieses Vorgehens ist die allgemeine Berücksichtigung einer wiederkehrenden vulkanischen Aktivität innerhalb verschiedener Zeiträume ohne dass festgelegt werden muss, ob es sich um einen periodisch auftretenden Vulkanismus oder eine lang anhaltende Aktivität handelt. Ein Bezug der ermittelten Alter zu geologischen Einheiten kann dabei aufgrund der Heterogenität der Daten und einer nicht immer eindeutigen Zuordnung und Abgrenzung geologischer Einheiten nicht erfolgen. Die flächenhafte Ausweisung der Altersdaten erfolgt daher auf Basis der ermittelten Lagekoordinate, der eine Kreisfläche mit einem Radius von 2,5 km zugewiesen wird (Abb. 45). Der angenommene Radius ergibt sich aus der mittleren Größe von Vulkanbauten (Schlote, Krater, Lavaströme, etc.) der Vulkanfelder Deutschlands.

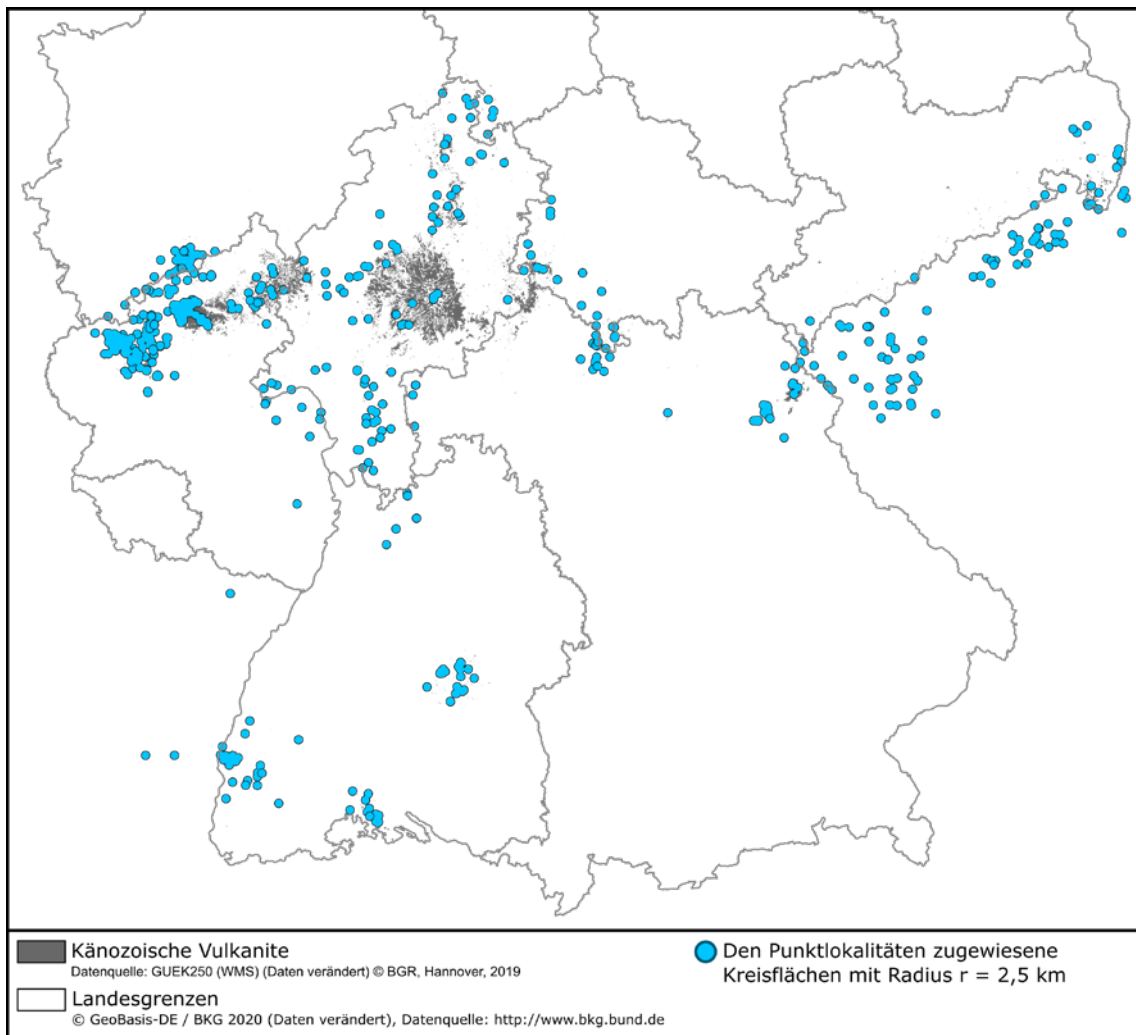


Abb. 45: Känozoische Vulkanite sowie den Punktolocalitäten der verwendeten Altersdaten zugewiesene Kreisflächen (Radius: 2,5 km).

Dem oben genannten Vorgehen folgend, wurden die verfügbaren geochronologischen Daten in einem ersten Schritt, entsprechend ihres Alters, in Kategorien eingestuft. Unter Berücksichtigung der recht breiten Streuung und Unsicherheiten der Daten wurden die Kategorien vergleichsweise groß gewählt. Die erste Kategorie umfasst dabei, entsprechend dem im StandAG verankerten Ausschlusskriterium „Vulkanische Aktivität“, den Zeitraum des Quartärs zwischen 2,6 Ma und heute. Die zweite Kategorie basiert auf den Vorgaben der International Atomic Energy Agency (IAEA) für die Sicherheit eines Endlagers (Aspinall et al. 2016) und umfasst den Bereich zwischen 2,6 und 10,0 Ma. Die weiteren Einstufungen gliedern sich in 10er Ma Schritten bis zu einem Alter von 60 Ma. Einige Altersdatierungen zeigen, dass es bereits in der Oberkreide zu vereinzelter vulkanischer Aktivität im Umfeld des Oberrheingrabens (Horn et al. 1972; Schmitt et al. 2007), des südwestlichen Vogelsberges (Martha et al. 2014) und des Egergrabens (Ulrych et al. 2011) kam. Um diesen frühen Vulkanismus zu berücksichtigen, umfasst die letzte Kategorie alle

Alter > 60 Ma bis zur Jura-Kreide-Grenze vor 145 Ma. Aufgrund des hohen Stellenwertes des quartären Vulkanismus, welcher durch das StandAG als Ausschlusskriterium definiert ist, wurden den gewählten Kategorien Werte entsprechend einer exponentiellen Funktion ($y = 20 * e^{-0.693 * x}$) zugewiesen (Tab. 3).

Tab. 3: Wertungskategorien und zugewiesene Werte.

Kategorie	Alter (Ma) (Minimum)	Alter (Ma) (Maximum)	Zugewiesener Wert
1	0,0	2,6	10,00
2	2,6	10,0	5,00
3	10,0	20,0	2,50
4	20,00	30,00	1,25
5	30,00	40,00	0,63
6	40,00	50,00	0,31
7	50,00	60,00	0,16
8	60,00	145,00	0,08

Die so festgelegten Werte gelten jeweils für die ausgewiesenen Kreisflächen um eine Lagekoordinate mit einem Radius von 2,5 km. Aufgrund der Ungewissheiten in der Datenlage und den teilweise hohen Fehlern der Altersdaten wird die Zuweisung einer Pufferzone mit einer graduellen Abnahme des jeweiligen Wertes bis in eine Entfernung von 10 km vorgeschlagen. Abb. 46a zeigt die Anwendung des vorgeschlagenen Verfahrens am Beispiel der Alterskategorie 20 - 30 Ma (Wert: 1,25) für die Regionen der Eifel, des Siebengebirges und Westerwaldes sowie den westlichen Teil des Vogelsberges. Entsprechend dem oben vorgeschlagenen Vorgehen, können die Schnittmengen der Wertungskategorien anschließend aufsummiert werden (Abb. 46a und Abb. 46b)

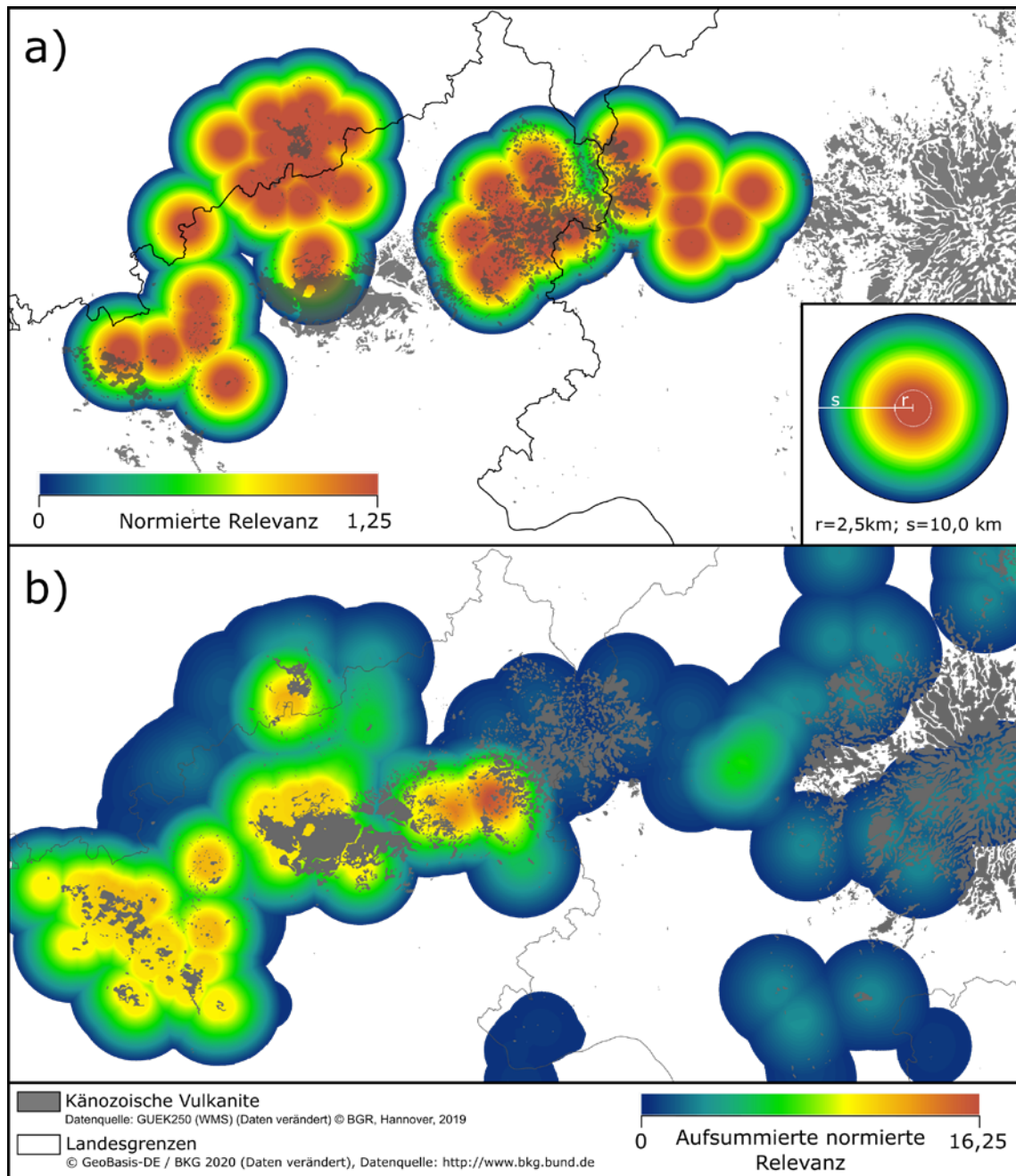


Abb. 46: (a) Darstellung der Wertungskategorie 1,25 für Vulkanite mit Altern zwischen 20 und 30 Ma. Die Altersdaten werden jeweils durch eine Kreisfläche mit einem Radius von 2,5 km repräsentiert, welcher der Wert der entsprechenden Wertungskategorie zugewiesen wurde. Daran schließt sich eine Pufferzone von 10 km mit graduell abnehmenden Werten an. (b) Darstellung der aufsummierten normierten Relevanzen aller definierten Alterskategorien.

3.11 Mofetten und Säuerlinge

3.11.1 Indikatorbeschreibung

Mofetten und Säuerlinge beschreiben Austrittsorte von Kohlenstoffdioxid (CO₂) oder Grundwässern, die sich durch einen, relativ zu Grundwässern der Umgebung, erhöhten Gehalt an gelöstem CO₂ auszeichnen. Neben CO₂ können andere Gase, wie z. B. Schwefelwasserstoff, Methan oder in Spuren auch Helium und andere Edelgase in der Gasphase enthalten sein. Das Auftreten von Mofetten und Säuerlingen kann die Entgasung der Kruste und des Mantels, möglicherweise aber auch basischer Schmelzen im Untergrund widerspiegeln. Ultrabasische und basische Schmelzen können reich an CO₂ sein, welches auch als Fluideinschluss in Mantelxenolithen auftritt. Da die Löslichkeit von CO₂ in den Schmelzen mit abnehmendem Druck geringer wird, kann es beim Aufstieg von Schmelzen sowie deren Kristallisation im Untergrund zur Freisetzung von CO₂ kommen.

3.11.2 Parameterzuweisung

Mögliche quantifizierbare Parameter sind, neben dem Vorkommen und der Verbreitung von Mofetten und Säuerlingen, die CO₂-Flussraten sowie der CO₂-Gehalt. Für eine quantitative Bestimmung der Flussraten CO₂-reicher Wässer oder Mofetten sind jedoch langfristige Monitoring-Daten notwendig, die nur für einige wenige Lokationen innerhalb Deutschlands zur Verfügung stehen.

Daten für CO₂-Gehalte von Wässern oder Gasen sind in der Literatur ausreichend vorhanden. Allerdings lässt der bestimmbare CO₂-Gehalt des an der Oberfläche austretenden Gases keine eindeutigen Rückschlüsse auf die tatsächlichen CO₂-Gehalte der in der Tiefe aus magmatischen Systemen entgasenden Fluide zu. Um hier valide Abschätzungen tätigen zu können, sind neben allen CO₂-haltigen Verbindungen (Moleküle, Anionen, Komplexe) auch das Gas-Wasserverhältnis sowie die nicht-vulkanischen Hintergrundwerte zu ermitteln. Vollständige Analysen dieser Fluide liegen jedoch in den meisten Fällen nicht vor. Entsprechend wird die Anwendung des CO₂-Gehaltes und der CO₂-Flussraten als Parameter für eine deutschlandweite Anwendung der angestrebten Methode als nicht zielführend gewertet.

Die räumliche Verbreitung von Mofetten und Säuerlingen ist hingegen gut dokumentiert und kann als ein Indiz für magmatische Reservoirs und Prozesse im Untergrund gewertet werden, die für die Entgasung des CO₂ verantwortlich sind (Dahm et al. 2020). Als Mofetten gelten hier, neben natürlichen CO₂-Austritten an Land und in Gewässern, auch Gasförderbohrungen sowie dokumentierte CO₂-reiche Gaseinbrüche in Bohrungen, z. B. im Salzbergbau. Natürliche Säuerlinge können durch einen, gegenüber dem umgebenen

Grundwasser, erhöhten Gehalt an gelöstem CO₂ identifiziert werden. Allerdings sind in den meisten Fällen keine systematischen Untersuchungen von Sauerlingen und dem umgebenen Grundwasser durchgeführt worden. Eine alternative Definition bezieht sich auf den absoluten Gehalt von gelöstem CO₂ in den untersuchten Wässern und gibt einen Mindestgehalt von 1.000 mg/l als Schwellenwert für einen Sauerling an (Carlé 1975; Schäffer et al. 2020; Schloz & Stober 2006). Dieser Schwellenwert wurde auch für die Datenzusammenstellung des Parameters „Vorkommen von Mofetten und Sauerlingen“ verwendet. Neben Sauerlingen, für die gemessene CO₂-Konzentrationen veröffentlicht sind, wurden dabei auch Sauerlinge aus der Literatur berücksichtigt, für die keine CO₂-Konzentrationen angegeben sind, die aber als solche angesprochen werden. Voraussetzung ist jedoch, dass in den entsprechenden Veröffentlichungen der Schwellenwert von 1.000 mg/l gelöstem CO₂ für die Klassifizierung eines Sauerlings zugrunde gelegt wurde. Liegen für eine Lokalität mehrere Messwerte vor, wurde jeweils die maximal gemessene Konzentration von gelöstem CO₂ für die Einstufung als Sauerling zugrunde gelegt.

3.11.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

Eine umfassende Übersicht von Mineral- und Thermalwässern sowie Mofetten in Mitteleuropa gibt Carlé (1975). Aktuelle Datensätze zu Mineral-, Thermal- und Grundwässern in Hessen und Baden-Württemberg sind von Schäffer et al. (2020) bzw. Schloz & Stober (2006) veröffentlicht worden. Diese sehr umfangreichen Datensätze werden durch eine Vielzahl regionaler Untersuchungen ergänzt (Bräuer et al. 2007; Bräuer et al. 2011; Bräuer et al. 2003; Fassbender 1990; Giggenbach et al. 1991; Griesshaber et al. 1992; Köppen 1987; Langguth & Plum 1984; May 2002a; May 2002b, 2021; Rogge & Nowag 2018; Weinlich et al. 2003; Weise et al. 2001). Weitere Daten werden auf den Internetseiten von Thermalbädern, Kurorten sowie der Mineralwasserproduzenten in Deutschland bereitgestellt (Franzensbad 2021; Karlsbad 2021; Konstantinsbad 2021; Marienbad 2021; Schöttker 2022; Staatsbad 2022). Für die Zusammenstellung aller bekannten Sauerlinge und Mofetten wurden, neben den Vorkommen in Deutschland, auch Lokalitäten in angrenzenden Regionen von Belgien, Frankreich, Polen und Tschechien mit aufgenommen (Bräuer et al. 2018; Bräuer et al. 2008; Fassbender 1990; Giggenbach et al. 1991; Kämpf et al. 2013; Kämpf et al. 2007; Weinlich 1998; Weinlich et al. 1999), um die räumliche Reichweite der zugrundeliegenden Prozesse widerzuspiegeln.

Koordinaten

Bei der Zuweisung von Koordinaten zu einer Lokalität ist zu berücksichtigen, in welcher Form die ursprünglichen Daten vorliegen. Dabei ist zwischen folgenden Ausgangssituationen zu unterscheiden: (1) Koordinaten sind vorhanden, (2) es sind keine Koordinaten vorhanden, jedoch eine Beschreibung der Lokalität und (3) es ist lediglich ein Ortsname angegeben.

Für den ersten Fall wurden die angegebenen Koordinaten übernommen. Sind Lokalitäten in unterschiedlichen Veröffentlichungen angegeben, wurden jeweils die neueren Koordinatenwerte verwendet. In den meisten Publikationen fehlen jedoch Angaben zu dem jeweils verwendeten Referenz-Ellipsoid. Unter Verwendung der heute üblichen Ellipsoide kann es so, gerade für ältere Datensätze und entsprechend ältere Ellipsoidmodelle, zu einer Verschiebung der Lagekoordinaten kommen. In diesen Fällen wurde die Lagegenauigkeit der entsprechenden Koordinaten, wenn möglich, an Hand von noch heute existierenden Mineralquellen überprüft. Eine Vielzahl von Mineralquellen und Sauerbrunnen sind heute in Open Street Maps (OSM) verzeichnet. In diesen Fällen wurden jeweils die Koordinaten aus OSM verwendet.

Für den Fall dass keine Koordinaten zu den Lokalitäten der untersuchten Mofetten und Säuerlinge gegeben sind, wurde versucht, die Lokalität der Vorkommen über evtl. vorhandene Beschreibungen oder Ortsnamen näher einzugrenzen. Entsprechend der Möglichkeit der Eingrenzung ergeben sich hier unterschiedliche Lagefehler, die über Fehlerradien angegeben werden können (Abb. 47). Für alle Lokalitäten wurde dabei ein minimaler Fehlerradius von 1.000 m angenommen. Abb. 47 zeigt beispielhaft den Umgang mit unterschiedlichen Datenlagen und die daraus resultierenden Fehlerradien.



Abb. 47: Unterschiedliche Lagegenauigkeiten von Austrittsstellen CO₂-reicher Wässer am Beispiel der Gasfelder Dorndorf und Bernhardshall sowie der Kalisalzgruben Sachsen-Weimar und Hattorf. Die Lagegenauigkeiten sind durch die in Blau dargestellten Kreise angezeigt, deren Radius sich über die Beschreibung der Lokalität definiert (siehe Text für weitere Erklärung). Datenquelle: Grundkarte © OpenStreetMap-Mitwirkende.

3.11.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Abb. 48 zeigt eine Übersicht der Vorkommen von Mofetten und Sauerlingen innerhalb Deutschlands und angrenzender Gebiete. Grundsätzlich lässt sich ein deutlicher Bezug zwischen dem känozoischen Vulkanismus und den heutigen Vorkommen von Mofetten und Sauerlingen beobachten, wobei die Verbreitung CO₂-reicher Wässer und von Entgasungsstellen in einigen Fällen weit über die eigentlichen Vulkanregionen hinausreicht. Ein gehäuftes Vorkommen ist in Regionen mit quartärem Vulkanismus zu verzeichnen (Abb. 48).

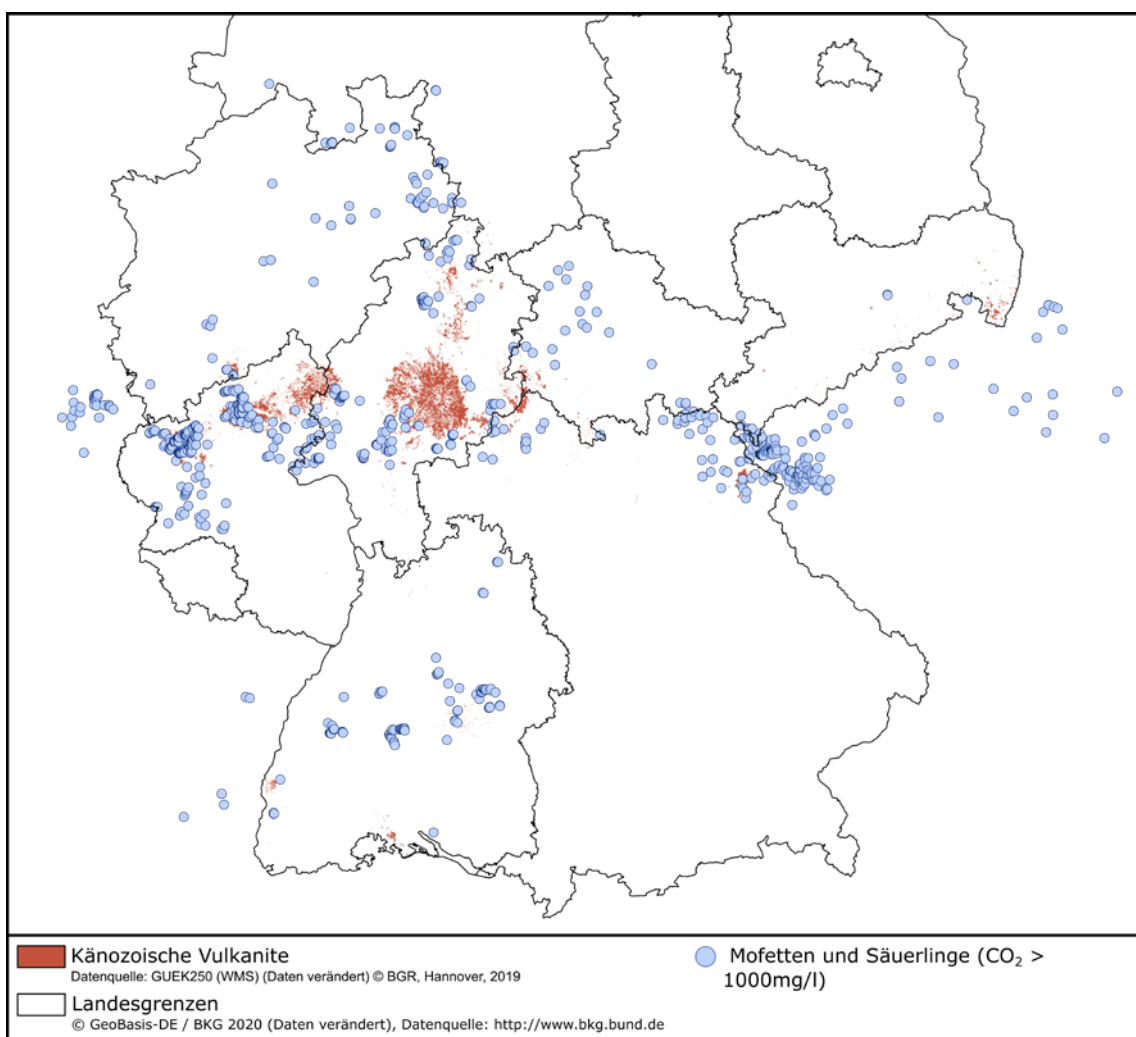


Abb. 48: Verbreitung von CO₂-Austritten in Deutschland und angrenzenden Regionen (Referenzen siehe Text). Die Austrittsstellen umfassen natürliche Sauerlinge und Mofetten sowie CO₂-Prospektionsbohrungen im Thüringer Becken.

Bei der Quantifizierung des Parameters ergeben sich zwei grundsätzliche Ansätze: (1) die punktuelle Darstellung der Lokalitäten, wobei die Ungenauigkeiten, wie oben beschrieben, über Kreisflächen mit unterschiedlichen Radien definiert werden können sowie (2) die Berücksichtigung der Dichte der Vorkommen mittels statistischer Verfahren.

Ähnlich dem in Kap. 3.3.4 oder 3.10.4 beschriebenen Verfahren, wird den definierten Kreisflächen beim Ansatz (1) die höchste Relevanz zugeordnet und eine graduelle Abstufung der Relevanz mit zunehmender Entfernung zur Lokalität zugewiesen (Abb. 49a). Ansatz (2) bietet, unter Verwendung einer Kernel-Funktion, die zusätzliche Möglichkeit, die Magnitude der Anzahl von Vorkommen von Mofetten und Säuerlingen pro Flächeneinheit zu berücksichtigen (Abb. 49b). Die Quantifizierung des Parameters wird dabei durch die berechnete Dichte pro Flächeneinheit definiert. Die in Kap. 3.11.3 beschriebenen Lageungenauigkeiten finden bei diesem Ansatz jedoch keine Berücksichtigung und es kann lediglich die Punktkoordinate eines Vorkommens für die Interpolation der Vorkommensdichte herangezogen werden. Im Falle eines vorliegenden Ortsnamens entspricht dies dem Mittelpunkt des zuvor definierten Kreises. Abb. 49 zeigt eine Gegenüberstellung der beschriebenen Ansätze (1) und (2) für die Verteilung von Mofetten und Säuerlingen im Bereich der Eifeler Vulkanfelder unter Verwendung einer zugeordneten normierten Skala mit Werten zwischen null und zehn.

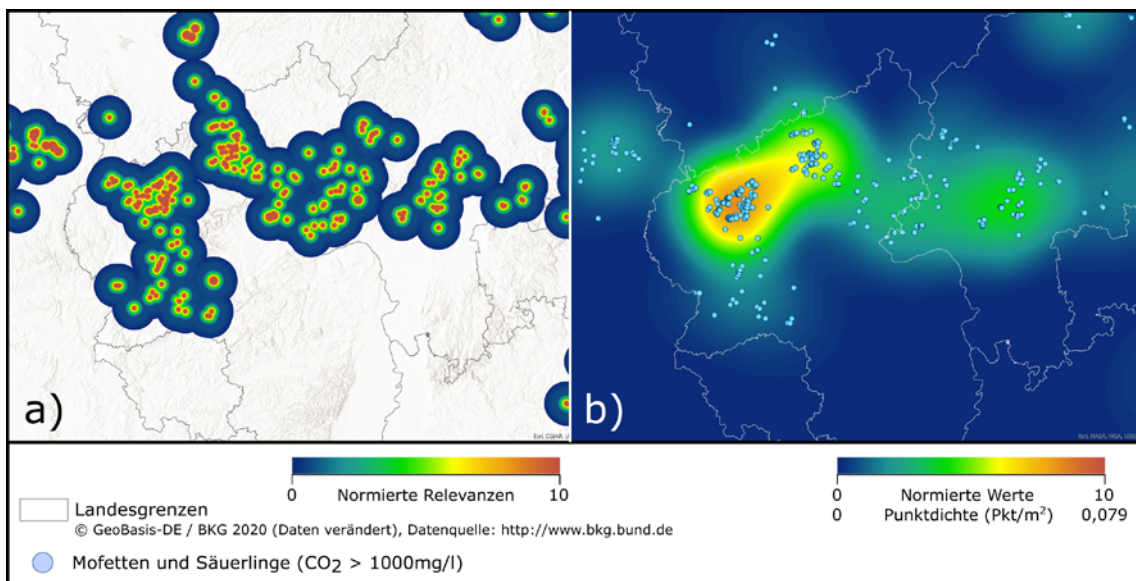


Abb. 49: Unterschiedliche Ansätze zur Anwendung des Parameters „Vorkommen und Verbreitung von Mofetten und Säuerlingen“. (a) Ansatz (1): Darstellung der Lokalitäten über Kreisflächen mit gradueller Abstufung der Relevanz mit zunehmender Entfernung zur Lokalität. (b) Ansatz (2): Darstellung einer Dichteverteilung der Vorkommen von Mofetten und Säuerlingen.

3.12 Gas- und isotopengeochemische Analysen von Mantelfluiden

3.12.1 Indikatorbeschreibung

Die chemische Analyse von, an Mofetten oder Sauerlingen, austretenden Mantelfluiden kann wichtige Hinweise auf deren Ursprung liefern. So können Konzentrationen und Isotope der Edelgase in CO₂-reichen Quellgasen und Mofetten genutzt werden, um aus deren Verhältnissen den Ursprung der Fluidquellen abzuleiten, da sich z. B. die Isotopenverhältnisse von Helium (He) aus dem Erdmantel stark von Helium aus der Kruste unterscheiden. Änderungen in magmatischen Systemen können Änderungen in der Gaszusammensetzung und -isotopie zur Folge haben. Zudem können regionale Unterschiede in der Gaszusammensetzung Hinweise auf Aufstiegsmöglichkeiten der Fluide geben. Die Analyse von Fluideinschlüssen in Mantelxenolithen ermöglicht Korrelationen mit Fluiden, die an der Oberfläche austreten, und ist somit wichtig für die Interpretation der Herkunft der Fluide, das Verständnis magmatischer Vorgänge und von Fluidtransportprozessen im Erdmantel.

3.12.2 Parameterzuweisung

Ein wichtiger Parameter, welcher Hinweise auf magmatische Prozesse im Erdmantel geben kann, ist die Heliumisotopie der an der Oberfläche austretenden CO₂-reichen Gase. Die ³He/⁴He Verhältnisse (R) der austretenden Gase werden in der Regel in Relation zum atmosphärischen ³He/⁴He Verhältnis (R_A) angegeben. Typische Verhältniswerte (R/R_A) für die kontinentale Kruste liegen im Bereich zwischen 0,015 und 0,03 R/R_A (Ballentine & Burnard 2002). Basalte der mittelozeanischen Rücken (MORB) hingegen liegen in einem relativ konstanten Wertebereich zwischen 8 und 10 R/R_A (Allègre et al. 1995; Kurz et al. 1982), während Ozeaninselbasalte (OIB) sehr variable Werte zwischen < 1 bis 50 R/R_A (Foulger 2010) aufweisen können. Die gemessenen ³He/⁴He Werte für Mantelxenolithe aus Vulkanfeldern in Frankreich, Deutschland und im Pannonischen Becken weisen relativ konstante Werte von etwa 6,32 R/R_A auf (Dunai & Baur 1995; Gautheron et al. 2005) und liegen damit deutlich unterhalb von typischen Werten für das ³He/⁴He Verhältnis von MORB. Die in Gasen von CO₂-reichen Mofetten oder Sauerlingen gemessene Heliumisotopie liefert somit einen Anzeiger für den Einfluss von krustalen Gesteinen oder unterschiedlichen Mantelreservoirs (MORB und OIB).

Als quantifizierbare Größe wurde jeweils der für eine Lokalität gemessene Maximalwert des (R/R_A) Verhältnisses gewählt. Die zeitliche Veränderung der Heliumisotopie einer Lokalität wurde aufgrund der hierzu nur begrenzt vorliegenden Datensätze nicht als Parameter berücksichtigt. Für einige Gebiete, vor allem im Bereich der quartären Vulkanfelder, sind neben He auch Isotopenanalysen der Edelgase Neon, Argon und Xenon sowie weiterer

Gaskomponenten wie Kohlenstoff und Stickstoff analysiert worden (Bekaert et al. 2019; Bräuer et al. 2013; Bräuer et al. 2008; Bräuer et al. 2004; Bräuer et al. 2003; Caracausi et al. 2016). Eine Anwendung dieser Gaskomponenten für eine deutschlandweite Methode wird allerdings aufgrund der nur regional verfügbaren Datensätze oder einer Mehrdeutigkeit der Daten in Bezug auf die Reservoirs, als nicht zielführend angesehen.

3.12.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

Einen umfangreichen Datensatz der Heliumisotopie von Grundwässern und von an der Oberfläche austretenden Gasen wurde für Belgien sowie Mittel- und Süddeutschland von Griesshaber et al. (1992) veröffentlicht. Die untersuchten Gebiete liegen im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges einschließlich der Ardennen, entlang der Hunsrück-Südrandstörung und in östlicher Verlängerung hiervon (Hunsrück, Taunus, Vogelsberg), sowie entlang des Oberrheingrabens, bis hin zum Kaiserstuhlvulkan und Gebieten im Schwarzwald. Hinzu kommen neuere Daten für die Eifel von Bräuer et al. (2013). Auf hessischem Gebiet werden diese Daten ergänzt durch die Arbeit von Schäffer et al. (2020). Des Weiteren liegen regionale Datensätze für das Gebiet Stuttgart Bad Cannstatt und Stuttgart Berg (Ufrecht 2006) sowie für die Region um den Laacher See (Aeschbach-Hertig et al. 1996) vor. Für die im Bereich des südlichen Egergrabens und dessen weiteren Umgebung (Westböhmen, Oberpfalz, Oberfranken und Vogtland) vermehrt auftretenden Mofetten und Sauerlinge sind ebenfalls umfangreiche Untersuchungen der gasgeochemischen Zusammensetzung dokumentiert (Bräuer et al. 2007; Bräuer et al. 2011; Bräuer et al. 2018; Bräuer et al. 2008; Bräuer et al. 2004; Bräuer et al. 2014; Bräuer et al. 2003; Kämpf et al. 2013; Kämpf et al. 2007; O’Nions et al. 1989; Weinlich 1998; Weinlich et al. 1999; Weinlich et al. 2003).

Dem R/R_A -Wert der $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse wurde jeweils eine Lagekoordinate zugewiesen. Der Lagefehler der Lokalität kann entsprechend dem in Kap. 3.11.3 beschriebenen Vorgehen ermittelt (Abb. 47) und zusammen mit einer umgebenden Pufferzone, die weitere Ungewissheiten berücksichtigt, dargestellt werden. (Abb. 49a).

3.12.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

R/R_A -Werte deutlich über denen krustaler Heliumisotopien zeigen an, dass bei einem Großteil der beprobten CO_2 -Austritte in Deutschland und der angrenzenden Regionen, Gase aus dem Erdmantel enthalten sind. Dabei zeigen die Analysen einen deutlichen Schwerpunkt hoher R/R_A -Werte im Umfeld der quartären Vulkanfelder (Abb. 50a/c), mit den höchsten gemessenen Werten zwischen 5 und 6 R/R_A in Gasen aus dem Laacher See Gebiet (Aeschbach-Hertig et al. 1996; Bräuer et al. 2013; Griesshaber et al. 1992) und

den Mofetten von Bublák und Nová Ves im Egergraben (Kämpf et al. 2007). Neben den Gebieten rund um die quartären Vulkanfelder zeigen sich jedoch auch merklich erhöhte Heliumisotopien in austretenden Gasen im Bereich älterer känozoischer Vulkanfelder wie dem Vogelsberg, dem südlichen Westerwald oder dem Kaiserstuhlvulkan sowie im Bereich des Taunus, des Schwarzwaldes und im Stuttgarter Raum (Abb. 50b/d).

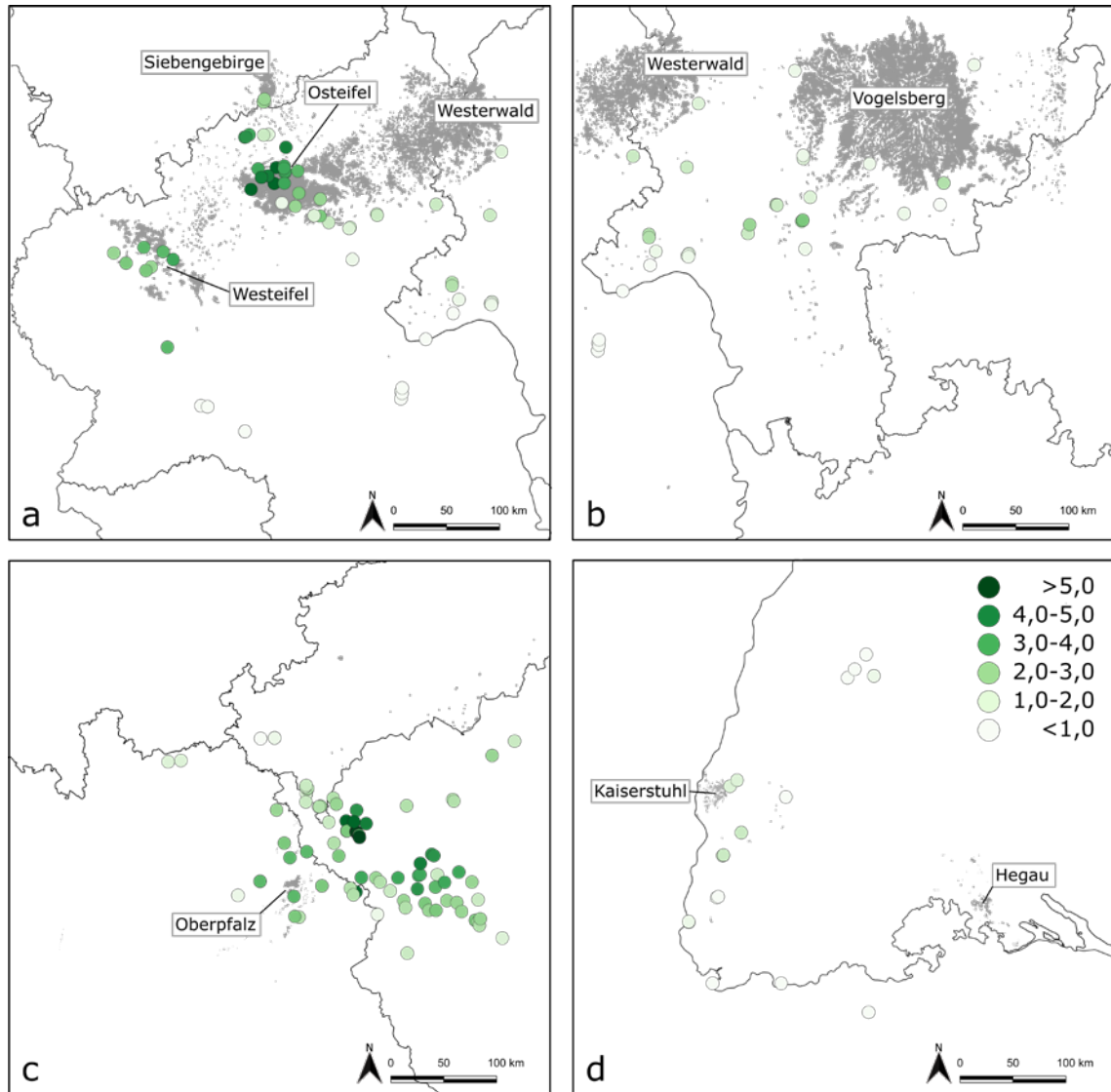


Abb. 50: Känozoische Vulkanite (graue Felder, Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019) und gemessene Heliumisotopien (Kreise, in R/R_A -Werten) in Wässern und Entgasungsstellen Deutschlands und angrenzender Regionen nach Rummel et al. (in review). Legende in (d) gilt auch für (a) bis (c). Grundkarte: © GeoBasis-DE / BKG 2020 (Daten verändert), Quelle: <https://www.bkg.bund.de>.

Eine flächenhafte Anwendung des Parameters kann zum einen über einzelne Punktdaten und die Darstellung der entsprechenden Unsicherheiten erfolgen (siehe z. B. Abb. 49a). Zum anderen besteht die Möglichkeit, über verschiedene Interpolationsmethoden eine näherungsweise Ermittlung der räumlichen Verteilung von Heliumisotopien zu berechnen.

Aufgrund der sehr heterogenen Datenlage und lokal recht hohen Variationen der R/R_A -Werte sollten dabei Interpolationen zwischen weit entfernten Datenpunkten vermieden werden (Abb. 51). Neben der Auswahl der Einstellungsparameter der Interpolationsmethode (Empirical Bayesian Kriging), ist daher auch der Fehler der Interpolation zu betrachten und nur Werte als solide zu erachten, welche unterhalb eines definierten Fehlers liegen (Abb. 51). Bei diesem zweiten Ansatz können, wie bereits für das Vorkommen von Mofetten und Säuerlingen (siehe Kap. 3.11.4) beschrieben, die Lageunsicherheiten der Lokalitäten nicht berücksichtigt werden und es erfolgt eine Interpolation zwischen den, den Punktkoordinaten zugewiesenen R/R_A -Werten.

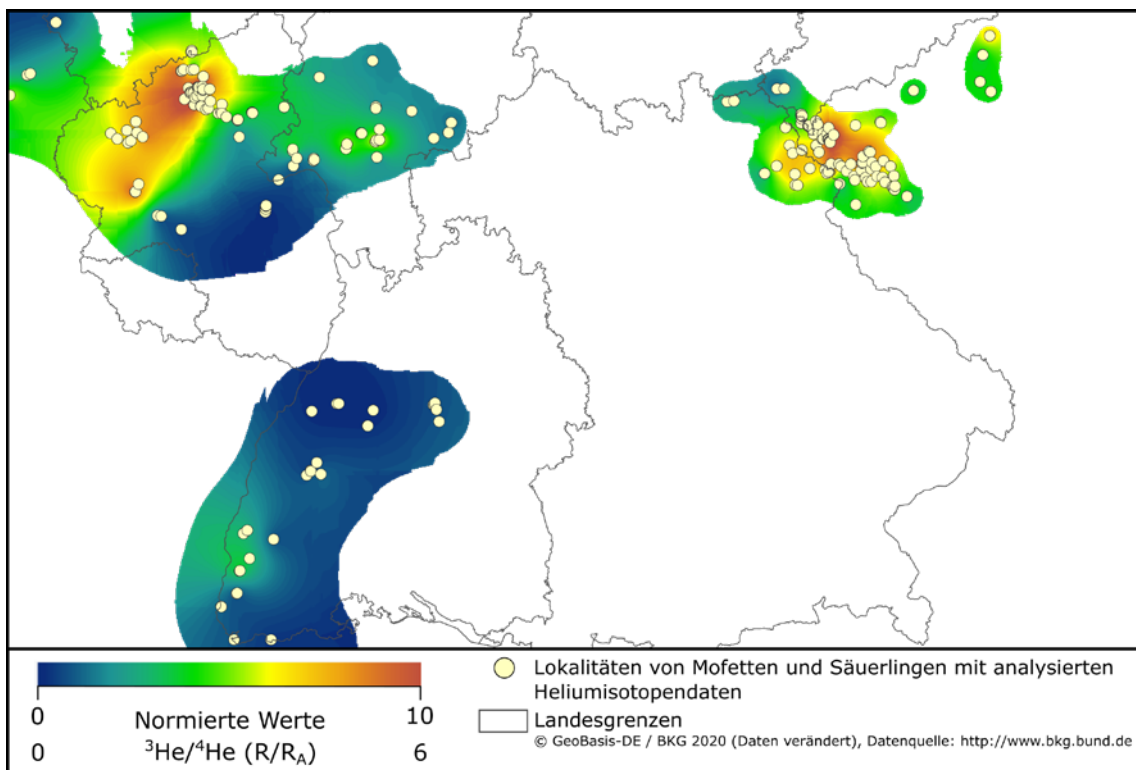


Abb. 51: Interpolation (Empirical Bayesian Kriging) der vorhandenen Heliumisotopien ($^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_A)) für Mofetten und Säuerlinge in Deutschland und angrenzenden Regionen. In diesem Beispiel wurden Interpolationsdaten mit einem Fehler $> 1,1$ nicht berücksichtigt.

Wie auch bei den Vorkommen CO_2 -reicher Wässer und Mofetten (siehe Kap. 3.11) können die gemessenen R/R_A -Werte auf großräumig ablaufende magmatische Prozesse im Erdmantel hindeuten. Allerdings lassen die Daten auch hier keinerlei quantitative Abschätzungen hinsichtlich der Ausdehnung dieser Prozesse im Untergrund zu, sodass bei der Anwendung des Parameters die räumliche Ausbreitung ausschließlich über die Lagekoordinaten definiert werden kann.

Die Heliumisotopie für die kontinentale Kruste liegt üblicherweise $< 0,1 R/R_A$ in einem Wertebereich zwischen 0,015 und 0,03 R/R_A (Ballentine & Burnard 2002). Erhöhte R/R_A

R_A -Werte können folglich auf den Gaseintrag aus dem Erdmantel zurückgeführt und mit magmatischen Prozessen in Verbindung gebracht werden, sodass ein Schwellenwert von $0,1 R/R_A$ für einen relevanten Einfluss von Mantelhelium auf die Heliumisotopie von CO_2 -reichen Entgasungsstellen verwendet werden kann. Hohe R/R_A -Verhältnisse zeugen von einem raschen Aufstieg der Gase aus dem Erdmantel ohne nennenswerte Beimischung von krustalem Helium. Dies zeugt, neben den magmatischen Prozessen im Erdmantel, von tiefreichenden Wegsamkeiten, die auch den Aufstieg von Schmelzen begünstigen und somit eine zukünftige vulkanische Aktivität in einem Gebiet ermöglichen können. Eine graduelle Bewertung der R/R_A -Verhältnisse erscheint demnach sinnvoll. Entsprechend werden den definierten Kreisflächen bei Ansatz (1), je nach Wert der Heliumisotopie, entsprechende Relevanzen zugeordnet und eine graduelle Abstufung der Relevanz mit zunehmender Entfernung zur Lokalität zugewiesen. Bei Ansatz (2) ergibt sich der Wertebereich über den durch die Interpolationsmethode ermittelten Maximalwert der Isotopendaten und den definierten unteren Schwellenwert von $0,1 R/R_A$. In beiden Ansätzen kann eine Normierung der Relevanzen (Ansatz 1) bzw. des Wertebereichs (Ansatz 2) über die Zuordnung zu einer Skala mit Werten zwischen null und zehn erfolgen.

3.13 Bodenbewegungen

3.13.1 Indikatorbeschreibung

Der Indikator „Bodenbewegungen“ umfasst Deformationen, wie z. B. laterale Bodenbewegungen, Neigungsänderungen oder Senkungen/Hebungen, die langfristig und großräumig ablaufen, dabei aber über kürzere Zeiträume und in kleinerem Maßstab an der Erdoberfläche nachweisbar sind. Die Ursachen solcher Deformationen können unterschiedlichster Herkunft sein, von tiefen lithosphärischen oder sub-lithosphärischen Prozessen, bis hin zu krustalen, exogenen oder anthropogenen Phänomenen. Die Bodenbewegungsdaten (gemeinsam mit anderen Informationen) können mit Prozessen im Erdmantel (z. B. Mantel Plumes), der Bildung und Aktivität von Deformationszonen in der Lithosphäre (Aufstiegsmöglichkeiten) und der Platznahme und Bewegung von Magmen und Fluiden in der Kruste (Magmakammern) in Verbindung gebracht und als solche interpretiert werden. Die Deformation der Erdoberfläche wird meist mit geodätischen Methoden erfasst, welche, im Gegensatz zur meist geologisch bestimmten langfristigen Hebung, ein Bild der rezenten Bodenbewegung liefert, die aber stärker durch anthropogene Einflüsse bestimmt wird. Auf regionale Auswertungen zum Indikator „Langfristige Hebung“ musste aufgrund mangelnder Vergleichbarkeit der Zeiträume und Korrelationen der Bewegungen von Hebungs- und Senkungsgebieten im Zuge der deutschlandweiten Anwendung der Methode verzichtet werden.

3.13.2 Parameterzuweisung

Bodenbewegungen können mittels verschiedener Verfahren wie beispielsweise Neigungsmessungen, Nivellements, GPS-Messungen oder der satellitenbasierten Radarinterferometrie (Interferometric Synthetic Aperture Radar, InSAR) erfasst werden. Somit stehen sowohl Informationen aus terrestrischen Vermessungsmethoden als auch aus Fernerkundungsmethoden zur Verfügung.

Zur Quantifizierung des Indikators „Bodenbewegungen“ können verschiedene Parameter verwendet werden, die sich aus der Auswertung der zeitlichen Veränderung eines Ortes ergeben. Dabei handelt es sich um die Verformung, die üblicherweise als Vertikal- und Horizontalbewegung bestimmt wird. Für eine deutschlandweite Betrachtung und Bewertung des Indikators werden folgende quantifizierbaren Parameter gewählt: (1) vertikale Bodenbewegung, (2) zweite Invariante der Verformungsrate, und (3) Dilatationsanteil der Verformungsrate.

3.13.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

Zur Bestimmung der Parametereigenschaften werden die aus GPS-Messungen abgeleiteten Oberflächenbewegungen aus Kreemer et al. (2020) verwendet. Die Informationen hierzu liegen flächendeckend für Deutschland (bis auf dessen südlichsten Bereich, < 48° nördlicher Breite) vor. Dabei handelt es sich um bereits interpolierte und aufbereitete Daten, mit einer lateralen Auflösung von $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. Der Datensatz beinhaltet sowohl vertikale Geschwindigkeiten, mit einer Korrektur der glazial isostatischen Ausgleichsbewegungen (GIA), als auch Verformungsraten. Aufgrund von Belastungen durch große Eismassen und deren Rückgang kommt es zu GIA, die bei der Beurteilung rezenter Bodenbewegungen berücksichtigt werden müssen.

Zur weiteren Verarbeitung wurden die jeweiligen Daten mittels kubischer Interpolation auf ein gemeinsames Ortsgitter (mit einer lateralen Gitterweite von ca. 1 km x 1 km) übertragen (Abb. 52).

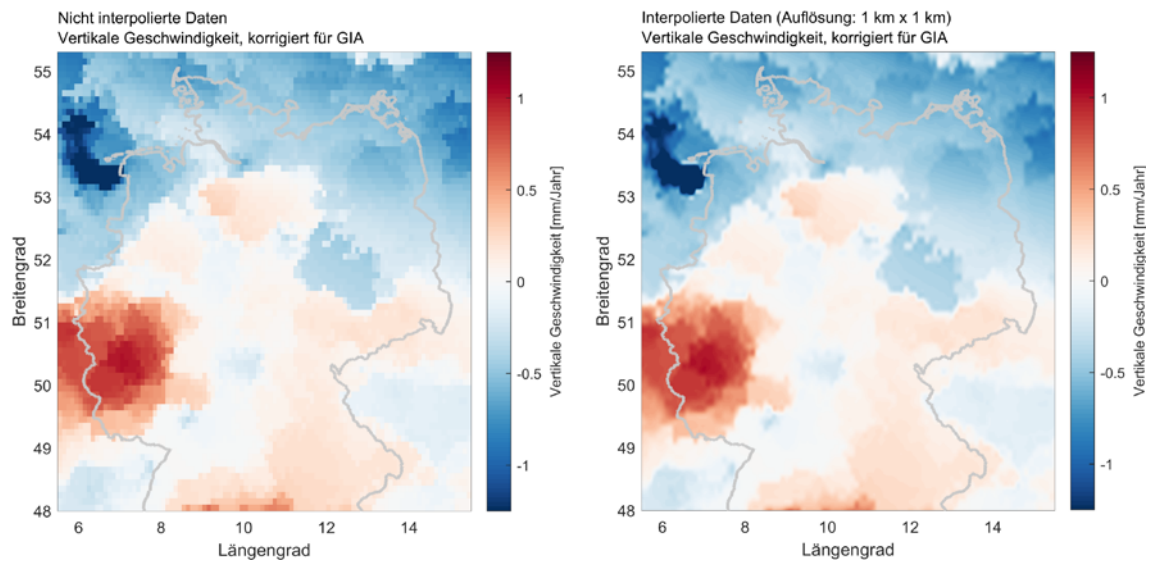


Abb. 52: Vertikale Geschwindigkeiten. Die Daten sind für GIA korrigiert. Links: Vorliegender Datensatz aus Kreemer et al. (2020) und dessen Auflösung. Rechts: Interpolierte Daten (Auflösung: 1 km x 1 km).

Bei der Betrachtung der vertikalen Geschwindigkeiten sind mit Hinblick auf einen zukünftig möglichen Vulkanismus vor allem großmaßstäbige Hebungen von Interesse, welche Auskünfte über potentiell aufsteigende Mantelbereiche und somit Informationen zu möglichen Bildungsbereichen von Schmelzen liefern. Zur Auswertung der horizontalen Verformungsraten bewerten wir die Dilatation (Gleichung 9) sowie die zweite Invariante (Gleichung 10).

Die Dilatation (D) sowie die zweite Invariante (I_2) werden wie folgt aus den drei unabhängigen Komponenten des Verformungsratentensors ($\dot{\epsilon}$) bestimmt:

$$D = \dot{\epsilon}_{xx} + \dot{\epsilon}_{yy} \tag{9}$$

$$I_2 = \sqrt{\dot{\epsilon}_{xx}^2 + \dot{\epsilon}_{yy}^2 + 2 * \dot{\epsilon}_{xy}^2} \tag{10}$$

Dabei ist die zweite Invariante der Verformungsrate ein Maß für die Magnitude einer Verformung, wohingegen die Dilatation Auskünfte über Extensions- und Kompressionsbereiche gibt (Extension = positive Dilatation; Kompression = negative Dilatation). Vor allem Extensionsbereiche können für den Aufstieg von Schmelzen günstig sein.

3.13.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

Die Auswertung der vertikalen Geschwindigkeiten zeigt eine sternförmig ausgeprägte Hebungstendenz, mit signifikanten Hebungsraten vor allem im westlichen Bereich Deutschlands (Abb. 53).

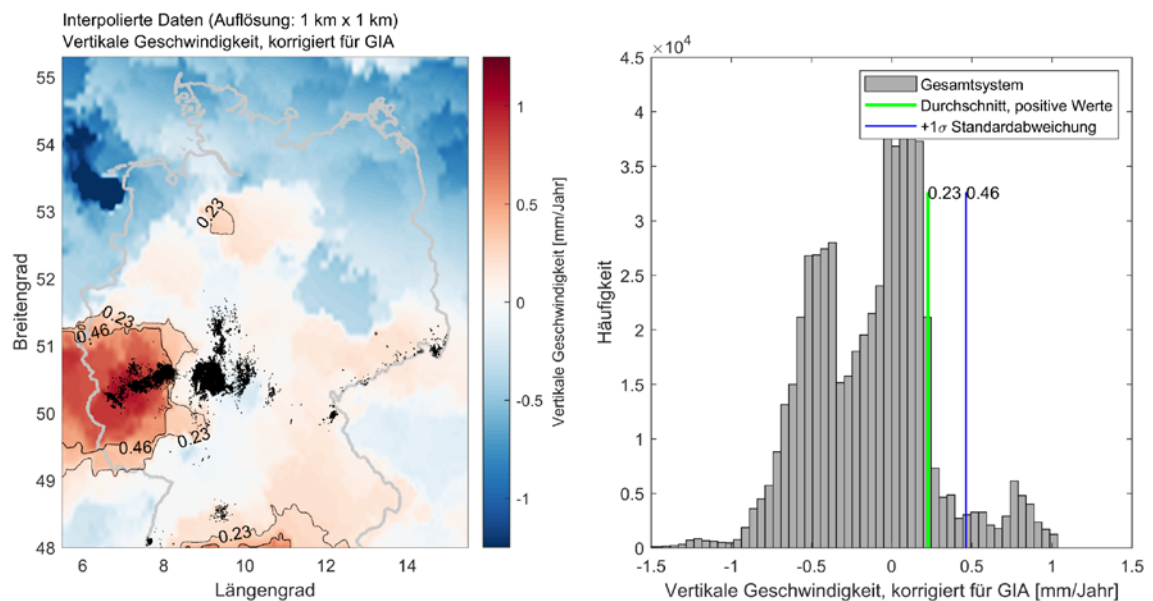


Abb. 53: Vertikale Geschwindigkeiten nach Kreemer et al. (2020), korrigiert für GIA. Links: Räumliche Ausprägung der vertikalen Geschwindigkeiten. Rechts: Häufigkeitsverteilung der vertikalen Geschwindigkeiten im gesamten System (Längengrad 5,5° bis 15,5° und Breitengrad 48° bis 55,3°). Die aus der Häufigkeitsverteilung der positiven Werte (Hebung) ermittelten Schwellenwerte ($+1\sigma$ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der Hebungsraten (links) abgebildet. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 entnommen (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Die zweite Invariante der Verformungsrate zeigt vor allem hohe Deformationsraten nördlich bzw. nordwestlich der Eifeler Vulkanfelder sowie in Richtung der Alpen (südöstlicher Modellbereich) (Abb. 54). Erhöhte Werte finden sich außerdem im Oberrheingraben, im Bereich des Kaiserstuhls, sowie im Nordwesten Deutschlands bis in den Nordseebereich hinein (Abb. 54).

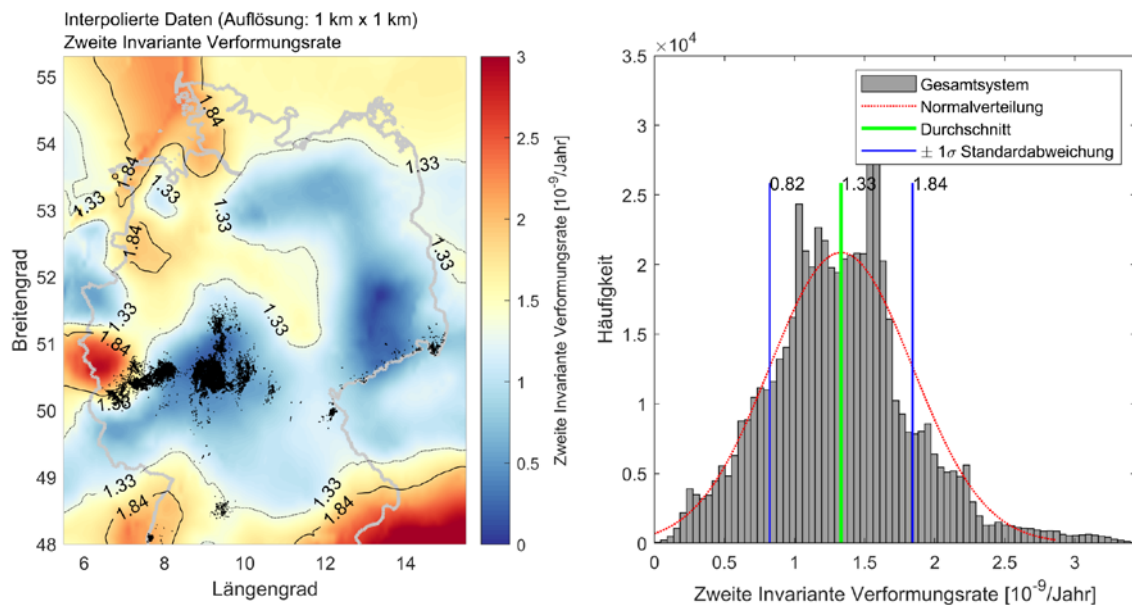


Abb. 54: Zweite Invariante der Verformungsrate, ermittelt aus den Bodenbewegungsdaten von Kreemer et al. (2020). Rechts: Häufigkeitsverteilung der Werte zur zweiten Invariante der Verformungsrate im gesamten System (Längengrad 5,5° bis 15,5° und Breitengrad 48° bis 55,3°) sowie die daraus ermittelte Normalverteilung. Die aus der Häufigkeitsverteilung ermittelten Schwellenwerte (+1 σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der Werte (links) abgebildet. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Die Auswertung der Dilatation zeigt einen signifikanten Extensionsbereich (positive Werte) vor allem nördlich und nordwestlich der Eifeler Vulkanfelder (Abb. 55).

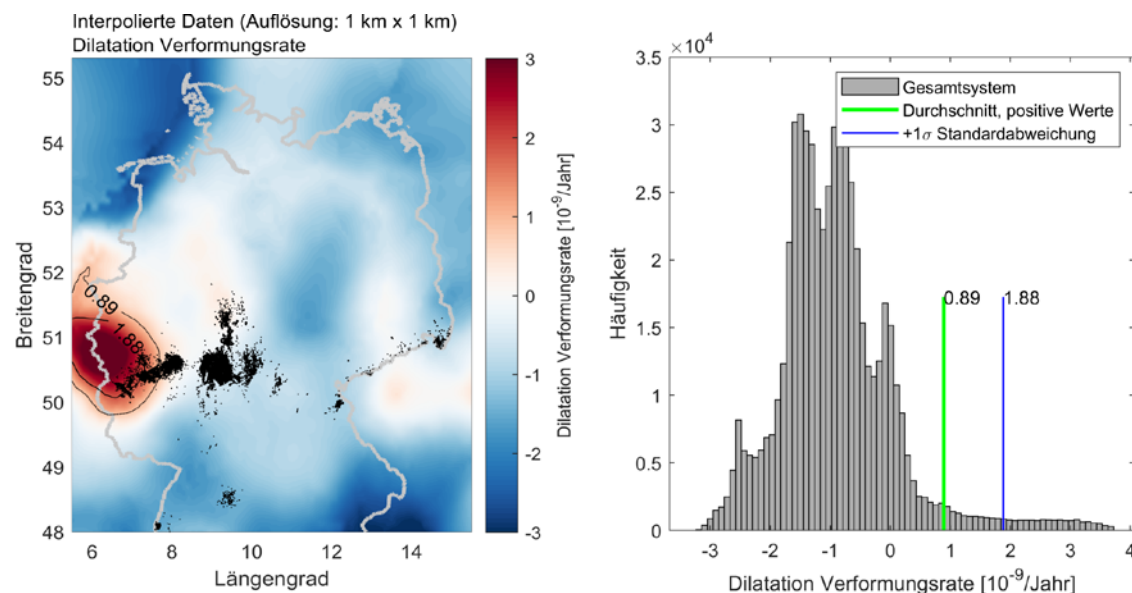


Abb. 55: Dilatationsanteil der Verformungsrate, ermittelt aus den Bodenbewegungsdaten von Kreemer et al. (2020). Rechts: Häufigkeitsverteilung der Werte zur Dilatation im gesamten System (Längengrad 5,5° bis 15,5° und Breitengrad 48° bis 55,3°). Die aus der Häufigkeitsverteilung der positiven Werte (Extensionsbereiche) ermittelten Schwellenwerte (+1 σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der Dilatationswerte (links) abgebildet. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Zur Beurteilung der Bodenbewegungen und Festlegung von möglichen Schwellenwerten wurden Abbildungen zur Häufigkeitsverteilung der jeweiligen Verformungseigenschaften erstellt und aus der Verteilung ihrer Werte für das gesamte System (innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 48° bis 55,3° nördliche Breite) ein möglicher Schwellenwert für jeden Parameter abgeleitet. Für die Parameter „Vertikale Bodenbewegung“ und „Dilatationsanteil der Verformungsrate“ wurde ausschließlich der positive Wertebereich betrachtet und ausgewertet. Hierdurch werden für die vertikale Bodenbewegung nur Hebungen und für die Dilatation nur Extensionsbereiche analysiert, welche als Parameter für die Bewertung einer zukünftigen vulkanischen Aktivität als besonders relevant erachtet werden. Für die zweite Invariante der Verformungsrate wurde der gesamte Wertebereich zur Identifizierung möglicher Schwellenwerte herangezogen.

Für alle drei Parameter kann zunächst ein oberer Schwellenwert bei $+1 \sigma$ (Standardabweichung) und ein unterer Schwellenwert als Durchschnitt aller im System enthaltenen Werte (im Falle der zweiten Invariante der Verformungsrate) bzw. aller im System enthaltenen positiven Werte (im Falle der vertikalen Bodenbewegung und des Dilatationsanteils der Verformungsrate) angenommen werden. Da eine signifikante Verformungsanomalie von Kreemer et al. (2020) jedoch nur für die Eifelregion beschrieben wird, wurden nur für die zwei Parameter „Vertikale Bodenbewegung“ und „Dilatationsanteil der Verformungsrate“ die Werte oberhalb des entsprechenden Durchschnittes als relevant eingestuft (Hebungen $> 0,23 \text{ mm/Jahr}$ und Dilatation $> 0,89 \cdot 10^{-9} \text{ Jahr}^{-1}$), wohingegen für den Parameter „Zweite Invariante der Verformungsrate“ erst Werte oberhalb des $+1 \sigma$ -Wertes (I_2 -Verformungsrate $> 1,84 \cdot 10^{-9} \text{ Jahr}^{-1}$) als relevant erachtet wurden. Die jeweiligen Schwellenwerte sind als Isolinien in Abb. 53 - Abb. 55 dargestellt.

Der jeweils betrachtete Wertebereich zwischen dem relevanten Schwellenwert (Durchschnitt der positiven Werte bzw. $+1 \sigma$ -Wert) und dem jeweiligen Maximalwert kann durch eine graduelle Abstufung der zugeordneten Relevanzen dargestellt und zwecks Vergleichbarkeit der Parameter auf eine Skala zwischen null (keine Relevanz, unterhalb des Schwellenwertes) und zehn (hohe Relevanz, jeweiligen Maximalwert) normiert werden.

3.14 Alte Störungen und Suturen

3.14.1 Indikatorbeschreibung

Der Indikator „Alte Störungen und Suturen“ beinhaltet tiefreichende Störungen oder Suturen, die Grundgebirgseinheiten oder Terranes voneinander trennen und teilweise wiederholt zu verschiedenen Zeiten in der Erdgeschichte aktiv waren. Suturen stellen zusätzlich zu Strukturen, die dem Indikator „Neotektonische Aktivität“ zugeordnet werden können,

möglicherweise Aufstiegswege für Magmen dar, wie beispielsweise in der Oberpfalz und im Egergraben. Suturen entstanden zwar in einem vom rezenten abweichenden tektonischen Regime, können aber von Bedeutung sein, wenn sie Schwächezonen darstellen, die den Aufstieg von Magmen begünstigen. Daher sind vor allem günstig zum rezenten Spannungsfeld orientierte ältere Störungen sowie größere Strukturen, die weit in die Lithosphäre reichen (wie z. B. variszische Suturen oder andere überregionale Störungen), als mögliche Aufstiegswege für Magmen in Betracht zu ziehen.

3.14.2 Parameterzuweisung

Zur Quantifizierung des Indikators „Alte Störungen und Suturen“ werden folgende Parameter betrachtet: (1) der Verlauf von Suturen und Terranegrenzen, die sich im Phanerozoikum durch die Schließung unterschiedlicher Ozeane und Becken bildeten, und (2) tiefreichende, überregionale tektonische Störungen. Letzterer beinhaltet Störungen, für die ein Versatz von ~ 1.000 m und mehr beschrieben wird. Da Suturen und Terranegrenzen aufgrund ihres teilweise kontrovers diskutierten Ursprungs nicht immer eindeutig unterschieden werden können, werden beide Strukturen hier zusammen betrachtet. Sie beschreiben Grenzen an denen sich die Eigenschaften der Kruste großräumig signifikant verändern.

3.14.3 Datenverfügbarkeit und Bearbeitung der Parameter

3.14.3.1 Suturen und Terranegrenzen

Für den Parameter „Verlauf von Suturen und Terranegrenzen“ werden folgende Strukturen innerhalb Deutschlands und dessen unmittelbaren Nachbarschaft betrachtet und bewertet:

- Transeuropäische Suturezone (TESZ), welche die Teseire-Tornquist-Zone (TTZ), Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ) und Transeuropäische Störungszone/ Thor-Suture enthält.
- Elbe-Lineament/Hamburg-Krakau-Zone
- Rheische Suture
- Dowsing-South Hewett Störungszone (DSHFZ)
- Saxothuringische Suture
- Teplá-Barrandium Suture
- Badenweiler-Lenzkirch Zone
- Alpine Suture

Durch die genannten Suturen werden einerseits die Kollision von Avalonia mit Baltica im Zuge der Schließung des Tornquist Ozeans im Ordovizium bis Silur (Smit et al. 2016; Brandes et al. 2019) und andererseits die Schließung kleinerer Becken und Ozeane im Zuge der Variszischen Orogenese infolge der Kollision des Armorikanischen Terranekomplexes mit Avalonia berücksichtigt. Weiterhin wurde die junge Suturezone im Bereich der heutigen Alpen miteinbezogen:

Da zur Ermittlung des Sutureverlaufes jedoch meist nur Aufschlüsse oder Bohrlochinformationen zur Verfügung stehen und der Tiefenverlauf einer Suture nur lokal aus seismischen Untersuchungen (u. a. Babuška et al. 2010; Blundell et al. 1992) abgeleitet werden kann, ist dieser Parameter mit einer größeren Ungewissheit behaftet. Je nachdem, welche Datengrundlage in der Literatur verwendet wird, kann sich der kartierte Verlauf einer Suture bzw. Terranegrenze unterscheiden. Weiterhin ist nicht immer bekannt, inwiefern sich die Strukturen von der Kruste bis in den Mantel fortpflanzen (Babuška et al. 2010; Babuška & Plomerová 2013). So zeigt sich beispielsweise im Bereich des Egergrabens ein größerer Versatz zwischen dem Verlauf der Suture in der Kruste und im Mantel, weshalb eine mögliche Abscherung der oberen Kruste von der Mantellithosphäre vermutet wird (Babuška et al. 2010). Außerdem kann sich das Einfallen einer Suture mit der Tiefe verändern (Blundell et al. 1992) oder relativ flach verlaufen (Smit et al. 2016; Brandes et al. 2019), wodurch sich wiederum der Verlauf einer Suture im Mantel signifikant von jenem an der Erdoberfläche unterscheiden kann.

Der Verlauf von Suturen und Terranegrenzen kann aus Kartenwerken entnommen werden. Dabei ist jedoch zu beachten, dass sich aufgrund von unterschiedlichen Generalisierungen und Interpretationen hinsichtlich des Streichens einer Suture oder Terranegrenze größere Unterschiede zwischen den kartierten Verläufen ergeben können. Um diese Unsicherheiten zu erfassen, wurden für die jeweiligen Grenzen Informationen aus unterschiedlichen Veröffentlichungen herangezogen und die Bandbreite der Verläufe abgebildet (Grenzgürtelmethode).

Im Folgenden werden die zur Bestimmung der Verläufe von Suturen und Terranegrenzen herangezogenen Veröffentlichungen aufgelistet sowie kurze Erläuterungen zu den jeweiligen Grenzen gegeben. Die zur Quantifizierung des Indikators dienenden Suturen und Terranegrenzen sind in Abb. 56 dargestellt.

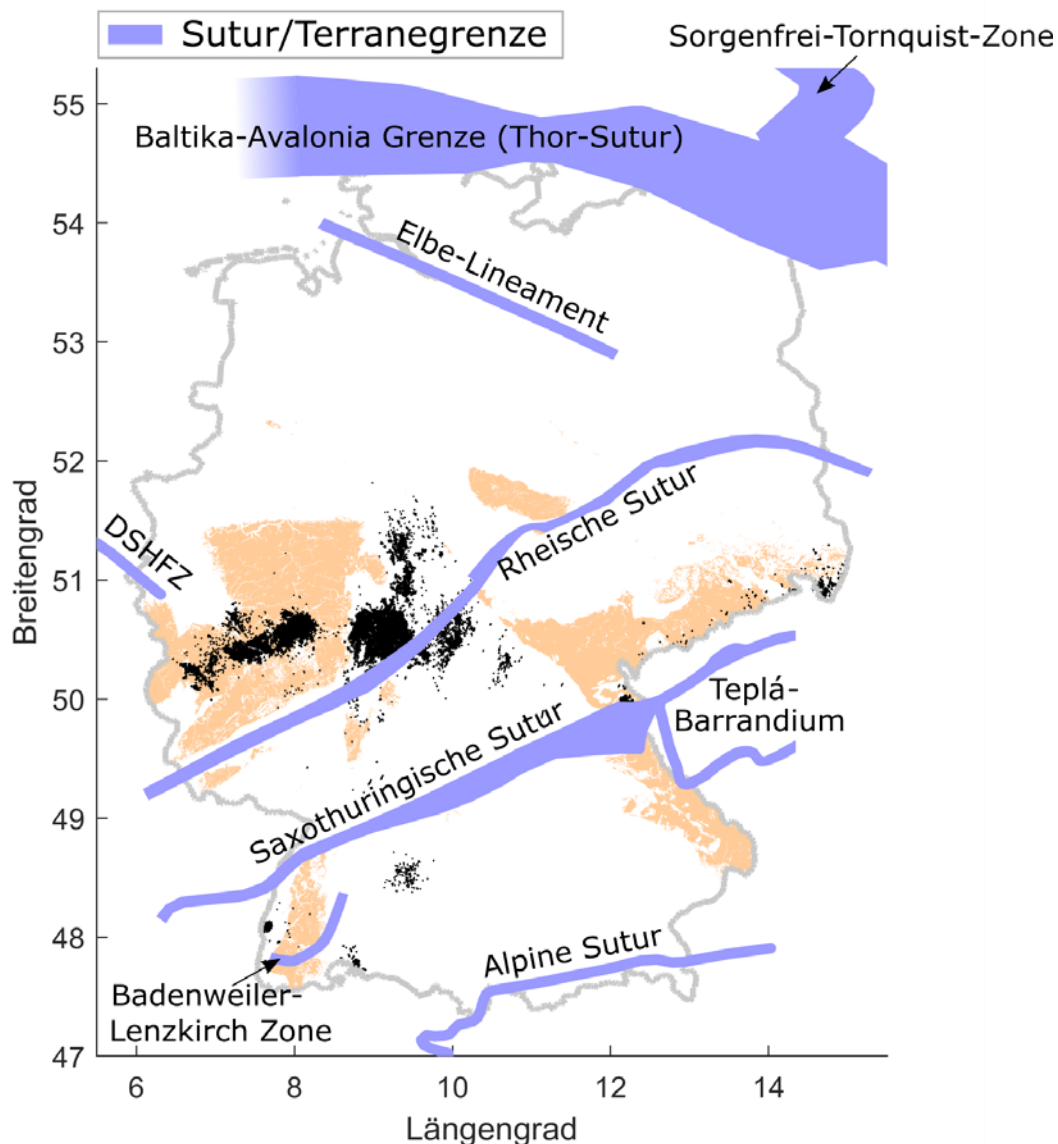


Abb. 56: Verlauf von Suturen und Terranegrenzen innerhalb Deutschlands. Siehe Text für weitere Informationen. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sowie die Verteilung prä-permischer Gesteine (in Hellbraun) sind aus der GÜK250 entnommen (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Sorgenfrei-Tornquist-Zone: Die STZ bildet den nordwestlichen Abschnitt der Trans-europäischen Suturzone. Es wurde folgende Literatur zur Grenzziehung herangezogen: Berthelsen (1992), Smit et al. (2016), Lyngsie & Thybo (2007) und Maystrenko & Scheck-Wenderoth (2013).

Grenze zwischen Baltika und Avalonia (Thor-Sutur/ Transeuropäische Störungszone): Der hier beschriebene südöstliche Zweig der Tornquist-Zone wird als Thor-Sutur bezeichnet. Da die Thor-Sutur und die transeuropäische Störungszone jedoch nicht eindeutig getrennt beschrieben werden und sich deren räumliche Verlauf überlagert, werden Strukturen, die

unter diesen beiden Begriffen als Grenze zwischen Avalonia und Baltika beschrieben werden, zusammengefasst. Für die in Abb. 56 dargestellte Grenze wurden Informationen aus Smit et al. (2016), Brandes et al. (2019), Maystrenko et al. (2008), Berthelsen (1992), The PACE TMR Network Team & Winchester (2002), Lyngsie & Thybo (2007); Pharaoh (1999) und Reinhold (2005) verwendet. Smit et al. (2016) und andere Autoren (Franke & Hoffmann 1999; Maystrenko & Scheck-Wenderoth 2013; Lyngsie & Thybo 2007) nehmen die Grenze in der tieferen Kruste zwischen Baltika und Avalonia, in Verbindung mit einer Zone erniedrigter seismischer Geschwindigkeiten, weiter südlich entlang des Elbe-Lineaments an.

Elbe-Lineament/Hamburg-Krakau-Zone: Das Elbe-Lineament, im NW der Hamburg-Krakau-Zone auch als Unterelbe-Linie bezeichnet, stellt, wie auch die Thor-Sutur, eine Terranegrenze prä-variszischen Alters dar. Ob es sich bei dieser Terranegrenze um die Grenze zwischen Avalonia und Baltika oder um eine Grenze innerhalb Avalonias handelt, ist umstritten (Müller et al. 2019; Franke & Hoffmann 1999). Eine mögliche Verbindung zwischen der Unterelbe-Linie und der Krakau-Lubliniec-Zone wird in der Oder-Störung vermutet. Da jedoch die Fortsetzung der Unterelbe-Linie, über den Rheinsberger Tiefenbruch hinaus in Richtung Osten, nicht ausreichend begründbar ist (Franke & Hoffmann 1999), wird in der Anwendung nur der Verlauf der Unterelbe-Linie von der Elbmündung bis hinter den Ort Wittenberge verwendet (Franke & Hoffmann 1999; Scheck et al. 2002). Zur Grenzziehung wurden folgende Veröffentlichungen betrachtet: Brandes et al. (2019), Scheck et al. (2002), Müller et al. (2019) und Franke & Hoffmann (1999).

Rheische Sutur: Die Rheische Sutur stellt die Grenze zwischen Avalonia und dem Armorikanischen Terranekomplex dar. Informationen aus Franke (2014), Blundell et al. (1992), Meschede (2015), Reinhold (2005) und Shaw & Johnston (2016) dienen zur Bestimmung des Grenzverlaufes.

Dowsing-South Hewett Störungszone: Die DSHFZ stellt die mögliche Terranegrenze zwischen Avalonia und Ost-Avalonia bzw. dem Lüneburg-Nordsee Mikrokaton dar (Lyngsie & Thybo 2007; Sintubin et al. 2009). Ihre Lage wurde auf Basis der Arbeiten von Sintubin et al. (2009), Lyngsie & Thybo (2007), The PACE TMR Network Team & Winchester (2002) und Maystrenko et al. (2008) bestimmt.

Als Verlängerung der DSHFZ wurde die südöstlich verlaufende Grenze einer möglichen Großstruktur beschrieben (Grenze des sogenannten Midland Mikrokratons) (Linnemann et al. 2012; Sintubin et al. 2009). Da dessen östliche Verlängerung von Großbritannien über Belgien bis in den Bereich des Rheinischen Schiefergebirges innerhalb Deutschlands aus Karten jedoch nicht eindeutig belegbar ist, wurde diese Grenze nicht berücksichtigt.

Saxothuringische Sutur: Informationen zur räumlichen Lage der Saxothuringischen Sutur wurden den Veröffentlichungen von Franke (2014), Blundell et al. (1992), Reinhold (2005) und Shaw & Johnston (2016) entnommen. Der Suturabschnitt innerhalb der Böhmisches Masse wird zudem durch den Verlauf des, als eigenständiger Mikrokontinent geltenden, Teplá-Barrandiums kontrolliert.

Teplá-Barrandium Sutur: Das Teplá-Barrandium stellt, nach Babuška et al. (2010), einen eigenständigen Mikrokontinent mit einer von der Umgebung unterscheidbaren Lithosphäre dar. Dessen Position wird in der Literatur, wie beispielsweise für das Gebiet westlich der Westböhmisches Scherzone, unterschiedlich interpretiert (Vgl. Babuška et al. 2010 und Franke 2014). Der Rand des Teplá-Barrandiums wurde auf Basis der Studien von Babuška & Plomerová (2013), Babuška et al. (2010) und Franke (2014) bestimmt. Die komplexe Anordnung weiterer Suturen und Terranegrenzen innerhalb der Böhmisches Masse (Babuška & Plomerová 2013) wurde aufgrund ihrer Lage außerhalb Deutschlands und somit fehlendem direkten Bezug zum Untersuchungsraum nicht weiter betrachtet.

Badenweiler-Lenzkirch Zone: Die als Suturzone beschriebene Badenweiler-Lenzkirchzone (Huth & Zedler 2019; Loeschke et al. 1998) besitzt eine Länge von ca. 40 km und eine Breite von maximal 5 km. Deren Verlauf und Breite wurde aus Hann et al. (2003) und Huth & Zedler (2019) entnommen. Da der Verlauf in Richtung der Vogesen umstritten ist (Hahn & Wonik 2002; Loeschke et al. 1998; Franke 2014; Shaw & Johnston 2016), wurde er nicht bis dorthin erfasst.

Alpine Sutur (ehemalige europäische Plattengrenze): Abbildungen aus Hetényi et al. (2018) und Schmid et al. (2004) wurden zur Bestimmung der Grenze herangezogen.

3.14.3.2 Tiefreichende, überregionale Störungen

Für den Parameter „Vorkommen tiefreichender, überregionaler tektonischer Störungen“ werden, neben bedeutenden und räumlich weitreichenden tektonischen Störungen, auch diejenigen miteinbezogen, deren Versatz ≥ 1.000 m beträgt. Känozoische und kleinere Störungszonen werden im Zuge der Betrachtung des ECRIS unter dem Indikator „Neotektonik“ berücksichtigt.

Die Zusammenstellung der überregionalen tektonischen Störungen basiert überwiegend auf der Karte zur strukturellen Übersicht des Zentraleuropäischen Beckensystems (Abb. 3.3.4. in Kley et al. 2008). Dabei wurde die genaue Lage dieser Störungen sowie der zugehörige Name einzelner Störungssegmente anhand des Geothermie-Atlas (Schulz et al. 2013) sowie der im Geothermischen Informationssystem (GeotIS, Agemar et al. 2014) hinterlegten Störungen (Stand: Juni 2022) bestimmt. Störungsabschnitte, welche relativ nahe zusammen und in einer Verlängerung liegen, wurden bei der Übertragung der Störungen in die als Übersicht erstellte Karte (Abb. 57) teilweise zusammengefasst.

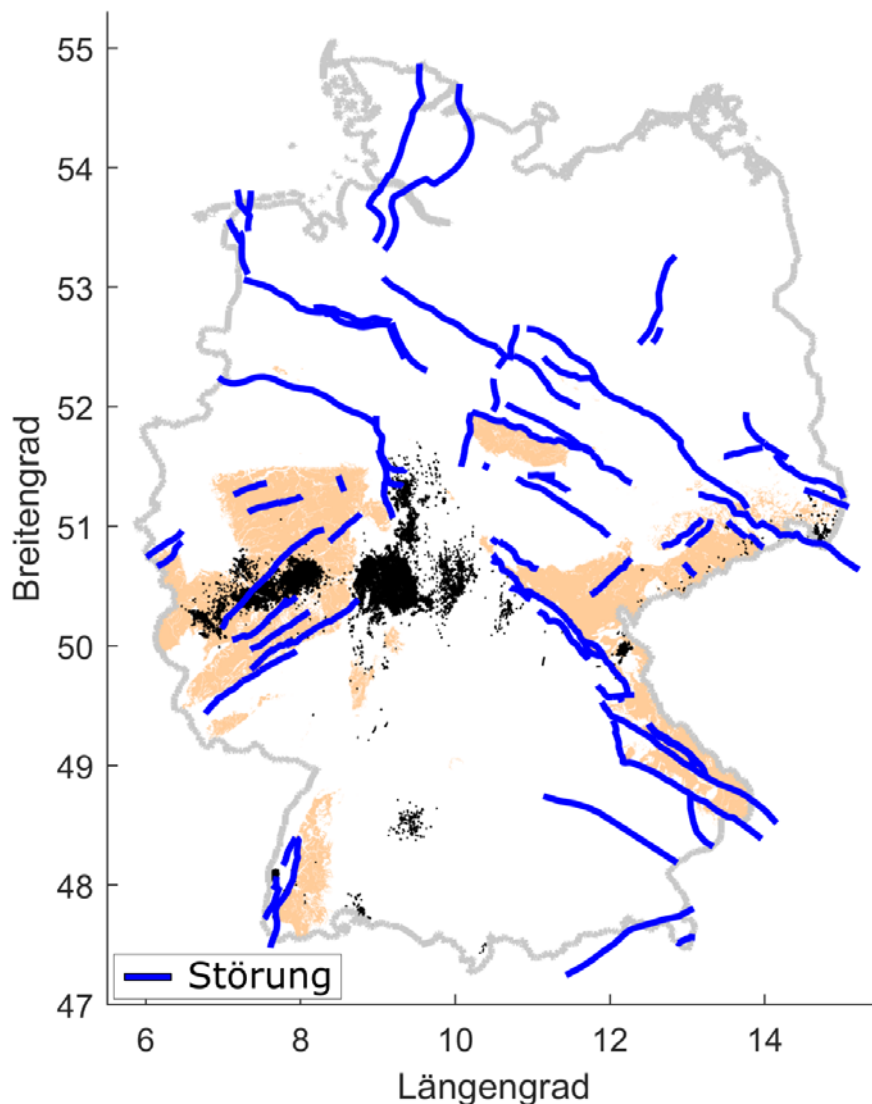


Abb. 57: Vorkommen und Streichen tieferreichender, überregionaler tektonischer Störungen innerhalb Deutschlands (blaue Linien). Zusammengestellt nach Kley et al. (2008), Freudenberger & Schwerd (1996), Oncken et al. (2000) und anderen Quellen (siehe Text für weitere Informationen). Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sowie die Verteilung prä-permischer Gesteine (in Hellbraun) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).

Aus den tektonischen Übersichten des Norddeutschen Beckens und dessen Umgebung (Kley et al. 2008; Frisch & Kockel 2004; Kockel 1998; Scheck et al. 2002) ergeben sich folgende Hauptstörungen bzw. Störungsbereiche, in denen untergeordnete Störungen teilweise größeren Störungssystemen zugeordnet werden:

Glückstadt-Graben (Möhnkloh-Waabs-Störungszone, Krempe-Lägerdorf-Störungszone, Emtinghausen-Krautsand-Lineament, Basdahl-Belmsusen-Störungszone, Süderhastedt-Sieverstedt-Störungszone, Holnis-Störung), **südliche Verlängerung Horngraben** (Bunde-Emden-Störungszone, Leybucht-Störung, Bedekaspel-Marga-Störungszone, Siegelsum-Norderney-Manuela-Störungszone), **Rheder-Moor-Oythe-Lineament/**

Goldenstedt-Blenhorst-Lineament, Steinhuder Meer-Lineament, Osning-Lineament/ Gronau-Waldhügel-Störungszone, **Egge-Störungssystem** (Bad Meinberg-Egge-Störungszone, Warbuger Störungszone, Egge-Störungssystem, Kasseler Grabenzone, Wolfhagen-Volkmarsener-Störungszone, Fritzlar-Naumburger-Grabenzone), **Bassen-Celle-Störungszone/Allertal-Störungszone, Braunschweig-Gifhorn-Störungszone, Harznordrandstörung** (vertikaler Versatz > 4000 m, Basis Zechstein; Frisch & Kockel 2004), **Harzwestrandstörung, Rheinsberg-Störungszone, Gardelegen-Störung, Haldensleben-Störung, Wittenberg-Störung, Großenhainer-Störung, Lausitzer-Überschiebung, Lausitzer Abbruch, Kyffhäuser NE-Rand-Störung, Finne-Eisenberger-Störungszone** (Versatz ~ 1000 m; Reinhold 2005), **Fränkische Linie, Bayerischer Pfahl, Keilberg-Störung, Donau-Randabbruch** und **Landshut-Neuöttinger Abbruch**. Als eine weitere wichtige Störung wurde die Halberstadt-Störung hinzugefügt.

Für die Elbe-Zone wird, neben großen vertikalen Verschiebungen/Versätzen von mehreren Kilometern entlang überregionaler Störungen (Scheck et al. 2002; Frisch & Kockel 2004; Kley et al. 2008; Reinhold 2005), eine große horizontale Verschiebungskomponente beschrieben, die sich vor allem im Paläozoikum ausbildete (Scheck et al. 2002; Franke & Hoffmann 1999). Insbesondere der östliche Bereich der Elbe-Zone wird in der Anlage 3 des Berichtes zur „Kenntnisstandsanalyse zum tektonischen Bau von Sachsen“ (Freistaat Sachsen 2022) detaillierter beschrieben und folgende überregionale Störungen definiert, welche für die Anwendung des Parameters Berücksichtigung finden: Lausitzer Abbruch (vertikaler Versatz > 1.000 - 1.200 m), **Innerlausitzer Störung** (Versatz 800 - 1.000 m), Westlausitzer Störung, auch als Großenhainer-Störung bekannt (Versatz > 1.000 m; entnommen aus dem GeotIS) und Lausitzer Überschiebung (vertikaler Versatz > 1.000 m). Weiterhin wurden die **Mittelsächsische Störung**, die **Hallesche Störung** (Versatz bis zu 1.500 m) sowie die **Wiesebader Störung** (vertikaler Versatz ~ 1.000 m) aufgenommen.

Im Südosten Deutschlands wurden, neben den überregionalen Störungen wie Fränkische Linie (vertikaler Versatz teilweise > 2.000 m; Freudenberger & Schwerd 1996), Bayerischer Pfahl, Keilberg-Störung (vertikaler Versatz bis zu 1.200 m; Freudenberger & Schwerd 1996) und Donau-Randabbruch (vertikaler Versatz > 1.300 m; Freudenberger & Schwerd 1996), auch die zur Fränkischen Linie parallel verlaufenden **Eisfelder Störungszone, Kulmbacher Störung** (vertikaler Versatz bis zu 900 m; Freudenberger & Schwerd 1996), **Freihunger Störungszone** (vertikaler Versatz bis zu 1.300 m; Freudenberger & Schwerd 1996 bzw. 1.450 m; Reinhold 2005) sowie die **Luhe-Linie** (Versatz der Permokarbon Basis ~ 1.850 m; Freudenberger & Schwerd 1996) berücksichtigt. Die Fränkische Linie wird von Freudenberger & Schwerd (1996) und Reinhold (2005) als eine, bis zu 20 - 30 km breite, Störungszone beschrieben, wobei große Versatzbeträge vor allem entlang der unmittelbaren Randstörungen auftreten. Weiterhin wurden die vom Bayerischen Pfahl abzweigende **Rundinger-Zone** sowie der vom Donau-Randabbruch abzweigende **Pockinger-Abbruch** (vertikaler Versatz bis zu 900 m; Freudenberger & Schwerd

1996) hinzugefügt. Zur Lokation des Landshut-Neuöttinger Abbruchs (Begrenzung des Landshut-Neuöttinger Kristallinhighs) sowie des Pockinger-Abbruchs (Begrenzung des Aidenbach-Griesbacher Kristallinhighs) wurde die tektonische Karte von Bayern (Maßstab 1 : 1.000.000) (Freudenberger & Schwerd 1996) sowie die Karte von Reinhold (2005) verwendet.

Weiterhin wurden die Großstörungen **Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebung** (horizontaler Versatz ~ 40 km; Egger 1997), deren Lage aus Egger (1997) entnommen wurde, sowie die **Königssee-Lammertal-Traunsee-Blattverschiebung** (horizontaler Versatz 10 - 15 km; Decker et al. 1994) berücksichtigt.

Für das Rheinische Schiefergebirge wurden folgende Großstörungen aufgenommen (Dehner et al. 2015; Wrede 2017; Oncken et al. 2000; Ribbert 2010; DEKORP-Research-Group et al. 1991; Thews 1996; Meyer & Stets 2000): **Hunsrück-Südrandstörung**, **Taunuskamm-Soonwald-Überschiebung** (Überschiebungsweite > 8 km; Thews 1996), **Bopparder Überschiebung** bzw. Boppard-Dausenauer-Görgeshausener-Störung (Transportweite quer zum Streichen > 14 km und vertikaler Versatz von 2 - 2,5 km; Thews 1996), **Siegener Hauptüberschiebung** (Gesamtversatz des Störungssystems bei Siegen ~ 3.000 m; Wrede 2017; vertikaler Versatz > 1000 m; Thews 1996), **Sackpfeifen-Überschiebung** (vertikaler Versatz bis zu 1.000 m; Wrede 2017), **Ebbe-Überschiebung** (Versatz von mehreren tausend Metern; Ribbert 2012; Überschiebungsbetrag von ~ 2700 - 3000 m; Thews 1996), **Oberwesel Überschiebung** und **Ennepe-Störung** (Versatz bis zu 3.000 m; Ribbert 2012). Weiterhin wurde die **Venn-Überschiebung** (Versatz > 4.000 m; Ribbert 2010) sowie die **Aachen-Überschiebung** (Versatz bis zu 4.000 m; Ribbert 2010) berücksichtigt und deren Verläufe in Richtung Westen von Ribbert (2010) entnommen. Auch die **Altenbürener Störung** wurde, mit einem Versatz von ca. 1000 m (Thews 1996), erfasst.

Tektonische Störungen im Ruhrkarbon, wie beispielsweise die Sutan-Überschiebung (Versatzbetrag von fast 1.000 m; Wrede 2017) sowie Gräben und deren randlichen Sprünge (z. B. Maximilian Graben, Königsborner Graben, Dortmunder Graben, Graben von Preußen, Marler Graben) mit tektonischen Versätzen i. d. R. < 1.000 m (Wrede 2017) wurden nicht berücksichtigt.

Durch die Abfrage der Störungsinformationen im GeotIS (Agemar et al. 2014) konnten weitere Störungen mit größeren (≥ 1.000 m) tektonischen Versatzbeträgen identifiziert werden (Stand: Juni 2022): **Thüringer Wald NE-Rand-Störungszone** (Versatz > 1.000 m, Basis Zechstein), **Schwarzhausen-Cabarzer Spalte** (Versatz > 1.000 m, Basis Zechstein), **Ohmgebirgs-Störungszone/Holunger Graben** (Versatz > 1.000 m, Basis Zechstein), **Kelbraer-Störung** (Versatz > 1.000 m, Basis Zechstein), **Finsterwalder Störung** (Versatz > 1.000 m), **Karsdorfer Störung** (Versatz > 1.000 m), **Vogtländische Störung** (Versatz > 1.000 m), **Hohensteiner Arnsdorfer Störung** (Versatz > 1.000 m) und **Riechberger Störung** (Versatz > 1.000 m). Weiterhin wurden tektonische Störungen

des Oberrheingrabens mit signifikanten Versatz aufgenommen: **Breisach-Störung** (Versatz > 2.000 m), **Tunibergverwerfung** (Versatz ~ 1.000 m), **Lahrer-Verwerfung** (Versatz < 1.100 m), **Innere Grabenrandverwerfung** (Versatz > 2.000 m) und **Äußere Grabenrandverwerfung/ Östliche Hauptverwerfung** (Versatz 1.000 - 1.500 m). Neben der erheblichen vertikalen Verschiebung von insgesamt bis zu 5 km, weist der Oberrheingraben zudem eine beträchtliche horizontale Verschiebungskomponente (> 30 km; Reinhold 2005; Reicherter et al. 2008) auf.

Informationen zur Tiefenreichweite der genannten Störungen können aus Profilschnitten der Kruste entnommen werden (u. a. Kley et al. 2008, Frisch & Kockel 2004, Reinhold 2005, Franke et al. 1990, Oncken et al. 2000 und Meyer & Stets 2000). Weitere Störungen mit größeren Versatzbeträgen können ggf. bei regionalen Betrachtungen der angewandten Methode aus einzelnen Tiefenprofilschnitten entnommen werden. Bei den tektonischen Versätzen ist jedoch zu beachten, dass diese teilweise aufgrund einer entgegengesetzten Verschiebung (z. B. von Abschiebung zu Überschiebung) aufgehoben werden können und somit der Netto-Versatz nicht die tatsächliche Verschiebung entlang einer Störung wiedergeben muss (Frisch & Kockel 2004; Kley et al. 2008). Eine Übersicht der hier verwendeten Störungen gibt Abb. 57.

3.14.4 Räumliche Darstellung der Parametereigenschaften und abgeleitete Schwellenwerte

3.14.4.1 Suturen und Terranegrenzen

Innerhalb Deutschlands konnte eine Vielzahl an Suturen und Terranegrenzen identifiziert werden, welche auf die Schließung von Ozeanen und Becken aufgrund der Kollision von Kontinenten oder Krustenblöcken zu unterschiedlichen Zeiten in der Erdgeschichte zurückgeführt werden (Abb. 56).

Für die Zusammenstellung der Suturen/Terranegrenzen und deren räumlichen Verläufe wurden unterschiedliche Kartenwerke herangezogen, die sich teilweise stark hinsichtlich des Verlaufes einer jeweiligen Grenze unterscheiden. Vor allem europaweite Karten sind häufig stark generalisiert, wodurch größere Unschärfen entstehen können als in großmaßstäbigen Karten. Zudem besteht häufig ein weiter Interpretationsspielraum bei der Rekonstruktion von Suturen in Gebieten, in denen wenig geologische Informationen und Aufschlüsse vorhanden sind und unterschiedliche Daten und Datentypen möglichen Suturen zugeordnet werden können. Deshalb gibt es (unvermeidlich oder verständlicherweise?) Unterschiede zwischen den von verschiedenen Bearbeitern erstellten Karten zum postulierten Verlauf der Strukturen.

Entsprechend wurde die Lage einer Suture aus den in verschiedenen Karten abgebildeten Grenzverläufen bestimmt, indem Zonen ausgehalten wurden, welche die verschiedenen, publizierten Verläufe umschließen. Durch dieses Vorgehen ergeben sich relativ ausgedehnte Bereiche, innerhalb derer der tatsächliche Verlauf der Suturen vermutet wird. Um die Ungewissheit des Verlaufes der Grenzen zwischen krustalen Großeinheiten sowie auch den großräumigen Prozess einer Suturbildung (fossile Plattengrenze) zu berücksichtigen, wurde jeder Suture oder Terranegrenze eine minimale Breite von ca. 10 km zugewiesen, zudem ein umgebender Pufferbereich von jeweils weiteren 10 km. Das Einfallen der Suturen (Blundell et al. 1992; Brandes et al. 2019; Franke 2006; Smit et al. 2016; Babuška & Plomerová 2013) wurde bei der Kartierung der Verläufe und der Festlegung der Pufferbereiche nicht berücksichtigt, da vor allem das Ausstreichen einer Struktur an der Erdoberfläche die Lokation einer möglichen zukünftigen vulkanischen Aktivität bestimmt.

Der vermuteten Suturezone wurde dabei die höchste Relevanz zugeordnet. In der umgebenden Pufferzone können sich die Werte innerhalb von 10 km sukzessive nach außen hin von zehn auf null verringern (vergleichbar mit Abb. 58).

3.14.4.2 Tiefreichende, überregionale Störungen

Innerhalb Deutschlands konnte eine Reihe tiefreichender, überregionaler Störungen identifiziert werden (Abb. 57). Neben einer Vielzahl an Störungen, die sich im Norddeutschen Becken und der Elbe-Zone konzentrieren, sind weitere wichtige Störungszonen, die zu unterschiedlichen Zeiten in der Erdgeschichte wiederholt aktiv waren, entlang gehobener prä-permischer Gesteinseinheiten wie beispielsweise der Böhmisches Masse (Fränkische Linie, Bayerischer Pfahl, Donau-Randabbruch) oder des Rheinischen Schiefergebirges (Hunsrück-Südrandstörung) zu erkennen. Andere Störungssysteme durchschlagen wiederum diese gehobenen Gesteinseinheiten, wie beispielsweise die Siegener Hauptüberschiebung. Störungen des Oberrheingrabens sind hier nur vereinzelt erfasst und werden in ihrer Gesamtheit in dem Indikator „Neotektonik“ beschrieben.

Die Lage der einzelnen Störungen wurde aus Schulz et al. (2013) und dem GeotIS übernommen. Bei den dort verzeichneten Störungen handelt es sich um generalisierte Störungen, bei denen regionale Störungen, die weniger als 5 km auseinanderliegen, bereits zu einer Störungszone zusammengefasst wurden. Daraus ergibt sich entsprechend eine Breite des möglichen störungsbeeinflussten Bereiches von 5 km.

Mit der räumlichen Lage der Störungszonen lässt sich der Parameter „Vorkommen tiefreichender, überregionaler tektonischer Störungen“ quantifizieren. Dabei wird die Lageunsicherheit der einzelnen Störungen (z. B. infolge der Generalisierungen von Störungszonen, s. o.) durch eine pauschal festgelegte Breite einer jeweiligen Störung/Störungszone von 5 km berücksichtigt. Diese Pauschale beinhaltet zudem das Einfallen der Störungen, welches nicht individuell berücksichtigt wird, sowie Ungewissheiten über

deren Verlauf mit der Tiefe. Bei regionalen Anwendungen dieses Indikators sollte das Einfallen der Störungen individuell berücksichtigt werden. Der sogenannte Störungskern, in dem der größte Teil der Verformung stattfindet, ist darüber hinaus von einer breiten Zerrüttungszone umgeben, die für Fluidwegsamkeiten eine wichtige Rolle spielen kann (Fossen 2016; Stück et al. 2020; Schulz et al. 2013). In dieser Zerrüttungszone nimmt die Bruchdichte vom umgebenden ungestörten Gestein zum Störungskern sukzessive zu. Die Breite der Zerrüttungszone verhält sich dabei proportional zur Größe des Störungsversatzes. So ergibt sich aus deren Verhältnis, bei einem Versatz von ca. 1.000 m, eine beidseitige Zerrüttungszone von ca. 1.000 m (Fossen 2016). Aufgrund der Unsicherheiten der Versatzbeträge einzelner Störungen wurde, im Zuge der deutschlandweiten Anwendung der Methode, der durch die Störung beeinflusste/aufgelockerte Übergangsbereich zum ungestörten Gebirge auf pauschal 1.000 m festgelegt. Während dem Störungskern die höchste Relevanz zugeordnet wird, nimmt diese innerhalb der Übergangszone, nach außen hin, sukzessive ab. Die Relevanzen können auf Werte zwischen null (keine Relevanz, ungestörtes Nebengestein) und zehn (hohe Relevanz, generalisierter interner Störungsbereich) normiert werden (Abb. 58).

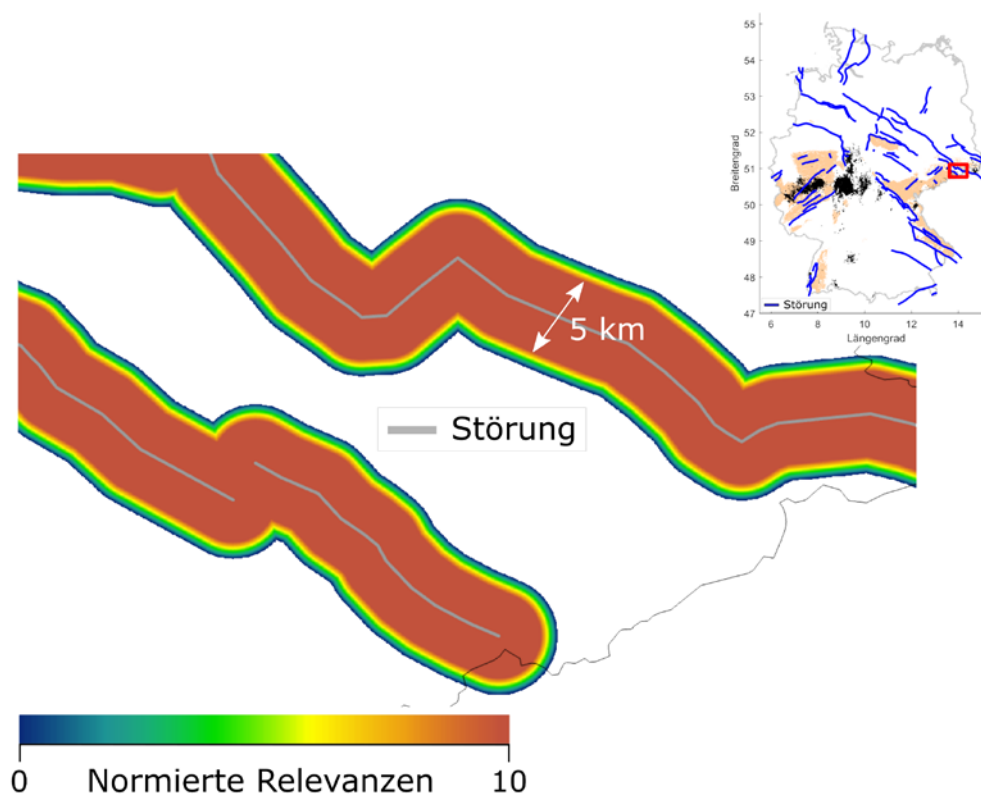


Abb. 58: Kartenskizze zu Störungszonen und deren Zerrüttungsbereichen am Beispiel der Lausitzer Überschiebung (oben) sowie der Mittelsächsische Störung/ Karsdorfer Störung (unten). Dem Kern einer Störung (5 km Breite) wurde eine hohe Relevanz mit einem normierten Wert von zehn zugewiesen. In der umgebenden Pufferzone nimmt dieser Wert kontinuierlich innerhalb eines Kilometers von zehn auf null ab.

4 Diskussion

4.1 Weitere Möglichkeiten zur Quantifizierung einzelner Indikatoren

Die in diesem Bericht behandelten Indikatoren für den vorgeschlagenen semi-quantitativen, multikriteriellen Ansatz können mit quantifizierbaren Parametern deutschlandweit beschrieben und ausgewertet werden. Im weiteren Verlauf des Standortauswahlverfahrens für hochradioaktive Abfälle ist eine sukzessive Eingrenzung der zuvor bei einer deutschlandweiten Suche identifizierten Teilgebiete (BGE 2020b) vorgesehen. Bei dieser Eingrenzung auf kleinere Gebiete können Indikatoren, die zuvor aufgrund mangelnder überregionaler Datenverfügbarkeit nicht deutschlandweit angewendet werden konnten, zusätzlich aufgenommen werden. Des Weiteren liegen für einige Indikatoren auf regionaler Ebene weitere Datensätze vor. Diese weisen einen höheren Detailgrad auf, als die für die deutschlandweite Anwendung verwendeten Daten. Diese erweiterten/präziseren Datensätze können bei der Eingrenzung der Teilgebiete und entsprechend in einer regionalen Anwendung der vorgeschlagenen Methode Berücksichtigung finden und somit zu einer verbesserten Auflösung der Ergebnisse beitragen. So können beispielsweise für eine regionale Auswertung des Parameters „Vorkommen känozoischer Vulkanfelder und Vulkanite“ geologische Karten (GK25/GK50) zugrunde gelegt werden, welche, gegenüber der für die deutschlandweite Anwendung zugrunde gelegte Übersichtskarte GÜK250, einen erheblich höheren Detailgrad aufweisen und entsprechend die Auflösung der Parametervariation regional verbessern. Ein weiteres Beispiel sind die regional vorliegenden Daten zur Moho-Tiefe (Sichien et al. 2012; Dahm et al. 2020; Budweg et al. 2006; Geissler et al. 2005; DEKORP-Research-Group et al. 1991), welche gegenüber den deutschlandweiten Datensätzen (siehe Kap. 3.8) auch kleinräumige lokale Phänomene abbilden. Auch Studien zu tomographischen Modellen, die vor allem lokale bzw. regionale Mantelstrukturen betrachten, wie beispielsweise die Arbeiten zum sogenannten „Eifel-Pumpe“ (Ritter et al. 2001; Keyser et al. 2002) oder zur Egergrabenregion (Plomerová et al. 2016), können aufgrund ihrer besseren Auflösung bei der Betrachtung nahegelegener Teilgebiete herangezogen werden.

Der regional erhöhte Detailgrad in der Darstellung eines Parameters kann sich auch auf die Anwendung weiterer Parameter auswirken. So können geochronologische Daten, deren Auswertung bei der deutschlandweiten Anwendung auf Basis von Punktdaten vorgeschlagen wird (siehe Kap. 3.10.4), bei entsprechend hoher stratigraphischer Auflösung der Vorkommen känozoischer Vulkanfelder und Vulkanite, möglicherweise konkreten stratigraphischen Einheiten und ihren räumlichen Ausdehnungen zugeordnet werden.

Weiterhin gibt es Indikatoren, die nur lokal und in Kombination mit weiteren Indikatoren relevant erscheinen. Hierzu gehören Informationen zu z. B. Magnetfeldanomalien und vulkano-tektonische Störungen, die für einzelne Vulkanfelder und deren Einflussbereiche herangezogen werden können. So wurde beispielsweise eine große Zahl lokaler Vulkanitvorkommen im Gebiet von Bad Urach mittels geomagnetischer Methoden im Untergrund lokalisiert (Mäussnest 1974; Mäussnest & Schreiner 1982). Diese können bei einer Auswertung aller Daten in der Region die oberflächlich aufgeschlossenen Vorkommen (siehe Kap. 3.9) ergänzen. Auch Hinweise zu möglichen Magmaeinlagerungen in der unteren Kruste bzw. im oberen Mantel (Hrubcová et al. 2017; Dahm et al. 2020) sind bei einer Betrachtung nahegelegener Teilgebiete zu berücksichtigen. Weiterhin können zum besseren Verständnis des Untergrundes und zur Identifizierung evtl. vorhandener wichtiger Diskontinuitäten einzelne Tiefenprofile der Laufzeiten seismischer Wellen und die Ergebnisse von Receiver Functions genutzt werden (Geissler et al. 2005; Geissler et al. 2012; Budweg et al. 2006; Mengel et al. 1991).

Neben Indikatoren, die in der deutschlandweiten Betrachtung Berücksichtigung finden und deren Parameter im Zuge einer regionalen Betrachtung gegebenenfalls neu bewertet werden müssen, gibt es auch Indikatoren, die zwar keine direkten Aussagen hinsichtlich einer zukünftig möglichen vulkanischen Aktivität zulassen, jedoch mögliche Rückschlüsse auf die Art der vulkanischen Eruption und/oder deren Auswirkungen auf die Umgebung ermöglichen. Dabei können neben vulkano-tektonischen Störungen beispielsweise der Einfluss von Volatilen, die Fragmentierung des Magmas, die jeweilige Verbreitung und Petrographie der vulkanischen Förderprodukte sowie die regionalen hydrogeologischen Verhältnisse aber auch die lokale Topographie von Bedeutung sein. Diese Indikatoren und mögliche zugeordnete Parameter sind jeweils im Anschluss an eine deutschlandweite bzw. regionale Anwendung der vorgeschlagenen Methode gesondert zu betrachten und können eine große Bedeutung bei der Bemessung von Sicherheitsabständen haben und damit zur Abgrenzung von Ausschlussgebieten bzw. zur weiteren Eingrenzung der Teilgebiete beitragen.

4.2 Umgang mit Ungewissheiten und Fehlerbereichen

Mögliche Ungewissheiten und Fehler müssen sowohl in Bezug auf die Datengrundlage der einzelnen Parameter als auch im Zuge der weiteren Aufbereitung und Interpretation der Eingangsdaten betrachtet werden. Die Datengrundlagen der, den Indikatoren zugewiesenen Parameter können sehr heterogen sein. Daraus können sich Ungewissheiten in der Ausprägung der Parametereigenschaften sowie in deren räumlichen Verteilung ergeben. Bei deutschlandweiten Datensätzen ergeben sich vor allem Ungewissheiten durch die Interpolation zwischen einzelnen Punktdaten (siehe z. B. Abb. 3 und Abb. 19). Eine

Vielzahl der verwendeten Datensätze resultiert aus bereits aufbereiteten Primärdaten. So werden z. B. für Vertikalbewegungen (siehe Kap. 3.13) Effekte, die sich aus isostatischen Ausgleichsbewegungen ergeben können, bei dem hier verwendeten Primärdatensatz bereits im Vorfeld eliminiert. Außerdem wird zwischen den, an einzelnen GPS-Stationen aufgenommenen, vertikalen Geschwindigkeiten interpoliert (Kreemer et al. 2020). Da die möglichen Ungewissheiten häufig aufgrund von mangelnden Informationen zu den Primärdaten, fehlenden Fehlerbetrachtungen sowie Datenveränderungen durch zuvor durchgeführte Bearbeitungsschritte nicht im Einzelnen erfasst werden können, dienen die in der hier verwendeten Methode angesetzten Pufferzonen (s. u.) zur Berücksichtigung der möglichen Ungewissheiten.

Bei der Bearbeitung unregelmäßig verteilter Primärdaten mittels Interpolationsmethoden ist besonders auf die Abstände zwischen den Datenpunkten und den Umgang mit evtl. vorhandenen Datenlücken zu achten, um nicht belastbare Überinterpretationen zu vermeiden. So wurden beispielsweise Gebiete mit unzureichender Datendichte bei der Interpolation der Heliumisotopenwerte ausgeschlossen (siehe Kap. 3.12.4 und 4.3).

Weitere Ungewissheiten bei der Bearbeitung von Primärdaten ergeben sich aus den möglichen Fehlern bei der Erfassung der Messwerte selbst oder aus den Ungenauigkeiten der zugewiesenen Lagekoordinaten (s. u.). Angaben zu Fehlern von Messwerten liegen beispielsweise für die Daten der Heliumisotopie vor und werden in der Regel mit $< \pm 2 \%$ des Messwertes angegeben. Aufgrund dieses relativ geringen Fehlers und einer entsprechend vernachlässigbaren Auswirkung auf die Quantifizierung des Parameters, wurde dieser Fehler bei der weiteren Bearbeitung nicht berücksichtigt. Vergleichsweise große Fehlerbereiche zeigen einige der geochronologischen Daten. So weichen einige ältere Analysen teilweise stark vom ermittelten Alter neuerer Datierungen ab. In diesen Fällen wurden die älteren Daten, welche mit, im Vergleich zu neueren Datierungen, hohen Unsicherheiten verbunden sind, von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen (siehe Kap. 3.10.3). Den für die Quantifizierung des Indikators verwendeten Altersdaten wurden Altersklassen zugeordnet (siehe Kap. 3.10.4), deren Wertebereiche, den Fehlerangaben der Altersbestimmungen entsprechend, groß gewählt wurden.

Ungewissheiten bei der Lagegenauigkeit von Ortskoordinaten in den verwendeten Datensätzen können sich aus Unsicherheiten, die bei der nachträglichen Berechnung von Lokationen (z. B. bei Schwarmbeben) auftreten, Fehlern bei der Geländeaufnahme (z. B. unzureichender GPS-Empfang), der Verwendung unterschiedlicher Referenzellipsoide bei der Bearbeitung von Koordinaten, oder durch unzureichende Dokumentation der Lage von Lokationen ergeben. Solche Lagefehler können z. B. über die Zuweisung von Kreisen mit Fehlerradien zu Koordinatenpunkten berücksichtigt werden (siehe z. B. Kap. 3.2.4, 3.3.4, 3.11.4 und 3.12.4). Auch die Lagegenauigkeit linearer Daten beinhaltet

Ungewissheiten, wie beispielsweise die in Kap. 3.14 beschriebenen Störungslineamente, die aus unterschiedlichen, teilweise bereits generalisierten Datensätzen stammen. Diese Ungewissheiten wurden bei der Parametrisierung des Indikators „Vorkommen tieferreichender, überregionaler tektonischer Störungen“ pauschal durch eine große Breite des dargestellten Lineaments von 5 km berücksichtigt. Die Lage der Suturen konnte nur aus stark generalisierten Karten entnommen werden, deren interpretierten Grenzverläufe sich teilweise nur auf wenige Daten stützen. Um diese Unsicherheiten zu berücksichtigen, wurde entsprechend die Breite der Suturen mit einer Grenzgürtelmethode bestimmt, in der alle, aus den Publikationen ermittelten, Grenzverläufe gleichwertig berücksichtigt wurden.

Bei geophysikalischen Bestimmungen von Parametereigenschaften ist vor allem die zugrundeliegende Methode und deren Anwendung entscheidend für die Aussagekraft eines Parameters. Dabei bestimmen die räumliche Auflösung sowie die zu berücksichtigenden Fehlerbereiche einer Methode den Detailgrad aufgelöster Strukturen in der Erdkruste und im Erdmantel. Für die seismische Tomographie ist z. B. das Referenzmodell, die Art der seismischen Welle (Raum- oder Oberflächenwelle) sowie die Auflösung des seismischen Verfahrens insgesamt entscheidend für die Interpretation der Daten. Oberflächenwellen bilden vor allem flache Strukturen ab, wohingegen Raumwellen tiefere Strukturen besser darstellen können. Durch die synoptische Betrachtung mittels der Vollen-Wellenform-Inversionsmethode kann der Informationsgehalt beider Wellenarten genutzt werden. Aber auch die Größe und Dichte des zugrundeliegenden Messnetzes hat Einfluss auf das Auflösungsvermögen und damit den Informationsgehalt der seismologischen Untersuchungen. Ungewissheiten, die sich aus unterschiedlichen Methodenanwendungen und Dateninterpretationen ergeben können, sind z. B. anhand der verschiedenen Modelle der Scherwellenanomalien zu erkennen (Abb. 3, Abb. 4 und Abb. 5). Für den Parameter „Moho-Tiefe“ wurde aufgrund der Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen ein Mittelwert aus vier unterschiedlichen Modellen gebildet (siehe Kap. 3.8).

Ein weiterer Aspekt hinsichtlich möglicher Ungewissheiten in Bezug auf die Ausgangsdaten ist, dass ein Teil der verwendeten Daten aus berechneten, geomechanischen Modellen abgeleitet wurde. Der Übergangsbereich zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre wird, wie die Bezeichnung LAB zeigt, mitunter als Grenzfläche mit einer bestimmbarer Tiefenlage angesehen. Es existieren jedoch unterschiedliche Möglichkeiten eine Tiefenlage für diese Grenzfläche abzuschätzen. Eines der Modelle zur Bestimmung der LAB-Tiefe (siehe Kap. 3.4) beruht auf der Berechnung der thermischen Isostasie, bei der Oberflächentopographie und Moho-Tiefe verglichen und vom Modell abweichende anormale Topographien als thermische Anomalien in der Lithosphäre bzw. Variationen in der Lithosphärenmächtigkeit interpretiert werden (Artemieva 2019). Beim Indikator „Spannungsfeld“ hingegen (siehe Kap. 3.5) basieren einerseits die verwendeten Daten auf einem 3D geomechanischen numerischen Modell (Ahlers et al. 2022) und andererseits mussten zur Bestimmung des Parameters „Kritischer Fluidruck zur Bruchbildung“ weitere Gesteinsparameter, wie Zugfestigkeit, Kohäsion und Reibungswinkel, abgeschätzt werden.

Ungewissheiten bezüglich der, den Parametern zugrundeliegenden, magmatischen oder geodynamischen Prozesse können über Pufferzonen, in denen sich die zugeordneten Relevanzen kontinuierlich nach außen hin verringern, einfließen. So sind beispielsweise für die an der Erdoberfläche auftretenden Vulkanite wesentlich weiträumigere magmatische Prozesse im Untergrund anzunehmen, da aufgrund von Informationen aus unterschiedlichen Tiefenstockwerken der Lithosphäre davon ausgegangen werden kann, dass ein Großteil der Magmen als Tiefengesteine erstarrt und nur ein Bruchteil der gebildeten Schmelzen die Erdoberfläche erreicht. Diese Diskrepanz der Volumina und bei der Verbreitung von Vulkaniten und Plutoniten, sowie die Ungewissheiten bezüglich der nicht immer genau bekannten Lokationen der ursprünglichen Ausbruchszentren werden in den, die Vulkanite umgebenden, Pufferzonen, innerhalb derer sich die Relevanzen auf einer Distanz von 10 km verringern, berücksichtigt (siehe Kap. 3.9 und 3.10). Unsicherheiten bezüglich der Lokation ergeben sich auch für die Indikatoren „DLF-Erdbeben“, „Schwarmbeben“ oder „Mofetten und Säuerlinge“, deren raumzeitlichen Ausprägungen in Folge von Änderungen der zugrundeliegenden magmatischen oder geodynamischen Prozesse im Untergrund variieren können. Ein weiteres Beispiel für die Anwendung von Pufferzonen sind weiträumige tektonische Prozesse, deren Einflussbereiche weit über die sichtbaren oberflächennahen Strukturen hinausreichen und daher in den Pufferbereichen von Sutureverläufen (siehe Kap. 3.14) oder den Strukturen des ECRIS (siehe Kap. 3.6) berücksichtigt werden.

Die Anwendung pauschal abgeschätzter Pufferzonen kann nur als eine erste Näherung für die deutschlandweite Anwendung der Indikatoren angesehen werden. Pufferzonen variabler Breiten könnten bei einer regionalen Anwendung der Indikatoren an lokale Gegebenheiten angepasst werden, beispielsweise die Berücksichtigung des Einfallens oder des tektonischen Versatzes von Störungszonen. Ebenso ist der Einflussbereich der weiträumigen magmatischen und geodynamischen Prozesse im Untergrund regional verschieden.

4.3 Umgang mit Datenlücken

Bei unregelmäßig verteilten Punktdaten können räumliche Datenlücken mittels statistischer Verfahren abgegrenzt werden (Kap. 3.12.4). Die Festlegung statistischer Schwellenwerte bleibt jedoch ein empirischer Vorgang, wobei die Schwellenwerte dem Zweck der Datenauswertung entsprechend gewählt werden.

Eine zum Zeitpunkt der Aufnahme festgelegte Messpunktdichte kann für die damaligen Untersuchungsziele ausreichend gewesen sein, für spätere Bearbeitungen und andere Anforderungen jedoch nicht. So werden beispielsweise mittels geophysikalischer Messmethoden oft deutschlandweit, flächendeckende Datensätze erzeugt. Ihre kleinräumige

Aussagekraft hängt jedoch stark von der verwendeten Messpunktdichte ab, welche die Qualität einer möglichen Interpolation entscheidend beeinflussen kann. Je höher die Messpunktdichte ist, desto hochauflösender ist das Abbild des Untergrunds in Bezug auf die gemessenen Parameter und desto kleiner sind die Unsicherheiten bei der Interpolation. Je nach Tiefenlage und Dimension der Strukturen, die aufgelöst werden sollen, muss eine, für das Auswertungsziel ausreichende Messpunktdichte vorhanden sein. Reicht die Datendichte nicht aus, sollte der Datensatz oder Teile von ihm entweder nicht berücksichtigt oder durch die Erhebung neuer Daten vervollständigt werden.

Für Datensätze, welche ausschließlich lokal bzw. räumlich eng begrenzt die Parameter beschreiben, ist individuell zu bewerten, inwieweit diese als vollständig oder lückenhaft betrachtet werden müssen. So kann beispielsweise für die Parameter „Vorkommen känozoischer Vulkanite“ und „Vorkommen von Mofetten und Sauerlingen“ die Datenlage als hinreichend betrachtet werden, da diese auffälligen Vorkommen seit Jahrhunderten bekannt und in der Literatur dokumentiert sind, sodass wenige nicht erfasste Vorkommen die Aussagegenauigkeit über die generelle Verteilung innerhalb der Vulkan- und Sauerwassergebiete vermutlich kaum beeinflussen. Allerdings könnten in der Zukunft einzelne Mofetten, deren Auftreten einer zeitlichen Variabilität unterliegen kann, außerhalb der Sauerwassergebiete entdeckt werden, ohne die grundsätzliche Konzentration der Verteilung in den Entgasungszentren, in denen die CO₂-Flussdichte um mehrere Größenordnungen über dem Randbereich der Verbreitungsgebiete liegt (May, 2002a), zu verändern. Um Gebieten mit geringer Datendichte gerecht zu werden, kann eine Interpolation des vorhandenen Datensatzes mittels Punktdichteberechnung durchgeführt werden (Abb. 49). Der so erzeugte flächenhafte Datensatz errechnet auf Basis der Verteilung dokumentierter Vorkommen eine Wahrscheinlichkeit von Vorkommen pro Flächeneinheit und kann so auch isolierte Vorkommen berücksichtigen, ohne diese gegenüber den Entgasungszentren und den Zentren der Vulkanfelder übermäßig hervorzuheben.

Weitere Datensätze mit regionalen Datenlücken liegen beispielsweise für den Indikator „Geochronologische Daten“ oder den Parameter „Heliumisotopie von Mantelfluiden“ vor. Dabei unterscheidet sich die Datendichte regional stark. So sind beispielsweise für die Vulkanfelder der Eifel eine Vielzahl geochronologischer Daten vorhanden, wohingegen die Altersdaten für die Vulkanite im Hegau und um Bad Urach nicht ausreichen, um Aussagen über Dauer oder Periodizität des Vulkanismus tätigen zu können. Ebenso unterscheiden sich die Sauerwasserregionen in der Anzahl von Analysen pro Probennahmepunkt und der Datendichte von Heliumisotopenanalysen von Mofetten und Sauerlingen insgesamt, die außerdem nur für einen Teil dieser Vorkommen durchgeführt wurden. Bei der in Kap. 3.10.2 vorgeschlagenen Quantifizierung des Indikators „Geochronologische Daten“ erfolgt keine Berücksichtigung von Datenlücken aufgrund nicht datierter Vorkommen von Vulkaniten. Neue Altersdatierungen könnten die vorhandenen Datenlücken verkleinern und

somit zu einer verbesserten Aussagekraft des Parameters beitragen. Bei der Betrachtung der Heliumisotopie können einige Datenlücken mittels der vorgeschlagenen Interpolation geschlossen werden (Abb. 51). Eine Interpolation über größere Distanzen sollte bei diesem Parameter jedoch vermieden werden, da die vorhandenen Daten zeigen, dass die Heliumisotopie bereits über geringe Distanzen stark variieren kann. Daher wurde der Interpolationsbereich zur Quantifizierung des Parameters mittels eines statistischen Verfahrens räumlich stark begrenzt (siehe auch Kap. 4.2).

Einige Indikatoren, wie beispielsweise das Vorkommen von Schwarm- und DLF-Erbeben, weisen, in Abhängigkeit der zugrundeliegenden Prozesse im Untergrund, eine hohe raumzeitliche Variabilität auf. Hinzu kommt, dass für die Registrierung schwacher DLF- und Schwarmbeben erst seit jüngerer Zeit die notwendige Sensibilität der Messgeräte sowie die benötigte Messpunktdichte zur Verfügung steht. Die raumzeitliche Entwicklung dieser Parameter ist entsprechend nur unzureichend dokumentiert. Die daraus resultierenden Ungewissheiten hinsichtlich der Parameter selbst, aber auch der magmatischen oder geodynamischen Prozesse, können jedoch, wie am Beispiel von Schwarm- und DLF-Erbeben erläutert (siehe Kap. 3.2.4 und 3.3.4), über die Verwendung von Pufferzonen Berücksichtigung finden. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass mit geeigneten Stationsnetzen in Zukunft weitere mikroseismisch aktive Vorkommen in anderen Regionen erkannt werden können.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Im Zuge der Suche und Auswahl eines Standortes für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle sind, gemäß § 22 Abs. 2 Nr. 5 StandAG 2017, Gebiete auszuschließen, in denen quartäre Vulkanfelder vorkommen oder zukünftig vulkanische Aktivität zu erwarten ist. Dabei ist vor allem die Vorhersage zukünftiger Vulkanausbrüche, welche durch eine Vielzahl unterschiedlicher Faktoren beeinflusst werden, mit großen Schwierigkeiten verbunden. Semi-quantitative Aussagen hinsichtlich einer möglichen zukünftigen vulkanischen Aktivität innerhalb Deutschlands erscheinen jedoch unter Anwendung eines multikriteriellen Ansatzes möglich. Hierzu kann eine Vielzahl an Indikatoren, welche Hinweise auf vergangene, rezente oder mögliche zukünftige Phänomene liefern, die mit magmatischen und geodynamischen Prozessen in Verbindung stehen können, herangezogen werden. Dabei sollte die Summe aller betrachteten Indikatoren nach Möglichkeit die gesamte Prozesskette, von der Entstehung der Schmelzen im Erdmantel, über deren Aufstieg durch die Lithosphäre bis hin zur Eruption an der Erdoberfläche, abbilden. Entsprechend wurden auf Basis der Studie von May (2019) sowie den Ergebnissen zweier Expertenbefragungen (Bartels et al. 2020; Rummel et al. 2021) insgesamt 30 Indikatoren identifiziert und hinsichtlich ihrer Eignung für die Prognose einer zukünftigen vulkanischen Aktivität in Deutschland bewertet. Neben der grundsätzlichen Einschätzung der Aussagekraft hinsichtlich eines zukünftig möglichen Vulkanismus, müssen den Indikatoren, zwecks semi-quantitativer Auswertung, mittels ausgewählter Parameter konkrete Werte zugeordnet werden. Ein entscheidender Faktor bei der Auswahl möglicher Indikatoren ist die Verfügbarkeit geeigneter Daten. Für eine deutschlandweite Bewertung der zukünftig zu erwartenden vulkanischen Aktivität können nur Indikatoren verwendet werden, die mittels geeigneter Parameter quantifiziert werden können. Dementsprechend konnten von den 30 vorgeschlagenen 15 Indikatoren ausgewählt werden, die von den befragten Expertinnen und Experten als relevant für Prognosen zur Entstehung der Schmelzen im Erdmantel (Indikator: 1, 5, 9, 25, 28; Tab. 1), zu Wegsamkeiten für den Magmaaufstieg durch die Lithosphäre (Indikator: 2, 3, 7, 8, 12, 24, 29; Tab. 1) und Aussagen zum Auftreten känozoischer Vulkanite an der Erdoberfläche (Indikator: 16, 17, 23; Tab. 1) angesehen werden.

In dem hier vorliegenden Bericht werden die für die Prognose des zukünftig zu erwartenden Vulkanismus verwendeten Indikatoren, die ihnen zugewiesenen Parameter und deren Datengrundlage sowie -verarbeitung beschrieben. Weiterhin wird die räumliche Ausprägung der Parametereigenschaften dargestellt und mögliche Schwellenwerte, oberhalb bzw. unterhalb derer die entsprechenden Parametereigenschaften als relevant eingestuft werden können, abgeleitet. Um verschiedene Parameter im späteren Verlauf der angewandten Methode zu vergleichen, können deren relevanten Werte auf einen einheitlichen Wertebereich zwischen null und zehn normiert werden. Die Eingangsdaten der Parametereigenschaften liegen teilweise bereits als interpolierte Daten für ganz Deutschland oder als lokal begrenzte Datensätze von Parametereigenschaften vor. Im

ersten Fall können die Parametereigenschaften direkt in normierte Werte umgerechnet werden (siehe Abb. 13). Dies gilt auch für Gebiete, in denen nur eine räumlich begrenzte Interpolation innerhalb einzelner Cluster von Punktdaten erfolgte (Abb. 51). Im zweiten Fall müssen zur Berücksichtigung der Ungewissheiten über die räumliche Repräsentativität der Messwerte für die ursächlich zugrundeliegenden weiträumigen Prozesse, Pufferzonen um Punkt-, Linien- oder kleinräumigen Flächendaten erstellt werden (siehe z. B. Abb. 16, Abb. 37, Abb. 43 und Abb. 58). Diese Pufferzonen stellen eine graduelle Abstufung der Relevanz einer Parametereigenschaft dar. Ungewissheiten und Fehlerbereiche werden sowohl für die Eingangsdaten als auch für die aufbereiteten Daten zur Quantifizierung eines Indikators beschrieben und in der Ausprägung von Parametereigenschaften berücksichtigt.

Die in diesem Bericht beschriebenen Parameter und die ihnen zugeordnete Parametereigenschaften sollen im weiteren Verlauf des Projektes „Magmatismus“, entsprechend der aufgezeigten Möglichkeiten zur Bewertung der Indikatoren mittels Schwellenwerten, Pufferzonen und geeigneten Relevanzen deutschlandweit angewandt werden. Dabei sind zur Prognose zukünftig möglicher vulkanischer Aktivität folgende weitere Schritte vorgesehen:

- Prüfung, ob geodynamische Simulationen des Lithosphären-Asthenosphärensystems als weitere Indikatoren geeignet sind und Ergebnisse numerischer Simulationen zu deren Parametrisierung genutzt werden können.
- Darstellung und Normierung der Parametereigenschaften in einem geographischen Informationssystem (GIS).
- Wichtung der Relevanz der unterschiedlichen Indikatoren.
- Kombination aller, den Indikatoren zugewiesenen, Parameterwerte zu einem Gesamtindikator für das Ausschlusskriterium „Vulkanische Aktivität“.
- Sensitivitätsstudien zum Einfluss der Gewichtung der einzelnen Indikatoren auf den Gesamtindikator.
- Erstellung einer deutschlandweiten Karte zur räumlichen Differenzierung der erwarteten zukünftigen vulkanischen Aktivität.

Literaturverzeichnis

- Abratis, M., Mädler, J., Hautmann, S., Leyk, H.-J., Meyer, R., Lippolt, H. & Viereck, L. (2007): Two distinct Miocene age ranges of basaltic rocks from the Rhön and Heldburg areas (Germany) based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating data. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 67: 133-150. DOI:10.1016/j.chemer.2006.03.003
- Abratis, M., Viereck, L., Pfänder, J. & 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. DOI:10.1007/s00531-015-1207-x
- Ackerman, L., Mahlen, N., Jelínek, E., Medaris Jr, G., Ulrych, J., Strnad, L. & Mihaljevič, M. (2007): Geochemistry and evolution of subcontinental lithospheric mantle in Central Europe: evidence from peridotite xenoliths of the Kozákov volcano, Czech Republic. *Journal of Petrology*, 48, 12: 2235-2260.
- 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, 12: 2597-2633. DOI:10.1093/petrology/egt059
- Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., Hofer, 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, 1: 31-41.
- Agemar, T., Alten, J.-A., Ganz, B., Kuder, J., Kühne, K., Schumacher, S. & Schulz, R. (2014): The geothermal information system for Germany–GeotIS. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*: 129-144.
- Agemar, T., Alten, J.A., Gorling, L., Gramenz, J., Kuder, J., Suchi, E., Moeck, I., Weber, J., v. Hartmann, H., Stober, I., Hese, F. & Thomsen, C. (2016): Die Rolle von tiefreichenden Störungszonen bei der geothermischen Energienutzung. Verbundvorhaben „StörTief“, Teilprojekt A. Endbericht. Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Hannover.

- Ahlers, S., Henk, A., Hergert, T., Reiter, K., Müller, B., Röckel, L., Heidbach, O., Morawietz, S., Scheck-Wenderoth, M. & Anikiev, D. (2021): The Crustal stress state of Germany – Results of a 3D geomechanical model v2.0. 2022. <https://doi.org/10.48328/tudatalib-437>
- Ahlers, S., Röckel, L., Hergert, T., Reiter, K., Heidbach, O., Henk, A., Müller, B., Morawietz, S., Scheck-Wenderoth, M. & Anikiev, D. (2022): The crustal stress field of Germany: a refined prediction. *Geothermal Energy*, 10, 1: 1-32.
- Alibert, C., Leterrier, J., Panasiuk, M. & Zimmermann, J. (1987): Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. *Lithos*, 20, 4: 311-321.
- Allègre, C.J., Moreira, M. & Staudacher, T. (1995): $^4\text{He}/^3\text{He}$ dispersion and mantle convection. *Geophysical Research Letters*, 22, 17: 2325-2328.
- Anikiev, D., Lechel, A., Gomez Dacal, M.L., Bott, J., Cacace, M. & Scheck-Wenderoth, M. (2019a): A three-dimensional lithospheric-scale thermal model of Germany. *Advances in Geosciences*, 49: 225-234.
- Anikiev, D., Lechel, A., Gomez Dacal, M.L., Cacace, M. & Scheck-Wenderoth, M. (2019b): 3-D-Deutschland (3-DD): a three-dimensional lithospheric-scale thermal model of Germany. GFZ Data Services. <https://doi.org/10.5880/GFZ.4.5.2019.005>.
- Artemieva, I.M. (2019): Lithosphere structure in Europe from thermal isostasy. *Earth-Science Reviews*, 188: 454-468.
- Artemieva, I.M. & Thybo, H. (2013): EUNaseis: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region. *Tectonophysics*, 609: 97-153.
- Aspinall, W., Charbonnier, S.J., Connor, C.B., Connor, L., Costa, A., Courtland, L., Delgado Granados, H., Godoy, A., Hibino, K. & Hill, B. (2016): Volcanic hazard assessments for nuclear installations: methods and examples in site evaluation.
- Audin, L., Avouac, J.P., Flouzat, M. & Plantet, J.L. (2002): Fluid-driven seismicity in a stable tectonic context: The Remiremont fault zone, Vosges, France. *Geophysical Research Letters*, 29, 6: 13-1-13-4.

- Babuška, V., Fiala, J. & Plomerová, J. (2010): Bottom to top lithosphere structure and evolution of western Eger Rift (Central Europe). *International Journal of Earth Sciences*, 99, 4: 891-907.
- Babuška, V. & Plomerová, J. (2013): Boundaries of mantle–lithosphere domains in the Bohemian Massif as extinct exhumation channels for high-pressure rocks. *Gondwana Research*, 23, 3: 973-987.
- Ballentine, C.J. & Burnard, P.G. (2002): Production, release and transport of noble gases in the continental crust. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 47, 1: 481-538.
- Bankwitz, P., Schneider, G., Kämpf, H. & Bankwitz, E. (2003): Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). *Journal of Geodynamics*, 35, 1-2: 5-32.
- Baranyi, I., Lippolt, H.J. & Todt, W. (1976): K-Ar Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben-Gebietes: II Die Alterstraverse vom Hegau nach Lothringen. *Oberrheinische geologische Abhandlungen*, 25: 41-62.
- Bartels, A., Rummel, L. & May, F. (2020): Dokumentation und Auswertung einer Expertenbefragung zur langfristigen Vorhersage vulkanischer Aktivität in Deutschland. Dokumentation, BGR Hannover, 104 S.
- Bednarz, U. & Schmincke, H.-U. (1990): Evolution of the Quaternary melilitite-nephelinite Herchenberg volcano (East Eifel). *Bulletin of Volcanology*, 52, 6: 426-444.
- Bekaert, D.V., Broadley, M.W., Caracausi, A. & Marty, B. (2019): Novel insights into the degassing history of Earth's mantle from high precision noble gas analysis of magmatic gas. *Earth and Planetary Science Letters*, 525: 115766.
- Berthelsen, A. (1992): From Precambrian to Variscan Europe. A continent revealed: the European geotraverse: 153-164.
- BGE (2020a): Anwendung Ausschlusskriterien gemäß § 22 StandAG. Untersetzende Unterlage zum Zwischenbericht Teilgebiete. Peine: Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH.
- (2020b): Zwischenbericht Teilgebiete gemäß § 13 StandAG. Peine: Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH.

- Binder, T., Marks, M.A., Gerdes, A., Walter, B.F., Grimmer, J., Beranoaguirre, A., Wenzel, T. & Markl, G. (2022): Two distinct age groups of melilitites, foidites, and basanites from the southern Central European Volcanic Province reflect lithospheric heterogeneity. *International Journal of Earth Sciences*: 1-25.
- Birkenmajer, K. & Pécskay, Z. (2002): Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. I. Alkali basaltic rocks of the Opole region. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*, 50, 1: 31-50.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W. & Zagożdżon, P.P. (2002a): Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K-Ar and palaeomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. Bd. 72: 119-129.
- (2002b): Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic volcanics near Jawor, Fore-Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. Bd. 72: 241-253.
- (2004): Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore-Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. Bd. 74: 1-19.
- (2007): Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. V. K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic volcanics of the North-Sudetic Depression. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. Bd. 77: 1-16.
- (2011): Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. VI. K-Ar palaeomagnetic data from basaltic rocks of the West Sudety Mountains and their northern foreland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. Bd. 81: 115-131.
- Blanchard, H. (2002): Neue Erkenntnisse zur Eruptions- und Landschaftsgeschichte des Rodderbergs bei Bonn. Unpublished Diploma thesis, Geographisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- Blundell, D.J., Freeman, R., Mueller, S. & Button, S. (1992): A continent revealed: The European Geotraverse, structure and dynamic evolution. (Cambridge University Press).

- Bogaard, P. (1995): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine phenocrysts from Laacher See Tephra (12,900 yr BP): Chronostratigraphic and petrological significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 1-2: 163-174.
- (2000): Temporal evolution of the Vogelsberg volcano, central Germany. Mantle sources, melting processes and magma differentiation, reconstructed from the 'Forschungsbohrung Vogelsberg 1996'. Dissertation, Georg August Universität Göttingen, Göttingen.
- Bogaard, P., Hall, C., Schmincke, H.-U. & York, D. (1989): Precise single-grain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a cold to warm climate transition in Central Europe. *Nature*, 342, 6249: 523-525.
- Bogaard, P., Hall, C.M., Schmincke, H.U. & York, D. (1987): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser dating of single grains: Ages of Quaternary tephra from the East Eifel Volcanic Field, FRG. *Geophysical Research Letters*, 14, 12: 1211-1214.
- Bogaard, P., Wörner, G. & Henjes-Kunst, F. (2001): Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill-core „Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. *Geol. Abh. Hessen*, 107: 69-99.
- Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., De Veslud, C.L.C., Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N. & Bonnet, S. (2007): Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 6: 1003-1031.
- Brandes, C., Plenefisch, T., Tanner, D.C., Gestermann, N. & Steffen, H. (2019): Evaluation of deep crustal earthquakes in northern Germany–Possible tectonic causes. *Terra Nova*, 31, 2: 83-93.
- Brauer, A., Endres, C., Zolitschka, B. & Negendank, J.F. (2000): AMS radiocarbon and varve chronology from the annually laminated sediment record of Lake Meerfelder Maar, Germany. *Radiocarbon*, 42, 3: 355-368.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Koch, U., Niedermann, S. & Strauch, G. (2007): Seismically induced changes of the fluid signature detected by a multi-isotope approach (He , CO_2 , CH_4 , N_2) at the Wettingquelle, Bad Brambach (central Europe). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112, B4.

- 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, 3-4: 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.
- (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. & Tesář, J. (2008): Natural laboratory NW Bohemia: Comprehensive fluid studies between 1992 and 2005 used to trace geodynamic processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, 4.
- 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, 23: 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, 7: 5613-5632.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G. & Weise, S.M. (2003): Isotopic evidence ($^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) of fluid-triggered intraplate seismicity. *Journal of geophysical research*, 108, B2: ESE3. 1-ESE3. 11.
- Büchel, G. (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel.
- Buchholz, P., Estrella, H.F., Funke, S., Korn, M., Lerbs, N., Sonnabend, L., Wendt, S., Hänel, F., Hellwig, O., Burghardt, T., van Laaten, M., Schönwald, D., Wegler, U., Domigall, D., Krentz, O., Witthauer, B., Martin, J., Pustal, I. & Rappsilber, I. (2019): Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland. Dreijahresbericht 2016 – 2018. Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie.

- Buchholz, P., Funke, S., Korn, M., Wendt, S., Hänel, F., Mittag, R., Novak, E., Rappsilber, I., Burghardt, T., Schönwald, D., Pustal, I., Koch, U., Krentz, O., Witthauer, B. & Neunhöfer, H. (2013): Erdbebenbeobachtung im Freistaat Sachsen. Dreijahresbericht 2010 - 2012. Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie.
- Buchholz, P., Funke, S., Wendt, S., Hänel, F., Mittag, R., Novak, E., Burghardt, T., Schönwald, D., Busch, P., Eberlein, L., Horwath, M., Schröder, L., Rappsilber, I., Pustal, I., Krentz, O. & Witthauer, B. (2016): Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland. Dreijahresbericht 2013 – 2015. Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie.
- Büchner, J., Tietz, O., Viereck, L., Suhr, P. & Abratis, M. (2015): Erratum to: Volcanology, geochemistry and age of the Lausitz Volcanic Field. *International Journal of Earth Sciences*, 104. DOI:10.1007/s00531-015-1165-3
- Budweg, M., Bock, G. & Weber, M. (2006): The Eifel Plume—imaged with converted seismic waves. *Geophysical Journal International*, 166, 2: 579-589.
- Cajz, V., ADAMOVIČ, J., Rapprich, V. & VALIGURSKÝ, L. (2004): Newly identified faults inside the volcanic complex of the České středohoří Mts., Ohře/Eger Graben, North Bohemia. *Acta Geodyn. Geomater*, 1, 2: 134.
- Cajz, V., Schnabl, P., Pécskay, Z., Skácelová, Z., Venhodová, D. & Slechta, S. (2012): Chronological implications of the paleomagnetic record of the Late Cenozoic volcanic activity along the Moravia-Silesia border (NE Bohemian Massif). *Geologica Carpathica*, 63, 5: 423.
- Camelbeeck, T. (1993): Mécanisme au foyer des tremblements de terre et contraintes tectoniques: le cas de la zone intraplaque belge. UCL-Université Catholique de Louvain.
- Cantarel, P. & Lippolt, H.J. (1977): Alter und Abfolge des Vulkanismus in der Hocheifel. *N Jb Geol Paläont Mh*, 10: 600-612.
- Caracausi, A., Avice, G., Burnard, P.G., Füre, E. & Marty, B. (2016): Chondritic xenon in the Earth's mantle. *Nature*, 533, 7601: 82-85.
- Carlé, W. (1975): Die Mineral-und Thermalwässer von Mitteleuropa: Geologie, Chemismus, Genese. (Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft Stuttgart).

- Červený, V. (1963): Determination of position of critical point from amplitude curve of reflected wave. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 7, 3: 286-288.
- Dahlheim, H.A., Gebrande, H., Schmedes, E. & Soffel, H. (1997): Seismicity and stress field in the vicinity of the KTB location. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, B8: 18493-18506.
- Dahm, T., Fischer, T. & Hainzl, S. (2008): Mechanical intrusion models and their implications for the possibility of magma-driven swarms in NW Bohemia region. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 52, 4: 529-548.
- Dahm, T., Stiller, M., Mechie, J., Heimann, S., Hensch, M., Woith, H., Schmidt, B., Gabriel, G. & Weber, M. (2020): Seismological and geophysical signatures of the deep crustal magma systems of the Cenozoic volcanic fields beneath the Eifel, Germany. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21, 9: e2020GC009062.
- Dahm, T., Wörner, G., Ritter, J. & Walter, T. (2019): Vulkanismus in der Eifel-Wissenschaftliche Einschätzung, Bewertung aktueller Prozesse und Forschungsbedarf. *Mitteilungen/ Deutsche Geophysikalische Gesellschaft*, 2: 5-15.
- Decker, K., Peresson, H. & Faupl, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 137, 1: 5-18.
- Dehner, U., Grad, J., Hohberger, K.-H., Weidenfeller, M., Wiesner, T., Baumeister, C., Demuth, N., Kampf, J., Meuser, A., Plaul, W., Steinrücken, U. & Schreiber, U. (2015): Hydrogeologische Kartierung Westerwaldkreis. Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB) Emy-Roeder-Str. 5-55129 Mainz; Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz (LUWG) Kaiser-Friedrich-Str. 7-55116 Mainz.
- DEKORP-Research-Group, Anderle, H.-J., Bittner, R., Bortfeld, R., Bouckaert, J., Büchel, G., Dohr, G., Dürbaum, H.-J., Durst, H. & Fielitz, W. (1991): Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. *Geophysical Journal International*, 106, 1: 203-227.

- Dersch-Hansmann, M., Ehrenberg, K., Heggemann, H., Hottenrott, M., Kaufmann, E., Keller, T., Königshof, P., Kött, A., Nesbor, H. & Theuerjahr, A. (1999): Geotope in Hessen. Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang Goethes in Böhmen.–Schriftenr. Dt. Geol. Ges, 8: 69-126.
- Dèzes, P., Schmid, S. & Ziegler, P. (2004): Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389, 1-2: 1-33.
- Dunai, T. & Baur, H. (1995): Helium, neon, and argon systematics of the European subcontinental mantle: Implications for its geochemical evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 13: 2767-2783.
- Egger, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beleg für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 140, 1: 47-50.
- Egli, D., Mosar, J., Ibele, T. & Madritsch, H. (2017): The role of precursory structures on Tertiary deformation in the Black Forest – Hegau region. *International Journal of Earth Sciences*, 106, 7: 2297-2318.
- El-Sharkawy, A., Meier, T., Lebedev, S., Behrmann, J.H., Hamada, M., Cristiano, L., Weidle, C. & Köhn, D. (2020): The Slab Puzzle of the Alpine-Mediterranean Region: Insights From a New, High-Resolution, Shear Wave Velocity Model of the Upper Mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21, 8: e2020GC008993.
- Erdbebendienst Bayern (2021). 2021. <https://www.erdbeben-in-bayern.de/erdbebendienst/>
- Ester, M., Kriegel, H.-P., Sander, J. & Xu, X. (1996): A density-based algorithm for discovering clusters in large spatial databases with noise. *kdd. Bd. 96*: 226-231.
- Fassbender, M. (1990): Untersuchungen von kohlenstoffhaltigen Quellen südöstlich Hillesheim / Eifel. diploma, Technische Hochschule Aachen: 103 S.
- Fekiacova, Z., Mertz, D.F. & Renne, P.R. (2007): Geodynamic Setting of the Tertiary Hoheifel Volcanism (Germany), Part I: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. (In: Ritter, J.R.R. & Christensen, U.R. (Hrsg.): *Mantle Plumes: A Multidisciplinary Approach*). 185-206; Berlin, Heidelberg (Springer Berlin Heidelberg). DOI:10.1007/978-3-540-68046-8_6

- Fichtner, A., van Herwaarden, D.P., Afanasiev, M., Simuté, S., Krischer, L., Çubuk-Sabuncu, Y., Taymaz, T., Colli, L., Saygin, E. & Villaseñor, A. (2018): The collaborative seismic earth model: generation 1. *Geophysical Research Letters*, 45, 9: 4007-4016.
- Fischer, T. & Horálek, J. (2003): Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *Journal of Geodynamics*, 35, 1-2: 125-144.
- 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. DOI:10.1016/j.tecto.2013.11.001
- Fischer, T. & Michálek, J. (2008): Post 2000-swarm microearthquake activity in the principal focal zone of West Bohemia/Vogtland: space-time distribution and waveform similarity analysis. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 52, 4: 493-512.
- Förster, M.W. & Sirocko, F. (2016): Volcanic activity in the Eifel during the last 500,000 years: The ELSA-Tephra-Stack. *Glob. Planet. Chang.*, 142: 100-107.
- Fossen, H. (2016): *Structural geology*. -2nd ed.: XV. Cambridge (Cambridge Univ. Press): 510 Seiten.
- Foulger, G. (2010): *Plates vs. Plumes: A Geological Controversy*. Plates vs. Plumes: A Geological Controversy. DOI:10.1002/9781444324860
- Franke, D. & Hoffmann, N. (1999): Das Elbe-Lineament-bedeutende Geofraktur oder Phantomgebilde?-Teil 1: Die Referenzgebiete. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 27, 3/4: 279-318.
- Franke, W. (2006): The Variscan orogen in Central Europe: construction and collapse. *Geological Society, London, Memoirs*, 32, 1: 333-343.
- (2014): Topography of the Variscan orogen in Europe: failed–not collapsed. *International Journal of Earth Sciences*, 103, 5: 1471-1499.
- Franke, W., Bortfeld, R., Brix, M., Drozdowski, G., Dürbaum, H., Giese, P., Janoth, W., Jödicke, H., Reichert, C. & Scherp, A. (1990): Crustal structure of the Rhenish Massif: results of deep seismic reflection lines DEKORP 2-North and 2-North-Q. *Geologische Rundschau*, 79, 3: 523-566.

- Franzensbad (2021): Franzensbader Quellen. 2021. <https://www.frantiskovy-lazne.info/de/kur-und-wellness/kolonnaden-und-quellen>
- Frechen, J. & Vieten, K. (1970): Petrographie der Vulkanite des Siebengebirges. Die peralkalische Gesteinsreihe Alkalitrachyt - Sanidinbasanit. *Decheniana*, 122: 357-377.
- Frechen, J.v. & Lippolt, H. (1965): Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. *E&G Quaternary Science Journal*, 16, 1: 5-30.
- Frechen, M., Boenigk, W., Hambach, U. & Reinders, J. (1999): The Late Middle and Upper Pleistocene Loess/Palaeosol deposits of section ToKnchesberg/Neuwied basin. *Loess in the Middle and Upper Rhine area. Fiel Guide of the Loessfest excursion*, 99.
- Freistaat Sachsen (2021): Schwarmbeben im Vogtland. 2021. https://www.geologie.sachsen.de/schwarmbeben-im-vogtland-27867.html?_cp=%7B%7D
- (2022): ARTUS 2: Kenntnisstandsanalyse zum tektonischen Bau von Sachsen. 2022. <https://www.geologie.sachsen.de/artus-2-kenntnisstandsanalyse-zum-tektonischen-bau-von-sachsen-27594.html>
- Freudenberger, W. & Schwerd, K. (1996): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1: 500 000. 4. neubearbeitete Auflage, mit 67 Abbildungen, 21 Tabellen und 8 Beilagen. 329 S. (München).
- Friedrich, M., Kromer, B., Spurk, M., Hofmann, J. & Kaiser, K.F. (1999): Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International*, 61, 1: 27-39.
- Frisch, U. & Kockel, F. (2004): Der Bremer-Knoten im Strukturnetz Nordwest-Deutschlands. *Stratigraphie, Paläogeographie, Strukturgeologie. Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*.
- Fuhrmann, U. (1983): Kalium-Argon-Untersuchungen an neogenen Vulkaniten des Rheinischen Schildes. Universität Heidelberg: 157 S.
- Fuhrmann, U. & Lippolt, H. (1986): Excess argon and dating of Quaternary Eifel volcanism: 2. Phonolitic and foiditic rocks near Rieden, East Eifel/FRG. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen*, 172, 1: 1-19.

-
- (1987a): K-Ar-Datierungen an Maintrapp-Basalten aus Bohrungen in Frankfurt a. M. nach der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenentgasungstechnik. Geologisches Jahrbuch Hessen, 115: 245-257.
- Fuhrmann, U. & Lippolt, H.J. (1985): Excess argon and dating of Quaternary Eifel volcanism: 1. The Schellkopf alkali phonolite/East Eifel. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte: 484-497.
- Fuhrmann, U. & Lippolt, H.J. (1987b): Excess argon and dating of Quaternary Eifel volcanism: III. Alkali basaltic rocks of the Central West Eifel/FR Germany. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte: 213-236.
- Gautheron, C., Moreira, M. & Allègre, C. (2005): He, Ne and Ar composition of the European lithospheric mantle. Chemical Geology, 217, 1-2: 97-112.
- Geissler, W.H., Kämpf, H., Kind, R., Bräuer, K., Klinge, K., Plenefisch, T., Horálek, J., Zedník, J. & Nehybka, V. (2005): Seismic structure and location of a CO_2 source in the upper mantle of the western Eger (Ohře) Rift, central Europe. Tectonics, 24, 5.
- Geissler, W.H., Kämpf, H., Skácelová, Z., Plomerová, J., Babuška, V. & Kind, R. (2012): Lithosphere structure of the NE Bohemian Massif (Sudetes) – a teleseismic receiver function study. Tectonophysics, 564: 12-37.
- Geissler, W.H., Sodoudi, F. & Kind, R. (2010): Thickness of the central and eastern European lithosphere as seen by S receiver functions. Geophysical Journal International, 181, 2: 604-634.
- Geluk, M., Duin, E.T., Dusaar, M., Rijkers, R., Van den Berg, M. & Van Rooijen, P. (1995): Stratigraphy and tectonics of the Roer Valley Graben. Geologie en Mijnbouw, 73: 129-129.
- GFZ Helmholtz-Zentrum Potsdam (2022): Plattform zur Abfrage von gefährdungskonsistenten Antwortspektren (UHS) für beliebige Punkte in Deutschland sowie von nationalen Erdbebengefährdungskarten nach dem Berechnungsmodell von Grünthal et al. (2018). GFZ Helmholtz-Zentrum Potsdam [Hrsg.], Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ. <http://www.gfz-potsdam.de> oder <http://www-app5.gfz-potsdam.de>.

- Giggenbach, W., Sano, Y. & Schmincke, H.-U. (1991): CO₂-rich gases from Lakes Nyos and Monoun, Cameroon; Laacher See, Germany; Dieng, Indonesia, and Mt. Gambier, Australia – variations on a common theme. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 45, 3-4: 311-323.
- Gögen, K. & Wagner, G. (2000): Alpha-recoil track dating of Quaternary volcanics. *Chemical Geology*, 166, 1-2: 127-137.
- Grad, M., Tiira, T. & Group, E.W. (2009): The Moho depth map of the European Plate. *Geophysical Journal International*, 176, 1: 279-292.
- Griesshaber, E., O'inions, R. & Oxburgh, E. (1992): Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine Graben and Black Forest, FRG. *Chemical Geology*, 99, 4: 213-235.
- Grimmer, J., Ritter, J., Eisbacher, G. & Fielitz, W. (2017): The Late Variscan control on the location and asymmetry of the Upper Rhine Graben. *International Journal of Earth Sciences*, 106, 3: 827-853.
- Grünthal, G., Schenk, V., Zeman, A. & Schenková, Z. (1990): Seismotectonic model for the earthquake swarm of 1985-1986 in the Vogtland/West Bohemia focal area. *Tectonophysics*, 174, 3-4: 369-383.
- Grünthal, G., Stromeyer, D., Bosse, C., Cotton, F. & Bindi, D. (2018a): Neueinschätzung der Erdbebengefährdung Deutschlands – Version 2016 - für DIN EN 1998-1/NA. *Bautechnik*, 95, 5: 371-384.
- (2018b): The probabilistic seismic hazard assessment of Germany – version 2016, considering the range of epistemic uncertainties and aleatory variability. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16, 10: 4339-4395.
- Hahn, A. & Wonik, T. (2002): Verteilung der Magnetisierung in der Erdkruste im Gebiet Deutschlands. *Geologisches Jahrbuch, Sonderhefte, Reihe E, Heft SE2*.
- Hajdas, I., Ivy-Ochs, S.D., Bonani, G., Loiter, A.F., Zolitschka, B. & Schluechter, C. (1995): Radiocarbon age of the Laacher See tephra: 11,230±40 BP. *Radiocarbon*, 37, 2: 149-154.
- Hann, H., Chen, F., Zedler, H., Frisch, W. & Loeschke, J. (2003): The Rand Granite in the southern Schwarzwald and its geodynamic significance in the Variscan belt of SW Germany. *International Journal of Earth Sciences*, 92, 6: 821-842.

- Hannemann, K., Ohrnberger, M., Lerbs, N., Domigall, D., Isken, M., Voigt, R., Vollmer, D., Bauz, R., Klicpera, J. & Sonnabend, L. (2021): High frequency array observations of December 2020 swarm at surface and borehole stations at ICDP Eger Rift site Landwüst (Vogtland). Copernicus Meetings.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Reiter, K., Tingay, M., Wenzel, F. & Xie, F. (2018): The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, 744: 484-498.
- Heinicke, J., Woith, H., Alexandrakakis, C., Buske, S. & Telesca, L. (2018): Can hydroseismicity explain recurring earthquake swarms in NW-Bohemia? *Geophysical Journal International*, 212, 1: 211-228. DOI:10.1093/gji/ggx412
- Hemann, A. (2002): Relativelocalisierung von Schwarmbeben in der Saxothuringischen seismotektonischen Provinz.
- 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, 3: 2025-2036.
- Hetényi, G., Molinari, I., Clinton, J., Bokelmann, G., Bondár, I., Crawford, W.C., Dessa, J.-X., Doubre, C., Friederich, W. & Fuchs, F. (2018): The AlpArray seismic network: a large-scale European experiment to image the Alpine orogen. *Surveys in Geophysics*, 39, 5: 1009-1033.
- Hofbauer, G. (2007): Der Vulkan von Oberleinleiter: Spuren eines Maars in der Nördlichen Frankenalb. *Jahresmitteilungen der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg-Natur und Mensch*, 2007: 69-87.
- Homuth, B. (2020): Mikroseismizität in Hessen – Die Erdbebenserie bei Bad Schwalbach im Taunus. In: *Jahresbericht 2019 des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie*. Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie.
- Homuth, B. & Rumpker, G. (2017): The 2014–2015 earthquake series in the northern Upper Rhine Graben, Central Europe. *Journal of Seismology*, 21, 1: 83-98.
- Horálek, J., Hampl, F., Boušková, A. & Fischer, T. (1996): Seismic regime of the West Bohemian earthquake swarm region: preliminary results. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 40, 4: 398-412.

- Horn, P., Lippolt, H.J. & Todt, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens I. Gesteinsalter. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 65, 1: 131-156.
- Horn, P. & Rohrmüller, J. (2005): Geological map with new K-Ar ages of Cenozoic volcanites. (In: Kämpf, H., Peterek, A., Rohrmüller, J., Kümpel, H.-J. & Geissler, W.H. (Hrsg.): *The KTB Deep Crustal Laboratory and the western Eger Graben*). Bd. 40: 37-108; Schriftenreihe Deutsche Gesellschaft Geowissenschaften.
- Hrubcová, P., Geissler, W.H., Bräuer, K., Vavryčuk, V., Tomek, Č. & Kämpf, H. (2017): Active magmatic underplating in western Eger Rift, central Europe. *Tectonics*, 36, 12: 2846-2862.
- Huth, T. & Zedler, H. (2019): Entlang der kontinentalen Schweißnaht im Südschwarzwald – die Badenweiler-Lenzkirch-Zone (BLZ). Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften: 166-192.
- Ince, E.S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F. & Schuh, H. (2019): ICGEM – 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans. - *Earth System Science Data*, 11, pp. 647-674, DOI: <http://doi.org/10.5194/essd-11-647-2019>.
- Institute of Geophysics of the Czech Academy of Science (2021): Recent swarm activity in the western Bohemia/Vogtland region. 2021. <https://www.ig.cas.cz/en/recent-swarm-activity-in-the-western-bohemia-vogtland-region/>
- Kaban, M., Tesauro, M. & Cloetingh, S. (2010): An integrated gravity model for Europe's crust and upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 296, 3-4: 195-209.
- Kaiser, G. & Pilot, J. (1986): Weitere K-Ar-Datierungen an jungen Vulkaniten. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 14, 1: 121-124.
- Kämpf, H., Bräuer, K., Schumann, J., Hahne, K. & Strauch, G. (2013): CO₂ discharge in an active, non-volcanic continental rift area (Czech Republic): characterisation ($\delta^{13}\text{C}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$) and quantification of diffuse and vent CO₂ emissions. *Chemical Geology*, 339: 71-83.
- Kämpf, H., Broge, A.S., Marzban, P., Allahbakhshi, M. & Nickschick, T. (2019): Nonvolcanic carbon dioxide emission at continental rifts: the bublak Mofette Area, Western Eger Rift, Czech Republic. *Geofluids*, 2019.

- Kämpf, H., Geissler, W.H. & Bräuer, K. (2007): Combined gas-geochemical and receiver function studies of the vogtland/nw bohemia intraplate mantle degassing field, central Europe. (In: Mantle Plumes). 127-158; (Springer).
- Karlsbad (2021): Karlsbad - Kolonnaden und Quellen. 2021. <https://www.karlovyvary.cz/de/kolonnaden-und-quellen>
- Keller, J. (2001): Welded carbonatite: a new type and new occurrence of extrusive carbonatite from the Kaiserstuhl area, Germany. *Journal of African Earth Sciences*, 32, 1: A22-A22.
- Keller, J., Kraml, M. & Henjes-Kunst, F. (2002): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ single crystal laser dating of early volcanism in the Upper Rhine Graben and tectonic implications. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 82: 1-10.
- Kennett, B.L., Engdahl, E. & Buland, R. (1995): Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122, 1: 108-124.
- Keyser, M., Ritter, J.R. & Jordan, M. (2002): 3D shear-wave velocity structure of the Eifel plume, Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 1: 59-82.
- Kley, J., Franzke, H., Jähne, F., Krawczyk, C., Lohr, T., Reicherter, K., Scheck-Wenderoth, M., Sippel, J., Tanner, D. & van Gent, H. (2008): Strain and stress. Dynamics of complex intracontinental basins: the central European Basin system: 97-124.
- Kockel, F. (1998): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland 1:300.000 – die paläogeographische und strukturelle Entwicklung Nordwestdeutschlands, Band 1, Geschichte der Erforschung, Datengrundlage, Methodik, großregionale Stellung NW-Deutschlands, Schollengliederung des Sockels, Typisierung der Strukturen des 1701 Oberbaues, Zeitlichkeit der Bewegungen, thermische und Reifungsgeschichte, Subsidenzgeschichte. – Ber. Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe, 115557: 77 S.; Hannover [unveröff.].
- Konstantinsbad (2021): Konstantinsbad - Quellen. 2021. <https://www.konstantinovyhlazne.cz/de/konstantinsbad/interaktive-karte/>
- Köppen, K.-H. (1987): Geologie und Hydrogeologie der Gerolsteiner Mulde und ihrer Umgebung. (na).

- Korn, M., Funke, S. & Wendt, S. (2008): Seismicity and seismotectonics of West Saxony, Germany—new insights from recent seismicity observed with the Saxonian seismic network. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 52, 4: 479-492.
- Kraft, T., Wassermann, J., Schmedes, E. & Igel, H. (2006): Meteorological triggering of earthquake swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany. *Tectonophysics*, 424, 3-4: 245-258.
- Kraml, M., Keller, J. & Henjes-Kunst, F. (1995): New K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser fusion dates for the Kaiserstuhl volcanic complex. *European Journal of Mineralogy*, 7: 142.
- Kraml, M., Keller, J. & Henjes-Kunst, F. (1999): Time constraints for the carbonatitic intrusions of the Kaiserstuhl Volcanic Complex. Upper Rhine Graben, Germany: *Journal of Conference Abstracts*. Bd. 4: 322.
- Kreemer, C., Blewitt, G. & Davis, P.M. (2020): Geodetic evidence for a buoyant mantle plume beneath the Eifel volcanic area, NW Europe. *Geophysical Journal International*, 222, 2: 1316-1332.
- Kreuzer, H. (1973): K/Ar-Datierungen an jungtertiären Basalten aus dem Vogelsberg und aus dem Raum zwischen Kassel und Göttingen. *Fortschritte der Mineralogie*, 50, Beih. 3: 10-11.
- Kröcher, J., Schmieder, M., Theye, T. & Buchner, E. (2009): Considerations on the age of the Urach volcanic field (Southwest Germany) Das Alter und die Dauer der vulkanischen Aktivität im Urach-Kirchheimer Vulkangebiet (SW-Deutschland). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 160: 325-331. DOI:10.1127/1860-1804/2009/0160-0325
- Kurz, M., Jenkins, W., Schilling, J. & Hart, S. (1982): Helium isotopic variations in the mantle beneath the central North Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 58, 1: 1-14.
- Lang, S. (2007): Die geologische Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke (Hessen, Bayern). Technische Universität.
- Langguth, H. & Plum, H. (1984): Untersuchung der Mineral-und Thermalquellen der Eifel auf geothermische Indikationen. Forschungsbericht. BMFT-FB.

- Laske, G., Masters, G., Ma, Z. & Pasyanos, M. (2013): Update on CRUST1.0—A 1-degree global model of Earth's crust. *Geophys. res. abstr.* Bd. 15: 2658.
- Legendre, C., Meier, T., Lebedev, S., Friederich, W. & Viereck-Götte, L. (2012): A shear wave velocity model of the European upper mantle from automated inversion of seismic shear and surface waveforms. *Geophysical Journal International*, 191, 1: 282-304.
- Lenz, O.K., Wilde, V., Mertz, D.F. & Riegel, W. (2015): New palynology-based astronomical and revised $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the Eocene maar lake of Messel (Germany). *International Journal of Earth Sciences*, 104, 3: 873-889.
- Leyk, H. & Lippolt, H. (1999): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ –Untersuchungen an spätquartären Vulkaniten der Eifel–Neue Arbeitsansätze zur Datierung junger Lavaströme. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft Beih. z. European Journal of Mineralogy*, 11, 1: 145.
- Linde, A.T. & Sacks, I.S. (1998): Triggering of volcanic eruptions. *Nature*, 395, 6705: 888-890.
- Linnemann, U., Herbosch, A., Liégeois, J.-P., Pin, C., Gärtner, A. & Hofmann, M. (2012): The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: a review with new zircon ages, geochemistry, Sm–Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. *Earth-Science Reviews*, 112, 3-4: 126-154.
- Linthout, K., Paulick, H. & Wijbrans, J.R. (2009): Provenance of basalt blocks from Roman sites in Vleuten-De Meern (the Netherlands) traced to the Tertiary Siebengebirge (Germany): a geoarchaeological quest using petrological and geochemical methods. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 88, 1: 55-74. DOI:10.1017/S0016774600000998
- Lippolt, H.J. (1961): Altersbestimmungen nach der K-Ar-Methode bei kleinen Argon- und Kaliumkonzentrationen.
- (1974): Radiogenes Alter und Ries-Sprengung. *Der Aufschluss*, 25, 7-8: 416 - 419.
- (1976): Das pliozäne Alter der Bertener Basalte/Westerwald. *Der Aufschluss*, 27: 205-208.
- (1983): Distribution of volcanic activity in space and time. (In: *Plateau uplift*). 112-120; (Springer).

- Lippolt, H.J. & Fuhrmann, U. (1980): Vulkanismus der Nordeifel: Datierung von Gang- und Schlotbasalten. *Aufschluss*, 31: 540-547.
- Lippolt, H.J., Fuhrmann, U. & Hradetzky, H. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations on sanidines of the Eifel Volcanic Field (Federal Republic of Germany): constraints on age and duration of a Middle Pleistocene cold period. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 59: 187-204.
- Lippolt, H.J., Gentner, W. & Wimmenauer, W. (1963): Altersbestimmungen nach der Kalium-Argon-Methode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands. *Jahresheft der geologischen Landesanstalt Baden-Württemberg*, 6: 507-538.
- Lippolt, H.J. & Todt, W. (1978): Isotopische Altersbestimmungen an Vulkaniten des Westerwaldes. *Neues Jahrb Geol Paläontol Monatsheft*, 6: 332-352.
- Loeschke, J., Güldenpfennig, M., Hann, H.P. & Sawatzki, G. (1998): Die Zone von Badenweiler-Lenzkirch (Schwarzwald): Eine variskische Suturzone. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*: 197-212.
- Lorenz, V. (1978): Phreatomagmatische Vulkane in der südlichen Westeifel, ihre Alter und ihre Beziehung zum Talnetz.
- (1980): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel.
- Lustrino, M. & Wilson, M. (2007): The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews*, 81, 1-2: 1-65.
- Lyngsie, S. & Thybo, H. (2007): A new tectonic model for the Laurentia– Avalonia– Baltica sutures in the North Sea: A case study along MONA LISA profile 3. *Tectonophysics*, 429, 3-4: 201-227.
- Marienbad (2021): Marienbad - Quellen. 2001. <https://www.marianskelazne.cz/de/marienbad-entdecken/quellen/>
- Marmé, S. (2004): Neuwieder Becken. 2022. <http://www.neuwieder-becken.de/>
- Martha, S.O., Zulauf, G., Dörr, W., Nesbor, H.-D., Petschick, R., Prinz-Grimm, P. & Gerdes, A. (2014): The Saxothuringian-Rhenohercynian boundary underneath the Vogelsberg volcanic field: evidence from basement xenoliths and U-Pb zircon data of trachyte. *German J. Geosci*, 165: 373-394.

- Mäussnest, O. (1974): Die Eruptionpunkte des Schwäbischen Vulkans, Teil II. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft: 277-352.
- Mäussnest, O. & Schreiner, A. (1982): Karte der Vorkommen von Vulkangesteinen im Hegau. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- May, F. (2002a): Quantifizierung des CO₂-Flusses zur Abbildung magmatischer Prozesse im Untergrund der Westeifel. (Shaker).
- May, F. (2002b): Säuerlinge der Vulkaneifel und der Südeifel. Mainzer geowissen. Mitt, 31: 7-58.
- May, F. (2019): Möglichkeiten der Prognose zukünftiger vulkanischer Aktivität in Deutschland. BGR Hannover, Kurzbericht: 87.
- Maystrenko, Y., Bayer, U., Brink, H.-J. & Littke, R. (2008): The Central European basin system—an overview. Dynamics of complex intracontinental basins: 16-34.
- Maystrenko, Y.P. & Scheck-Wenderoth, M. (2013): 3D lithosphere-scale density model of the Central European Basin System and adjacent areas. Tectonophysics, 601: 53-77.
- Mengel, K., Sachs, P.M., Stosch, H., 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, 2-4: 271-289.
- Mertes, H. & Schmincke, H.-U. (1983): Age distribution of volcanoes in the West-Eifel.
- Mertz, D., Swisher, C., Franzen, J., Neuffer, F. & Lutz, H. (2000): Numerical dating of the Eckfeld maar fossil site, Eifel, Germany: a calibration mark for the Eocene time scale. Naturwissenschaften, 87, 6: 270-274.
- 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.
- Mertz, D.F. & Renne, P.R. (2005): A numerical age for the Messel fossil deposit (UNESCO World Heritage Site derived from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating on a basaltic rock fragment. COURIER-FORSCHUNGSINSTITUT SENCKENBERG, 255: 67.

- Meschede, M. (2015): *Geologie Deutschlands: Ein prozessorientierter Ansatz*. (Springer-Verlag).
- Meyer, W. (2013): *Geologie der Eifel*. (Schweizerbart).
- Meyer, W. & Stets, J. (2000): *Geologische Übersichtskarte und Profil des Mittelrheintales – 1: 100000*. 49 S., 1 Karte; Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz.
- Meyer, W.t. & Stets, J. (2002): Pleistocene to recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). *Netherlands journal of geosciences*, 81, 2: 217-221.
- Molinari, I. & Morelli, A. (2011): EPcrust: a reference crustal model for the European Plate. *Geophysical Journal International*, 185, 1: 352-364.
- Morawietz, S., Heidbach, O., Reiter, K., Ziegler, M., Rajabi, M., Zimmermann, G., Müller, B. & Tingay, M. (2020): An open-access stress magnitude database for Germany and adjacent regions. *Geothermal Energy*, 8, 1: 1-39.
- Mrlina, J., Kämpf, H., Geissler, W.H. & Van den Bogaard, P. (2007): Proposed Quaternary maar structure at the Czech/German boundary between Mytina and Neualbentreuth (western Eger Rift, Central Europe): geophysical, petrochemical and geochronological indications. *Z. Geol. Wiss.*, 35: 213-230.
- Müller-Sohnius, D. & Huckenholz, H. (1989): Kalium-Argon-Datierungen an tertiären Vulkaniten der Hocheifel (BRD). *Chemie der Erde*, 49, 2: 119-136.
- Müller, K., Brandes, C. & Winsemann, J. (2019): *Paleoseismic investigation of northern Germany – Final Report*. Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover, p. 155.
- Negendank, J.F.W., Brauer, A. & Zolitschka, B. (1990): Die Eifelmaare als erdgeschichtliche Fallen und Quellen zur Rekonstruktion des Paläoenvironments. *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, 19: 235 - 262.
- Nesbor, H.-D. (2018): Das Vulkangebiet Vogelsberg. In: *Geologisches Jahrbuch Hessen*, 139: 5–41.
- Neunhöfer, H. & Hemmann, A. (2005): Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: spatial distribution and magnitude–frequency distribution as an indication of the genesis of swarms? *Journal of Geodynamics*, 39, 4: 361-385.
- O’Nions, R., Griesshaber, E. & Oxburgh, E. (1989): Rocks that are too hot to handle. *Nature*, 341, 6241: 391-391.

- Oncken, O., Plesch, A., Weber, J., Ricken, W. & Schrader, S. (2000): Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). Geological Society, London, Special Publications, 179, 1: 199-216.
- Paffrath, M., Friederich, W., Schmid, S.M., Handy, M.R., AlpArray & Group, A.-S.D.W. (2021): Imaging structure and geometry of slabs in the greater Alpine area – a P-wave travel-time tomography using AlpArray Seismic Network data. Solid Earth, 12, 11: 2671-2702.
- Paulick, H., Ewen, C., Blanchard, H. & Zöller, L. (2008): The Middle-Pleistocene (~ 300 ka) Rodderberg maar-scoria cone volcanic complex (Bonn, Germany): Eruptive history, geochemistry, and thermoluminescence dating. International Journal of Earth Sciences, 98: 1879-1899. DOI:10.1007/s00531-008-0341-0
- Pécskay, Z., Přichystal, A., Tomek, Č. & Zapletal, J. (2009): New radiometric data of volcanics from northern Moravia and Silesia. Moravskoslezské paleozoikum, 2009: 15-16.
- 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, 4: 667-694.
- Pharaoh, T.C. (1999): Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314, 1-3: 17-41.
- 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, 8: 3326-3349.
- Preusser, F., Rufer, D. & Schreurs, G. (2011): Direct dating of Quaternary phreatic maar eruptions by luminescence methods. Geology, 39, 12: 1135-1138.
- Prinz, L. & McCann, T. (2021): Sand injectites: from source to emplacement—an example from the Miocene age Frimmersdorf Seam, Garzweiler Open-cast Mine, Lower Rhine Embayment. Geological Society, London, Special Publications, 493, 1: 235-258.

- Przybyla, T., Pfänder, J., Münker, C., Kolb, M., Becker, M. & Hamacher, U. (2017): High-resolution $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of volcanic rocks from the Siebengebirge (Central Germany) – Implications for eruption timescales and petrogenetic evolution of intraplate volcanic fields. *International Journal of Earth Sciences*, 107. DOI:10.1007/s00531-017-1553-y
- Pushkarev, Y. (2000): Altersbestimmung. Interdisziplinäre Auswertung der Forschungsbohrung Baruth. Abschlussbericht zu einem Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des LfUG, Geologisches Institut der TU BA, Freiberg, 129.
- Rahn, M. & Handt, A. (2013): Tracing the time-resolved magmatic evolution of the Hegau volcanic field (Southern Germany) through apatites. *Goldschmidt 2013, Florence*. Bd. Abstract volume: 2020.
- Rajchl, M., Uličný, D., Grygar, R. & Mach, K. (2009): Evolution of basin architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben (Central Europe). *Basin Research*, 21, 3: 269-294.
- Reicherter, K., Froitzheim, N., Jarosinski, M., Badura, J., Franzke, H., Hansen, M., Hübscher, C., Müller, R., Poprawa, P. & Reinecker, J. (2008): Alpine tectonics north of the Alps. *The geology of central Europe*, 2: 1233-1285.
- Reinhold, K. (2005): Tiefenlage der „Kristallin-Oberfläche“ in Deutschland – Abschlussbericht. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Reinig, F., Wacker, L., Jöris, O., Oppenheimer, C., Guidobaldi, G., Nievergelt, D., Adolphi, F., Cherubini, P., Engels, S. & Esper, J. (2021): Precise date for the Laacher See eruption synchronizes the Younger Dryas. *Nature*, 595, 7865: 66-69.
- Reiter, K. (2022): SpannEnD Projekt. 2022. <https://www.spannend-projekt.de/>
- Ribbert, K.-H. (2010): *Geologie im Rheinischen Schiefergebirge. Teil 1: Nordeifel*. Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen.
- (2012): *Geologie im Rheinischen Schiefergebirge. Teil 2: Bergisches Land*. Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen.
- Ring, U. & Bolhar, R. (2020): Tilting, uplift, volcanism and disintegration of the South German block. *Tectonophysics*, 795: 228611.

- Ritter, J.R., Jordan, M., Christensen, U.R. & Achauer, U. (2001): A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 186, 1: 7-14.
- Rogge, A. & Nowag, S. (2018): Hydrogeologisches Gutachten über die staatlich anerkannten Heilquellen von Bad Pyrmont. GeoDienste GmbH.
- Röhr, C. (2022): Der Oberrheingraben. 2022. <https://www.oberrheingraben.de/index.htm>
- Rohrmüller, J., Kämpf, H., Geiss, E., Großmann, J., Grun, I., Mingram, J., Mrlina, J., Plessen, B., Stebich, M., Veress, C., Wendt, A. & Nowaczyk, N. (2017): 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*: 1-25. DOI:10.1007/s00531-017-1543-0
- Rozhko, A., Podladchikov, Y. & Renard, F. (2007): Failure patterns caused by localized rise in pore-fluid overpressure and effective strength of rocks. *Geophysical Research Letters*, 34, 22.
- Rummel, L., Bartels, A. & May, F. (2021): Dokumentation und Auswertung einer zweiten Expertenbefragung zur langfristigen Vorhersage vulkanischer Aktivität in Deutschland. Dokumentation, BGR Hannover, 73 S.
- (in review): Känozoischer Vulkanismus in Deutschland - Stand der Forschung zur Geodynamik und Magmengenese. Dokumentation, BGR Hannover.
- Rupf, I. & Nitsch, E. (2008): Das geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geologische Ergebnisse. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Schaber, K. & Sirocko, F. (2005): Lithologie und Stratigraphie der spätpleistozänen Trockenmaare der Eifel. *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, 33: 295-340.
- Schaeffer, A. & Lebedev, S. (2013): Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone. *Geophysical Journal International*, 194, 1: 417-449.
- Schäffer, R., Bär, K., Fischer, S., Fritsche, J.-G. & Sass, I. (2020): Database of Mineral, Thermal and Deep Groundwaters of Hesse, Germany.
- Scheck, M., Bayer, U., Otto, V., Lamarche, J., Banka, D. & Pharaoh, T. (2002): The Elbe Fault System in North Central Europe – a basement controlled zone of crustal weakness. *Tectonophysics*, 360, 1-4: 281-299.

- Schleicher, H. (1986): Isotopengeochemie der Alkalivulkanite des Kaiserstuhls (ein Beitrag zu ihrer Genese mit Hilfe radiogener Isotope). Habil.-Schr. Univ. Freiburg i. Br.
- Schloz, W. & Stober, I. (2006): Mineral-, Heil- und Thermalwässer, Solen und Säuerlinge in Baden-Württemberg. LGRB-Fachbericht, 1: 20.
- Schmid, R., Franz, L., Rahn, M., Gautheron, C. & Capitani, C. (2014): Petrography and geochronology of phonolites of the Hegau volcanic field, SW Germany. 12th Swiss Geoscience Meeting 2014, Fribourg. Bd. Abstract volume: 114-115.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97, 1: 93-117.
- Schmidt, C., Schaarschmidt, M., Kolb, T., Büchel, G., Richter, D. & Zöller, L. (2017): Luminescence dating of Late Pleistocene eruptions in the Eifel volcanic field, Germany. *Journal of Quaternary Science*, 32, 5: 628-638.
- Schmincke, H.-U. & Mertes, H. (1979): Pliocene and Quaternary volcanic phases in the Eifel volcanic fields. *The Science of Nature*, 66, 12: 614-615.
- Schmitt, A.K., Marks, M.A., 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, 6: 849-857.
- Schneider, G. & Bankwitz, P. (2003): Neotektonische Krustenaktivität im Schwarmbebengebiet Vogtland/NW-Böhmen. Abschlussbericht DFG-Projekt.
- Schnepf, E. (1996): Geomagnetic paleointensities derived from volcanic rocks of the Quaternary East Eifel volcanic field, Germany. *Physics of the earth and planetary interiors*, 94, 1-2: 23-41.
- Schnepf, E. & Hradetzky, H. (1994): Combined paleointensity and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum data from volcanic rocks of the West Eifel field (Germany): evidence for an early Brunhes geomagnetic excursion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99, B5: 9061-9076.
- Schöttker, K. (2022): Graf Metternich - Die Quellen. <https://www.graf-metternich-quellen.de/die-quellen/>

- Schreiber, U. & Jentsch, G. (2021): Vulkanische Gefährdung in Deutschland. Bewertung möglicher vulkanischer Aktivitäten der nächsten 1 Million Jahre in Deutschland inklusive Festlegung der Gebiete mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit in diesem Zeitraum.
- Schreiber, U. & Rotsch, S. (1998): Cenozoic block rotation according to a conjugate shear system in central Europe—indications from palaeomagnetic measurements. *Tectonophysics*, 299, 1-3: 111-142.
- Schubert, S., Jung, S., Pfänder, J.A., Hauff, F. & Garbe-Schönberg, D. (2015): Petrogenesis of Tertiary continental intra-plate lavas between Siebengebirge and Westerwald, Germany: Constraints from trace element systematics and Nd, Sr and Pb isotopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 305. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2015.08.023
- Schulz, R., Suchi, E., Öhlschläger, D., Dittmann, J., Knopf, S. & Müller, C. (2013): Geothermie-Atlas zur Darstellung möglicher Nutzungskonkurrenzen zwischen CCS und Tiefer Geothermie: Endbericht; Berichtszeitraum: 01.10. 2010-31.03. 2013.
- Schweigert, G. (1990): Eine untermiozäne Flora von Würtigen bei Bad Urach. *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins*: 277-285.
- Shaw, J. & Johnston, S.T. (2016): Terrane wrecks (coupled oroclinal) and paleomagnetic inclination anomalies. *Earth-Science Reviews*, 154: 191-209.
- Shrbený, O. & Vokurka, K. (1985): Current state of the geochronologic and isotopic research of Bohemian Massif neovolcanites and their nodules. Unpublished report, Archive of the Czech Geological Survey, Prague: 1-31.
- Sibrava, V. & Havlicek, P. (1980): Radiometric age of Plio-Pleistocene volcanic rocks of the Bohemian Massif. *Vestník Ústředního Ústavu Geologického*, 55, 3: 129-139.
- Sichien, E., Henriot, J.-P., Camelbeeck, T. & De Baets, B. (2012): Estimating crustal thickness in Belgium and surrounding regions from Moho-reflected waves. *Tectonophysics*, 560: 105-119.
- Singer, B.S., Hoffman, K.A., Schnepf, E. & Guillou, H. (2008): Multiple Brunhes Chron excursions recorded in the West Eifel (Germany) volcanics: Support for long-held mantle control over the non-axial dipole field. *Physics of the earth and planetary interiors*, 169, 1-4: 28-40.

- Sintubin, M., Debacker, T.N. & Van Baelen, H. (2009): Early Palaeozoic orogenic events north of the Rheic suture (Brabant, Ardenne): A review. *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 2-3: 156-173.
- Sissingh, W. (2003): Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196, 1-2: 229-263.
- (2006): Syn-kinematic palaeogeographic evolution of the West European Platform: correlation with Alpine plate collision and foreland deformation. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 85, 2: 131-180.
- Skapski, J. (2022): Erdbebennews. 01.03.2022. <https://erdbebennews.de/>
- Skiba, P., Gabriel, G., Scheibe, R., Seidemann, O., Vogel, D., Krawczyk, C. & Vinnemann, C. (2010): Schwerekarte der Bundesrepublik Deutschland 1: 1.000. 000. (Hannover (Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik)).
- Smit, J., Wees, J.-D.v. & Cloetingh, S. (2016): The Thor suture zone: From subduction to intraplate basin setting. *Geology*, 44, 9: 707-710.
- Staatsbad (2022): Die 5 Heilquellen im Staatsbad Bad Brückenau. <https://www.staatsbad.de/gesundheit-im-staatsbad-bad-brueckenau/heilquellen-in-bad-brueckenau/>
- Stanek, K., Domínguez-Gonzalez, L., Andreani, L. & Bräutigam, B. (2016): 3D-Modellierung des Tertiärs in der Lausitz.
- Stanek, K.P., Renno, A.D. & Pushkarev, Y. (2003): Die tertiären Vulkanite in der Umgebung von Baruth. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*: 425-440.
- Stewart, I. & Hancock, P.L. (1994): Neotectonics. (In: *Continental deformation*). 370-409; (Pergamon Press).
- Stück, H., Bense, F., Frenzel, B., Henneberg, M., Kneuker, T., Lang, J., Mertineit, M., Noack, V. & Pollok, L. (2020): Ausschlusskriterium „Aktive Störungszonen“. Abschlussbericht. Hannover/Berlin: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR).
- Stück, H. & Jähne-Klingberg, F. (2021): BGR - Germany. Deliverable D2.2b. Final fault data collection report and database: Annex 1. 78-133.

- Tesauro, M., Kaban, M.K. & Cloetingh, S.A. (2008): EuCRUST-07: A new reference model for the European crust. *Geophysical Research Letters*, 35, 5.
- The PACE TMR Network Team & Winchester, J.A. (2002): Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. *Tectonophysics*, 360, 1-4: 5-21.
- Thews, J.-D. (1996): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Hessen 1: 300 000 (GÜK 300 Hessen).-T. 1. Kristallin, Ordoviz, Silur, Devon, Karbon. (na).
- Todt, W. (1975): K-AR-Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter paleomagnetischer Feldrichtung. II. Sachsen.
- Todt, W. & Lippolt, H.J. (1975): K-AR-Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter palaeomagnetischer Feldrichtung. I. Oberpfalz und Oberfranken. *J. Geophys.*, 41: 43-61.
- (1980): K-Ar age determinations on tertiary volcanic rocks: 5. Siebengebirge, Siebengebirge-Graben. *Journal of Geophysics*, 48, 1: 18-27.
- Turk, P.G., Lohse, H.H., Schürmann, K., Fuhrmann, U. & Lippolt, H.J. (1984): Petrographische und Kalium-Argon-Untersuchungen an basischen tertiären Vulkaniten zwischen Westerwald und Vogelsberg. *Geologische Rundschau*, 73, 2: 599-617. DOI:10.1007/BF01824974
- Ufrecht, W. (2006): Zusammensetzung und Herkunft der Gase in den Sauerlingen von Stuttgart-Bad Canstatt und-Berg [Origin and composition of the gases in the mineral water of Stuttgart-Bad Canstatt and Berg]. *Schr. reihe Amtes Umweltschutz*, 3, 2006: 103-114.
- Ulrych, J., Ackerman, L., Balogh, K., Hegner, E., Jelínek, E., Pécskay, Z., Přichystal, A., Upton, B.G., Zimák, J. & Foltýnová, R. (2013): Plio-Pleistocene basanitic and melilititic series of the Bohemian Massif: K-Ar ages, major/trace element and Sr–Nd isotopic data. *Geochemistry*, 73, 4: 429-450.
- Ulrych, J., Dostal, J., Adamovič, J., Jelínek, E., Špaček, P., Hegner, E. & Balogh, K. (2011): Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian massif (Czech Republic). *Lithos*, 123, 1-4: 133-144.

- Ulrych, J., Dostal, J., Hegner, E., Balogh, K. & Ackerman, L. (2008): Late Cretaceous to Paleocene melilitic rocks of the Ohře/Eger Rift in northern Bohemia, Czech Republic: Insights into the initial stages of continental rifting. *Lithos*, 101, 1-2: 141-161.
- Ulrych, J., Lang, M., Balogh, K. & Hegner, E. (2006): Petrology and geochemistry and KAr ages for Cenozoic tinguaites from the Ohre/Eger Rift (NW Bohemia). *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*: 41-61.
- Ulrych, J., Lloyd, F.E. & Balogh, K. (2003): Age relations and geochemical constraints of Cenozoic alkaline volcanic series in W Bohemia: a review. *Geolines*, 15: 168-180.
- Ulrych, J., Svobodová, J. & Balogh, K. (2002): The source of Cenozoic volcanism in the Ceske stredohori Mts., Bohemian Massif. *Neues Jahrb. Mineral. Abh*, 177: 133-162.
- Viereck, L. (1984): Geologische und petrologische Entwicklung des pleistozänen Leuzitit Leuzitphonolith-Vulkankomplexes Rieden, Ost-Eifel.
- Wagner, G. (1976): Fission track dating on apatite and sphene from the subvolcanics of the Kaiserstuhl (Germany). *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie, Monatshefte*: 389-393.
- Wagner, G., Gogen, K., Jonckheere, R., Wagner, I. & Woda, C. (2002): Dating of the Quaternary volcanoes Komorni Hurka (Kammerbuhl) and Zelezna Hurka (Eisenbuhl), Czech Republic, by TL, ESR, alpha-recoil and fission track chronometry. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 30, 3: 191-200.
- Weber, K. (2012): Erdbeben in der Eifel und dem Neuwieder Becken. in *Einblicke – vom Gestern zum Heute*, ed. Viereck, L., 25 Jahre DVG, Mendig.
- Wedepohl, K.H. (1982): K-Ar-Altersbestimmungen an basaltischen Vulkaniten der nördlichen Hessischen Senke und ihr Beitrag zur Diskussion der Magmengenese. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 144, 2: 172-196. DOI:10.1127/njma/144/1982/172
- Weinlich, F. (1998): Gas flux distribution in mineral springs and tectonic structure in the western Eger Rift. *J. Czech Geol. Soc.*, 43: 91-110.
- Weinlich, F., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Tesař, J. & Weise, S. (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, 21: 3653-3671.

- Weinlich, F.H., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Tesař, J. & Weise, S.M. (2003): Gas flux and tectonic structure in the western Eger Rift, Karlovy Vary-Oberpfalz and Oberfranken, Bavaria. *Geolines*, 15: 181-187.
- Weinlich, F.H., Faber, E., Boušková, A., Horálek, J., Teschner, M. & Poggenburg, J. (2006): Seismically induced variations in Mariánské Lázně fault gas composition in the NW Bohemian swarm quake region, Czech Republic – A continuous gas monitoring. *Tectonophysics*, 421, 1-2: 89-110.
- Weise, S.M., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G. & Koch, U. (2001): Transport of mantle volatiles through the crust traced by seismically released fluids: a natural experiment in the earthquake swarm area Vogtland/NW Bohemia, Central Europe. *Tectonophysics*, 336, 1-4: 137-150.
- Weiskirchner, W. (1972): Einführung zur Exkursion in den Hegau. *Fortschritte der Mineralogie* 50: 70-84.
- Wilson, M., Rosenbaum, J. & Ulrych, J. (1994): Cenozoic magmatism of the Ohře Rift, Czech Republic: geochemical signatures and mantle dynamics. Abstracts IAVCEI, Ankara.
- Wimmenauer, W. (2003): Geologische Karte von Baden-Württemberg, scale 1: 25,000. Erläuterungen zum Blatt Kaiserstuhl.
- Wirth, W., Plenefisch, T., Klinge, K., Stammler, K. & Seidl, D. (2000): Focal mechanisms and stress field in the region Vogtland/Western Bohemia. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 44, 2: 126-141.
- Woda, C., Mangini, A. & Wagner, G.A. (2001): ESR dating of xenolithic quartz in volcanic rocks. *Quaternary Science Reviews*, 20, 5-9: 993-998.
- Wrede, V. (2017): Geologie im Rheinischen Schiefergebirge. Teil 3: Sauer- und Siegerland. Regionale Baueinheiten. Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen.
- Zhu, H., Bozdağ, E. & Tromp, J. (2015): Seismic structure of the European upper mantle based on adjoint tomography. *Geophysical Journal International*, 201, 1: 18-52.
- Ziegler, P. & Dèzes, P. (2006): Crustal evolution of western and central Europe. *Geological Society, London, Memoirs*, 32, 1: 43-56.

- Zirkler, A., Glasmacher, U., Krob, F., Zeibig, S., Olbert, J. & Dunkl, I. (2021): Magmatism in the Werra-Fulda mining district - window into the magmatic evolution of the central european volcanic province and its interaction with evaporites. 3rd European Mineralogical Conference EMC 2020, Cracow.
- Zolitschka, B. (1998): A 14,000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. *Geomorphology*, 22, 1: 1-17.
- Zolitschka, B., Negendank, J.F. & Lottermoser, B. (1995): Sedimentological proof and dating of the early Holocene volcanic eruption of Ulmener Maar (Vulkaneifel, Germany). *Geologische Rundschau*, 84, 1: 213-219.
- Zöller, L. (1991): Thermoluminescence dating of upper Pleistocene volcanoes. Paleolimnology of maar lakes: Abstracts & Excursion Guide, Zolitschka, B. & Negendank, JFW (eds), 62.
- Zöller, L. & Blanchard, H. (2009): The partial heat–longest plateau technique: Testing TL dating of Middle and Upper Quaternary volcanic eruptions in the Eifel Area, Germany. *E&G Quaternary Science Journal*, 58, 1: 86-106.

Abkürzungsverzeichnis

a	Jahre
AFT	alpha fission track (α -Spaltspurendatierung)
ART	alpha recoil track (α -Rückstoßspurendatierung)
BGE	Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
CO ₂	Kohlendioxid
CSEM	Collaborative Seismic Earth Model (Gemeinschaftliches Seismisches Erdmodell)
C14-Datierung	Radiokarbondatierung
DBSCAN	Density-Based Spatial Clustering of Applications with Noise (Dichtebasierte Räumliche Clusteranalyse mit Rauschen)
3-D-D	3-D-Deutschland
DLF	Deep Low Frequency (tiefe niederfrequente)
DSHFZ	Dowsing-South Hewett Fault Zone (Dowsing-South Hewett Störungszone)
ECRIS	European Cenozoic Rift System (Europäisches Känozoisches Riftsystem)
EPcrust	Reference crustal model for the European Plate (Modell der Erdkruste für die Europäische Platte)
ESR	Elektronen-Spin-Resonanz-Spektroskopie
EuCRUST-07	Reference model for the European Crust (Modell der Erdkruste von Europa)
EUNaseis	Seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region (Seismisches Modell zur Moho und Struktur der Erdkruste von Europa, Grönland und Nordatlantik)
GeotIS	Geothermischen Informationssystem
GIA	Glazial Isostatische Ausgleichsbewegungen
GIS	Geographisches Informationssystem
GPS	Globales Positionsbestimmungssystem
GK25	Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland, Maßstab 1 : 25.000

GK50	Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland, Maßstab 1 : 50.000
GÜK250	Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland, Maßstab 1 : 250.000
GK1000	Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1.000.000
HLNUG	Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie
He	Helium
IAEA	International Atomic Energy Agency (Internationale Atomenergiebehörde)
InSAR	Interferometric Synthetic Aperture Radar (SAR-Interferometrie)
LAB	Lithosphere-Asthenosphere Boundary (Lithosphären-Asthenosphären-Grenze)
LfULG	Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
LVF	Lausitzer Vulkanfeld
Ma	Million Jahre
Moho	Mohorovičić-Diskontinuität
MORB	Mittelozeanische Rückenbasalte
OIB	Ozeaninselbasalte
OSM	Open Street Maps
P-Wellen	Primärwellen
rvSU	Repräsentative vorläufige Sicherheitsuntersuchungen
S-Wellen	Sekundärwellen
SED	Schweizerischer Erdbebendienst
SpannEnD	Spannungsmodell Endlagerung Deutschland
SRA	Spectral Response Acceleration (Spektrale Antwortbeschleunigung)
StandAG	Standortauswahlgesetz
STZ	Sorgenfrei–Tornquist-Zone
TESZ	Transeuropäische Suturezone
TTZ	Tessere-Tornquist-Zone
Vp	Primärwellengeschwindigkeit
ΔV_p	Änderung der Primärwellengeschwindigkeit
Vs	Sekundärwellengeschwindigkeit
ΔV_s	Änderung der Sekundärwellengeschwindigkeit
Vsh	Horizontal-polarisierte Sekundärwellengeschwindigkeit

Vsv	Vertikal-polarisierte Sekundärwellengeschwindigkeit
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
$\pm 1 \sigma$	Einfache Standardabweichung
σ_1	Größte Hauptnormalspannung
σ_2	Mittlere Hauptnormalspannung
σ_3	Kleinste Hauptnormalspannung
σ_N	Normalspannung
σ_T	Zugfestigkeit
ρ	Dichte
μ	Schermodul
K	Kompressionsmodul
P_{Fluid}	Fluiddruck (zur Bruchbildung)
A	Anormale Topographie
Z_{LAB}	Tiefe der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze
Z_{Moho}	Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität
T	Scherspannung
T_m	Maximale Scherspannung
φ	Reibungswinkel
σ_m'	Effektive mittlere Spannung
C	Kohäsion
I_2	Zweite Invariante
D	Dilatation
$\dot{\epsilon}$	Verformungsratentensor
$\dot{\epsilon}_{xx}$	Verformungsrate in xx-Richtung
$\dot{\epsilon}_{yy}$	Verformungsrate in yy-Richtung
$\dot{\epsilon}_{xy}$	Verformungsrate in xy-Richtung

Tabellenverzeichnis	Seite
Tab. 1: Indikatoren zur Prognose der vulkanischen Aktivität in Deutschland.	9
Tab. 2: Indikatoren und die ihnen zugewiesenen quantifizierbaren Parameter. Erläuterungen liegen sowohl für die verwendeten als auch für die nicht berücksichtigten Indikatoren vor.	12
Tab. 3: Wertungskategorien und zugewiesene Werte.	86

Abbildungsverzeichnis	Seite
Abb. 1: Ergebnisse der Bewertung der Relevanz von Indikatoren für die Prognose vulkanischer Aktivität in Deutschland nach Bartels et al. (2020) und Rummel et al. (2021). Die für die angestrebte Methode zur Prognose der vulkanischen Aktivität derzeit verwendeten Indikatoren sind in Grün und weitere, mögliche Indikatoren in Gelb hinterlegt.	10
Abb. 2: Oberflächennahe Vulkanite känozoischen Alters in Deutschland (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019; Grundkarte: © GeoBasis-DE / BKG 2020 (Daten verändert), Quelle: https://www.bkg.bund.de) (siehe Kap. 3.9.3 für weitere Informationen). Ungefähre Altersdaten in Klammern (in Ma) nach Rummel et al. (in review).	16
Abb. 3: Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts). Dargestellt sind S-Wellengeschwindigkeiten aus dem CSEM relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich. Der gewählte Tiefenschnitt zur Darstellung der Daten beträgt 70 km.	20
Abb. 4: Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts). Dargestellt sind S-Wellengeschwindigkeiten aus der Veröffentlichung von Schaeffer & Lebedev (2013) relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich. Der gewählte Tiefenschnitt zur Darstellung der Daten beträgt 75 km.	20
Abb. 5: Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts). Dargestellt sind S-Wellengeschwindigkeiten aus der Veröffentlichung von Zhu et al. (2015) relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich. Der gewählte Tiefenschnitt zur Darstellung der Daten beträgt 70 km.	21
Abb. 6: Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts). Dargestellt sind P-Wellengeschwindigkeiten aus der Veröffentlichung von Zhu et al. (2015) relativ zum horizontalen Durchschnitt der P-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich. Der gewählte Tiefenschnitt zur Darstellung der Daten beträgt 70 km.	21
Abb. 7: 1D-Tiefenprofile der ermittelten durchschnittlichen Geschwindigkeiten der jeweiligen verwendeten seismischen Modelle (innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite) und Bezug zum AK135 Erdmodell von Kennett et al. (1995).	22
Abb. 8: Unterschied zwischen der Häufigkeitsverteilung interpolierter und nicht-interpolierter Daten am Beispiel eines Tiefenschnittes von 70 km. Dargestellt sind S-Wellengeschwindigkeiten aus dem CSEM relativ zum horizontalen Durchschnitt (innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite).	23

Seite

<p>Abb. 9: Links: Minimale ΔV_s-Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der minimalen ΔV_s-Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Das in der Häufigkeitsverteilung abgebildete Gesamtsystem befindet sich innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite. Die aus der Häufigkeitsverteilung der negativen Werte ermittelten Schwellenwerte (-1 σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der ΔV_s-Werte (links) dargestellt. S-Wellengeschwindigkeiten sind entnommen aus der Veröffentlichung von Schaeffer & Lebedev (2013) und relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich bestimmt worden. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).</p>	24
<p>Abb. 10: Links: Minimale ΔV_s-Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der minimalen ΔV_s-Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. S-Wellengeschwindigkeiten sind entnommen aus dem CSEM und relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich bestimmt worden. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 9.</p>	25
<p>Abb. 11: Links: Minimale ΔV_s-Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der minimalen ΔV_s-Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. S-Wellengeschwindigkeiten sind entnommen aus Zhu et al. (2015) und relativ zum horizontalen Durchschnitt der S-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich bestimmt worden. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 9.</p>	25
<p>Abb. 12: Links: Minimale ΔV_p-Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der minimalen ΔV_p-Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe. Das in der Häufigkeitsverteilung abgebildete Gesamtsystem befindet sich innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite. Die aus der Häufigkeitsverteilung der negativen Werte ermittelten Schwellenwerte (-1 σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der ΔV_p-Werte (links) abgebildet. P-Wellengeschwindigkeiten sind entnommen aus Zhu et al. (2015) und relativ zum horizontalen Durchschnitt der P-Wellengeschwindigkeiten über den abgebildeten Bereich bestimmt worden. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).</p>	26
<p>Abb. 13: Kartenskizze zur möglichen Normierung der Parameterwerte für die Anomalie der minimalen ΔV_s-Werte zwischen 60 - 90 km Tiefe, am Beispiel des CSEM (siehe Abb. 10).</p>	27

Abb. 14:	Räumliche Verbreitung der für den Parameter berücksichtigten DLF-Erdbeben (Hypozentren). Die Tiefe der jeweiligen Erdbeben ist zusätzlich mit der entsprechenden Farbskala gekennzeichnet. Daten sind entnommen aus der Veröffentlichung von Hensch et al. (2019) sowie vom Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz.	28
Abb. 15:	Laterale Verbreitung der berücksichtigten DLF-Erdbeben (Epizentren). Die Tiefe der jeweiligen Erdbeben ist mit der entsprechenden Farbskala gekennzeichnet. Daten sind entnommen aus der Veröffentlichung von Hensch et al. (2019) sowie vom Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).	29
Abb. 16:	Zwei Varianten zur Quantifizierung des Indikators „Tiefe niederfrequente Erdbeben“. Die laterale Verteilung der Epizentren (a) oder die Verteilung der Hypozentren (b) können zur Quantifizierung verwendet werden. Den Hypozentren können je nach Tiefenlage unterschiedliche Wertungskategorien (hier als Beispiel mit fünf möglichen Kategorien, mit Werten zwischen zwei und zehn) zugeordnet werden. Eine Aufsummierung der den Wertungskategorien zugeordneten Relevanzen der aus unterschiedlichen Tiefen stammenden Erdbeben ermöglicht eine Berücksichtigung sowohl der Tiefe von DLF-Erdbeben als auch deren geographischen Verbreitung. Eine mögliche graduelle Abstufung des Parameters findet in beiden Varianten in einer Pufferzone mit 10 km Breite um ein jeweiliges Erdbebenzentrum (mit 1 km Radius) Berücksichtigung.	31
Abb. 17:	Kartenskizze zu Verbreitung von Schwarmbebengebiete (Informationen zur verwendeten Literatur und Darstellung, siehe Text). Känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 entnommen (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).	35
Abb. 18:	Kartenskizze zu Schwarmbebengebiete im Vogtland/ in Westböhmen und Darstellung der zugeordneten Relevanzen mittels normierter Skala mit einem Wertebereich zwischen null und zehn. Graue Kreise kennzeichnen die Schwarmbebengebiete. Die abnehmende Relevanz, mit zunehmender Entfernung zum Schwarmbebengebiet, ist auf eine Distanz von 10 km berechnet und dargestellt.	36
Abb. 19:	LAB-Tiefen ermittelt aus der thermischen Isostasie (Artemieva 2019). a) Räumliche Verteilung der LAB-Tiefen (nicht-interpolierte Daten), b) Unterschied zwischen der Häufigkeitsverteilung interpolierter und nicht-interpolierter Daten und c) Räumliche Verteilung der LAB-Tiefen (interpolierte Daten).	40

Abb. 20:	LAB-Tiefen. a) Durchschnittliche LAB-Tiefen errechnet aus den Modellen von Artemieva (2019) (thermische Isostasie) und Anikiev et al. (2019b) (3-D-D). b) und c) LAB-Tiefen der jeweiligen Modelle. d) und e) Abweichungen der LAB-Tiefen der jeweiligen Modelle zum errechneten Durchschnitt.	41
Abb. 21:	Auswertung der durchschnittlichen LAB-Tiefen und deren Abweichungen zu den einzelnen Modellen (Thermische Isostasie: Artemieva 2019; 3-D-D: Anikiev et al. 2019a). a) Die maximale Differenz der LAB-Tiefen zwischen den beiden Modellen ist der Häufigkeitsverteilung der durchschnittlichen LAB-Tiefe gegenübergestellt. b) Die durchschnittlichen LAB-Tiefen sind der Häufigkeitsverteilung der maximalen Differenz zwischen den beiden Modellen gegenübergestellt. In a) und b) sind die Einzelwerte (rechte Y-Achse) jeweils als ein Durchschnitt pro Balken bestimmt worden. c) Darstellung der Häufigkeitsverteilung der relativen Abweichungen der einzelnen Modelle zu durchschnittlichen LAB-Tiefen.	42
Abb. 22:	LAB-Tiefen ermittelt als Durchschnitt aus dem Lithosphärenmodell 3-D-D (Anikiev et al. 2019b) und dem thermischen Isostasie-Modell (Artemieva 2019). Aus der Häufigkeitsverteilung der innerhalb der Referenzregion (nördlich 52° nördlicher Breite) enthaltenden LAB-Tiefen wurden Grenzwerte bestimmt (rechts). Diese Schwellenwerte (-1σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der LAB-Tiefen (links) dargestellt. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).	43
Abb. 23:	Separierung einer Tiefenlage (Cluster 1) unter Verwendung einer dichtebasierten räumlichen Clusteranalyse (Density-Based Spatial Clustering of Applications with Noise, DBSCAN).	45
Abb. 24:	Schematische Darstellung der Bildung von Brüchen anhand des Mohrschen Spannungskreises. Mit Zunahme des Porenfluiddruckes kommt es zum Versagen des Gesteins unter Scherung oder Dehnung.	46
Abb. 25:	Einfluss von Parametervariationen auf die Bildung von Scher- (a) und Dehnungsbrüchen (b). Die zur Bruchbildung benötigten Fluiddrücke sind für einen exemplarischen Spannungszustand in ca. 12 km Tiefe dargestellt.	47

Abb. 26:	Magnituden der kleinsten Hauptnormalspannung (σ_3) in ca. 7 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der Magnitude von σ_3 . Das in der Häufigkeitsverteilung abgebildete Gesamtsystem bezieht sich auf das Gebiet innerhalb ca. 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite. Die aus der Häufigkeitsverteilung ermittelten Schwellenwerte (-1 σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der σ_3 -Magnituden (links) abgebildet. Informationen zum 3D-Spannungstensor sind entnommen aus Ahlers et al. (2021). Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 entnommen (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).	49
Abb. 27:	Magnituden der kleinsten Hauptnormalspannung (σ_3) in ca. 12 km Tiefe. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 26.	49
Abb. 28:	Magnituden der kleinsten Hauptnormalspannung (σ_3) in ca. 19 km Tiefe. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 26.	50
Abb. 29:	Kritische Fluiddrücke zur Bildung von Brüchen in ca. 7 km Tiefe. Rechts: Häufigkeitsverteilung der kritischen Fluiddrücke. Das in der Häufigkeitsverteilung abgebildete Gesamtsystem bezieht sich auf das Gebiet innerhalb ca. 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite. Die aus der Häufigkeitsverteilung ermittelten Schwellenwerte (-1 σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der kritischen Fluiddrücke (links) abgebildet. Informationen zum 3D-Spannungstensor sind entnommen aus Ahlers et al. (2021). Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).	51
Abb. 30:	Kritische Fluiddrücke zur Bildung von Brüchen in ca. 12 km Tiefe. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 29.	51
Abb. 31:	Kritische Fluiddrücke zur Bildung von Brüchen in ca. 19 km Tiefe. Weitere Details siehe Bildunterschrift in Abb. 29.	52
Abb. 32:	Verteilung von Erdbeben und tektonischen Störungszonen innerhalb Deutschlands. Die Erdbeben (rote Kreise) umfassen tektonische Beben, mit Magnituden ≥ 2 , zwischen den Jahren 1900 und 2020 (Daten wurden bereitgestellt vom Erdbebendienst der BGR). Übersichtskarte der generalisierten Störungszonen Deutschlands (oberflächennahe Störungen in Dunkelgrau und tiefere Störungen in Hellgrau) nach Schulz et al. (2013).	55

Abb. 33:	Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts) der seismischen Gefährdungsbereiche innerhalb Deutschlands. Dargestellt ist die räumliche Verteilung der spektralen Antwortbeschleunigungen im Plateaubereich (auch als Mittelwerte der Amplituden des Antwortspektrums bzw. der spektralen Antwortbeschleunigungen (SRA) bekannt), für eine mittlere Wiederholungsperiode von 2.475 Jahren (Grünthal et al. 2018b).	56
Abb. 34:	Känozoisches Grabenbruchsystem und hiermit verbundene Senkungsräume innerhalb Deutschlands und angrenzender Gebiete. NB: Niederrheinische Bucht, HS: Hessische Senke, OG: Oberrheingraben, NB: Neuwieder Becken, MB: Mainzer Becken, HSS: Hanau-Seligenstädter Senke, FBBS: Freiburg-Bonndorf-Bodensee-Störungszone, CB: Cheb Becken, EG: Egergraben. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).	57
Abb. 35:	Känozoisches Grabenbruchsystem (ECRIS) und hiermit verbundene Senkungsräume innerhalb Deutschlands und angrenzender Gebiete. Känozoische, nicht-magmatische Gesteine sind in Gelb und prä-triassische Gesteine in Hellbraun dargestellt. Tektonische Störungen sowie die Verbreitung der Gesteine sind der GK1000 entnommen (Datenquelle: GK1000 © BGR, Hannover, 2019).	61
Abb. 36:	Mittelwerte der spektralen Antwortbeschleunigungen (SRA) für eine mittlere Wiederholungsperiode von 2.475 Jahren (Grünthal et al. 2018b). Rechts: Häufigkeitsverteilung der Mittelwerte der spektralen Antwortbeschleunigungen innerhalb Deutschlands (beschrieben als Gesamtsystem). Die aus der Häufigkeitsverteilung ermittelten Schwellenwerte (+1 σ und Durchschnitt der Werte) sowie der 0,1-Wert sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der spektralen Antwortbeschleunigungen (links) abgebildet. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 entnommen (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).	62
Abb. 37:	Dem internen Grabenbereich des ECRIS wird die höchste Relevanz und somit der höchste Wert der Normierung (= 10) zugewiesen. In der daran anschließenden umgebenden Pufferzone nimmt dieser Wert kontinuierlich innerhalb einer Distanz von 10 km ab. OG: Oberrheingraben, FBBS: Freiburg-Bonndorf-Bodensee-Störungszone.	64
Abb. 38:	Unterschied zwischen nicht-interpolierten (links) und interpolierten Daten (rechts). Dargestellt ist die residuale Mantelanomalie des Schwerefeldes mit einer Wellenlänge zwischen ~ 200 - 2000 km nach Kaban et al. (2010).	66

- Abb. 39: Residuale Mantelanomalie des Schwerefeldes nach Kaban et al. (2010) (links) und deren Häufigkeitsverteilung (rechts). Das in der Häufigkeitsverteilung abgebildete Gesamtsystem befindet sich innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite. Die aus der Häufigkeitsverteilung der negativen Werte ermittelten Schwellenwerte (-1σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der residualen Mantelanomalie (links) dargestellt. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019). 67
- Abb. 40: Durchschnittliche Moho-Tiefen und Abweichungen der Modell spezifischen Moho-Tiefen zum durchschnittlichen Wert. Tiefenlagen der Moho sind entnommen aus Grad et al. (2009) (Modell: Grad), Tesauro et al. (2008) (Modell: EuCRUST-07), Molinari & Morelli (2011) (Modell: EPcrust) und Anikiev et al. (2019b) (Modell: 3-D-D). 70
- Abb. 41: Auswertung der durchschnittlichen Moho-Tiefen und deren Abweichungen von den einzelnen Modellen (innerhalb 5,5° bis 15,5° östlicher Länge und 47° bis 55,3° nördlicher Breite). a) Die maximale Differenz der Moho-Tiefen der einzelnen Modelle ist der Häufigkeitsverteilung der durchschnittlichen Moho-Tiefe gegenübergestellt. b) Die durchschnittlichen Moho-Tiefen sind der Häufigkeitsverteilung der maximalen Differenz zwischen den einzelnen Modellen gegenübergestellt. In a) und b) sind die Einzelwerte (rechte Y-Achse) jeweils als Durchschnitt pro Balken bestimmt worden. c) Darstellung der Häufigkeitsverteilung der relativen Abweichungen der einzelnen Modelle zur durchschnittlichen Moho-Tiefe. Tiefenlagen der Moho sind entnommen aus Grad et al. (2009) (Modell: Grad), Tesauro et al. (2008) (Modell: EuCRUST-07), Molinari & Morelli (2011) (Modell: EPcrust) und Anikiev et al. (2019b) (Modell: 3-D-D). 71
- Abb. 42: Moho-Tiefe ermittelt als Durchschnitt aus den vier Krustenmodellen: 3-D-D (Anikiev et al. 2019b), Grad (Grad et al. 2009), EuCRUST-07 (Tesauro et al. 2008) und EPcrust (Molinari & Morelli 2011). Aus der Häufigkeitsverteilung der in der Referenzregion (nördlich 52° nördlicher Breite) enthaltenen Moho-Tiefen wurden Grenzwerte bestimmt (rechts). Diese Schwellenwerte (-1σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der Moho-Tiefen (links) dargestellt. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019). 72
- Abb. 43: Oberflächlich auftretende Vulkanite des südlichen Vogelsbergs mit graduell abgestufter Pufferzone. Innerhalb der, auf eine Distanz von 10 km berechneten, Pufferzonen nimmt die Relevanz kontinuierlich ab. 75
- Abb. 44: Punktlokalitäten der verwendeten Altersdaten. 83

Seite

Abb. 45: Känozoische Vulkanite sowie den Punktlokalitäten der verwendeten Altersdaten zugewiesene Kreisflächen (Radius: 2,5 km).	85
Abb. 46: (a) Darstellung der Wertungskategorie 1,25 für Vulkanite mit Altern zwischen 20 und 30 Ma. Die Altersdaten werden jeweils durch eine Kreisfläche mit einem Radius von 2,5 km repräsentiert, welcher der Wert der entsprechenden Wertungskategorie zugewiesen wurde. Daran schließt sich eine Pufferzone von 10 km mit graduell abnehmenden Werten an. (b) Darstellung der aufsummierten normierten Relevanzen aller definierten Alterskategorien.	87
Abb. 47: Unterschiedliche Lageungenauigkeiten von Austrittsstellen CO ₂ -reicher Wässer am Beispiel der Gasfelder Dorndorf und Bernhardshall sowie der Kalisalzgruben Sachsen-Weimar und Hattorf. Die Lageungenauigkeiten sind durch die in Blau dargestellten Kreise angezeigt, deren Radius sich über die Beschreibung der Lokalität definiert (siehe Text für weitere Erklärung). Datenquelle: Grundkarte © OpenStreetMap-Mitwirkende.	90
Abb. 48: Verbreitung von CO ₂ -Austritten in Deutschland und angrenzenden Regionen (Referenzen siehe Text). Die Austrittsstellen umfassen natürliche Säuerlinge und Mofetten sowie CO ₂ -Prospektionsbohrungen im Thüringer Becken.	91
Abb. 49: Unterschiedliche Ansätze zur Anwendung des Parameters „Vorkommen und Verbreitung von Mofetten und Säuerlingen“. (a) Ansatz (1): Darstellung der Lokalitäten über Kreisflächen mit gradueller Abstufung der Relevanz mit zunehmender Entfernung zur Lokalität. (b) Ansatz (2): Darstellung einer Dichteverteilung der Vorkommen von Mofetten und Säuerlingen.	92
Abb. 50: Känozoische Vulkanite (graue Felder, Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019) und gemessene Heliumisotopien (Kreise, in R/R _A -Werten) in Wässern und Entgasungsstellen Deutschlands und angrenzender Regionen nach Rummel et al. (in review). Legende in (d) gilt auch für (a) bis (c). Grundkarte: © GeoBasis-DE / BKG 2020 (Daten verändert), Quelle: https://www.bkg.bund.de	95
Abb. 51: Interpolation (Empirical Bayesian Kriging) der vorhandenen Heliumisotopien (³ He/ ⁴ He (R/R _A)) für Mofetten und Säuerlinge in Deutschland und angrenzenden Regionen. In diesem Beispiel wurden Interpolationsdaten mit einem Fehler > 1,1 nicht berücksichtigt.	96
Abb. 52: Vertikale Geschwindigkeiten. Die Daten sind für GIA korrigiert. Links: Vorliegender Datensatz aus Kreemer et al. (2020) und dessen Auflösung. Rechts: Interpolierte Daten (Auflösung: 1 km x 1km).	99

Seite

<p>Abb. 53: Vertikale Geschwindigkeiten nach Kreemer et al. (2020), korrigiert für GIA. Links: Räumliche Ausprägung der vertikalen Geschwindigkeiten. Rechts: Häufigkeitsverteilung der vertikalen Geschwindigkeiten im gesamten System (Längengrad 5,5° bis 15,5° und Breitengrad 48° bis 55,3°). Die aus der Häufigkeitsverteilung der positiven Werte (Hebung) ermittelten Schwellenwerte (+1 σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der Hebungsraten (links) abgebildet. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 entnommen (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).</p>	100
<p>Abb. 54: Zweite Invariante der Verformungsrate, ermittelt aus den Bodenbewegungsdaten von Kreemer et al. (2020). Rechts: Häufigkeitsverteilung der Werte zur zweiten Invariante der Verformungsrate im gesamten System (Längengrad 5,5° bis 15,5° und Breitengrad 48° bis 55,3°) sowie die daraus ermittelte Normalverteilung. Die aus der Häufigkeitsverteilung ermittelten Schwellenwerte (+1 σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der Werte (links) abgebildet. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).</p>	101
<p>Abb. 55: Dilatationsanteil der Verformungsrate, ermittelt aus den Bodenbewegungsdaten von Kreemer et al. (2020). Rechts: Häufigkeitsverteilung der Werte zur Dilatation im gesamten System (Längengrad 5,5° bis 15,5° und Breitengrad 48° bis 55,3°). Die aus der Häufigkeitsverteilung der positiven Werte (Extensionsbereiche) ermittelten Schwellenwerte (+1 σ und Durchschnitt der Werte) sind als Isolinien in der Karte zur räumlichen Verteilung der Dilatationswerte (links) abgebildet. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).</p>	101
<p>Abb. 56: Verlauf von Suturen und Terranegrenzen innerhalb Deutschlands. Siehe Text für weitere Informationen. Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sowie die Verteilung prä-permischer Gesteine (in Hellbraun) sind aus der GÜK250 entnommen (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019). ..</p>	105
<p>Abb. 57: Vorkommen und Streichen tieferreichender, überregionaler tektonischer Störungen innerhalb Deutschlands (blaue Linien). Zusammengestellt nach Kley et al. (2008), Freudenberger & Schwerd (1996), Oncken et al. (2000) und anderen Quellen (siehe Text für weitere Informationen). Spät-kretazische und känozoische vulkanische Ablagerungen (in Schwarz) sowie die Verteilung prä-permischer Gesteine (in Hellbraun) sind aus der GÜK250 übernommen worden (Datenquelle: GÜK250 © BGR, Hannover, 2019).</p>	108

Abb. 58: Kartenskizze zu Störungszonen und deren Zerrüttungsbereichen am Beispiel der Lausitzer Überschiebung (oben) sowie der Mittelsächsischen Störung/ Karsdorfer Störung (unten). Dem Kern einer Störung (5 km Breite) wurde eine hohe Relevanz mit einem normierten Wert von zehn zugewiesen. In der umgebenden Pufferzone nimmt dieser Wert kontinuierlich innerhalb eines Kilometers von zehn auf null ab. 113