Begutachtung des Messnetzes des Landeserdbebendienstes Rheinland-Pfalz

Beauftragt durch:
Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB)
Emy-Roeder-Straße 5
55129 Mainz

Dr. Michael Lindenfeld

Institut für geothermisches Ressourcenmanagement
Berlinstr. 107a
55411 Bingen
igem@igem-energie.de

www.igem-energie.de

igem am 30.6.2025

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis 3

Veranlassung und Aufgabenstellung 5

1 Stationen und Datengrundlage 7

2 Analyse des Bebenkatalogs RLP seit 2010 10

2.1 Räumliche Bebenverteilung 10

2.2 Magnituden-Häufigkeitsverteilung, Vollständigkeitsmagnitude 11

2.3 Auswertung der „Pickfiles“ 14

3 Spektrale Analyse der Bodenunruhe und Einfluss existierender Windenergieanlagen 16

3.1 Meteorologische Daten, Histogramme der Standortwindgeschwindigkeiten 16

3.2 Windkraftanlagen in RLP und im Saarland 17

3.3 Windabhängige PSD-Spektren, Korrelation mit verbauter WEA-Leistung 18

3.4 Kategorisierung der Rauschbelastung 25

4 Spektralgehalt von Lokalbeben 27

5 RMS Amplituden und Detektionsradien 31

5.1 Detektionsradien für tektonische Beben 33

5.2 Detektionsradien für DLF-Beben 34

6 Lokalisierungspotential des LER-Stationsnetzes 36

6.1 Lokalisierungspotential für tektonische Beben 36

6.2 Lokalisierungspotential für DLF-Beben 38

6.3 Lokalisierungspotential für induzierte Beben bei Landau/Insheim 39

6.4 Optimierung des Lokalisierungspotentials durch Zubau neuer Stationen 41

6.5 Lokalisierungspotential, weitere Möglichkeiten 43

7 Schutzradien 44

8 Empfehlungen 48

9 Zusammenfassung 51

Abschließende Anmerkungen, Ausblick 53

Literatur 54

Anlagen

1. LGB_Gutachten_Anlage_1_Windgeschwindigkeiten
2. LGB_Gutachten_Anlage_2_PSD-Spektren_und_WEA-Leistung
3. LGB_Gutachten_Anlage_3_Detektionsradien
4. LGB_Gutachten_Anlage_4_Lokalisierungspotentiale

Veranlassung und Aufgabenstellung

Das Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB) betreibt im Rahmen des Katastrophenschutzes das seismische Messnetz des Landeserdbebendienstes Rheinland-Pfalz (LER). Die Anzahl und räumliche Verteilung der seismischen Stationen ist in den folgenden Aufgaben und Funktionen begründet:

- Auswertung von Erdbebenmeldungen.
- Landesweite Detektion und Lokalisierung von natürlichen Erdbeben ab einer Lokalbebenmagnitude von $M_L = 1.0$.
- Überwachung von Gebieten erhöhter seismischer Aktivität mit einer angestrebten Vollständigkeitsmagnitude von $M_L = 0.5$. Hierzu zählen u.a. die Ochtendunger Störung, das Neuwieder Becken, die Hunsrück Südrand Störung sowie der Oberrheingraben.
- Überwachung von Seismizität im Zusammenhang mit vulkanischen Aktivitäten in der Eifel. In Kooperation mit dem GFZ Potsdam entstand hier das sog. Eifel-Observatorium, welches eine Vollständigkeitsmagnitude von $M_L = 0.5$ ermöglicht. Weitere Stationen sind vom GFZ geplant, wobei insbesondere die Erfassung tieffrequenter Erdbebencluster in der unteren Erdkruste sichergestellt werden soll.
- Überwachung induzierter Erdbeben, die im Zusammenhang mit existierenden bzw. geplanten Geothermie-Kraftwerken und geplanten Tiefbohrungen zur Gewinnung von Lithium im Bereich des Oberrheingrabens stehen. Auch hier wird eine Vollständigkeitsmagnitude von $M_L = 0.5$ angestrebt.
- Anfertigung von Karten der Seismizität und darauf basierend Analyse der Erdbebengefährdung in Rheinland-Pfalz.
- Erstellung von Vorgaben zur Berücksichtigung der Erdbebengefährdung bei der Planung und Durchführung von Bauvorhaben.

Zur Durchführung der hier beschriebenen Aufgaben wurden bisher über 30 seismologische Messstationen durch den LER in Rheinland-Pfalz installiert. Dazu kommen drei Stationen, die von der Universität Köln betrieben werden. In Kooperation mit dem Geoforschungszentrum Potsdam (GFZ) sind insgesamt zehn weitere Stationen geplant, die teilweise schon installiert wurden.

Um den Einfluss anthropogener Störsignale bei der Registrierung der Bodenbewegung möglichst gering zu halten, werden seismologische Stationen üblicherweise in abgelegenen Gebieten installiert. Häufig sind dies aber auch die bevorzugten Standorte für die Errichtung von Windenergieanlagen (WEA). Windräder erzeugen durch ihre Bewegung Bodenerschütterungen, die sich in Form von elastischen Wellen bis in mehrere km Entfernung im Untergrund ausbreiten und so den Noisepegel (d.h. die Bodenunruhe) von in der Nähe gelegenen seismischen Stationen erhöhen. Dies kann zur einer Verminderung der Detektionsfähigkeit der betroffenen Stationen führen und in Folge auch die Lokalisierungsfähigkeit des gesamten Stationsnetzes negativ beeinflussen.

In den kommenden Jahren ist mit einer wachsenden Anzahl neuer WEA zu rechnen. Darüber hinaus werden immer öfter die Altbestände in bereits bestehenden Windparks abgebaut und durch größere und leistungsstärkere Windräder ersetzt. Dies wird zu einer weiteren Zunahme der Bodenunruhe und einem entsprechend schlechteren Detektionsvermögen der betroffenen Stationen führen. Damit stellt sich Frage, inwieweit das seismologische Stationsnetz seine oben angeführten Aufgaben dann noch erfüllen kann.

Im Rahmen dieses Gutachtens soll deshalb die Funktionalität des LER Stationsnetzes im Hinblick auf die oben angeführten Aufgaben überprüft werden, wobei auch bereits installierte bzw. geplante Stationen von Kooperationspartnern (Uni-Köln, GFZ) zu berücksichtigen sind. Ein besonderes Augenmerk gilt dabei dem störenden Einfluss von Windenergieanlagen auf die Detektionsfähigkeit der einzelnen Stationen und damit auch auf das Lokalisierungspotential des gesamten Netzwerkes in Rheinland-Pfalz. Ein weiteres Ziel ist die Entwicklung eines Prognosetools, mit dem das Detektions- und Lokalisierungsvermögen des gesamten Stationsnetzes abgeschätzt werden kann, wenn sich die Immissionswerte an einzelnen Stationen (z. B. durch Zubau von WEA) ändern. Eine solche Prognose könnte eine Entscheidungsgrundlage im Rahmen von Genehmigungsverfahren von WEA-Bauanträgen darstellen.

Die im Rahmen dieses Gutachtens durchgeführten Arbeitsschritte, lassen sich in sechs Bereiche zusammenfassen:

- Berechnung mittlerer Leistungsdichtespektren in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit zur Einschätzung der Bodenunruhe an den einzelnen Stationen (Status Quo). Vergleich der PSD-Spektren mit der im Umfeld der Stationen verbauten WEA Gesamtleistung.
- Analyse des Bebenkatalogs von Rheinland-Pfalz im Hinblick auf die räumliche Bebenverteilung, Herdtiefen und Vollständigkeitsmagnituden in Bereich verschiedener seismisch aktiver Regionen.
- Bestimmung des für die Lokalisierung relevanten Frequenzbereichs von Lokalbeben in RLP durch Berechnung von Spektrogrammen ausgesuchter Ereignisse. Unterscheidung zwischen regulären tektonischen Beben und sog. DLF-Beben („deep-low-frequency“), die im Zusammenhang mit dem Eifel Vulkanismus beobachtet werden.
- Ableitung von Detektionsradien für Lokalbeben mit vorgegebener Magnitude basierend auf den gemessenen Rauschpegeln der untersuchten Stationen. Überprüfung des theoretischen Zusammenhangs zwischen Magnitude und Detektionsradius mit tatsächlichen Lokalisierungen.
- Entwicklung eines Software-Tools zur Abschätzung und Darstellung des Lokalisierungspotentials des LER-Stationsnetzes in Rheinland-Pfalz auf Basis der Detektionsradien.
- Zusammenstellung von Empfehlungen zur Erhaltung bzw. Optimierung der Funktionalität des LER-Stationsnetzes im Hinblick auf die gestellten Anforderungen.

1 Stationen und Datengrundlage

Insgesamt wurden die Registrierungen von 33 Stationen analysiert, die sich auf dem Gebiet von Rheinland-Pfalz befinden (mit einer Ausnahme: DUP im Saarland). Davon werden 26 Stationen vom LER betrieben, 3 Stationen von der Universität Köln und 4 Stationen betreibt der LER in Kooperation mit dem Geoforschungszentrum Potsdam. In **Tabelle 1** sind die begutachteten Stationen aufgelistet, die räumliche Verteilung des Stationsnetzes ist in **Abb. 1** dargestellt.

Tabelle 1: *Liste der begutachteten Stationen mit Koordinaten und verfügbarem Datenzeitraum*

Stationen des Landeserdbebendienstes Rheinland-Pfalz:				
ABH	Alteburg	49.8797°N	7.5467°E	01.01.2022 – 31.12.2023
AHRW	Ahrweiler	50.5410°N	7.0760°E	01.01.2022 – 31.12.2023
BEDO	Bendorf-Stromberg	50.4602°N	7.5955°E	01.01.2022 – 31.12.2023
BEUR	Beuren	50.0796°N	7.0782°E	01.01.2022 – 31.12.2023
BIW	Besucherbergwerk Bindweide	50.7308°N	7.8373°E	01.01.2022 – 31.12.2023
BODE	Bodenheim	49.9111°N	8.2972°E	01.01.2022 – 31.12.2023
DUP	Besucherbergwerk Düppenweiler	49.4121°N	6.7788°E	01.01.2022 – 31.12.2023
FACH	Fachingen	50.3563°N	7.9938°E	01.01.2022 – 31.12.2023
GLOK	Glokscheid	50.5447°N	7.4338°E	01.01.2022 – 31.12.2023
IMS	Besucherbergwerk Imsbach	49.5940°N	7.9008°E	01.01.2022 – 31.12.2023
KOGO	Kobern-Gondorf	50.3281°N	7.4612°E	01.01.2022 – 31.12.2023
LAGB	Besucherbergwerk Langenfeld	50.3608°N	7.1007°E	01.01.2022 – 31.12.2023
LDE	Landau-Ebenberg	49.1765°N	8.1409°E	01.01.2022 – 31.12.2023
LDO	Landau-Ost	49.2080°N	8.1732°E	01.01.2022 – 31.12.2023
MESL	Meistersel	49.2732°N	8.0245°E	03.11.2022 – 31.12.2024
MUEZ	Mützenich	50.2625°N	6.2504°E	01.01.2022 – 24.11.2023
NICK	Nickenich	50.4263°N	7.2962°E	01.01.2022 – 31.12.2023
OCHT	Ochtendung	50.3387°N	7.3575°E	19.04.2022 – 31.12.2023
OMED	Obermendig	50.3757°N	7.2410°E	01.01.2022 – 31.12.2023
PEB	Petersbächel	49.0657°N	7.6907°E	01.01.2022 – 31.12.2023
PROB	Probstei	50.4482°N	7.2568°E	18.08.2022 – 31.12.2023
PYRM	Burg Pyrmont	50.2373°N	7.2874°E	01.01.2022 – 26.12.2023
RHEN	Rhens	50.2901°N	7.5927°E	01.04.2024 – 31.12.2024
RIVT	Talsperre Riveris	49.7071°N	6.7638°E	01.01.2022 – 31.12.2023
ROTT	Rottmühle	49.1291°N	8.1487°E	01.01.2022 – 31.12.2023
TRIT	Trittscheid	50.1526°N	6.8316°E	01.04.2024 – 31.12.2024
Stationen in Kooperation mit dem Geoforschungszentrum Potsdam				
BEMS	Bad Ems, Wolfstaller Rösche	50.3516°N	7.7281°E	11.07.2024 – 21.04.2025
BINZ	Gretelstollen – Binzenbach	50.5201°N	6.9019°E	11.07.2024 – 14.03.2025
DREA	Dreckenbach – Grillhütte	50.2905°N	7.4124°E	11.07.2024 – 14.03.2025
WEID	Weidenbach – Herschbachtal	50.4575°N	7.0171°E	09.09.2024 – 13.03.2025
Stationen der Universität Köln				
BGG	Burg Elz	50.2049°N	7.3364°E	01.01.2022 – 31.12.2023
HILG	Hillesheim	50.2920°N	6.6787°E	01.01.2022 – 31.12.2023
KOE	Koeppel	50.4241°N	7.7315°E	01.01.2022 – 31.12.2023

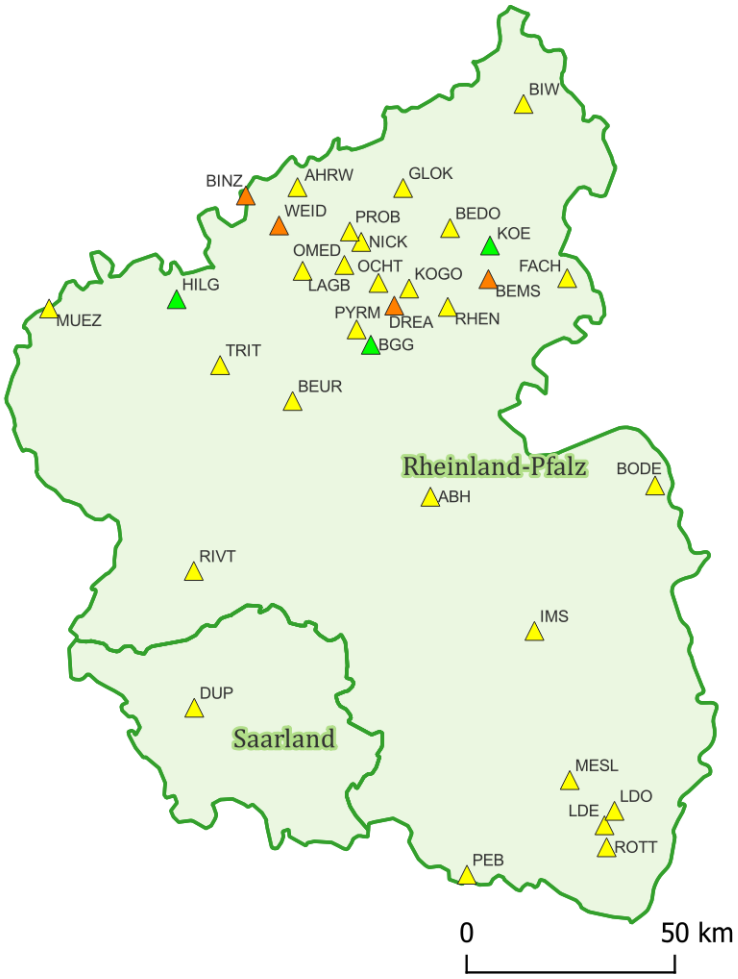


Abb. 1: *Übersichtskarte der begutachteten Stationen in Rheinland-Pfalz und im Saarland. Die Symbolfarbe kennzeichnet die verschiedenen Betreiber.* ***Gelb:*** *Stationen des Landeserdbebendienstes RLP.* ***Grün:*** *Stationen der Universität Köln.* ***Rot:*** *Stationen in Kooperation mit dem Geoforschungszentrum Potsdam, GFZ (Eifel Stationsnetz)*

Die Grundlage zur Beurteilung des LER Stationsnetzes bilden die kontinuierlichen Registrierungen der einzelnen Stationen. Weiterhin wurden Informationen zu den vorherrschenden Windgeschwindigkeiten, zu installierten Windparks und zur Seismizität in Rheinland-Pfalz benötigt. Insgesamt basiert das Gutachten auf folgenden Datenquellen:

- Vom Erdbebendienst Rheinland-Pfalz zur Verfügung gestellte Daten
  - Liste der zu begutachteten Stationen mit ihren Standortkoordinaten und Informationen zur Instrumentierung
  - Kontinuierliche Registrierungen der Stationen des LER vom 1.1.2022 bis 31.12.2023, soweit die Stationen in diesem Zeitraum installiert waren.
  - Erdbebenkatalog des Landes Rheinland-Pfalz seit 2010
  - Für jedes Katalogbeben Informationen zu den für die Lokalisierung benutzten Stationen zusammen mit den bestimmten Einsatzzeiten („Pick-Files“ im EVM-Format).
  - Seismogramm-Ausschnitte der LER Stationen von jeweils 2 min Länge mit den Signalen der Katalog-Beben ab Januar 2014 (Event Files).
- Die kontinuierlichen Daten der Stationen der Universität Köln (BGG, HILG, KOE) wurden über den EIDA Knoten der BGR für den Zeitraum von 1.1.2022 bis 31.12.2023 bezogen.
- Die kontinuierlichen Daten der (relativ neuen) Kooperationsstationen mit dem GFZ-Potsdam (BEMS, BINZ, DREA, WEID) wurden ebenfalls über den EIDA Knoten der BGR bezogen. Allerdings standen Daten für diese Stationen nur für den Zeitraum von Mitte 2024 bis Ende März 2025 zur Verfügung.
- Die für die Korrelation mit den Windgeschwindigkeiten notwendigen Informationen wurden für jeden Stationsstandort von der Plattform „Meteostat“ bezogen (meteostat.net).
- Informationen zu existierenden Windparks im Umfeld der zu begutachtenden Stationen wurden über die entsprechende Datenbank von OSM (OpenStreetMap) bezogen.
- Die Datenverarbeitung und grafische Darstellung der Ergebnisse wurde im Wesentlichen mit folgenden Softwarepaketen durchgeführt: QGIS, GMT (generic mapping tools), Python.

2 Analyse des Bebenkatalogs RLP seit 2010

Der vom LER zur Verfügung gestellte Bebenkatalog umfasst den Zeitraum von Januar 2010 bis Juni 2024. Insgesamt sind 4060 Beben gelistet, die in Rheinland-Pfalz, dem Saarland und angrenzenden Gebieten lokalisiert wurden. Die angegebenen Herdtiefen reichen von 1 km bis 33 km, die Magnituden von M_L = -0.2 bis M_L = 4.4. Im Folgenden werden die Eigenschaften des Katalogs detailliert untersucht.

2.1 Räumliche Bebenverteilung

Die Karte der **Epizentralverteilung** (**Abb. 2**) zeigt, dass sich die Seismizität auf einige tektonisch aktive Regionen von Rheinland-Pfalz konzentriert. Dazu gehören die Eifel und das Gebiet der Ochtendunger Störung im Norden des Landes. Südöstlich davon - an der Grenze zu Hessen - werden Bebenschwärme im Bereich von Bald Schwalbach beobachtet.

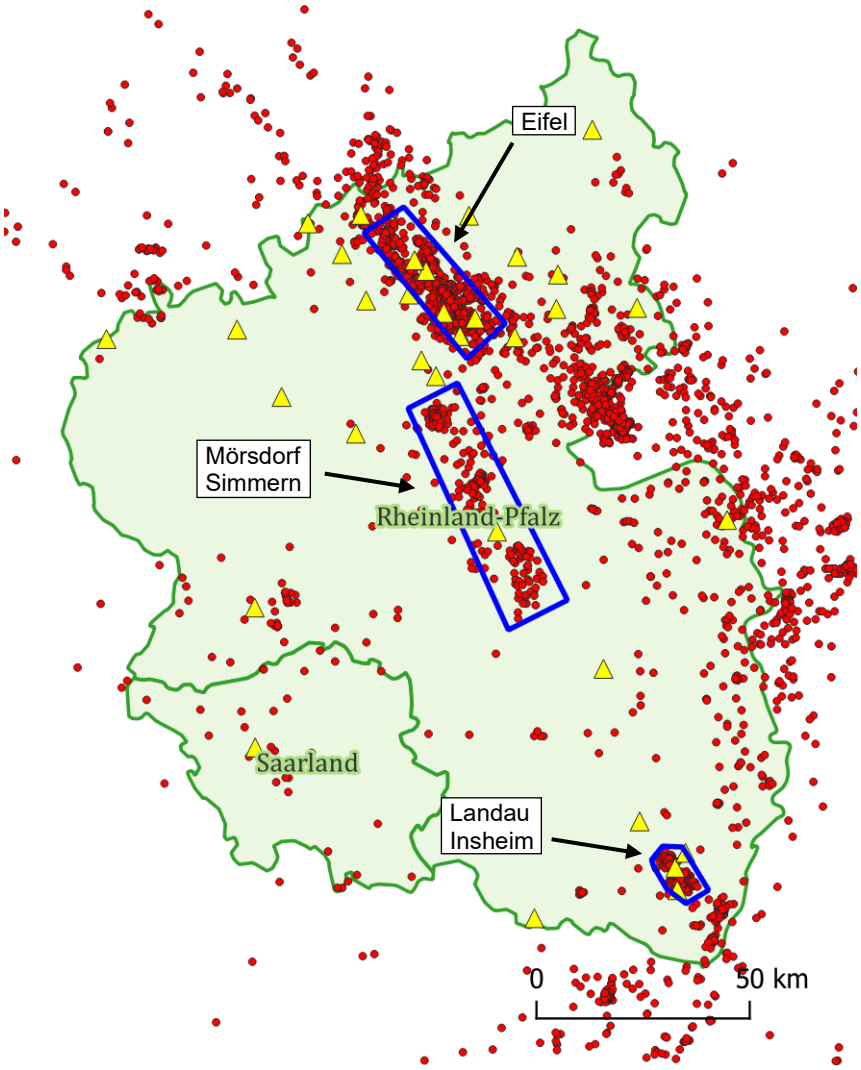


Abb. 2: *Epizentralverteilung der im untersuchten Katalog „RLP seit 2010“ gelisteten Beben (rote Symbole). Für die mit blauer Umrandung markierten Gebiete wurden eigene Magnituden-Häufigkeitsverteilungen angefertigt.*

In Richtung Süden schließt sich die Seismizität im Oberrheingraben an, die eine eher diffuse Epizentralverteilung aufweist. Im Süden befinden sich die Cluster mit induzierten Beben im Bereich der Geothermie Kraftwerke Landau und Insheim. Interessant ist die Beobachtung erhöhter Seismizität im Bereich der Hunsrück Südrand Störung, die sich auf drei Bebencluster bei Mörsdorf, Simmern und Bad Sobernheim konzentriert.

In **Abb. 3** ist die **Tiefenverteilung** des Gesamtkatalogs RLP dargestellt. Der Großteil der Beben liegt in einer Tiefe von 5 km bis 15 km. In diesem Bereich wurden 3347 der insgesamt 4060 Beben lokalisiert (82%). Unterhalb von 25 km werden im vorliegenden Katalog nur insgesamt 12 Beben mit einer maximalen Tiefe von 33 km gelistet (0.3%). Im Zusammenhang mit dem Eifel-Vulkanismus wurden zwar Bebencluster noch bis in 43 km Tiefe beobachtet (Hensch et al., 2019), allerdings handelt es sich hier um spezielle, schwer zu detektierende tieffrequente Ereignisse („deep-low-frequency (DLF)“ Events), die offensichtlich bewusst nicht in den regulären Bebenkatalog RLP aufgenommen wurden.

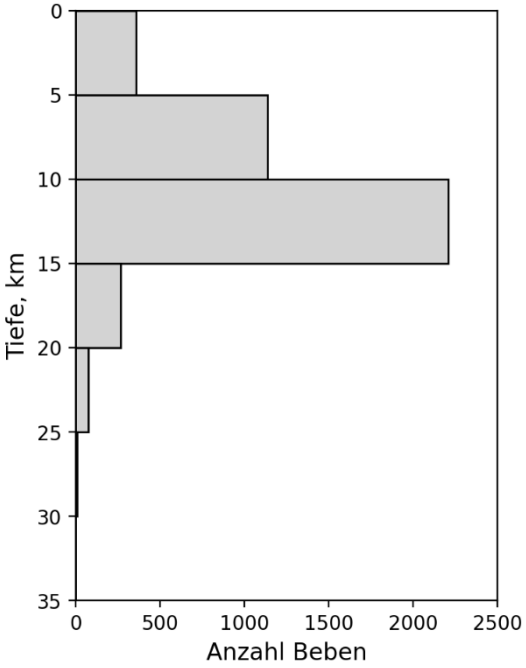


Abb. 3:
Tiefenverteilung der Beben im Gesamtkatalog RLP für den Zeitraum von Januar 2010 bis Juni 2024.

2.2 Magnituden-Häufigkeitsverteilung, Vollständigkeitsmagnitude

Die Vollständigkeitsmagnitude (M_C, magitude of completeness) ist definiert als die kleinste Magnitude, für die noch alle Beben in einem bestimmten Gebiet und während eines bestimmten Zeitraums detektiert werden können (Rydelek & Sacks, 1989). Eine Methode zur Bestimmung von M_C basiert auf dem Vergleich der beobachteten Magnituden-Häufigkeitsverteilung mit der Gutenberg-Richter Beziehung (Gutenberg & Richter, 1944; Woessner & Wiemer, 2005):

$$log_{10}N(m) = a - bm \quad (1)$$

Hierbei ist $N(m)$ die Anzahl der Beben mit einer Magnitude größer oder gleich m, die Konstante a repräsentiert die Erdbebenaktivität in der Region und der Skalierungsfaktor b beschreibt die Verteilung der unterschiedlichen Bebenstärken.

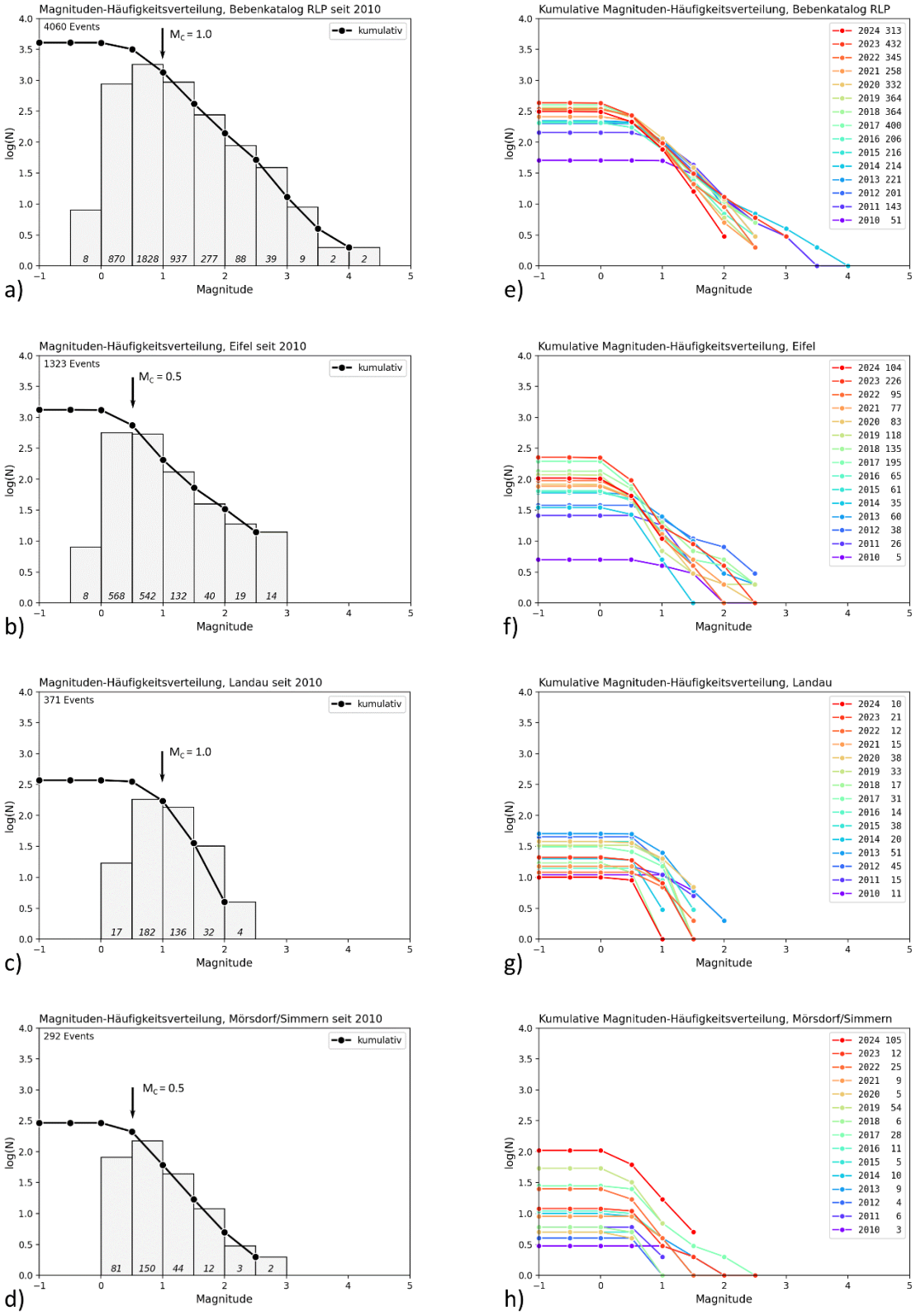


Abb. 4: *Magnituden-Häufigkeitsverteilungen des Bebenkatalogs RLP.* ***Linke Spalte:*** *Magnitudenklassen und kumulative Verteilungen für den gesamten Katalogzeitraum von Januar 2010 bis Juni 2024.* ***Rechte Spalte:*** *Jährliche kumulative Magnituden-Häufigkeitsverteilungen. Die Verteilungen wurden für verschiedene Regionen in RLP berechnet (vgl.* ***Abb. 2****).* ***Von oben nach unten:*** *Gesamtgebiet RLP und Saarland (a, e). Eifel (b, f), Landau/Insheim (c, g), Mörsdorf/Simmern (d, h).* M_C *ist die Vollständigkeitsmagnitude für das jeweilige Gebiet.*

In seismisch aktiven Gebieten hat b typischerweise einen Wert von ungefähr 1, d.h. ausgehend von großen Magnituden treten jeweils etwa 10mal mehr Beben der nächst kleineren Magnitude auf. In der Realität flachen die gemessenen Häufigkeitsverteilungen gegen kleine Magnituden hin ab und der b-Wert geht gegen Null, d.h. es können nicht mehr alle Beben detektiert werden. Dieser Knick in der Magnituden-Häufigkeitsverteilung definiert die Vollständigkeitsmagnituden M_C.

Abb. 4 zeigt die Magnituden-Häufigkeitsverteilungen sowohl für den gesamten Bebenkatalog RLP (a, e) als auch für die drei seismisch besonders aktiven Regionen Eifel (b, f), Landau/Insheim (c, g) und Mörsdorf/Simmern (d, h). Die Beben, die in die Berechnung der Häufigkeitsverteilungen der drei Teilgebiete eingingen, sind in **Abb. 2** durch blaue Polygone markiert. In der linken Spalte von **Abb. 4** werden die Magnituden-Häufigkeitsverteilungen jeweils zusammen mit der kumulativen Verteilung für den gesamten Zeitraum des Bebenkatalogs - von 2010 bis 2024 – dargestellt. Die Zahlen in den grauen Balken kennzeichnen die Gesamtzahl der aufgetretenen Beben in der entsprechenden Magnitudenklasse.

Die Vollständigkeitmagnitude, M_C, wurde aus der Lage des Übergangs von hohen zu kleinen b-Werten abgeleitet und ist in **Abb. 4** jeweils durch einen schwarzen Pfeil markiert. Für das Gesamtgebiet des Katalogs (Rheinlandpfalz und Saarland) ergibt sich ein Wert von $M_C = 1.0$. Dieses Resultat ist allerdings nur bedingt aussagefähig, da das Stationsnetz des LER eine stark inhomogene räumliche Verteilung aufweist. Im Norden von RLP ist aufgrund der hohen Stationsdichte mit einer geringeren Vollständigkeitsmagnitude zu rechnen als im Südwesten des Landes, wo nur relativ wenige Stationen mit größeren Abständen installiert wurden. Dies zeigt sich beim Vergleich des Gesamtgebietes mit den Ergebnissen für Beben in der Eifel und bei Mörsdorf/Simmern, in deren nördlichen Bereich eine relativ hohe Stationsdichte vorliegt. Hier wurde jeweils ein Wert von $M_C = 0.5$ abgeleitet. Die Seismizität bei Landau/Insheim wird mit einer relativ großen Vollständigkeitsmagnitude von $M_C = 1.0$ erfasst. In diesem dicht besiedelten und industrialisierten Gebiet auf den Sedimenten des Oberrheingrabens ist mit einer hohen anthropogenen Bodenunruhe zu rechnen, welche das Detektionsvermögen der Stationen negativ beeinflusst.

Durch den kontinuierlichen Zubau von Stationen seit 2010 besitzt der Bebenkatalog aber auch eine zeitliche Inhomogenität, die die Interpretation von M_C für den Gesamtzeitraum von 2010 bis 2024 erschwert. In der rechten Spalte von **Abb. 4** sind deshalb die jährlichen kumulativen Häufigkeitsverteilungen für das Gesamtgebiet (e) und die drei untersuchten Teilregionen (f, g, h) dargestellt. Die jährliche Gesamtzahl lokalisierter Beben ist in den Legenden neben der entsprechenden Jahreszahl aufgeführt. Dabei zeigt sich im Verlauf der Jahre eine generelle Zunahme der Bebenzahl. Für das gesamte Gebiet wurden im Jahre 2010 nur insgesamt 51 Beben lokalisiert, während für 2023 über 432 Beben im Katalog gelistet werden (die für 2024 angegebene Zahl von 313 Beben ist zu klein und nicht vergleichbar, da der vorliegende Katalog nur Ereignisse bis Juni 2024 beinhaltet). Der Vergleich der jährlichen kumulativen Häufigkeitsverteilungen für Rheinland-Pfalz (e) zeigt, dass die Vollständigkeitsmagnitude im Laufe der Jahre abnimmt, beginnend von $M_C \approx 1.5$ in 2010 (violette Kurve) bis $M_C \approx 1.0$ ab 2022 (rote Kurven). In den untersuchten Teilregionen Eifel (f) und Mörsdorf/Simmern (h) ist eine ähnliche zeitliche Entwicklung der jährlichen Bebenzahl und Verbesserung der Vollständigkeitsmagnitude zu beobachten. In der Region Landau/Insheim (g) werden überwiegend induzierte Beben registriert, die im Bereich der Geothermiekraftwerke bei Landau und Insheim auftreten. Die Seismizität wird hier im Wesentlichen durch die Aktivität der Tiefenreservoirs beeinflusst und zeigt deshalb keine systematische zeitliche Abhängigkeit.

2.3 Auswertung der „Pickfiles“

Die jährlich beobachtete Zunahme von Beben sowie die Verringerung der Vollständigkeitsmagnitude kann mit dem Zubau von seismischen Stationen zwischen 2010 und 2024 erklärt werden. Für eine detaillierte Übersicht wurden die „Pickfiles“ ausgewertet, die vom LER zur Verfügung gestellt wurden. In diesen Dateien werden die für die Lokalisierung notwendigen Informationen für jedes Katalogbeben aufgelistet (u.a. P- und S- Einsatzzeiten und gemessene Signalamplituden an den einzelnen Stationen). **Tabelle 2** zeigt die jährliche Anzahl von Beben, an deren Lokalisierung die zu begutachtenden Stationen beteiligt waren, wobei die Stationen chronologisch nach ihren ersten Eintragungen in den Pickfiles (i.d.R. Inbetriebnahme) aufgelistet sind. Insgesamt ist eine klare Korrelation der Stationsanzahl mit der Anzahl der lokalisierten Beben zu erkennen. Im Jahr 2010 wurden unter Verwendung von 8 Stationen insgesamt nur 51 Beben lokalisiert. Im Jahr 2023 standen 27 Stationen zur Verfügung und es wurden insgesamt 432 Beben lokalisiert. In **Tabelle 2** sind allerdings nur die im Rahmen dieses Gutachtens analysierten Stationen aufgelistet (s. **Abb. 1**). Aus den Pickfiles ist ersichtlich, dass zur Lokalisierung teilweise auch Stationen benachbarter Erdbebendienste (z.B. in Baden-Württemberg oder Frankreich) ausgewertet wurden, welche hier nicht berücksichtigt worden sind.

Für zahlreiche seismologische Untersuchungen ist eine möglichst weit zurückreichende Datenkontinuität vorteilhaft. Wie **Tabelle 2** zeigt, können z.B. die Stationen ABH und RIVT Registrierungen ab mindestens 2010 bereitstellen. Solche Standorte sollten auch in Zukunft weiterhin mit möglichst guter Datenqualität betrieben werden. Bei anderen Stationen lassen sich Zeiträume identifizieren, in denen - wahrscheinlich aufgrund technischer Probleme - keine oder nur relativ wenige Beben ausgewertet wurden. Dies betrifft z.B. die Station AHRW von 2019 bis 2021 oder DUP von 2017 bis 2019. Die Anzahl der ausgewerteten Beben bietet allerdings keinen Maßstab zur Bewertung einer Station hinsichtlich ihrer Bedeutung im gesamten Stationsnetz. Mit den Registrierungen der Station OCHT wurden z.B. im Jahr 2023 insgesamt 333 Beben lokalisiert. Das sind 77% der in diesem Jahr lokalisierten Ereignisse (432). Der Grund für diese hohe Zahl liegt in der großen Nähe von OCHT zur seismisch sehr aktiven Eifel. Bei den Stationen MUEZ und DUP waren es im Jahr 2023 insgesamt nur 42 (10%) bzw. 18 (4%) Beben. Dennoch sind diese beiden Stationen wichtig für die Lokalisierungsfähigkeit des gesamten Stationsnetzes, da sie in Gebieten mit generell niedriger Stationsdichte liegen (vgl. **Abb. 1**) und einen wichtigen Beitrag zum seismischen Monitoring im Süden und Westen von Rheinland-Pfalz liefern.

Zusammenfassend muss festgestellt werden, dass sich die Vollständigkeitsmagnitude aufgrund der räumlichen und zeitlichen Inhomogenität des Bebenkatalogs RLP nur mit relativ großer Unsicherheit abschätzen lässt. Eine Aufteilung in Teilregionen und jährliche Zeitfenster ergibt allerdings kaum eine Verbesserung, da dann jeweils nur eine geringe Anzahl von Beben mit ausreichend großen Magnituden für eine zuverlässige statistische Auswertung der Häufigkeitsverteilung und Bestimmung von M_C zur Verfügung stehen.

Tabelle 2: *Jährliche Anzahl von Beben, an deren Lokalisierung die einzelnen Stationen beteiligt waren, basierend auf den Einträgen in den „Pickfiles“ des Bebenkatalogs RLP seit 2010. Die Stationen sind chronologisch sortiert nach ihren ersten Eintragungen bei der Auswertung. Die Gesamtzahl der lokalisierten Beben befindet sich jeweils im Tabellenkopf unter dem entsprechenden Jahr. Die Stationen BEMS, BINZ, DREA und WEID waren im dargestellten Zeitraum noch nicht installiert.*

Jahr:	**2010**	**2011**	**2012**	**2013**	**2014**	**2015**	**2016**	**2017**	**2018**	**2019**	**2020**	**2021**	**2022**	**2023**	**2024**
Beben:	**51**	**143**	**201**	**221**	**214**	**216**	**206**	**400**	**364**	**364**	**332**	**258**	**345**	**432**	**313**
ABH	28	133	185	198	191	197	181	242	235	206	199	167	223	180	173
AHRW	26	91	75	121	103	104	97	185	124	-	-	43	110	147	84
BIW	19	62	77	120	101	93	68	63	113	88	99	97	94	94	71
DUP	15	34	21	32	27	9	16	8	-	5	24	18	19	18	8
FACH	21	112	124	142	125	142	159	200	223	194	180	165	216	216	172
IMS	19	97	106	122	124	114	107	120	104	76	127	79	100	76	58
PEB	16	99	114	115	99	83	60	40	36	79	114	52	83	95	53
RIVT	20	109	137	152	137	147	116	138	77	74	83	89	86	91	87
BODE				9	62	34	73	69	120	73	92	60	76	61	41
LAGB				64	106	120	132	282	197	208	155	148	176	312	228
LDE				25	44	45	21	49	25	35	50	19	28	39	22
OCHT					82	132	136	283	195	184	161	96	146	333	252
ROTT					5	58	32	63	32	60	75	36	57	63	39
LDO						5	7	23	15	33	46	18	21	29	18
GLOK									10	197	157	144	186	284	192
NICK									39	118	122	120	136	145	86
BEUR										176	182	160	112	173	172
PYRM										33	209	185	248	325	238
KOGO											37	160	200	261	214
MUEZ											6	38	33	42	20
BEDO												128	188	251	141
OMED												107	140	214	147
BGG													149	328	243
HILG													34	69	58
KOE													79	196	93
MESL													33	104	66
PROB													103	217	159
RHEN															156
TRIT															122

3 Spektrale Analyse der Bodenunruhe und Einfluss existierender Windenergieanlagen

In den folgenden Abschnitten sollen die Eigenschaften der seismischen Bodenunruhe an den einzelnen Stationen bestimmt und ein möglicher Einfluss von WEA auf die Registrierung von Lokalbeben analysiert werden.

3.1 Meteorologische Daten, Histogramme der Standortwindgeschwindigkeiten

Die Bodenunruhe an den einzelnen Stationen wird anhand von Leistungsdichtespektren (PSD, Power Spectral Density) untersucht, die über einen langen Zeitraum gemittelt wurden. Durch Korrelation der PSD-Amplituden mit den vorherrschenden Windgeschwindigkeiten soll dabei ein möglicher Einfluss von nahegelegenen Windkraftanlagen nachgewiesen werden.

Da es an den Stationsstandorten selbst in der Regel keine meteorologischen Messeinrichtungen gibt, wurden die notwendigen Windinformationen von METEOSTAT bezogen (https://meteostat.ne). Diese Plattform bietet Zugang zu den Daten zahlreicher Wetteragenturen weltweit. Insbesondere besteht die Möglichkeit, meteorologische Parameter für einen beliebigen vorgegebenen Standort zu berechnen. Diese Parameter werden dann von der Plattform intern aus den Aufzeichnungen umliegender Wetterstationen interpoliert und zum Download zur Verfügung gestellt. Die Zuverlässigkeit der METEOSTAT Werte wurde durch stichpunktartigen Vergleich mit tatsächlich gemessenen Winddaten an bekannten Wetterstationen überprüft.

Auf diese Weise wurden für jede zu begutachtende seismische Station Zeitreihen der Windgeschwindigkeit mit einer Auflösung von 60 Minuten für die Jahre 2022 und 2023 von METEOSTAT bezogen. Für neuere Stationen, die in diesem Zeitraum noch nicht installiert waren (BEMS, BINZ, DREA, RHEN, TRIT, WEID), wurden die Windgeschwindigkeiten für das Jahr 2024 und das erste Quartal 2025 ausgewertet.

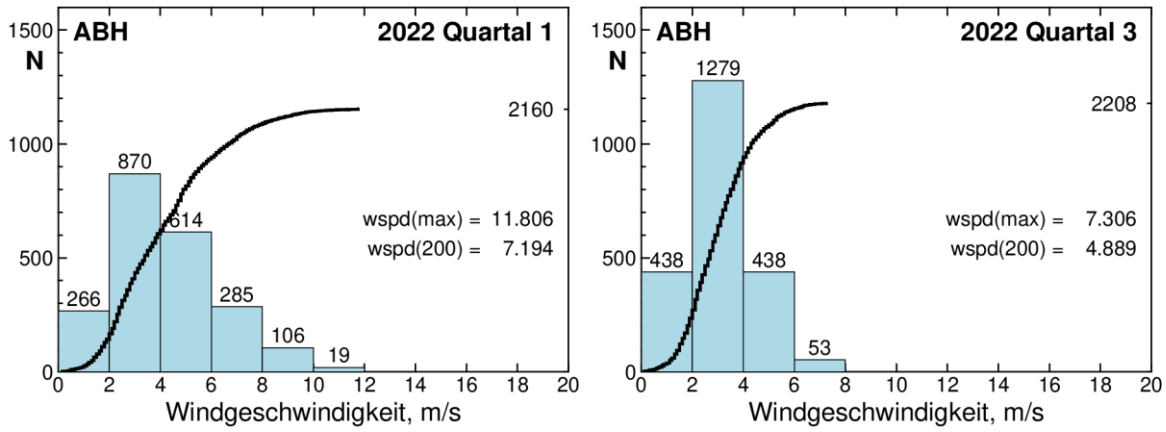


Abb. 5: *Vierteljährliche Häufigkeitsverteilungen der METEOSTAT-Windgeschwindigkeiten am Standort der Station ABH für zwei Quartale des Jahres 2022. Siehe Text für weitere Details.*

Abb. 5 zeigt beispielhaft die berechneten vierteljährlichen Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeiten am Standort ABH für die beiden Quartale 1 (Januar-März) und 2 (Juli-September) des Jahres

2022, jeweils einfach und kumulativ. Die Zahlen über den einzelnen Balken kennzeichnen die Anzahl stündlicher Messwerte in der entsprechenden Geschwindigkeitsklasse.

Der Parameter wspd(max) stellt die im jeweiligen Quartal maximale aufgetretene Windgeschwindigkeit dar. Der Parameter wspd(200) wurde aus der kumulativen Häufigkeitsverteilung abgeleitet und so gewählt, dass im Geschwindigkeitsinterval von wspd(200) bis wspd(max) die 200 stärksten Windgeschwindigkeiten vorliegen. Dadurch wird sichergestellt, dass bei der Berechnung vierteljährlicher PSD-Spektren immer eine ausreichend große Anzahl von Starkwindzeitsegmenten eingehen, um stabile und vergleiche PSD-Spektren zu erhalten.

Die jahreszeitlichen Unterschiede der Windverhältnisse sind gut zu erkennen. In den Sommermonaten des dritten Quartals 2022 beträgt die maximale aufgetretene Windgeschwindigkeit 7.3 m/s (wspeed(max)). Im Vergleich dazu ist die Häufigkeitsverteilung im Winter (2022 Quartal 1) deutlich breiter und die maximale Windgeschwindigkeit beträgt 11.8 m/s. In beiden Fällen liegt das Maximum der Häufigkeitsverteilung im Intervall 2 m/s bis 4 m/s. Dies kann als typische Windgeschwindigkeit am Standort ABH angesehen werden.

In dieser Form wurden vierteljährliche Histogramme der Windgeschwindigkeiten für alle Standorte und alle Quartale berechnet und dargestellt. Die Ergebnisse können in der **Anlage 1** zu diesem Gutachten eingesehen werden.

3.2 Windkraftanlagen in RLP und im Saarland

Informationen zu den in Rheinland-Pfalz und dem Saarland installierten WEA wurden von OpenStreetMap (OSM) bezogen. Mit Hilfe des Plugins „quickOSM“ konnte die entsprechende OSM Datenbank in das Geoinformationssystem QGIS importiert und weiterverarbeitet werden. Neben den Koordinaten sind hier für jedes Windrad u.a. Hersteller, Typ-Bezeichnung, Nabenhöhe und Leistung aufgeführt. Zusätzlich stehen noch Informationen zu Installationsdatum und ggf. zu Abbau bzw. Stilllegung der Anlage zur Verfügung. Die OSM Datenbank bildet deshalb eine wichtige Basis für die Beurteilung des Einflusses von WEA auf die seismischen Registrierungen.

Abb. 6 präsentiert eine Karte mit allen in der OSM Datenbank gelisteten WEAs (rote Kreuze). Insgesamt sind 2072 Windräder markiert, davon befinden sich 1850 Anlagen in Rheinland-Pfalz und 222 Windräder im Saarland. In der Karte sind um jede WEA hellblaue Puffer mit einem Radius von 10 km eingezeichnet. Daraus wird ersichtlich, dass es in Rheinland-Pfalz und Saarland nur noch wenige Gebiete mit größerem Abstand zu existierenden Windkraftanlagen gibt, die zumindest im Hinblick auf WEA-Emissionen als relativ ungestörte Standorte für neue seismische Stationen dienen könnten.

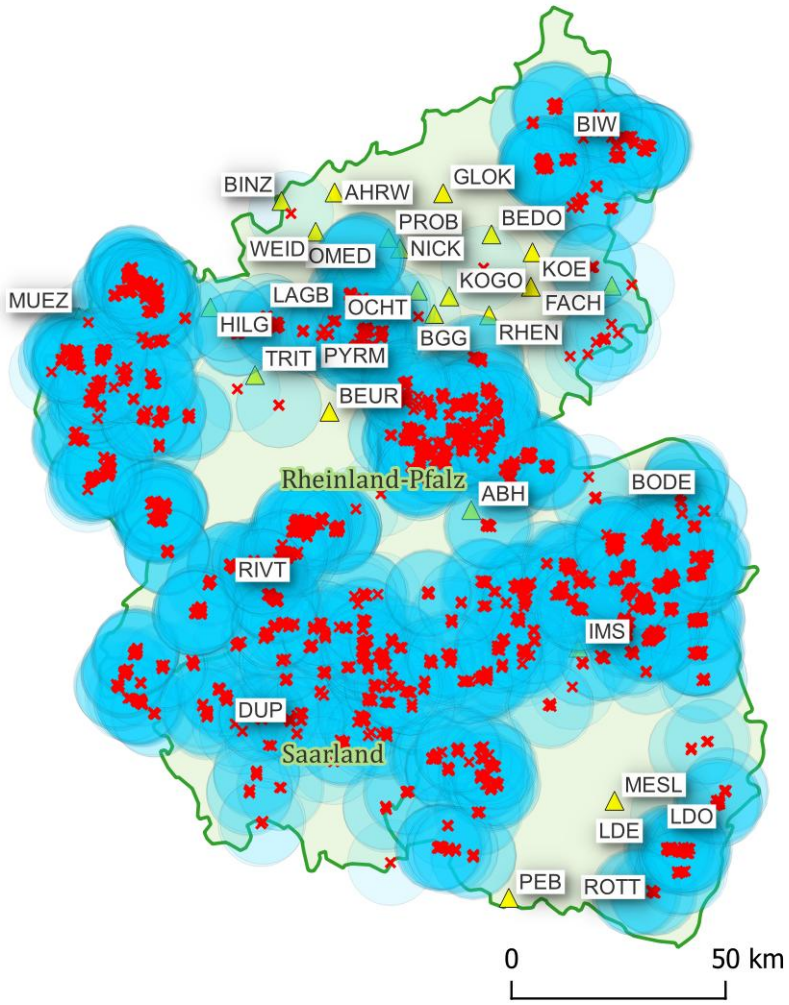


Abb. 6: *Verteilung der installierten Windräder in Rheinland-Pfalz und im Saarland (rote Kreuze), Quelle: OpenStreetMap. Die hellblauen Puffer besitzen einen Radius von 10 km.*

3.3 Windabhängige PSD-Spektren, Korrelation mit verbauter WEA-Leistung

Zur Ermittlung des Rauschniveaus an den zu begutachteten Stationen wurden windabhängige Leistungsdichtespektren (PSD) nach der Methode von Welch (1967) berechnet. Gegenüber Zeitbereichsmethoden wie I95- oder RMS-Amplituden bieten PSD-Funktionen den Vorteil, dass die spektralen Eigenschaften der Bodenbewegung sehr genau charakterisiert werden können.

Insbesondere WEA-Emissionen, deren Energie sich auf mehr oder weniger diskrete spektrale Peaks konzentrieren, lassen sich mit Hilfe windabhängiger PSD-Spektren in den seismischen Registrierungen gut identifizieren. Dabei sollten die PSD-Funktionen über einen ausreichend langen Zeitraum gemittelt werden, um die WEA-Signale in den Spektren deutlicher von anderen Rauschquellen hervorzuheben (z.B. Limberger et al. 2021, Zieger & Ritter 2018).

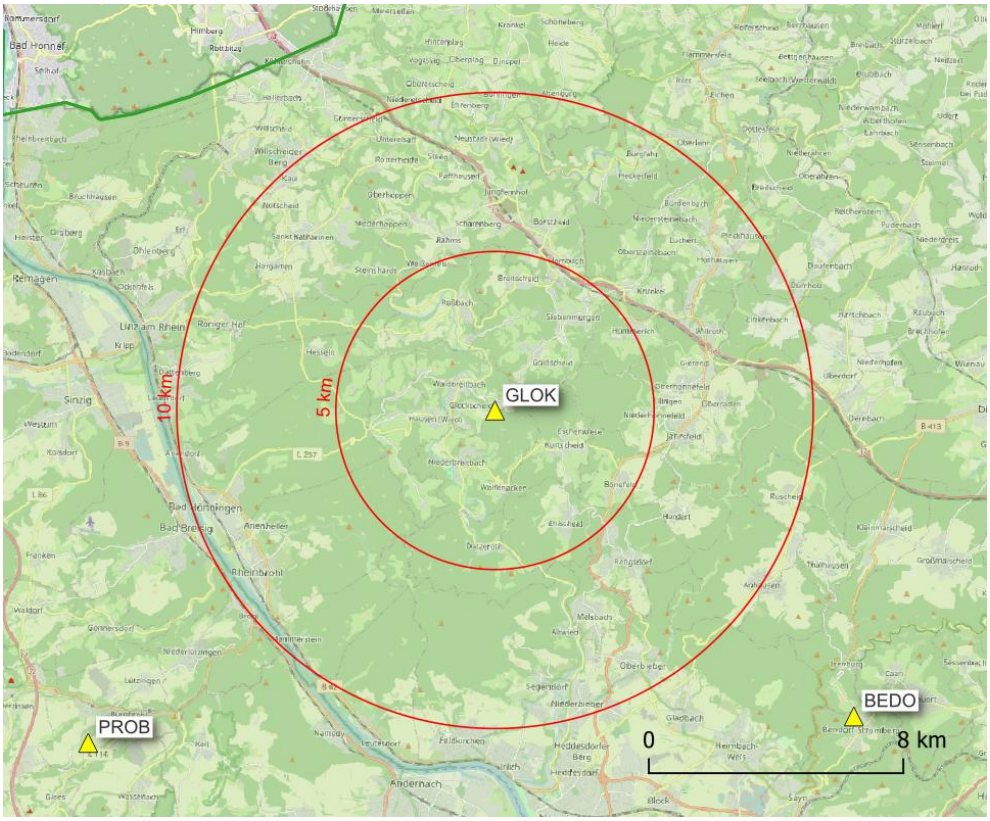
Zur Berechnung der PSD Spektren wurden die kontinuierlichen Zeitreihen der Stationen zunächst mit dem entsprechenden Gain-Faktor restituiert, um die wahre Bodenbewegung in Geschwindigkeitseinheiten (nm/s) zu erhalten. Auf eine zeitaufwendige, frequenzabhängige Instrumentenkorrektur konnte

verzichtet werden, da die Übertragungsfunktionen der im LER Stationsnetz verwendeten kurzperiodischen und breitbandigen Instrumententypen im betrachteten Frequenzband von 1 Hz bis 10 Hz konstante Amplituden besitzen. Die Zeitreihen wurden in 10 Minuten Zeitfenster unterteilt und der jeweils vorherrschenden Windgeschwindigkeit zugeordnet. Alle daraus berechneten PSDs einer Windgeschwindigkeits-Klasse wurden anschließend quartalsweise gemittelt, um statistisch robuste Spektren zu erhalten. Um eine Referenz zur Beurteilung des Rauschniveaus zu geben, wurden zusätzlich die Amplituden des „global New Low Noise Model“ (NLNM) und des „global New High Noise Model“ (NHNM) von Peterson (1993) in die PSD-Spektren eingezeichnet.

In den PSD-Spektren der meisten Stationen können windabhängige Amplituden-Peaks identifiziert werden, die charakteristisch für WEA-Emissionen sind. Dieser Zusammenhang kann untermauert werden, wenn man die PSD-Spektren mit den installierten WEAs vergleicht. Hierfür wurden anhand der OSM-Datenbank Gesamtleistung und Anzahl von Windrädern berechnet, die sich innerhalb eines Radius von 10 km im Umfeld der einzelnen Stationen befinden.

In den nachfolgenden Abbildungen sollen drei typische PSD-Spektren mit unterschiedlichen Eigenschaften exemplarisch dargestellt werden. Die Spektren aller übrigen untersuchten Stationen sind in **Anlage 2** dieses Berichts zusammengestellt.

- **Abb. 7:** PSD-Spektrum der Station **GLOK**. Wie die Karte zeigt, sind im Umfeld der Station keine Windräder verbaut. Die PSD-Amplituden besitzen im gesamten Frequenzbereich ein niedriges Niveau mit einer nur geringen Windabhängigkeit. Im Bereich von 1.2 und 1.5 Hz lassen sich nur schwach ausgeprägte Peaks identifizieren, die ihren Ursprung wahrscheinlich in weiter entfernten WEAs haben.
- **Abb. 8:** PSD-Spektrum der Station **LAGB**. Hier sind innerhalb eines Radius von 10 km insgesamt 28 Windräder mit einer Gesamtleistung von über 61 MW installiert. Die Emissionen dieser WEA sind in den Aufzeichnungen der Station klar nachweisbar. Das PSD-Spektrum zeigt bei 1.5 und 4 Hz deutliche Peaks, deren Amplituden teilweise bis in den Bereich des High Noise Model (NHNM) gehen. In den übrigen Frequenzbereichen besitzt LAGB, ähnlich wie GLOK, ein niedriges Rauschniveau mit geringer Windabhängigkeit.
- **Abb. 9:** PSD-Spektrum der Station **MUEZ**. Obwohl im 10 km Bereich dieser Station 62 Windräder mit einer Gesamtleistung von über 119 MW installiert sind, können keine ausgeprägten Peaks in den PSD-Spektren identifiziert werden. Die Ursache hierfür liegt in dem generell sehr hohen Rauschpegel, der mit wachsender Windgeschwindigkeit im gesamten Frequenzband stark zunimmt und evtl. vorhandene WEA-Signale überdeckt. An diesem Standort sollte überprüft werden, was die Ursache hierfür sein könnte und durch welche Maßnahmen die Windempfindlichkeit des Sensors reduziert werden kann.



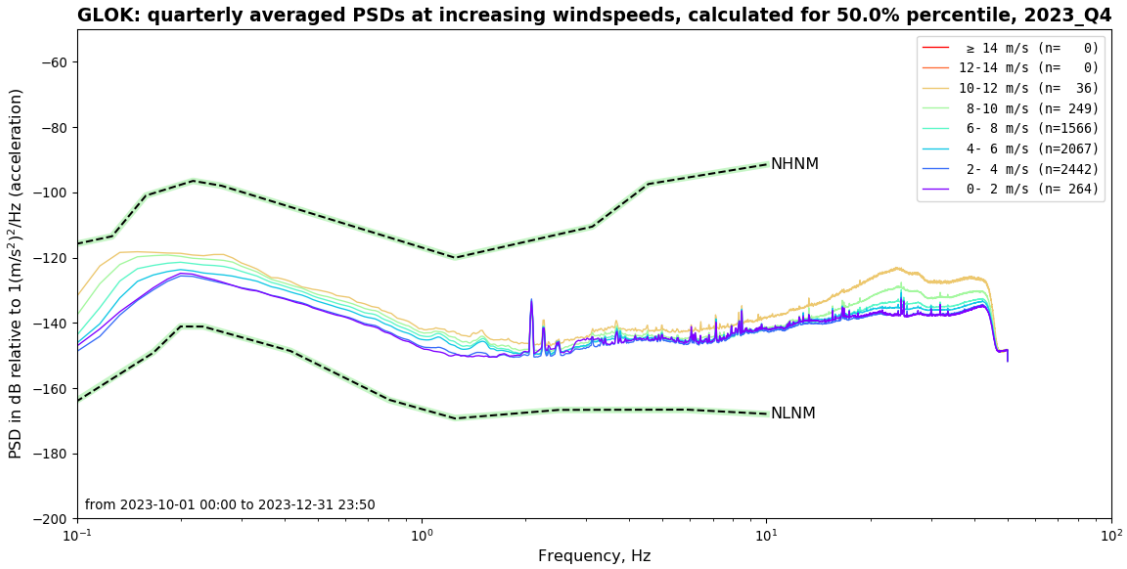
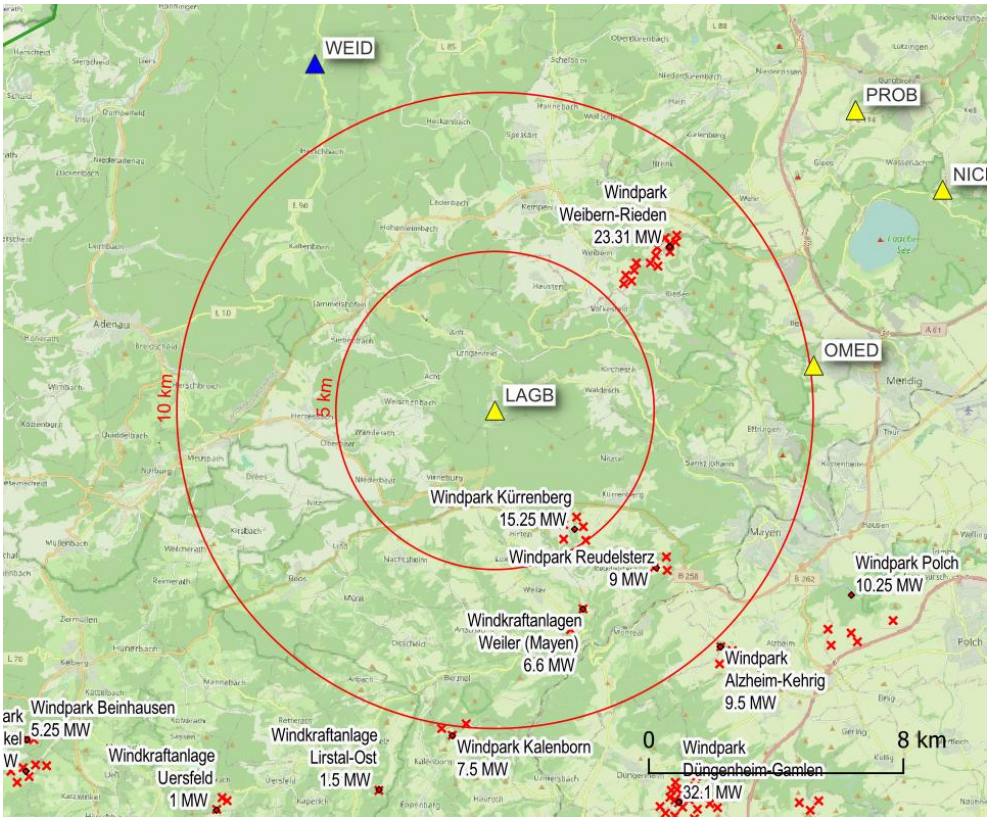


Abb. 7: *PSD Spektrum von GLOK. Die Station besitzt im Bereich 1 – 10 Hz ein generell niedriges Rauschniveau mit kaum sichtbaren WEA-Peaks bei 1.2 und 1.5 Hz. Das Spektrum zeigt insgesamt nur eine schwache Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Wie die Karte zeigt, sind keine WEA im Umfeld der Station GLOK in Betrieb.*



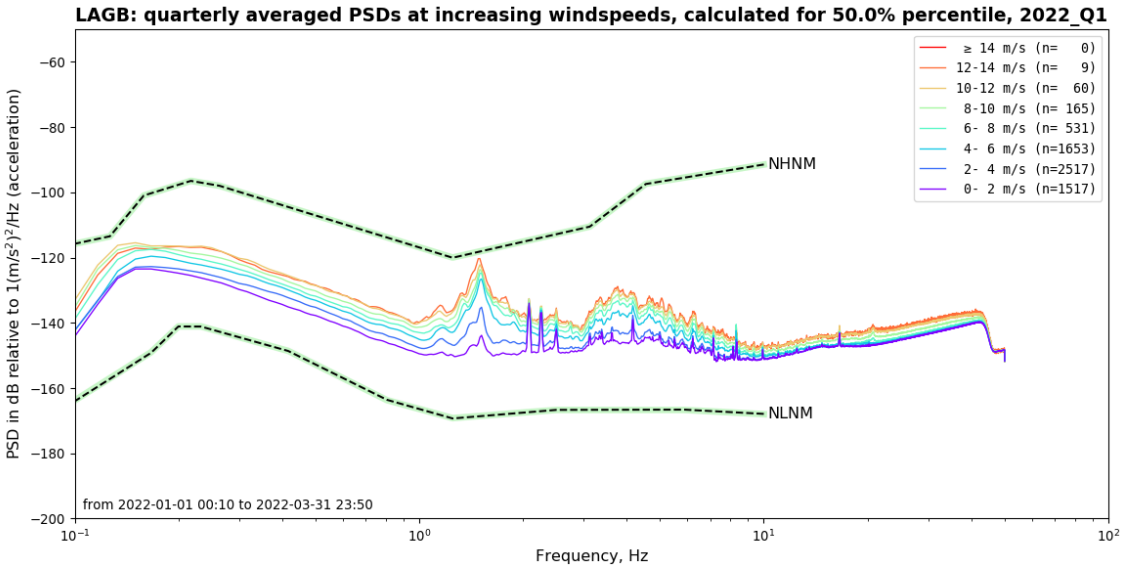
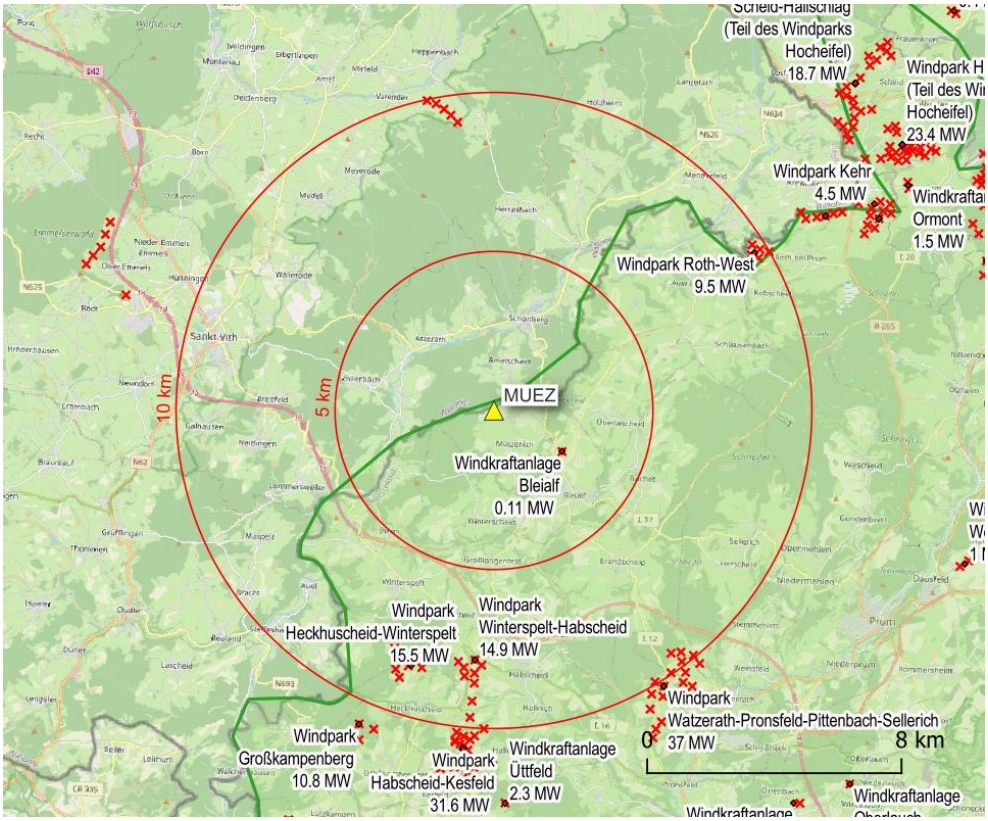


Abb. 8: *PSD Spektrum von LAGB mit deutlich ausgeprägten WEA-Peaks bei 1.5 und 4 Hz. In den übrigen Bereichen besitzt die Station ein relativ niedriges Rauschniveau mit schwacher Windabhängigkeit. Innerhalb von 10 km sind hier 28 Windräder mit einer Gesamtleistung von 61.66 MW installiert.*



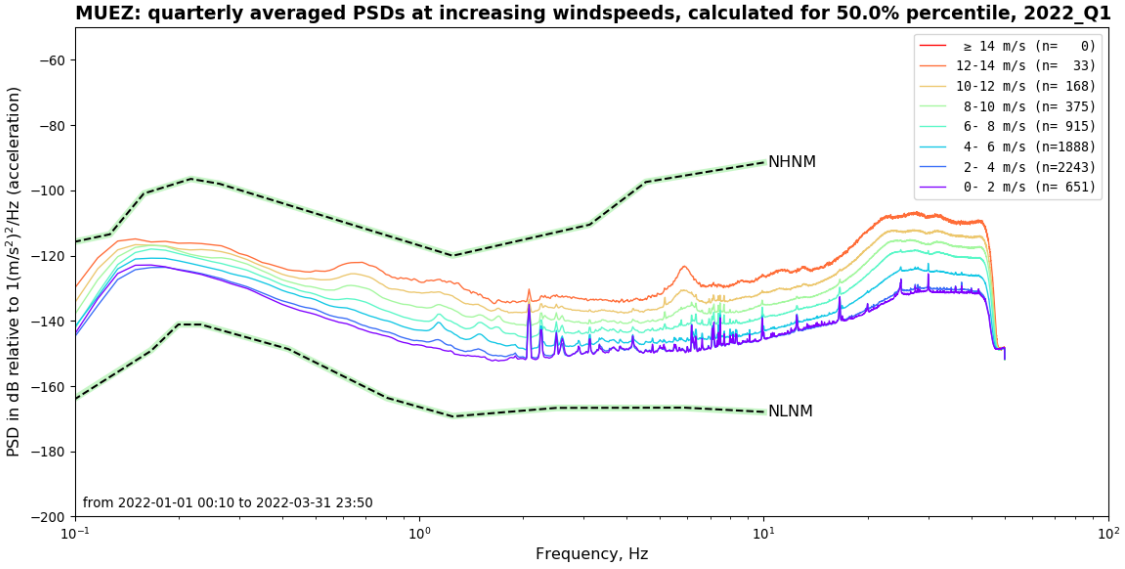


Abb. 9: *PSD Spektrum von MUEZ. Die Amplituden sind innerhalb des gesamten Frequenzbereichs stark windabhängig. Evtl. vorhandene WEA-Peaks werden von dem generell hohen Rauschniveau überdeckt. Insgesamt sind hier im Umkreis von 10 km 62 Windräder mit einer Gesamtleistung von 119.10 MW installiert.*

Tabelle 3 gibt einen Überblick über die WEA-Belastung an den einzelnen Standorten, wobei die Stationen nach der jeweils installierten Gesamtleistung sortiert sind. Die Symbole in der Spalte „WEA-Peaks“ stellen eine qualitative Beurteilung der dazugehörenden frequenzabhängigen PSD-Peaks dar:

* = nicht oder kaum sichtbar
** = deutlich sichtbar
*** = sehr stark ausgeprägt

In **Tabelle 3** ist eine systematische Korrelation zwischen der verbauten WEA-Gesamtleistung und der Ausprägung von PSD-Peaks zu erkennen. An Standorten, in deren Umfeld sich keine Windparks befinden, werden in der Regel nur schwache WEA-typische Peaks in den Spektren identifiziert. Mit zunehmender installierter WEA-Leistung werden dann auch die Peaks in den PSD-Spektren deutlicher sichtbar und erhöhen das Rauschniveau an den entsprechenden Frequenzen.

Es gibt aber auch Ausnahmen:

- An der Station **KOE** (Koeppel) werden deutliche windabhängige PSD-Peaks beobachtet, obwohl im Umfeld keine WEA installiert sind (siehe **Anlage 2**). Ursache hierfür sind die Eigenschwingungen zweier großer Fernmeldetürme, die sich in unmittelbarer Nachbarschaft der Station befinden.

- Im Bereich der Station **BGG** (Burg Elz) sind 83 MW Gesamtleistung installiert, dennoch werden in den Spektren nur schwache WEA-Peaks beobachtet und die Station besitzt einen generell niedrigen Rauschpegel. Hier wirkt sich die Installation des Sensors tief im Innern der Burg auf anstehendem Gestein positiv aus.

- Ähnliches gilt für die Stationen **RIVT** und **PYRM** mit einer Gesamtleistung von 149 bzw. 119 MW, bei denen dennoch nur moderate PSD-Peaks beobachtet werden.

Tabelle 3: *Installierte WEA Gesamtleistung im Umfeld der seismischen Stationen. Gelistet ist die Gesamtleistung und Anzahl aller Windräder, die sich innerhalb eines Radius von 10 km an den einzelnen Stationen befinden.*

*Die Anzahl der Sterne in Spalte 4 gibt an, wie deutlich die WEA-Peaks in den PSD-Spektren zu erkennen sind: *= nicht/kaum sichtbar, **= deutlich, ***= stark ausgeprägt, vgl.* ***Anlage 2****.*

Mit den farbigen Balken wird der Rauschpegel im Frequenzbereich von 0.1 Hz bis 10 Hz (schwarze Line: 1 Hz) relativ zum global High Noise Model schematisch dargestellt, in der linken Spalte bei schwachem Wind, rechts bei starkem Wind (s. nächsten Abschnitt).

Station	Gesamt-leistung in MW	Anzahl WEA	WEA Peaks	Low wind	High wind	Bemerkungen
AHRW	0.00	0	*			
BEDO	0.00	0	*			
BEMS	0.00	0	*			
BEUR	0.00	0	*			
BINZ	0.00	0	*			
GLOK	0.00	0	*			
KOE	0.00	0	**			Fernmeldeturm in der Nähe
KOGO	0.00	0	*			
MESL	0.00	0	*			
PEB	0.00	0	?			allg. hoher windabh. Rauschpegel
RHEN	0.00	0	*			
WEID	0.00	0	**			
TRIT	1.11	2	*			
DREA	10.25	5	**			
OCHT	10.25	5	*			
HILG	15.00	11	*			
FACH	20.75	16	*			
ABH	21.60	6	**			
NICK	23.31	15	*			techn. Probleme ab Juli 2023
PROB	23.31	15	*			
BIW	29.25	22	**			
BODE	34.65	24	***			
IMS	55.80	17	**			
OMED	57.06	27	**			
LAGB	61.66	28	***			
LDE	66.30	29	***			
LDO	66.30	29	***			
DUP	72.00	29	**			
BGG	83.40	35	*			
ROTT	94.10	40	***			
MUEZ	119.10	62	?			allg. hoher windabh. Rauschpegel
PYRM	119.65	65	**			
RIVT	149.15	72	**			

3.4 Kategorisierung der Rauschbelastung

Im Folgenden sollen die Stationen anhand ihrer Rauschbelastung kategorisiert werden. Hierzu werden die berechneten PSD-Spektren mit den globalen Noise-Modellen von Peterson (1993) verglichen. Diese Modellkurven beschreiben den Rauschpegel der weltweit ruhigsten (NLNM) sowie der am stärksten verrauschten (NHNM) seismischen Stationen und werden in der Seismologie häufig als Referenz zur Beurteilung der Stationsqualität verwendet. Als Maß soll hier der Abstand der PSD-Amplituden zum oberen Noisemodell (NHNM) dienen. Zur Veranschaulichung sind in **Abb. 10** die für alle Quartale gemittelten PSD-Spektren der Station LAGB im Frequenzbereich von 0.1 Hz bis 10 Hz (logarithmisch) dargestellt. Die Spektren links wurden bei kleinen Windgeschwindigkeiten berechnet (0 – 2 m/s), die Spektren rechts bei starkem Wind (> 10 m/s). Die dicken schwarzen Linien stellen den Mittelwert aller 8 Quartale dar und repräsentieren das Rauschen an der Station LAGB für den gesamten untersuchten Zeitraum 2022 und 2023. Die Amplituden sind in dB relativ zu NHNM (gestrichelte Linie bei 0 dB) eingezeichnet.

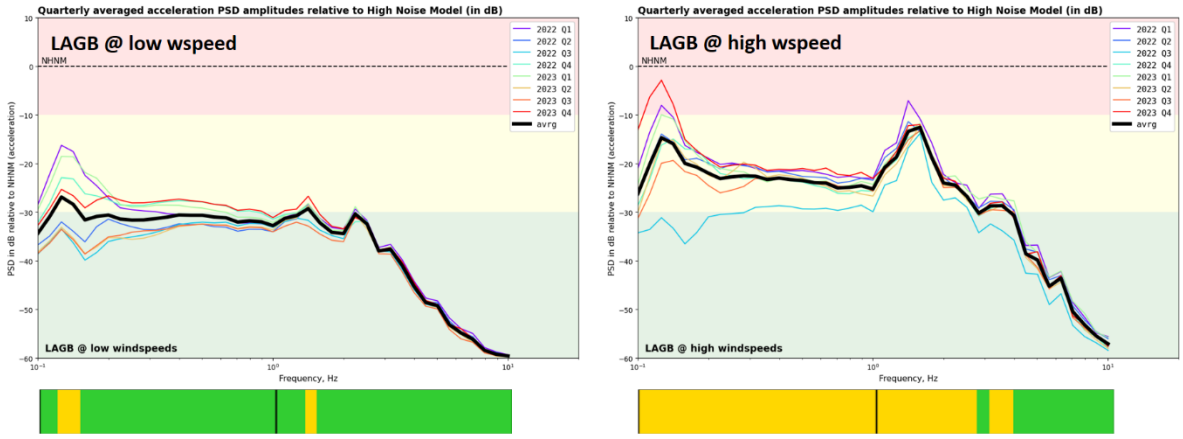


Abb. 10: *Farbliche Codierung der Rauschleistung (hier für Station LAGB). Dargestellt sind gemittelte PSD-Spektren in dB relativ zum NHNM (horizontale gestrichelte Linie). Die dicken schwarzen Linien repräsentieren jeweils den Mittelwert aller acht vierteljährlichen PSD-Spektren der Jahre 2022 und 2023.*

Für eine übersichtliche Kategorisierung der Rauschbelastung werden die Amplituden in Abhängigkeit von ihrem Abstand zum High Noise Modell (NHNM) eingefärbt und die Farbverteilung auf den unter dem Spektrum befindlichen Balken übertragen. Die Einteilung erfolgt in drei Kategorien:

Farbe	Rauschleistung relativ zum NHNM	Bewertung des Rauschniveaus
Grün	< -30 dB	ungestört / ruhig
Gelb	-30 dB bis -10 dB	gestört / unruhig
Rot	> 10 dB	stark gestört

Mit dieser schematischen Darstellung kann das Rauschniveau für verschiedene Frequenzbereiche mit einem Blick erfasst werden. Aufgrund der logarithmischen Darstellung geht die linke Balkenhälfte von 0.1 Hz bis 1.0 Hz und ist relevant bei der Analyse von teleseismischen Ereignissen, die rechte Seite beschreibt den Rauschpegel im Bereich von 1.0 Hz bis 10.0 Hz, der dem Frequenzband von Regional- und Lokalbeben entspricht.

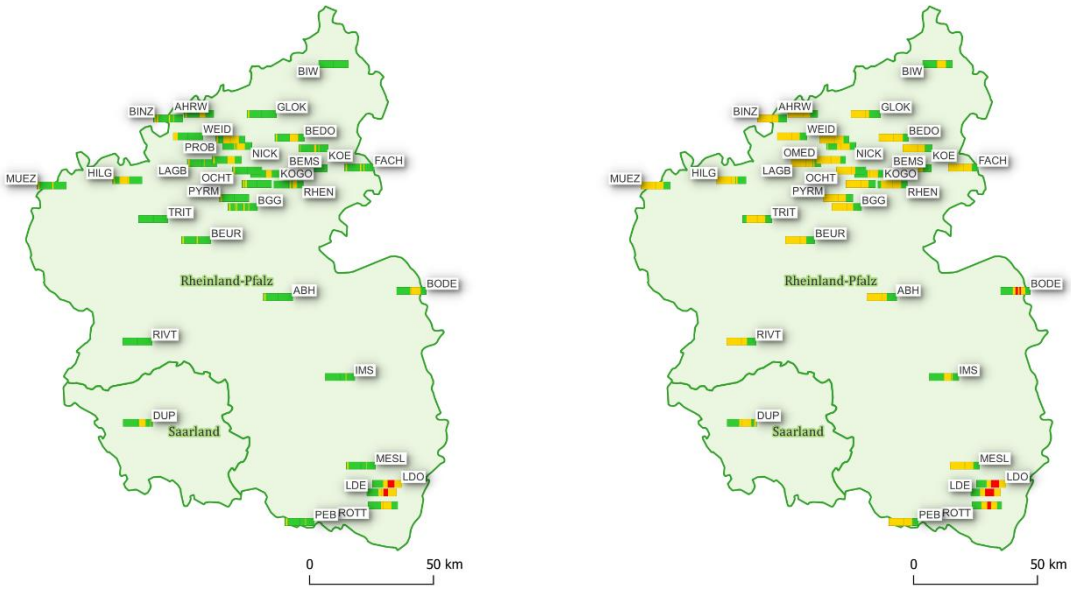


***Abb. 11**: Schematische Darstellung der Rauschbelastung an den einzelnen Stationen, links bei kleinen Windgeschwindigkeiten, rechts bei hohen Windgeschwindigkeiten. Jeder Farbbalken beschreibt die Rauschleistung im Bereich von 0.1 Hz (linkes Balkenende) bis 10 Hz (rechtes Balkenende) in den Farben Grün für ungestört, Gelb für gestört und Rot für stark gestört (vgl. **Abb.10**).*

Für einen Überblick sind die Farbbalken aller Stationen sowohl in **Tabelle 3** als auch in die Karten von **Abb. 11** eingetragen. Die Zunahme der Rauschleistung bei hohen Windgeschwindigkeiten ist deutlich zu erkennen.

Mit dieser Art der der Darstellung lässt sich die Stärke der Bodenunruhe in verschiedenen Frequenzbereichen an den einzelnen Stationen optisch schnell erfassen. Durch die relative grobe Einteilung in drei Kategorien ist es allerdings nicht möglich WEA-Signale zu identifizieren. Die Balken sollen lediglich einen generellen Eindruck von der gesamten Rauschbelastung vermitteln.

Die Rauschpegel der meisten Stationen liegen im grünen und gelben Bereich. Nur an wenigen Standorten erreichen die Amplituden den mit „stark gestört“ bewerteten roten Bereich. Die Stationen LDE und LDO im Südwesten werden selbst bei niedrigen Windgeschwindigkeiten als „stark gestört“ eingestuft. Hier macht sich das permanent hohe Rauschniveau im Bereich des dichtbesiedelten Rheingrabens bemerkbar.

4 Spektralgehalt von Lokalbeben

Um den relevanten Frequenzbereich der für Detektion und Lokalisierung wichtigen P-Wellen zu bestimmen, wurden Spektrogramme von Lokalbeben in Rheinland-Pfalz angefertigt. Es wurden reguläre tektonische Beben, DLF-Beben in der Eifel sowie induzierte Beben im Bereich der Geothermie Standorte Landau/Insheim betrachtet. Hiermit sollten evtl. vorhandene Unterschiede in der spektralen Energieverteilung dieser drei Bebentypen erfasst werden. Weiterhin erfolgte die Analyse für unterschiedliche Epizentralentfernungen, um den Einfluss der Dämpfung auf den Frequenzgehalt der Signale zu berücksichtigen.

Die Spektrogramme wurden nach der Methode von Welch (1967) berechnet und beschreiben die Leistungsdichten der Bodenschwinggeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Zeit. Die nachstehenden **Abbildungen 12 bis 14** zeigen Spektrogramme und die zugehörigen Wellenformen exemplarisch für jeweils einen der angesprochenen Bebentypen. In jeder Abbildung sind die Resultate für drei Stationen mit wachsender Epizentralentfernung dargestellt. Die Länge der Zeitachse beträgt jeweils 30 s und die Signale sind so positioniert, dass der theoretisch ermittelte P-Einsatz bei 5 s liegt.

Für das untersuchte tektonische Beben bei Kobern-Gondorf (**Abb. 12**) liegen die dominierenden Frequenzanteile der P-Welle im Bereich von etwa 3 Hz bis 9 Hz, wobei bei kleinen Epizentralentfernungen (OCHT, 7 km) noch hochfrequente Signalanteile oberhalb 10 Hz zu erkennen sind, die mit wachsender Entfernung immer stärker unterdrückt werden. Das induzierte Beben bei Insheim (**Abb. 13**) besitzt bei kleinen Entfernungen ebenfalls noch Signalanteile oberhalb von 10 Hz, die dominierenden Anteile befinden sich aber auch hier im Bereich von 3 Hz bis 9 Hz.

Im Gegensatz dazu besitzt das analysierte DLF-Beben bei Mendig (**Abb. 14**) nur tieffrequente Anteile unterhalb von 3 Hz. Oberhalb davon sind keine signifikanten Signalamplituden im Spektrogramm zu erkennen. Da die allgemeine Bodenunruhe bei 1 Hz bis 2 Hz ebenfalls starke Amplituden aufweist, sind die P-Wellen des DLF-Bebens teilweise kaum in den Wellenformen zu identifizieren. Dies ist ein generelles Problem und erschwert die Detektion von DLF-Beben im Vergleich zu tektonischen Beben, wie weiter unten noch diskutiert wird.

Im Ergebnis zeigen die berechneten Spektrogramme, dass der dominierende Anteil der P-Amplituden im Frequenzbereich zwischen 1 Hz und 10 Hz liegt. Nur in Herdnähe werden bei tektonischen und induzierten Beben höherfrequente Signalanteile beobachtet, die aber mit wachsender Epizentralentfernung durch den Einfluss der Absorption unterdrückt werden. Aus diesem Grund beschränken sich die Analysen im Folgenden auf das Frequenzband von 1 Hz bis 10 Hz.

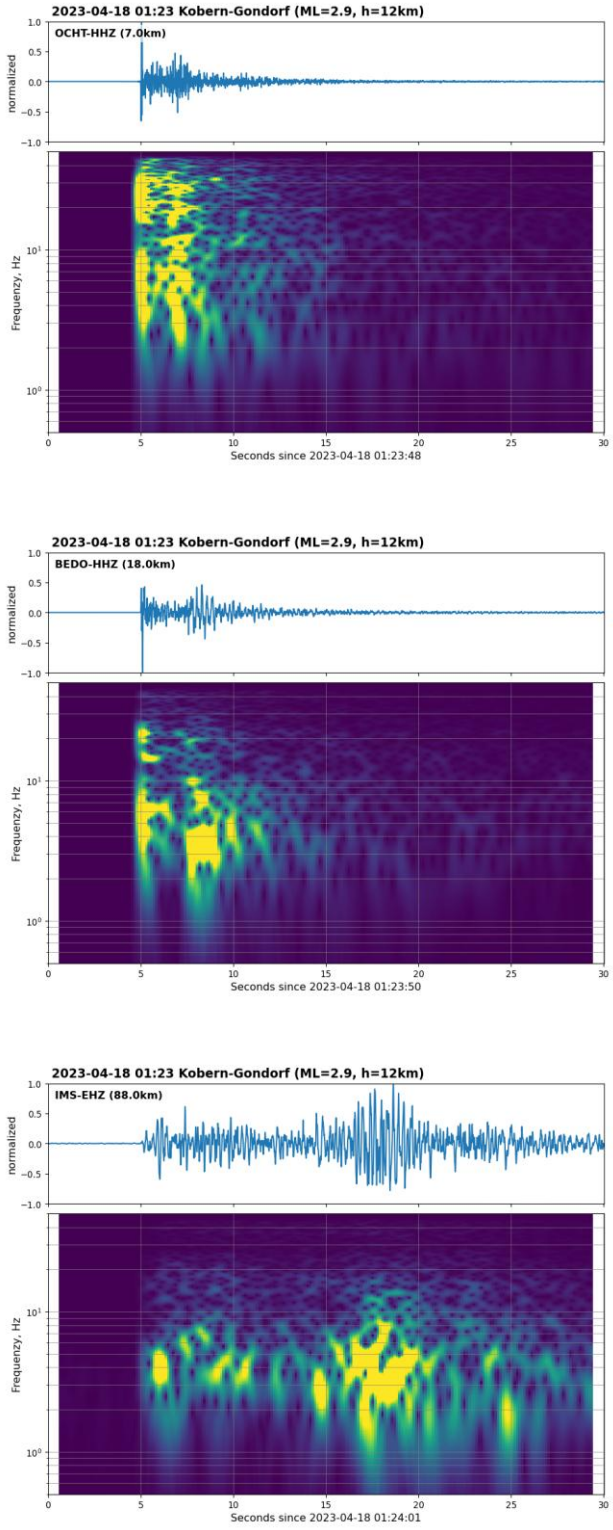


Abb. 12: *Spektrogramme eines* ***tektonischen Bebens*** *in der Eifel mit Magnitude M_L = 2.9 und Herdtiefe h = 12 km, aufgezeichnet an drei Stationen mit wachsender Epizentralentfernung (d).*

Oben: *OCHT (d = 7 km),* ***Mitte:*** *BEDO (d = 18 km****), unten:*** *IMS (d = 88 km) Die theoretische Ankunftszeit der P-Welle liegt bei 5 s auf der Zeitachse*

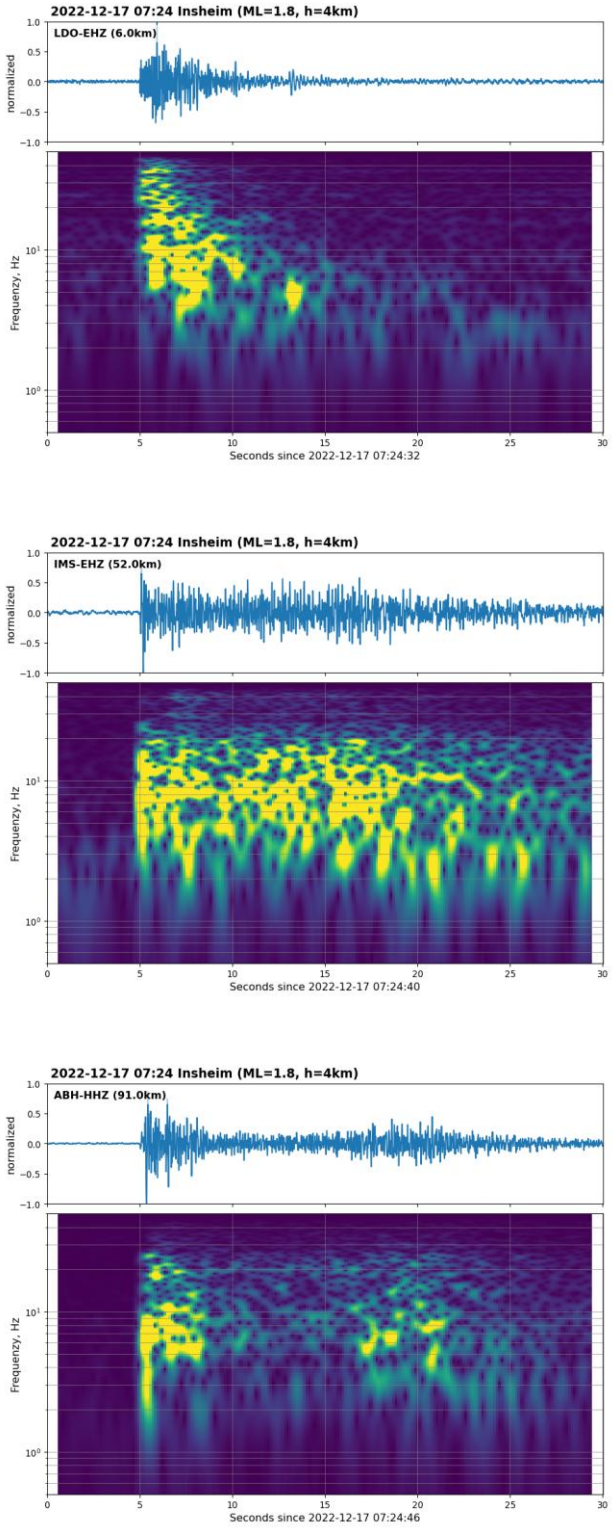


Abb. 13: *Spektrogramme eines* ***induzierten Bebens*** *bei Insheim mit Magnitude M_L = 1.9 und Herdtiefe h = 4 km, aufgezeichnet an drei Stationen mit wachsender Epizentralentfernung (d).*

Oben: *LDO (d = 6 km),* ***Mitte:*** *IMS (d = 52 km****), unten:*** *ABH (d = 91 km)*
Die theoretische Ankunftszeit der P-Welle liegt bei 5 s auf der Zeitachse

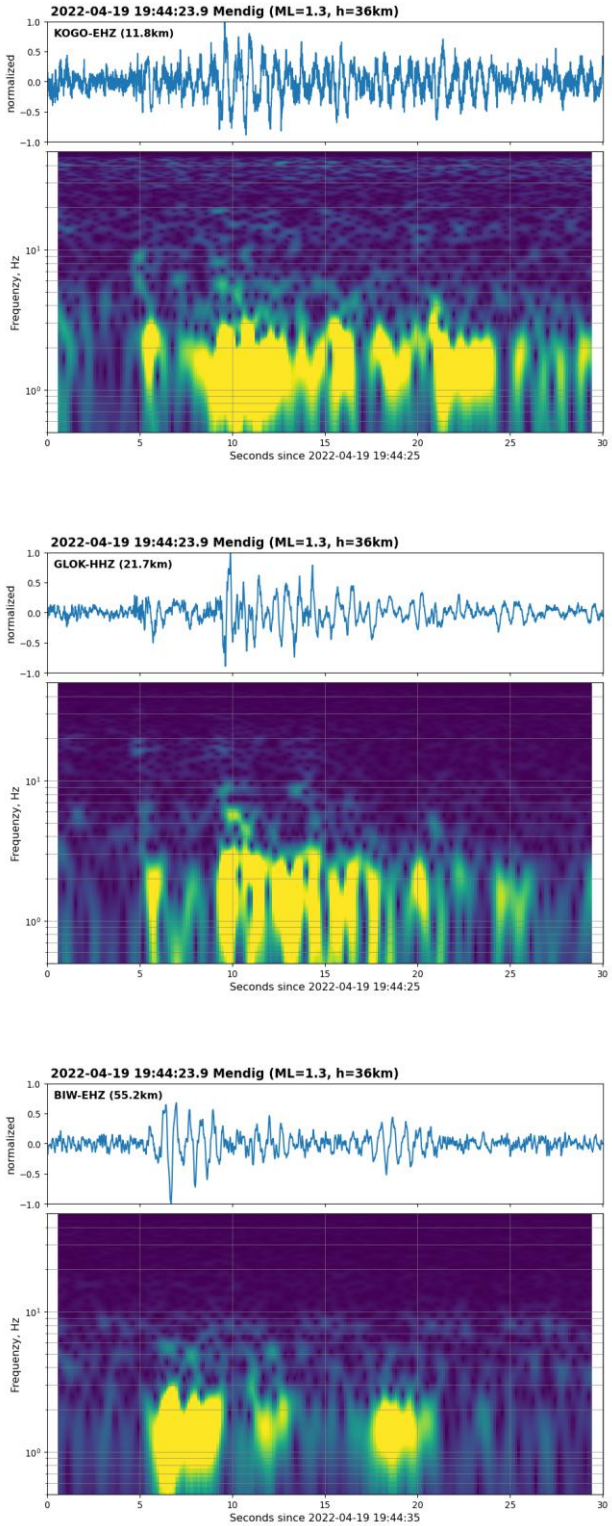


Abb. 14: *Spektrogramme eines **DLF-Bebens** in der Eifel mit Magnitude M_L = 1.3 und Herdtiefe h = 36 km, aufgezeichnet an drei Stationen mit wachsender Epizentralentfernung (d).*

Oben: *KOGO (d = 12 km),* ***Mitte:*** *GLOK (d = 22 km**), unten:** BIW (d = 55 km) Die theoretische Ankunftszeit der P-Welle liegt bei 5 s auf der Zeitachse*

5 RMS Amplituden und Detektionsradien

Zur Beurteilung des Detektionsvermögens einer seismischen Station wird die zu erwartende P-Wellen Amplitude eines Bebens mit gegebener Magnitude mit dem an der Station gemessenen Rauschniveau (RMS-Amplituden) verglichen. Die Vorgehensweise ist analog zu der in Ritter (2021) beschriebenen Methode und erfolgt in mehreren Schritten.

Mit Hilfe der Gleichung zur Bestimmung der Lokalbebenmagnitude (Bormann et al., 2014)

$$M_L = log_{10}(A) + 1.11log_{10}(R) + 0.00189R - 2.09 \quad (2)$$

kann die zu erwartende Maximalamplitude für ein Beben mit gegebener Magnitude und Entfernung abgeschätzt werden. In Gl. 2 entspricht A der maximalen gemessenen Bodenverschiebung (in nm) und R beschreibt die Hypozentralentfernung (in km) zwischen Bebenherd und Station.

In den Seismogrammen von Lokalbeben entspricht die Maximalamplitude in der Regel der S-Welle. Weiterhin wird angenommen, dass P-Wellen Amplituden im Schnitt nur 20 % der S-Wellen Amplituden betragen. Zuletzt werden die Verschiebungsamplituden durch Multiplikation mit der Kreisfrequenz $2\pi f$ in die Bodenschwinggeschwindigkeit umgerechnet.

Zusammenfassend kann damit die zu erwartende maximale P-Wellenamplitude P_{max} (in nm/s) eines Bebens der Magnitude M_L in der Hypozentralentfernung R wie folgt berechnet werden:

$$P_{max} = 0.4\pi f * 10^{(M_L - 1.11log_{10}(R) - 0.00189R + 2.09)} \quad (3)$$

Dabei entspricht f der dominanten Signalfrequenz der zu detektierenden P-Welle.

Nach den Empfehlungen des FKPE kann eine P-Welle erst ab einem Signal-Rausch-Verhältnis von etwa 3 zuverlässig identifiziert und ihre Einsatzzeit bestimmt werden (Baisch et al., 2012). Als Bezugsgröße für die Berechnung des Rauschniveaus im Zeitbereich sollen I95-Amplituden verwendet werden, die über einen hinreichend langen Zeitraum zu mitteln sind. Unter Berücksichtigung, dass I95-Amplituden doppelt so groß sind wie RMS-Amplituden, lässt sich die Detektionsschwelle wie folgt angeben:

$$Rausch_{RMS} \leq \frac{1}{6} P_{max} \quad (4)$$

d. h., der an einer Station gemessene RMS-Rauschpegel, $Rausch_{RMS}$, darf nicht größer als 1/6 der prognostizierten P-Wellenamplitude sein, um ein Beben der Magnitude M_L noch in der entsprechenden Entfernung R detektieren zu können.

Analog zu den PSD-Spektren wurden die RMS-Werte aus 10 Minuten Zeitsegmenten berechnet, anschließend mit der jeweils vorherrschenden Windgeschwindigkeit korreliert und über einen Zeitraum von 3 Monaten gemittelt (1.10.2023 – 31.12.2023). Für die relativ neuen Stationen BEMS, BINZ, RHEN, TRIT und WEID erfolgte die Berechnung der RMS-Amplituden für das vierte Quartal 2024 (1.10.2024 - 31.12.2024). Die Zeitreihen wurden vor der RMS-Berechnung mit einem Bandpass im Bereich der dominierenden P-Signalenergie gefiltert. Für tektonische Beben lag dieser Bereich bei 5 Hz, zur Berechnung der Detektionsschwellen von DLF-Beben wurden die RMS-Amplituden bei 1.2 Hz bestimmt.

***Tabelle 4**: gemessene RMS-Amplituden und daraus abgeleitete Detektionsradien für **tektonische Beben** unterschiedlicher Stärke, jeweils bei niedrigen Windgeschwindigkeiten (Spalten „A“) und bei Starkwind (Spalten „B“).*

			Detektionsradien (km) für tektonische Beben: h = 10 km, f = 5 Hz					
	RMS Amplituden (nm/s)		**M_L = 0.0**		**M_L = 0.5**		**M_L = 1.0**	
	A	**B**	**A**	**B**	**A**	**B**	**A**	**B**
ABH	0.92	2.06	65	35	100	84	100	100
AHRW	1.69	1.83	41	38	96	91	100	100
BEDO	8.32	10.15	5	-	28	23	70	61
BEMS	1.43	2.02	47	35	100	85	100	100
BEUR	1.42	2.19	47	33	100	80	100	100
BGG	1.74	2.44	40	30	94	74	100	100
BINZ	1.17	1.58	55	43	100	100	100	100
BIW	2.94	8.26	25	5	65	28	100	71
BODE	6.62	10.28	9	-	34	23	83	60
DREA	1.86	2.61	38	28	90	71	100	100
DUP	5.28	11.09	13	-	41	21	96	57
FACH	1.85	2.66	38	28	90	70	100	100
GLOK	1.93	2.12	37	34	87	82	100	100
HILG	5.59	3.88	12	19	39	53	93	100
IMS	1.27	2.35	51	31	100	76	100	100
KOE	1.66	3.09	41	24	97	62	100	100
KOGO	3.64	4.54	20	16	55	47	100	100
LAGB	1.65	4.70	42	15	97	45	100	100
LDE	22.47	25.88	-	-	8	6	32	28
LDO	46.79	37.90	-	-	-	-	15	20
MESL	4.75	6.15	15	11	45	36	100	87
MUEZ	1.38	4.49	48	16	100	47	100	100
NICK	20.60	36.86	-	-	10	-	35	20
OCHT	2.05	2.15	35	33	84	81	100	100
OMED	6.27	6.63	10	9	36	34	86	83
PEB	3.59	5.63	21	12	56	39	100	92
PROB	7.24	7.59	8	7	32	30	78	75
PYRM	2.64	5.61	28	12	70	39	100	93
RHEN	6.96	7.49	7	6.05	33	31	80	76
RIVT	1.21	1.90	53	37	100	88	100	100
ROTT	7.16	10.58	8	-	32	22	78	59
TRIT	1.20	1.73	54	40	100	94	100	100
WEID	1.69	2.75	41	27	96	68	100	100

5.1 Detektionsradien für tektonische Beben

In **Tabelle 4** sind die an jeder Station gemessenen RMS-Rauschamplituden und die daraus unter Anwendungen der Gleichungen (3) und (4) abgeleiteten **Detektionsradien für tektonische Beben** der Magnituden 0.0, 0.5 und 1.0 aufgelistet.

Hier ist zu beachten, dass die Detektionsradien den Epizentralentfernungen entsprechen. Diese wurden unter der Annahme einer mittleren Herdtiefe (h) von 10 km aus den Hypozentralentfernungen berechnet. In allen Fällen werden die berechneten Detektionsradien auf ein Maximum von 100 km limitiert, da die direkte P-Welle bei größeren Epizentralentfernungen von der P_n-Welle (d.h. der an der Kruste-Mantel-Grenze kritisch refraktierten P-Welle) überholt wird und die Gleichungen (3) und (4) hier nicht mehr anwendbar sind.

Die Ergebnisse werden jeweils für niedrige Windgeschwindigkeiten (Spalten „A“) sowie für Starkwindbedingungen (Spalten „B“) angegeben. Es ist zu erkennen, dass die Detektionsradien bei Starkwind aufgrund der höheren Rauschamplituden teilweise deutlich reduziert werden.

Die Berechnung der Detektionsradien basiert auf einigen stark vereinfachenden Annahmen (Gleichungen 3 und 4), kann aber anhand tatsächlicher Detektionen überprüft und bestätigt werden. Hierfür wurden zunächst für jedes Katalogbeben die an den jeweiligen Stationen gepickten P-Phasen der entsprechenden Magnitude zugeordnet. Anschließend konnte die untere Grenze der Verteilung mit der analytisch ermittelten Detektionsschwelle verglichen werden.

Abb. 15 zeigt beispielhaft die an der Station ABH detektierten P-Phasen in Abhängigkeit von Magnitude und Epizentralentfernung des Bebens. Die detektierten Beben sind mit blauen Symbolen markiert, wobei die Farbintensität ein Maß für die Pick-Qualität darstellt. Rote Punkte repräsentieren Katalogbeben, deren P-Phasen an der Station ABH nicht detektiert und gepickt werden konnten.

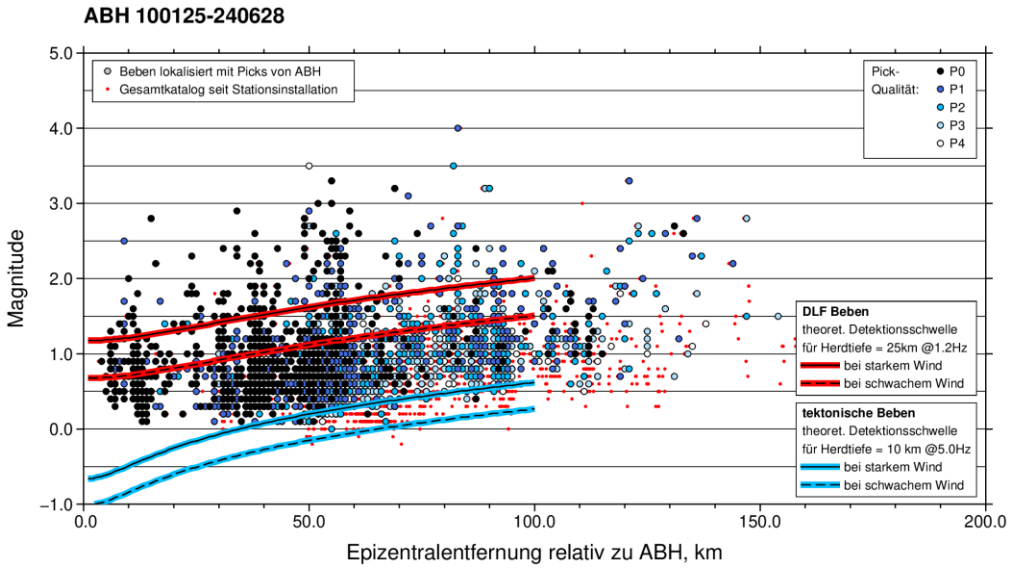


Abb.15: *Vergleich der für ABH theoretisch abgeleiteten Detektionsschwellen (blaue Linien) mit den tatsächlich an der Station gepickten P-Phasen für Katalogbeben im Zeitraum 25.01.2010 bis 28.06.2024 (blaue Symbole). Rote Punkte markieren Beben, die an der Station ABH nicht detektiert wurden. Rote Linien kennzeichnen die berechneten Detektionsschwellen für DLF-Beben (siehe nächster Abschnitt).*

Die beiden blauen Linien kennzeichnen die aus den RMS-Amplituden abgeleiteten Detektionsradien für Epizentralentfernungen von 0 km bis 100 km, jeweils bei niedrigen bzw. hohen Windgeschwindigkeiten. Die Grafik zeigt für die Station ABH eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Prognose und tatsächlichen Detektionen.

Darüber hinaus ist zu erkennen, dass an der Station ABH für Epizentralentfernungen ≤ 30 km theoretisch noch Beben mit negativen Magnituden - bis ca. M_L = -0.6 - detektiert werden könnten. Da der Bebenkatalog aber keine Ereignisse mit Magnituden kleiner 1.0 enthält, lässt sich diese Prognose hier nicht überprüfen.

Die Verifizierung der theoretischen Detektionsschwellen wurde für jede der begutachteten Stationen durchgeführt und ergibt - mit wenigen Ausnahmen - ähnlich gute Übereinstimmungen mit den tatsächlich detektierten P-Phasen. Die entsprechenden Abbildungen sind in **Anlage 3** dieses Berichts zu finden.

5.2 Detektionsradien für DLF-Beben

Deep-Low-Frequency (DLF) Beben stehen im Zusammenhang mit dem Eifel-Vulkanismus im tiefen Untergrund und unterscheiden sich grundsätzlich von den zuvor diskutierten tektonischen Beben:

- Die Herdtiefen befinden sich im Bereich von 15 km bis 40 km.
- Die dominierende Signalfrequenz der P-Welle liegt zwischen 1 Hz und 2 Hz.

Aus diesem Grund wurden die RMS-Rauschamplituden und die Detektionsradien für DLF-Beben bei einer Frequenz von 1.2 Hz berechnet. Die mittlere Herdtiefe wurde auf 25 km fixiert. In **Tabelle 5** sind die Ergebnisse für DLF-Beben der Magnituden 1.0, 1.2 und 1.5 aufgelistet, auch für Stationen, die sich nicht in der Eifelregion befinden. DLF-Beben mit kleineren Magnituden können nicht, bzw. nur an einzelnen Stationen detektiert werden.

Ein Vergleich der beiden **Tabellen 4 und 5** zeigt, dass die tieffrequenten DLF-Beben deutlich schwerer zu detektieren sind, als tektonische Beben mit vergleichbarer Magnitude bei 5 Hz und einer mittleren Herdtiefe von 10 km. Dies hängt damit zusammen, dass im Frequenzbereich um 1.2 Hz die allgemeine Bodenunruhe sowie die Störungen durch WEA-Signale besonders groß sind.

Bei Starkwind können DLF-Beben mit einer Magnitude $M_L \leq 1.0$ von den meisten Stationen aufgrund des erhöhten Noisepegels nicht mehr detektiert werden (Detektionsradius = 0, bzw. keine Angabe in **Tabelle 5**). Erst ab einer Magnitude von $M_L \approx 1.5$ werden die Beben von hinreichend vielen Stationen detektiert und sind damit lokalisierbar.

In Abb. 15 sind die berechneten Detektionsschwellen an der Station ABH für DLF-Beben als rote Linien eingetragen. Da im vorliegenden Bebenkatalog RLP keine DLF-Ereignisse gelistet sind, können sie nicht anhand der tatsächlich gepickten Phasen verifiziert werden. Die Abbildung verdeutlicht aber, dass die Magnitude von DLF-Beben mindestens um 1 größer als bei tektonischen Beben sein muss, um in der gleichen Entfernung noch detektiert werden zu können.

Tabelle 5: *gemessene RMS-Amplituden und daraus abgeleitete Detektionsradien für* ***DLF-Beben*** *unterschiedlicher Stärke, jeweils bei niedrigen Windgeschwindigkeiten (Spalten „A“) und bei Starkwind (Spalten „B“).*

			Detektionsradien (km) für DLF-Beben: h = 25 km, f = 1.2 Hz					
	RMS Amplituden (nm/s)		**M_L = 1.0**		**M_L = 1.2**		**M_L = 1.5**	
	A	B	A	B	A	B	A	B
ABH	3.70	11.71	38	-	58	7	99	38
AHRW	5.95	10.52	18	-	37	14	70	42
BEDO	6.11	10.69	17	-	36	13	68	41
BEMS	3.33	7.74	42	2	64	26	100	56
BEUR	5.49	9.40	22	-	40	19	74	47
BGG	5.60	8.72	21	-	40	22	73	50
BINZ	4.52	9.41	30	-	49	19	86	47
BIW	3.74	6.91	37	12	58	31	98	62
BODE	15.52	43.77	-	-	-	-	26	-
DREA	3.23	7.67	43	4	65	27	100	57
DUP	5.06	10.31	25	-	44	15	79	43
FACH	5.34	10.70	23	-	42	13	76	41
GLOK	4.49	7.72	30	3	49	27	86	56
HILG	6.79	12.86	13	-	32	-	63	34
IMS	3.89	16.57	36	-	56	-	95	24
KOE	5.48	10.42	22	-	40	14	74	43
KOGO	6.04	11.30	18	-	36	10	69	39
LAGB	5.41	18.31	22	-	41	-	75	20
LDE	32.11	141.39	-	-	-	-	-	-
LDO	39.96	155.95	-	-	-	-	-	-
MESL	2.78	8.76	50	-	74	22	100	50
MUEZ	4.04	17.44	34	-	54	-	93	22
NICK	12.36	40.81	-	-	-	-	35	-
OCHT	4.76	6.83	27	12	47	31	83	62
OMED	5.27	12.07	23	-	42	5	77	36
PEB	3.23	11.27	43	-	65	10	100	39
PROB	15.27	24.79	-	-	-	-	27	-
PYRM	5.03	7.81	25	-	44	26	79	56
RHEN	4.36	9.44	31	-	51	18	88	47
RIVT	4.17	8.37	33	-	53	23	91	52
ROTT	13.72	63.73	-	-	-	-	31	-
TRIT	3.99	9.60	35	-	55	18	94	46
WEID	3.86	9.23	36	-	56	19	96	48

6 Lokalisierungspotential des LER-Stationsnetzes

Als Lokalisierungspotential wird hier die Anzahl von Stationen bezeichnet, die die P-Welle eines Bebens von gegebener Magnitude detektieren können und somit zur Lokalisierung beitragen. Die Berechnungen basieren auf den Detektionsradien, die für die einzelnen Stationen aus den gemessenen RMS-Rauschamplituden abgeleitet wurden. Die Größe der Detektionsradien wurde auf 100 km begrenzt, da die direkte P-Welle (P_g) in größeren Entfernungen von der P_n-Welle überholt wird und die P_g-Einsatzzeit durch die Überlagerung beider Phasen nur noch ungenau gepickt werden kann. Außerdem können die in den Gleichungen (3) und (4) gemachten Annahmen zur Berechnung der Detektionsradien nicht auf P_n Amplituden angewendet werden.

Im Folgenden werden die Lokalisierungspotentiale bei Starkwindbedingungen für tektonische Beben und DLF-Beben mit unterschiedlichen Magnituden diskutiert. **Eine Zusammenstellung aller untersuchten Szenarien ist in Anlage 4 dieses Berichts zu finden.** Zum Vergleich werden dort auch die bei niedrigen Windgeschwindigkeiten abgeleiteten Lokalisierungspotentiale präsentiert.

6.1 Lokalisierungspotential für tektonische Beben

Zunächst wird das Lokalisierungspotential für tektonische Lokalbeben in einer mittleren Herdtiefe von 10 km diskutiert. Die Berechnung der RMS-Amplituden und Detektionsradien wurde bei einer Frequenz von 5 Hz durchgeführt, da hier die dominierende Signalenergie der P-Wellen zu erwarten ist.

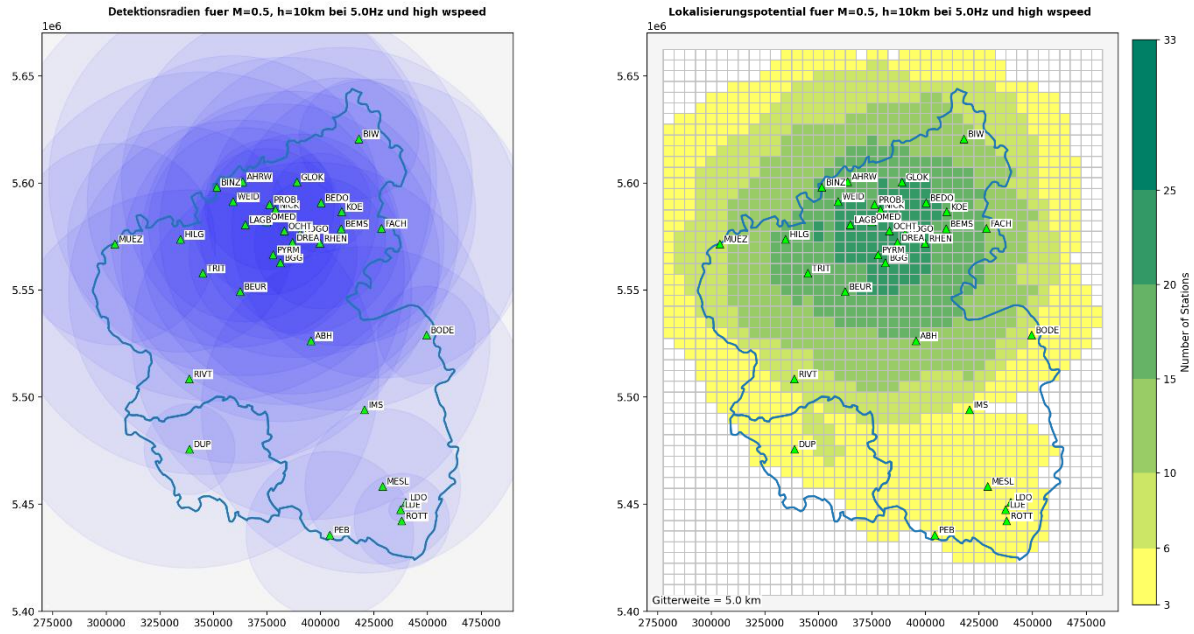


*Abb. 16: Detektionsradien (links) und das daraus abgeleitete Lokalisierungspotential (rechts) für **tektonische Beben der Magnitude M_L = 0.5**, berechnet für Starkwindbedingungen.*

In ***Abb. 16*** sind links die unter Starkwindbedingungen berechneten Detektionsradien für tektonische Beben der Magnitude M_L = 0.5 als blaue Kreisflächen überlagert. Wie **Tabelle 4** (für M_L = 0.5, Spalte B) zu entnehmen, liegen die berechneten Detektionsradien zwischen 100 km (BINZ) und 0 km (LDO, NICK). Je mehr Detektionskreise sich an einem Punkt überlappen, desto besser sind die Lokalisierungsbedingungen an dieser Stelle.

Die Karte auf der rechten Seite zeigt für jeden Gitterpunkt in einer Auflösung von 5 km die Anzahl von Stationen, die ein Beben der Magnitude M_L = 0.5 an dieser Stelle detektieren könnten. Mit Hilfe der Farbkodierung kann somit das räumliche Lokalisierungspotential des gesamten Stationsnetzes abgeschätzt werden.

Es wird vorausgesetzt, dass für eine Lokalisierung mindestens 3 Stationen notwendig sind. Für eine zuverlässige Bestimmung der Herdkoordinaten sind allerdings mindestens 10 bis 15 Stationen erforderlich. Die dunkelgrünen Bereiche zeigen somit, dass Beben der Magnitude M_L = 0.5 nur in der Eifelregion aufgrund ihrer hohen Stationsdichte mit hinreichender Sicherheit lokalisiert werden können.

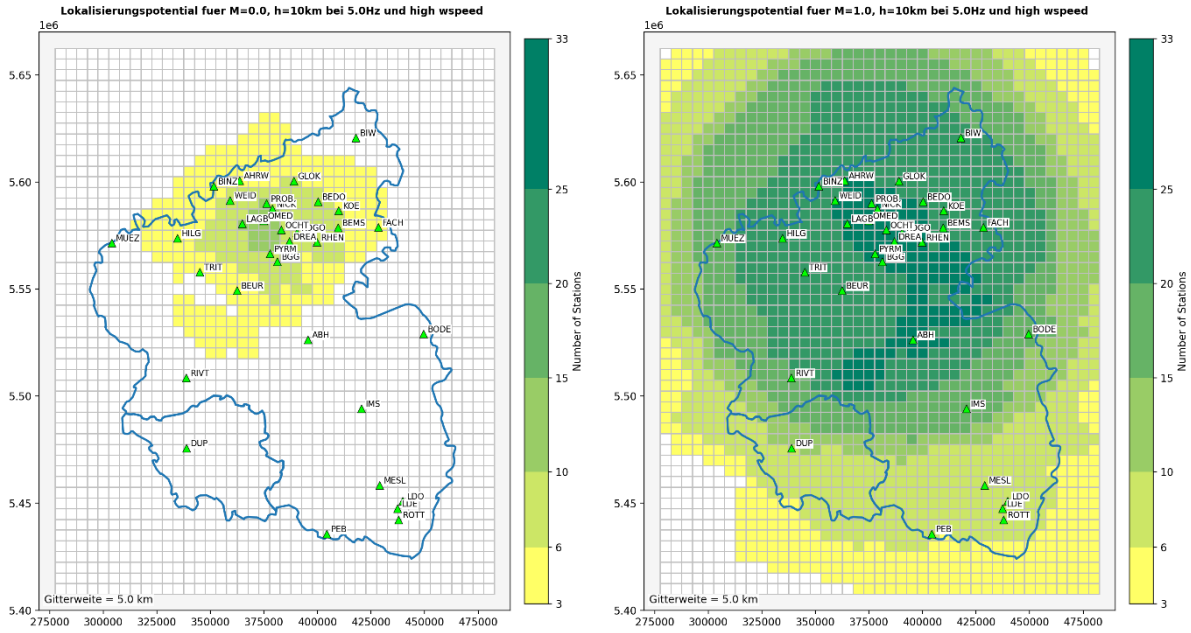


Abb. 17: *Detektionspotentiale für* ***tektonische Beben der Magnitude M_L = 0.0*** *(links) und* ***M_L = 1.0*** *(rechts), berechnet für Starkwindbedingungen.*

In **Abb. 17** werden die Detektionspotentiale für zwei weitere Magnituden präsentiert. Schwache Ereignisse mit **M_L = 0.0** (links) können nur in einem kleinen Gebiet der Westeifel mit ca. 10 bis 15 Stationen lokalisiert werden. Die Karte rechts zeigt, dass Beben der Magnitude **M_L = 1.0** landesweit mit einer ausreichenden Zahl von Stationen detektiert und lokalisiert werden können (dunkle Grüntöne). Nur im Süden sinkt die Stationszahl teilweise unter 10, wodurch die Lokalisierungsgenauigkeit dort negativ beeinflusst wird.

Zur Analyse des Lokalisierungspotentials werden im vorliegenden Bericht nur die 33 begutachteten Stationen auf dem Gebiet von RLP und dem Saarland berücksichtigt. In grenznahen Regionen könnten zusätzlich die Registrierungen benachbarter Erdbebendienste (z.B. Hessen, Baden-Württemberg,

Frankreich) mit in die Betrachtung einbezogen werden. Dies ist allerdings nicht Gegenstand der Beauftragung für dieses Gutachten, könnte aber im Rahmen einer gesonderten Untersuchung durchgeführt werden.

6.2 Lokalisierungspotential für DLF-Beben

Wie schon in Abschnitt 5.2 beschrieben, sind DLF-Beben aufgrund ihrer niedrigen Signalfrequenzen und großen Herdtiefe deutlich schwerer zu detektieren als tektonische Beben mit gleicher Magnitude und Epizentralentfernung. Im Folgenden werden nur die Resultate bei Starkwind diskutiert:

Die P-Wellen von DLF-Beben mit **M_L = 0.5** können an keiner der begutachteten Stationen detektiert werden und **sind damit nicht lokalisierbar**.

DLF-Beben mit **M_L = 1.0** können nur an folgenden fünf Stationen detektiert werden: BEMS, BIW, DREA, GLOK und OCHT. Die Detektionsradien sind allerdings so klein, dass die erforderliche Mindestzahl von drei Stationen **an keinem Punkt** erreicht wird (vgl. **Tabelle 5**).

Erst DLF-Beben mit **M_L = 1.2** sind stark genug, um mit dem LER-Stationsnetz lokalisiert werden zu können (**Abb. 18**). Der vergrößerte Kartenausschnitt zeigt allerdings, dass die Beben nur an insgesamt 5 Stationen mit einer schlechten azimutalen Abdeckung detektiert werden, so dass relativ große Lokalisierungsfehler zu erwarten sind.

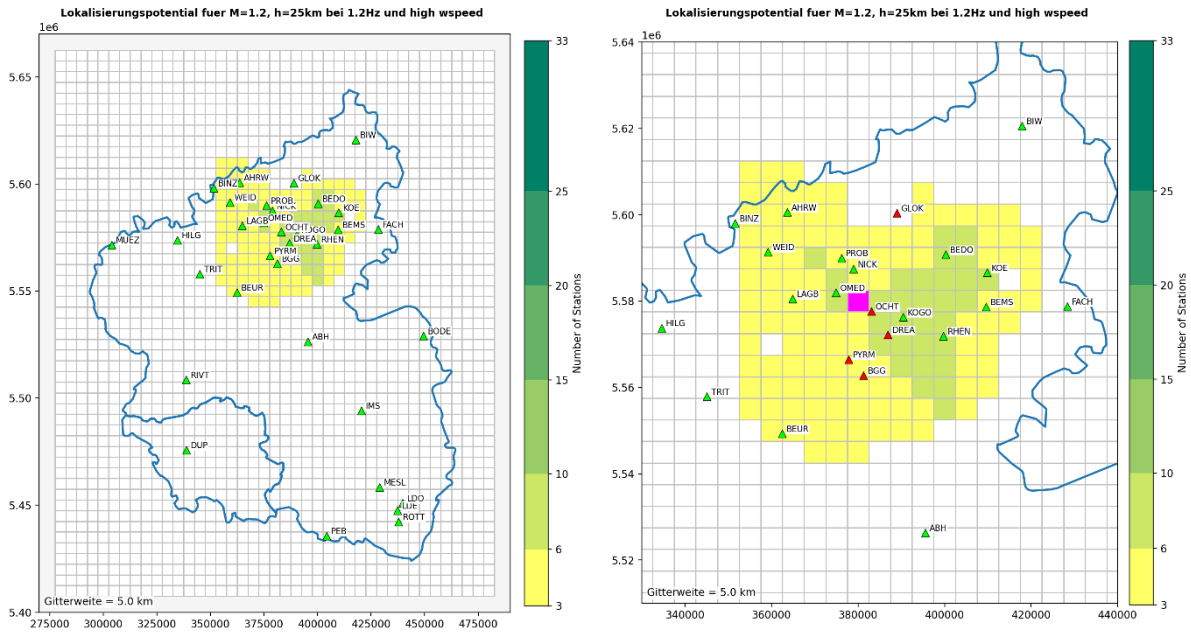


*Abb. 18: Detektionspotential für **DLF-Beben der Magnitude M_L = 1.2**. Rechts: Kartenausschnitt im Bereich der Eifel. Die Lage der beobachteten DLF-Bebencluster ist pink markiert. DLF-Beben dieser Stärke können von insgesamt 5 Stationen detektiert werden (rote Dreiecke).*

DLF-Beben mit **M_L = 1.5** können von insgesamt 18 Stationen detektiert werden (**Abb. 19**), so dass in diesem Fall eine hinreichend gute Lokalisierungsgenauigkeit erwartet werden kann. Die beiden Stationen **NICK** und **PROB** (grüne Dreiecke) können allerdings aufgrund der großen Bodenunruhe selbst ein solches relativ starkes DLF-Beben offensichtlich nicht detektieren, obwohl sie sich in der Nähe der Epizentren befinden. Diese beiden Stationen **sollten verlegt werden**, wobei darauf zu achten ist, dass die

neuen Standorte im tieffrequenten Frequenzbereich unterhalb von ca. 3 Hz besonders rauscharme Registrierbedingungen aufweisen, z.B. durch die Installation in Bohrlöchern.

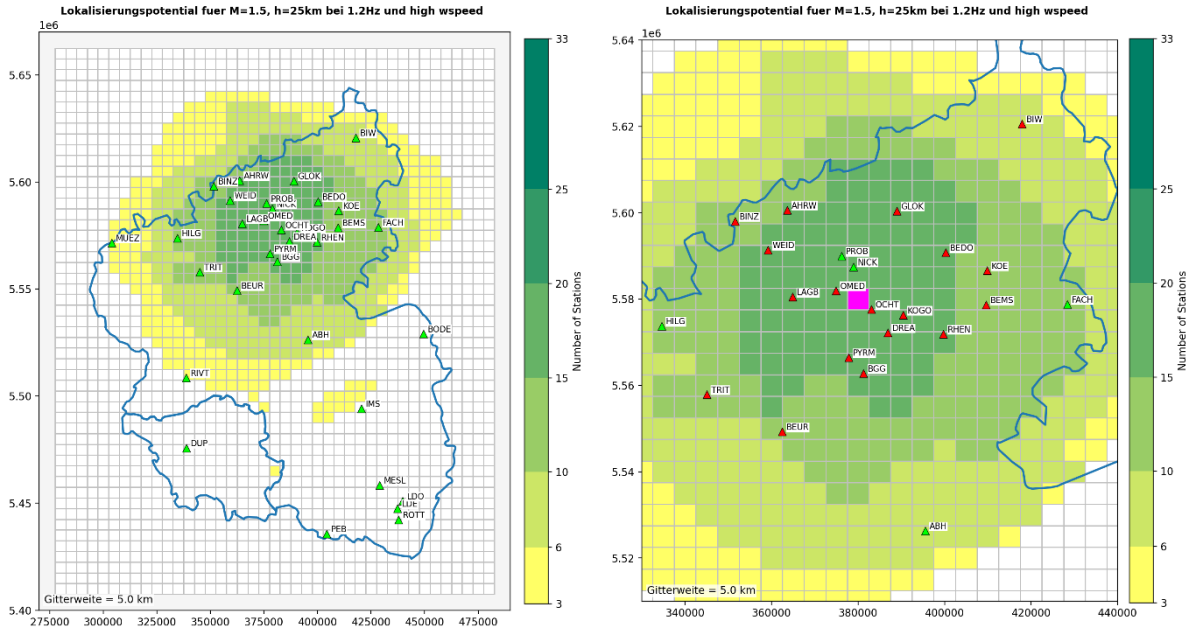


*Abb. 19: Detektionspotential für **DLF-Beben der Magnitude M_L = 1.5**. Rechts: Kartenausschnitt im Bereich der Eifel. Die Lage der beobachteten DLF-Bebencluster ist pink markiert. DLF-Beben dieser Stärke können von insgesamt 18 Stationen detektiert werden (rote Dreiecke).*

6.3 Lokalisierungspotential für induzierte Beben bei Landau/Insheim

Die Detektionsradien für induzierte Beben im Bereich Landau/Insheim wurden wie im Fall der tektonischen Beben für eine Signalfrequenz von 5 Hz berechnet. Allerdings wird die Herdtiefe jetzt bei 4 km fixiert, da dies die typische Hypozentraltiefe der induzierten Beben ist (Küperkoch et al., 2018). Dadurch sind die induzierten Beben etwas leichter zu detektieren als tektonische Beben gleicher Magnitude, die sich in größerer Tiefe befinden.

Die beiden nachstehenden Abbildungen präsentieren das berechnete Lokalisierungspotential für induzierte Beben bei Landau/Insheim für die Magnituden M_L = 0.5 und M_L = 1.0. (Die Ergebnisse für weitere Magnituden und der Vergleich niedrige/hohe Windgeschwindigkeiten sind in Anlage 4 zu finden.) Die Kartenausschnitte zeigen die Region um Landau/Insheim. Zur besseren Orientierung sind die Beben des Katalogs RLP seit 2010 eingezeichnet. Die beiden Cluster der geothermisch induzierten Beben in der Nähe der Stationen LDE, LDO und ROTT sind deutlich zu erkennen. Die Tabelle links neben jeder Karte listet die gemessenen RMS-Rauschamplituden und die daraus abgeleiteten Detektionsradien für die vorgegebene Magnitude und Herdtiefe.

Induzierte Beben der Magnitude M_L = 0.5 können von insgesamt 6 Stationen detektiert und lokalisiert werden (**Abb. 20**): IMS, LDE, LDO, MESL, PEB und ROTT. Für eine zuverlässige Bestimmung der Herdkoordinaten ist die Stationszahl allerdings zu klein.

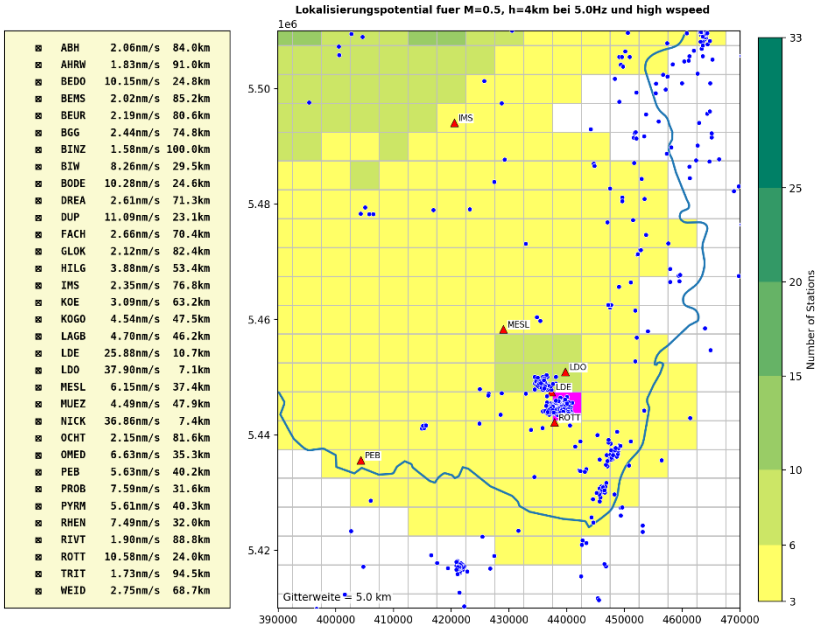


Abb. 20: *Lokalisierungspotential für* ***induzierte Beben der Magnitude M_L = 0.5****. Die Tabelle links listet gemessene Rauschamplituden und die daraus abgeleiteten Detektionsradien. Induzierte Beben dieser Stärke können von 6 Stationen lokalisiert werden (rote Dreiecke).*

Induzierte Beben der Magnitude M_L = 1.0 können von insgesamt 7 Stationen detektiert und lokalisiert werden (**Abb. 210**): ABH, IMS, LDE, LDO, MESL, PEB und ROTT (die Station ABH befindet sich außerhalb des Kartenausschnitts). Obwohl die Magnitude jetzt deutlich größer als 0.5 ist, können die Beben mit lediglich einer weiteren Station lokalisiert werden. Damit verbessert sich die Lokalisierungsgenauigkeit nur unwesentlich. Die Ursache hierfür liegt in der geringen Stationsdichte des LER-Netzes im Süden von Rheinland-Pfalz.

Für die angestrebte Vollständigkeitsmagnitude von M_L = 0.5 mit dem LER-Netz sollten deshalb weitere Stationen im Umfeld von Landau/Insheim installiert werden. Aufgrund des hohen Rauschniveaus in diesem Gebiet wird die Installation von Bohrlochmessstellen empfohlen.

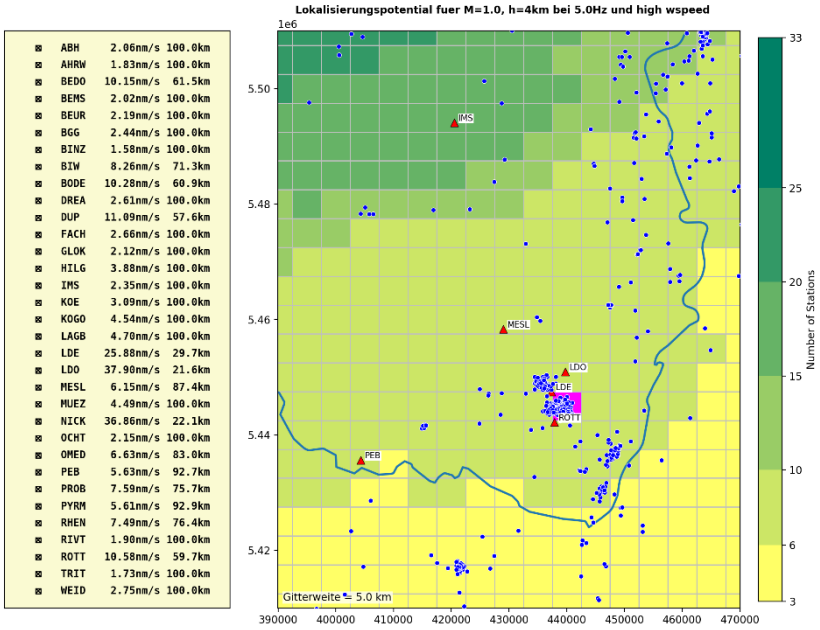


Abb. 21: *Lokalisierungspotential für* ***induzierte Beben der Magnitude M_L = 1.0****. Die Tabelle links listet gemessene Rauschamplituden und die daraus abgeleiteten Detektionsradien. Induzierte Beben dieser Stärke können von 7 Stationen lokalisiert werden (rote Dreiecke, Station ABH liegt außerhalb des Kartenausschnitts).*

6.4 Optimierung des Lokalisierungspotentials durch Zubau neuer Stationen

Mit dem hier entwickelten Konzept lässt sich nicht nur das Lokalisierungspotential eines existierenden Stationsnetzes berechnen und darstellen, sondern es bietet auch die Möglichkeit, geeignete zukünftige Stationsstandorte für eine gezielte Optimierung des Detektions- und Lokalisierungsvermögens zu finden. Dies soll im Folgenden anhand eines Beispiels demonstriert werden.

Wie in **Abb. 22** links zu erkennen ist, können tektonische Beben der Magnitude M_L = 0.5 südlich der Station ABH nur mit wenigen Stationen lokalisiert werden. Teilweise werden die schwachen Ereignisse von weniger als 10 Stationen detektiert (erste Grünstufe in der Farbskala), so dass mit einer relativ geringen Lokalisierungsgenauigkeit zu rechnen ist.

Abb. 22 rechts zeigt, dass das Lokalisierungspotential in diesem Bereich durch den Zubau von vier Stationen signifikant verbessert werden könnte. In **Tabelle 6** sind die Stationsparameter zur Berechnung des Lokalisierungspotentials aufgelistet.

Die Standortkoordinaten stammen aus QGIS, wobei darauf geachtet wurde, dass ein Mindestabstand von 5 km zu existierenden WEAs eingehalten wird. Die drei Stationen BOER, KATH und NERZ sind fiktiv und wurden allein aufgrund ihres Abstands zu existierenden Windparks festgelegt. Bei der Station FISB handelt es sich um eine konkrete Planung des GFZ, die im Kupferbergwerk Fischbach installiert werden soll.

Tabelle 6: *Parameter der in diesem Abschnitt diskutierten fiktiven neuen Stationen. Die Koordinaten wurden aus QGIS entnommen. Die angenommenen RMS-Amplituden orientieren sich an den gemessenen Rauschpegel existierender LER-Stationen. Die Detektionsradien wurden für tektonische Beben mit Magnitude M_L = 0.5 und mittlerer Herdtiefe h = 10 km berechnet.*

Station	Breite	Länge	Angenommene RMS-Amplituden	Detektionsradius	Ort
BOER	49.6998°N	7.0843°E	4.0 nm/s	51 km	Börfink
FISB	49.7549°N	7.3821°E	4.0 nm/s	51 km	Kupferbergwerk Fischbach*
KATH	49.8642°N	7.7674°E	4.0 nm/s	51 km	St. Katharinen
NERZ	49.6074°N	7.5643°E	4.0 nm/s	51 km	Nerzweiler

* *= GFZ Planung*

Da für keinen der vier neuen Standorte Messungen der Bodenunruhe vorliegen, wurde ein einheitlicher Wert von 4.0 nm/s für die RMS-Rauschamplituden zugrunde gelegt. Dieser Wert orientiert sich an den gemessenen RMS-Amplituden existierender LER-Stationen (**Tabelle 4**) und stellt einen Kompromiss der Rauschleistung zwischen ruhigen und gestörten Stationen bei hohen Windgeschwindigkeiten dar.

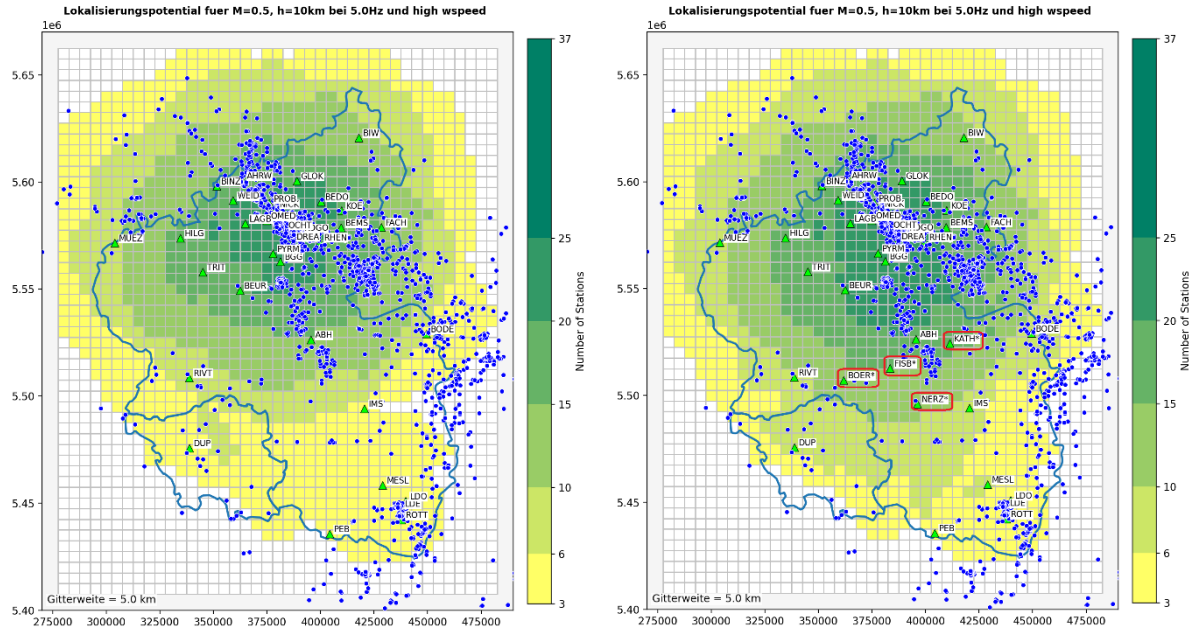


Abb. 22: *Optimierung des Lokalisierungspotentials für tektonische Beben mit M_L = 0.5 durch Zubau von Stationen. Links Status Quo, Rechts: nach Zubau der fiktiven Stationen BOER, FISB, KATH und NERZ (rot markiert).*

Die Neuberechnung des Lokalisierungspotentials für das erweiterte LER-Stationsnetz ergibt eine deutliche Verbesserung für das seismische Monitoring im Bereich südlich von ABH (**Abb. 22 rechts**). Beben

der Magnitude M_L = 0.5 können jetzt von über 10, teilweise über 15 Stationen mit einer guten azimutalen Abdeckung detektiert werden, so dass relativ sichere Lokalisierungen zu erwarten sind.

Die hier diskutierten neuen Stationen sollen in erster Linie als ein Beispiel für die Optimierung des Lokalisierungspotentials dienen. Vor einer tatsächlichen Erweiterung des Stationsnetzes müssen die geplanten Standorte natürlich noch vor Ort auf ihre Eignung überprüft werden. Für eine realistische Berechnung der Detektionsradien sollten außerdem Messungen der Bodenunruhe durchgeführt werden.

6.5 Lokalisierungspotential, weitere Möglichkeiten

Die hier abgebildeten Karten sind Screenshots eines im Rahmen des Gutachtens entwickelten Python-Programms, mit dem sich die Detektionsradien der einzelnen Stationen und die Lokalisierungsfähigkeit des gesamten Stationsnetzes berechnen und graphisch darstellen lassen.

Das Programm ist interaktiv und bietet zahlreiche weitere Möglichkeiten:

- Durch einfaches Zu- oder Abschalten einzelner oder mehrerer Stationen kann deren Bedeutung für das Lokalisierungspotential des gesamten Netzes visualisiert werden.
- Die Wirkung geplanter Windparks auf das Lokalisierungsvermögen des gesamten Netzwerks kann dargestellt und bewertet werden, indem die Detektionsradien betroffener Stationen anhand der prognostizierten Rauschzunahme neu berechnet werden. Die Prognose der Rauschzunahme muss allerdings weiterhin in standortspezifischen Einzelfallstudien berechnet werden.
- Der Einfluss von geplanten, noch nicht installierten Stationen kann getestet werden, sofern realistische Rauschamplituden für den zukünftigen Standort angegeben werden können (Testmessungen, plausible Annahmen, etc.).

7 Schutzradien

Um zu verhindern, dass das Detektions- und Lokalisierungsvermögen des Stationsnetzes durch WEA Emissionen beeinträchtigt wird, sind in Rheinland-Pfalz aktuell drei Schutzbereichskategorien definiert, die bei der Errichtung neuer Windparks zu berücksichtigen sind (www.geoportal.rlp.de):

3 km:	genereller Ausschluss von Windenergieanlagen
5 km:	Einzelfallprüfung von Windenergieanlagen
10 km:	erweiterte Einzelfallprüfung von Windenergieanlagen

Die Berechnung von Schutzradien basiert auf der Annahme, dass die entfernungsabhängige Abnahme der WEA Amplituden (A) durch ein Potenzgesetz der Form

$$A(x) = ax^{-b} \tag{5}$$

beschrieben werden kann. Dabei ist x der Abstand zwischen WEA und seismischer Station, b der Dämpfungskoeffizient und a ein Skalierungsfaktor, der die in einer bestimmten Entfernung, x_0, gemessene WEA Referenzamplitude, A_0, beinhaltet:

$$a = A_0 x_0^b \tag{6}$$

so dass $A(x_0) = A_0$ wird. Unter der Annahme realistischer Werte für A_0 und b kann mit Gl. 5 abgeschätzt werden, wie groß der Mindestabstand zwischen WEA und seismischer Station sein sollte, damit die prognostizierten WEA Amplituden unterhalb des gemessenen Rauschniveaus an der Station liegen und somit das Detektionsvermögen nicht negativ beeinflussen.

Der Dämpfungsparameter b stellt die kombinierten Effekte von geometrischer Strahldivergenz sowie anelastischer Absorption und Streuung dar. Profilmessungen zeigen, dass b frequenzabhängig ist und stark von den jeweiligen geologischen Verhältnissen im Untergrund beeinflusst wird (z.B. Limberger et al. 2021, Gaßner und Ritter 2023). Stehen keine Messwerte für b zur Verfügung, kann eine pauschale Unterscheidung zwischen verfestigtem Untergrund mit niedriger Dämpfung ($b = 1$) und Sedimenten mit erhöhter Dämpfung ($b = 2$) erfolgen (Ritter 2021). Hierbei gilt es zu beachten, dass die Werte nach Ritter (2021) aus dem Abklingverhalten von Leistungsdichte- (PSD-) Peaks abgeleitet wurden und somit auf quadrierten Amplituden basieren. Die entsprechenden Dämpfungsparameter für die hier betrachteten I95 Amplituden müssen daher mit einem Faktor 0.5 multipliziert werden und betragen $b = 0.5$ bei verfestigtem Untergrund und $b = 1.0$ bei Sedimenten.

Zur Bestimmung der Referenzamplitude A_0 werden Nahfeldmessungen von WEA-Emissionen im Abstand von ca. 200 m bis 300 m herangezogen. Bisher wurden solche Messungen nur für Bestandsanlagen mit einer relativ geringen Leistung durchgeführt. Die stärksten von igem vermessenen WEA-Typen liegen im Bereich von 5.3 MW bis 5.7 MW (**Tabelle 7**). Bei der Planung neuer Windparks und im Rahmen von Repowering-Maßnahmen kommen allerdings WEA-Typen mit einer deutlich höheren Leistung (über 7 MW) zum Einsatz. Da für solche leistungsstarken Anlagen noch keine Messungen existieren, müssen die Referenzamplituden durch Extrapolation der Messungen von kleineren WEA-Typen abgeschätzt werden (Ritter 2021). Dies führt allerdings zu erheblichen Unsicherheiten bei der Prognose der WEA Emissionen und damit auch bei der Planung von Schutzbereichen.

Wie **Tabelle 7** zeigt, hat auch der Untergrund, auf dem die WEAs installiert wurden, einen signifikanten Einfluss auf die gemessenen Referenzamplituden. Obwohl die vier untersuchten Anlagetypen vergleichbare Leistungen besitzen, unterscheiden sich die Messergebnisse für Festgestein und Sedimente um mehr als das 20fache.

Tabelle 7: *Gemessene Referenzamplituden bei 5 Hz für verschiedene Anlagentypen und Untergründe* (Hering & Küperkoch, 2025a, 2025b).

WEA-Typ	Leistung	Abstand Referenz-messung	I95 Referenz-amplituden bei 5 Hz	Untergrund
Nordex N-149	5.7 MW	200 m	47 nm/s	Festgestein
GE Energy 5.3-158	5.3 MW	300 m	63 nm/s	Festgestein
Enercon E-160	5.6 MW	200 m	1187 nm/s	Sedimente
Enercon E-150	5.6 MW	250 m	1481 nm/s	Sedimente

Hier ist es dringend erforderlich, numerische Methoden zu entwickeln, mit denen die seismischen Emissionen neuer, leistungsstarker WEA-Typen in Abhängigkeit von Parametern wie Leistung, Masse, Turmhöhe, Gründung und geologischem Untergrund bereits im Vorfeld der Installation realistisch modelliert werden können.

Die nächsten beiden Abbildungen zeigen beispielhaft nach (5) und (6) berechnete WEA Abklingkurven im Vergleich zu den gemessenen Rauschniveaus der Stationen **ABH** (**Abb. 23**) und **PYRM** (**Abb. 24**). Die beiden Stationen wurden gewählt, da an diesen Standorten durch igem im Rahmen von Gutachten bereits Profilmessungen zwischen bestehenden Windparks und den seismischen Stationen zur Bestimmung der Amplitudenabnahme durchgeführt wurden (Hering & Küperkoch, 2025a, 2025b). Die ermittelten b-Werte für eine Frequenz von 5 Hz unterscheiden sich deutlich und deuten auf eine relativ starke Dämpfung für das Profil bei ABH (b = 1.5) und eine schwache Dämpfung für das Profil bei PYRM (b = 0.6) hin.

Die Berechnung der Abklingkurven erfolgte für einen Anlagentyp von 5.5 MW Leistung mit einer Referenzamplitude von 55 nm/s in 250 m Entfernung. Diese Parameter entsprechen den Mittelwerten der beiden auf Festgestein installierten WEAs in **Tabelle 7**. Links sind jeweils die Abklingkurven für eine einzige WEA dargestellt, rechts die für eine Gruppe von 5 WEAs des gleichen Typs. Hierfür wurde die Referenzamplitude der Einzel-WEA mit dem Faktor $\sqrt{5}$ multipliziert (Wurzel n-Gesetz, siehe Ritter, 2021).

Um den Einfluss des b-Wertes zu untersuchen, wurden die Abklingkurven nicht nur mit den an beiden Stationen gemessenen b-Werten berechnet (dicke blaue Linien), sondern auch mit den oben angegebenen Standardwerten für schwache (b = 0.5) und starke (b = 1.0) Dämpfung (dünne blaue Linien).

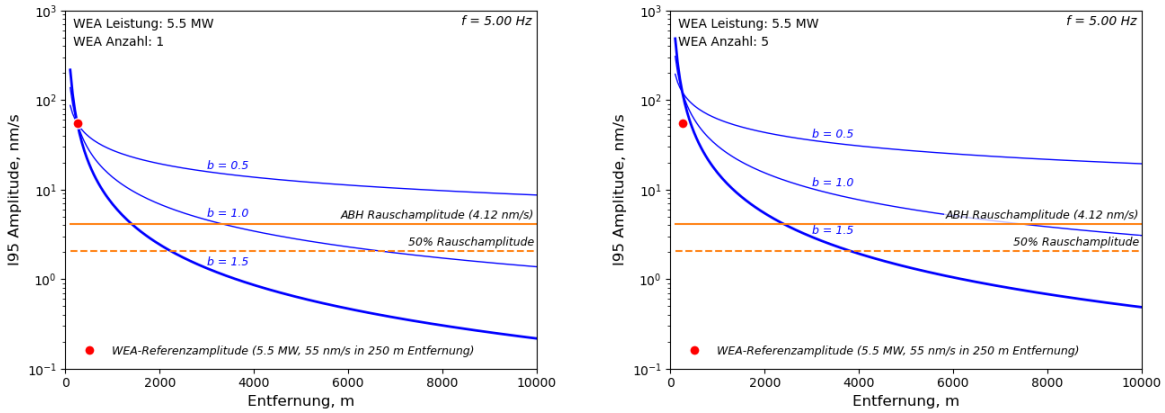


Abb. 23: *Prognostizierte Abklingkurven für einen Anlagentyp mit 5.5 MW Leistung (blaue Kurven).* ***Links*** *für 1 WEA,* ***rechts*** *für 5 WEAs. Die Berechnungen erfolgten für drei unterschiedliche Dämpfungsparameter (b), wobei die dicke blaue Linie dem tatsächlich an der Station* ***ABH*** *für eine Frequenz von* ***5 Hz*** *gemessenen b-Wert entspricht. Das rote Symbol markiert die für diesen Anlagentyp gemessene Referenzamplitude. Das an der Station* ***ABH*** *gemessene Rauschniveau ist in Orange dargestellt. Die gestrichelte Linie repräsentiert 50% der Rauschamplituden und sollte von den WEA Immissionen nicht überschritten werden.*

Die an den beiden Stationen gemessenen I95-Rauschniveaus entsprechen den mit einem Faktor 2 multiplizierten RMS-Starkwind-Amplituden aus **Tabelle 4** und sind als horizontale orange Linien eingezeichnet. Damit der Status Quo des Detektionsvermögens erhalten bleibt, sollte der Abstand zur WEA mindestens so groß sein, dass die WEA Amplituden deutlich unterhalb des Rauschpegels liegen. Als Referenz wird hier ein Wert von 50 % der Rauschamplituden vorgeschlagen (gestrichelte orange Linien).

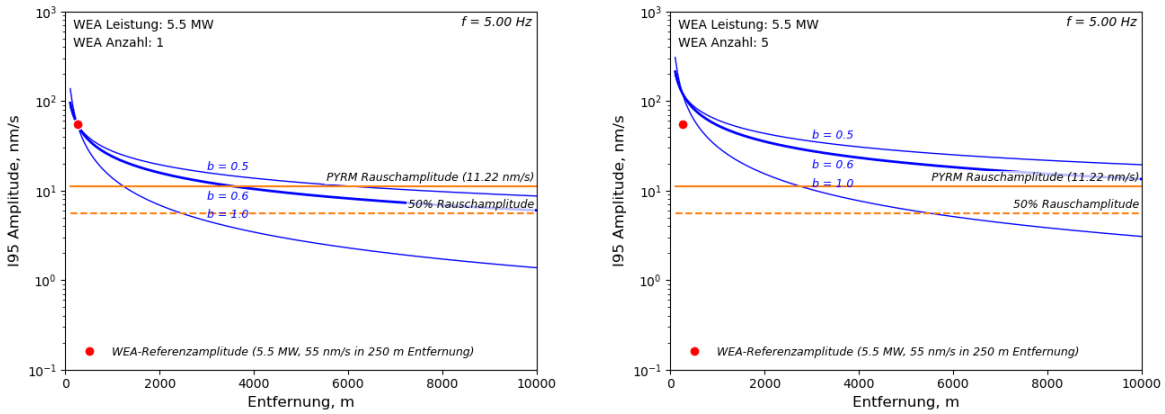


Abb. 24: *Prognostizierte Abklingkurven für einen Anlagentyp mit 5.5 MW Leistung (blaue Kurven).* ***Links*** *für 1 WEA,* ***rechts*** *für 5 WEAs. Die Berechnungen erfolgten für drei unterschiedliche Dämpfungsparameter (b), wobei die dicke blaue Linie dem tatsächlich an der Station* ***PYRM*** *für eine Frequenz von* ***5 Hz*** *gemessenen b-Wert entspricht. Das rote Symbol markiert die für diesen Anlagentyp gemessene Referenzamplitude. Das an der Station* ***PYRM*** *gemessene Rauschniveau ist in Orange dargestellt. Die gestrichelte Linie repräsentiert 50% der Rauschamplituden und sollte von den WEA Immissionen nicht überschritten werden.*

Die berechneten Abklingkurven werden wie folgt interpretiert:

> Ausgehend von den Standardwerten für schwache und starke Dämpfung würde eine Gruppe von 5 WEAs mit jeweils 5.5 MW Leistung an der Station **ABH** die gesetzte Schwelle von 50 % des aktuellen Rauschniveaus noch in 10 km Entfernung überschreiten und damit das derzeitige gute Detektionsvermögen dieser Station auf jeden Fall beeinträchtigen (Abb. 23 rechts). Der bei **ABH** tatsächlich gemessene b-Wert von 1.5 führt allerdings zu dem Ergebnis, dass die WEA Emissionen (Frequenz von **5 Hz**) mit wachsender Entfernung relativ schnell abklingen und schon in ca. 3.8 km den gesetzten Schwellenwert unterschreiten, so dass in diesem Fall ein realistischer Schutzbereich von 5 km angegeben werden kann.
>
> Der Rauschpegel an der Station **PYRM** ist mit 11.22 nm/s fast 3-mal höher als bei ABH. Dennoch liegen die prognostizierten WEA-Amplituden auch hier bei niedriger Dämpfung (b = 0.5) noch in 10 km Entfernung oberhalb der kritischen Schwelle (Abb. 24 rechts). Bei Annahme einer Geologie mit hoher Dämpfung (b = 1.0) würden die WEA-Amplituden ab einer Entfernung von ca. 5.8 km unterhalb des Schwellenwerts liegen. Da der bei **PYRM** gemessene Wert von b = 0.6 auf einen Untergrund mit geringer Dämpfung hinweist, ist in diesem Fall allerdings auch bei einem Abstand von über 10 km eine Beeinträchtigung des Detektionsvermögens zu erwarten.

Zusammenfassend sollen folgende Punkte betont werden:

Die hier dargestellten Beispiele zeigen, dass die abgeleiteten Schutzradien kritisch von den angenommenen Dämpfungsparametern abhängen. Insbesondere wenn keine Messungen vorliegen und mit standardisierten b-Werten gerechnet werden muss, können die Ergebnisse stark von der Realität abweichen.

Die derzeitige Einteilung in drei Schutzbereichskategorien basiert auf den Erfahrungen mit WEA-Typen von mittlerer Leistung, die aber inzwischen als veraltet bezeichnet werden müssen. Über die seismischen Emissionen moderner Anlagentypen mit deutlich mehr Leistung ist bisher wenig bekannt.

Im Hinblick auf zukünftige WEA-Genehmigungsverfahren wird deshalb empfohlen, mittelfristig die pauschale Abstandsregelung durch Einzelfalluntersuchungen zur Bestimmung individueller Planungsradien zu ergänzen. Hierzu sollten insbesondere die folgenden Aspekte berücksichtigt werden:

- Möglichst realistische frequenzabhängige Dämpfungswerte für jede seismische Station. Diese sind am besten durch Profilmessungen vor Ort zu bestimmen.
- Quellsignale von modernen, leistungsstarken WEA-Typen.
- Auf Grund durch die Geologie bedingter zu erwartender Unsicherheiten bei den Dämpfungswerten sollte ein Sicherheitsaufschlag bei den Planungsradien einkalkuliert werden.

Dieses Verfahren kann allerdings nicht den Einfluss der Windparkgeometrie auf das abgestrahlte Wellenfeld berücksichtigen. Deshalb sollte im Falle ausgedehnter Windparks, die sich über eine große Fläche erstrecken, numerische Simulationen zur Berechnung der seismischen WEA Emissionen durchgeführt werden. Die hierfür notwendigen Verfahren existieren.

8 Empfehlungen

Rückbau von Stationen

Im Bereich der Eifel liegt eine hohe Stationsdichte vor. Theoretisch ist es möglich, die angestrebte Vollständigkeitsmagnitude von M_c = 0.5 für tektonische Beben auch mit weniger Stationen zu erreichen. Dennoch wird von einem **Stationsrückbau in diesem Bereich abgeraten**, da durch die vorliegende Redundanz das Lokalisierungspotential auch bei technischen Ausfällen oder Verschlechterung der Rauschbedingungen an einzelnen Stationen gewährleistet bleibt. Außerdem ist für weitergehende seismologische Analysen (z.B. Herdflächenlösungen) eine möglichst große Stationszahl wichtig.

Ausnahme: Die ehemalige Bohrlochstation **NICK** wurde aufgrund technischer Probleme durch eine Oberflächenstation mit einem relativ hohen Rauschpegel ersetzt. Diese Station hat aufgrund der entsprechend kleinen Detektionsradien keinen signifikanten Einfluss auf die Lokalisierung schwacher tektonischer Beben in der Eifel. (*Nach Redaktionsschluss erreichte uns die Mitteilung, dass der Oberflächensensor abgebaut und durch einen neuen Bohrlochsensor in 60 m Tiefe ersetzt wurde.*)

Wichtige / schützenswerte Stationen

Die Stationen **ABH** und **RIVT** sind aufgrund ihrer Lage besonders wichtig, um die Seismizität im Westen und in zentralen Bereichen von RLP zu registrieren. Beide Stationen besitzen einen geringen Rauschpegel mit entsprechend großen Detektionsradien für schwache Ereignisse. Eine Erhöhung der Rauschbelastung würde das Lokalisierungsvermögen in einer relativ großen Region negativ beeinflussen. Im Umfeld von **RIVT** sind zwar zahlreiche WEA mit einer insgesamt hohen Leistung verbaut, aber durch die Installation innerhalb des Riveris Staudamms werden Windkraft Signale offenbar gut unterdrückt. Es sollte darauf geachtet werden, dass die guten Noisebedingungen an beiden Standort erhalten bleiben.

Weitere Stationen mit besonderer Bedeutung

Aufgrund der geringen Stationsdichte im Westen und Süden von RLP, sind die Stationen **MUEZ** und **PEB** ebenfalls wichtig für das seismische Monitoring in diesen Landesteilen. Allerdings ist die Bodenunruhe hier relativ hoch und stark windabhängig, was zu einem schlechten Detektionsvermögen führt. Die berechneten PSD-Amplituden steigen schon bei mittleren Windgeschwindigkeiten im gesamten Frequenzbereich an und überdecken sogar evtl. vorhandene WEA Signale. An diesen Standorten sollte vor Ort untersucht werden, was die Ursache hierfür sein könnte (lockere Gebäudeteile, Bäume o.ä.) und inwieweit sich die beobachtete Windempfindlichkeit durch Baumaßnahmen reduzierten lässt.

Zubau von Stationen

Die Stationen **ABH** und **RIVT** können aufgrund ihres niedrigen Rauschpegels noch besonders schwache Beben detektieren. Infolge der geringen Stationsdichte in diesem Bereich kann das Detektionspotential dieser Stationen allerdings nicht voll ausgeschöpft werden, da weitere Stationen, die für eine Lokalisierung von schwachen Erdbeben notwendig wären, fehlen. Insbesondere gilt dies für das Monitoring der Bebencluster bei Mörsdorf / Simmern / Bad Sobernheim, besonders im Gebiet südlich der Station ABH. Eine **Verdichtung** des Stationsnetzes im Westen und Süden von RLP **wird deshalb dringend empfohlen**. Einige mögliche neue Standorte werden in Abschnitt 6.4 dieses Gutachtens diskutiert.

Schutzradien

Wie die Untersuchungen in Kapitel 7 zeigen, besitzen die berechneten WEA-Abklingkurven und die daraus abgeleiteten Schutzradien eine kritische Abhängigkeit von den angenommenen Dämpfungsparametern. Insbesondere wenn keine Messungen vorliegen und mit standardisierten b-Werten gerechnet werden muss, können die Ergebnisse stark von der Realität abweichen.

Im Hinblick auf zukünftige WEA-Genehmigungsverfahren wird deshalb empfohlen, mittelfristig die pauschale Abstandsregelung durch Einzelfalluntersuchungen zur Bestimmung individueller Planungsradien zu ergänzen. Dabei können die derzeitigen Abstandsregelungen weiterhin als Planungsgrundlage dienen. Für eine abschließende Bewertung sollten allerdings die hier vorgeschlagenen Abstandsberechnungen durchgeführt werden. Wichtige Parameter hierfür sind WEA Referenzamplitude und Dämpfungswert zwischen geplantem Windpark und der seismischen Station.

Neue WEA Typen

Bei den Planungen neuer Windparks kommen vermehrt immer **leistungsstärkere WEAs** zum Einsatz. Häufig soll im Rahmen eines Repowerings der Altbestand eines Windparks teilweise oder vollständig durch größer dimensionierte Anlagen ersetzt werden. Moderne WEAs können bei vergleichbarer Nabenhöhe deutlich größere Gondelmassen besitzen als herkömmliche Windräder. Damit verändert sich das gesamte Schwingungsverhalten und die Abstrahlung seismischer Wellen. Eine **Prognose** der Beeinflussung von seismischer Stationen auf Basis bisheriger Erfahrungen wird deshalb als **problematisch** angesehen. Dies bezieht sich insbesondere auf die Tatsache, dass die neuen Anlagentypen in der Regel noch nicht für eine direkte Vermessung der Quellspektren zur Verfügung stehen.

Für eine zuverlässigere Prognose wird deshalb vorgeschlagen, die Charakteristiken moderner, leistungsstarker WEA-Typen durch numerische Simulationen genauer zu untersuchen. Die hierfür notwendigen Methoden müssen jedoch noch bis zur Anwendungsreife weiterentwickelt werden. Die Ergebnisse einer solchen Studie können dann in die Berechnungen der Planungsradien einfließen.

Bohrlochstationen

Die vorliegenden Untersuchungen haben gezeigt, dass die WEA-typischen Energie-Peaks in den PSD-Spektren einiger seismischer Stationen vergleichbar schwach ausgeprägt sind, obwohl in deren Umfeld relativ viele WEAs mit einer hohen Gesamtleistung verbaut sind. Diese Stationen wurden entweder auf anstehendem Gestein innerhalb von Burganlagen installiert (BGG, PYRM) oder im Fußbereich eines Staudamms (RIVT). In beiden Fällen werden die **Einflüsse der WEA-Emissionen deutlich reduziert** und das Detektionsvermögen für schwache Beben bleibt erhalten. Ein vergleichbarer Effekt wird bei der Installation von Seismometern in **Bohrlöchern** beobachtet. Z.B. hat sich die Rauschbelastung der ehemaligen Bohrlochstation **NICK** nach dem technisch bedingten Umzug an die Oberfläche deutlich verschlechtert. Die Unterdrückung von WEA-Signalen in Bohrlochregistrierungen konnte mit Hilfe numerischer Simulationen bestätigt und genauer untersucht werden (Limberger et al., 2023).

Bei der Planung neuer Stationsstandorte sollten deshalb auch **Bohrlochinstallationen** zur Verbesserung der Signalqualität erwogen werden, z.B. im Bereich des **Oberrheingrabens**, wo aufgrund der geologischen Struktur und der dichten Bebauung generell ein hoher seismischer Rauschpegel vorliegt. Wichtig hierbei ist der Parallelbetrieb von Seismometern an der Oberfläche, um die Bohrlochmagnituden zu kalibrieren und mit den Magnituden von Oberflächenstationen vergleichbar zu machen.

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass **DLF-Beben in der Eifel** mit den begutachteten Stationen alleine nicht mit der angestrebten Vollständigkeitsmagnitude von M_L = 0.5 lokalisiert werden können. Für die Detektion solcher Beben müssen die Stationen im Frequenzbereich unterhalb von ca. 3 Hz besonders rauscharme Bedingungen aufweisen. Eine Verbesserung des Status Quo könnte durch die **Verlegung von Stationen in Bohrlöcher** erreicht werden. Hierfür kommen z.B. die beiden Stationen **PROB** und **NICK** in Frage, da sie (zumindest theoretisch) aufgrund ihres hohen Rauschpegels selbst ein DLF-Beben mit M_L = 1.5 nicht detektieren könnten, obwohl sie relativ nah an den Epizentren liegen. Zusätzlich würde im Bereich der Eifel eine **weitere Verdichtung** des Stationsnetzes **mit Bohrlochstationen** das Lokalisierungspotential von DLF-Beben verbessern.

***Anmerkung**: Nach Redaktionsschluss erreichte uns die Mitteilung, dass der Oberflächensensor an der Station **NICK** abgebaut und durch einen neuen Bohrlochsensor in 60 m Tiefe ersetzt wurde. Es ist zu erwarten, dass sich der Rauschpegel bei **NICK** durch diese Maßnahme deutlich verringert hat.*

9 Zusammenfassung

Folgende Untersuchungen und Studien wurden durchgeführt:

- Analyse des Bebenkatalogs von Rheinland-Pfalz im Hinblick auf räumliche und zeitliche Verteilung der gelisteten Erdbeben. Anfertigung von Magnituden-Häufigkeitsverteilungen zur Bestimmung der Vollständigkeitsmagnitude in verschiedenen seismisch aktiven Regionen.
- Berechnung von windabhängigen Langzeit PSD-Spektren für 33 Stationen des LER Messnetzes zur Bestimmung der Status Quo Rauschbelastung. Korrelation der gemessenen Leistungsdichte mit Anzahl und Gesamtleistung der im Stationsumfeld installierten Windenergieanlagen.
- Analyse des Spektralgehalts ausgesuchter lokaler Erdbeben zur Bestimmung des relevanten Frequenzbereichs.
- Ableitung des Detektionsvermögens der untersuchten Stationen. Berechnung von Detektionsradien für tektonische Beben und DLF-Beben mit unterschiedlicher Magnitude. Überprüfung der theoretisch ermittelten Resultate mit Hilfe von tatsächlichen Detektionen im Bebenkatalog.
- Entwicklung eines Software-Tools zur interaktiven graphischen Darstellung des Lokalisierungspotentials des gesamten LER-Stationsnetzes anhand der berechneten Detektionsradien. Diskussion des Lokalisierungsvermögens für tektonische Beben unterschiedlicher Magnitude sowie DLF-Beben im Bereich der Eifel.
- Exemplarische Berechnung von Schutzradien für die Stationen ABH und PYRM. Diskussion der Ergebnisse und Empfehlungen für eine zukünftige Vorgehensweise.
- Zusammenstellung von Empfehlungen zur Erhaltung bzw. Optimierung der Funktionalität des LER-Stationsnetzes im Hinblick auf die gestellten Anforderungen.

Resultate:

Die Analyse des Erdbebenkatalogs für das Gesamtgebiet von Rheinland-Pfalz und dem Saarland zeigt, dass sich die Vollständigkeitsmagnitude durch den kontinuierlichen Zubau von Stationen im Verlauf der Jahre systematisch verbessert hat. Für das Jahr 2010 wird ein Wert von $M_C \approx 1.5$ berechnet, ab ca. 2022 liegt die Vollständigkeitsmagnitude landesweit bei $M_C = 1.0$. In Teilregionen wie der Eifel wird aufgrund der hohen Stationsdichte eine Vollständigkeitsmagnitude (für tektonische Beben) von $M_C \approx 0.5$ für den Bebenkatalog abgeleitet.

WEA-Signale können in den PSD-Spektren der meisten Standorte nachgewiesen werden. Dabei korreliert die Intensität der beobachteten spektralen WEA-Peaks recht gut mit der verbauten WEA-Gesamtleistung im Umfeld einer seismischen Station. Die Registrierbedingungen an den Stationsstandorten werden anhand der jeweiligen Rauschbelastung mit einem Farbsystem kategorisiert. Dabei ist ein deutlicher Einfluss der vorherrschenden Windgeschwindigkeiten auf die Rauschamplituden zu beobachten.

Basierend auf den gemessenen Rauschamplituden werden für jede Station Detektionsradien für tektonische Beben mit einer typischen Signalfrequenz von 5 Hz berechnet und präsentiert. Der Vergleich

dieser theoretischen Abschätzung des Detektionspotentials mit den tatsächlichen Auswertungen und Detektionen für Katalogbeben zeigt eine gute Übereinstimmung.

DLF-Beben sind aufgrund ihrer niedrigen Signalfrequenzen und großen Herdtiefe deutlich schwerer zu detektieren als tektonische Beben. Die Berechnungen hierzu zeigen, dass die Stärke eines DLF-Bebens im Vergleich zu einem tektonischen Beben in gleicher Epizentralentfernung um etwa eine Magnitudenstufe höher ausfallen muss.

Basierend auf den für jede Station berechneten Detektionsradien wird das Lokalisierungspotential des gesamten Stationsnetzes für verschieden tektonische Beben und DLF-Beben mit unterschiedlichen Magnituden berechnet und diskutiert:

- Tektonische Beben mit einer Magnitude von $M_L = 1.0$ können landesweit mit einer hinreichend großen Anzahl von Stationen detektiert und lokalisiert werden.
- Tektonische Beben mit einer Magnitude von $M_L = 0.5$ können nur im Bereich der Eifel und angrenzenden Gebieten mit ausreichender Genauigkeit lokalisiert werden.
- DLF-Beben in der Eifel können mit dem hier begutachteten Stationsnetz erst ab einer Magnitude von $M_L = 1.2$ lokalisiert werden, allerdings nur mit relativ wenigen Stationen. Sichere Lokalisierungen sind erst ab einer Magnitude von $M_L = 1.5$ zu erwarten.

Die Bestimmung von Schutzradien wird anhand zweier Beispiele für die Stationen ABH und PYRM diskutiert. Dabei zeigt sich eine kritische Abhängigkeit der berechneten WEA Abklingkurven von den angenommenen Dämpfungsparametern, die im Einzelfall zu unrealistischen Ergebnissen führen kann. Es wird deshalb empfohlen, von einer pauschalen Abstandsregelung zu einer Einzelfalluntersuchung mit der Bestimmung individueller Planungsradien zu wechseln.

Abschließende Anmerkungen, Ausblick

1. Die mit Hilfe der RMS-Rauschamplituden abgeleiteten Detektionsradien passen gut zu den tatsächlich gepickten P-Phasen. Darüber hinaus gibt es eine gute Übereinstimmung zwischen dem prognostizierten Lokalisierungspotential für Beben mit Magnitude 1.0 und 0.5, und der empirisch abgeleiteten Vollständigkeitsmagnitude (M_C = 1.0 landesweit, M_C = 0.5 in der Eifel). Insgesamt bietet das im Rahmen dieses Berichts entwickelte Verfahren eine solide Basis für eine realistische Einschätzung des Lokalisierungsvermögens von seismischen Stationsnetzen.

2. Das hier vorgestellte Lokalisierungspotential für Erdbeben in RLP basiert ausschließlich auf dem Detektionsvermögen von Stationen, die sich in RLP befinden. Stationen benachbarter Erdbebendienste außerhalb von Rheinland-Pfalz waren nicht Gegenstand des Auftrags und wurden deshalb in diesem Gutachten nicht betrachtet. Hier könnten noch ergänzende Untersuchungen für die Lokalisierung von Beben in Grenzzonen von RLP (z.B. nach Hessen) durchgeführt werden. Für die Berechnung des Lokalisierungspotentials sind neben den Koordinaten die Rauschamplituden (PSD, I95 oder RMS) an den jeweiligen Standorten notwendig.

3. Für ein sicheres Lokalisierungsergebnis ist nicht nur die Anzahl bestimmter Wellenankunftszeiten, sondern auch eine gute azimutale Stationsverteilung wichtig. Diese Eigenschaft wird durch den Gap-Parameter beschrieben, d.h. den größten Sektorenwinkel, in dem vom Epizentrum aus gesehen keine Station liegt. In einer Weiterentwicklung könnte dieser Parameter leicht aus der Geometrie der Stationsverteilung berechnet und als Wichtungsfaktor für eine noch realistischere Bewertung des Lokalisierungspotentials eingehen.

Literatur

Baisch, S., Fritschen, R., Groos, J., Kraft, T., Plenefisch, T., Plenkers, K., Ritter, J. und Wassermann, J., 2012. „Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität – Positionspapier des FKPE“, Mitteil. Deut. Geophys. Gesell., 3/2012, 17-31.

Bormann, P., Dewey, J. and IASPEI/CoSOI Working Group on Magnitude Measurement, 2014. “The new IASPEI standards for determining magnitudes from digital data and their relation to classical magnitudes” – In: BORMANN, P. (Ed.): New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP). Potsdam (GFZ German Research Centre for Geosciences).

Gaßner, L., and Ritter, J., 2023. “Ground motion emissions due to wind turbines: observations, acoustic coupling, and attenuation relationships”, Solid Earth, 14, 785-803.

Gutenberg, B., and Richter, C. F., 1944. “Frequency of earthquakes in California”, Bull. Seismol. Soc. Am., 34, 184-188.

Hensch, M., Dahm, T., Ritter, J., Heimann, S., Schmidt, B., Stange, S., and Lehmann, K., 2019. “Deep low-frequency earthquakes reveal ongoing magmatic recharge beneath Laacher See Volcano (Eifel, Germany)”, Geophys. J. Int., 216, 2025–2036.

Hering, P. und Küperkoch, L., 2025a, „Möglicher Einfluss eines geplanten Windparks bei Schwarzerden auf die seismologische Messstation Alteburg (ABH)“, Bericht im Auftrag der WPD Onshore GmbH & Co. KG Bremen.

Hering, P. und Küperkoch, L., 2025b, „Möglicher Einfluss eines Repowerings von WEA im Windpark Roes auf die seismologische Messstation PYRM (Burg Pyrmont)“, Bericht im Auftrag der CPC Germania GmbH & Co. KG, Rheine.

Küperkoch, L., Olbert, K., and Meier, T., 2018. “Long-Term Monitoring of Induced Seismicity at the Insheim Geothermal Site, Germany”, Bull. Seismol. Soc. Am., 108, 3668-3683.

Limberger, F., Lindenfeld, M., Deckert, H., and Rümpker, G., 2021. “Seismic radiation from wind turbines: observations and analytical modeling of frequency-dependent amplitude decays”, Solid Earth, 12, 1851–1864, doi:10.5194/se-12-1851-2021, 2021.

Limberger, F., Rümpker, G., Lindenfeld, M., and Deckert, H., 2023. “The impact of seismic noise produced by wind turbines on seismic borehole measurements “, Solid Earth, 14, 859–869 doi:10.5194/se-14-859-2023.

Peterson, J. 1993. “Observations and Modeling of Seismic Background Noise”. U.S.G.S, Open File Report, 93-322, 95 p.

Ritter, J. 2021. Bericht zur „Erarbeitung eines Prognosetools für seismische Immissionen an Erdbeben-Messstationen in Nordrhein-Westfalen (NRW)“ für das Ministerium für Wirtschaft, Innovation, Digitalisierung und Energie des Landes NRW.

Rydelek, P. A., and Sacks, I. S. 1989. “Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity”, Nature, 337, 251-253.

Welch, P., 1967. “The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms”, IEEE Trans Audio Electroacoustics, 15 (2), 70-73.

Woessner, J., and Wiemer, S., 2005. “Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty”, Bull. Seismol. Soc. Am., 95, doi:10.1785/012040007.

Zieger, T., and Ritter, J. R. R., 2018.” Influence of wind turbines on seismic stations in the upper rhine graben, SW Germany”, Journal of Seismology, 22, 105–122, doi:10.1007/s10950-017-9694-9.