

Status der Erdbebenüberwachung und Auswertungen von Bodenbewegungsdaten für Schleswig-Holstein und Umgebung

Bericht zur Kooperation 2020

Dr. Christian Weidle, Dr. Henriette Sudhaus, Dieter Hoogestraat,
Arne Schmidt, Dipl.-Ing. Detlef Schulte-Kortnack, Prof. Dr. Thomas Meier
*Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel,
Otto-Hahn-Platz 1, 24118 Kiel*

Dipl.-Geophys. Andreas Omlin
*Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und Ländliche Räume (LLUR)
Abteilung Geologie und Boden - Geologischer Dienst SH (SDG)
Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek*

Beiträge zur seismologischen Überwachung in Norddeutschland

Nº 03, 2021

Weidle, C. et al.: Status der Erdbebenüberwachung und Auswertungen von Bodenbewegungsdaten für Schleswig-Holstein und Umgebung: Bericht zur Kooperation 2020.

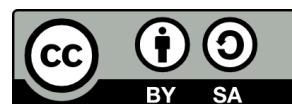
ISSN 3052-7236

DOI 10.38071/2025-00969-2

Herausgegeben von

Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Veröffentlicht am 26. Mai 2021,
... online am 11. August 2025



Dieses Dokument ist unter der Creative-Commons-Lizenz CC BY-SA 4.0 veröffentlicht.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	1
2 Status Stationsnetz 2020	3
2.1 Permanent-Stationen	3
2.1.1 Station Quickborn	4
2.1.2 Station Büsum	8
2.1.3 Zukünftiger Standort Dänischer Wohld	9
2.2 Temporäre Stationsnetze	10
2.3 Arbeiten ausserhalb SH	11
3 Auswertung Datenzentrum	12
4 Ereignisübersicht 2020	15
4.1 Überregionale Seismizität	15
4.2 Seismische Ereignisse in SH	17
4.3 Andere relevante Ereignisse	17
5 Lokale Ereignisse im Segeberger Kalkberg	23
5.1 Diskussion	28
6 Array Detektionen am Helgoland Array	29
6.1 Netzwerkanalyse	29
6.2 Arrayanalyse	31
6.3 Arraydetektor	33
6.3.1 Erweiterung des Array-Detektors	34
6.4 Ausblick für Lokalisierungen	38
6.5 Fazit der Array-Auswertung	42
7 Auswertung von Bodenbewegungsdaten	43
7.1 BBD und AK6	43
7.2 BBD Pilotstudien	44
7.2.1 1. Pilotstudie	44
7.2.2 2. Pilotstudie	44
7.2.3 3. Pilotstudie	44
7.3 Bodenbewegungen in den Elbmarschen	48
7.4 Mächtigkeit des Holozäns in den Elbmarschen	55
7.5 Ausgewählte lokale Beispiele	56
8 Zusammenfassung	59
Literatur	61

A Abbildungsverzeichnis	63
B Tabellenverzeichnis	65

1 Einleitung

Im Rahmen der Zusammenarbeit zwischen dem Geologischen Dienst SH (SGD) im Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (LLUR) und dem Institut für Geowissenschaften (IfG) der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel konnten im Jahr 2020 trotz der pandemiebedingten Einschränkungen wichtige Fortschritte erzielt werden.

Das seismologische Stationsnetz in Schleswig-Holstein ist durch die erfolgreiche Kooperation zwischen dem SGD und dem IfG von ehemals zwei Stationen in 2012 auf mittlerweile 18 Stationen angewachsen, wovon im Jahr 2020 zwei neue Standorte in Quickborn und Büsum etabliert wurden. Vor allem die Station Quickborn zeichnet sich durch eine hervorragende Datenqualität aus und ist vergleichbar mit der Station Bad Segeberg im dortigen Kalkberg. Darüberhinaus konnten alle Stationen des Helgoland-Arrays mit Echtzeitdatenübertragung eingerichtet werden, so dass diese Daten perspektivisch auch zur Echtzeitauswertung verwendet werden können (siehe Kapitel 2).

Im Rahmen der regelmäßigen und systematischen Datenauswertung aller in Echtzeit zur Verfügung stehenden Daten am IfG wurde das Datenakquisitions- und -auswertesystem weiterentwickelt. Hierbei ist zum einen die Einbindung weiterer Stationen in Südschweden, Belgien und Großbritannien, zum anderen die Etablierung eines Alarmsystems für den internen Gebrauch zu nennen. Letzteres ist ein wichtiger Baustein für eine schnelle Erfassung und manuelle Auswertung relevanter seismischer Ereignisse (siehe Kapitel 3).

Im Jahr 2020 aufgetretene tektonische Ereignisse mit Relevanz für SH sind zwei stärkere Erdbeben in der zentralen Nordsee und vor der Küste Nordjütlands (DK). Darüberhinaus wurden sowohl Ereignisse aus Groningen (NL) und Niedersachsen registriert, welche mit den dortigen Gasförderungen in Zusammenhang stehen, als auch Sprengungsereignisse in der Ostsee vor Rostock und bei Swinemünde (PL). Für SH konnten in 2020 keine der sonst gelegentlich auftretenden Sprengungsereignisse in der Eckernförder oder Hohwachter Bucht beobachtet werden (siehe Kapitel 4).

Im Bereich des Segeberger Kalkbergs kommt es immer wieder zu kleineren Ereignissen, welchen bereits in einer früheren Auswertung (Meier and Omlin [2016]) eine hohe Ähnlichkeit der Wellenform zu dem Erdbeben vom Oktober 1997 nachgewiesen werden konnte. Zwei im Frühsommer 2020 beobachtete Ereignisse zeigen ebenfalls eine solche Ähnlichkeit und eine Auswertung dieser Ereignisse erneuert die Frage nach der Ursache dieser Ereignisse. Aufgrund von aufgetretenen Steinschlägen in der Kalkberghöhle müssen auch Verstürze als mögliche Ursache in Betracht gezogen werden (siehe Kapitel 5).

Die Überwachung schwacher seismischer Ereignisse im Bereich der Nordsee ist aufgrund der Unzugänglichkeit für dauerhafte seismische Installationen erschwert. Es wird gezeigt,

dass mit dem im Jahr 2017 etablierten Helgoland-Array eine Überwachung schwacher seismischer Ereignisse in der Nordsee möglich wird. In Kapitel 6 werden dazu die ersten Schritte und Detektionen für selektierte Zeiträume vorgestellt und das Potential dieses Verfahrens als Ergänzung zur "regulären" Auswertung aufgezeigt.

Die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) betreibt den Bodenbewegungsdienst Deutschland (BBD), der auf satellitengestützten Radarinterferometrie-Daten des Europäischen Copernicus Programms (Satelliten Sentinel 1A und 1B) basiert. Die Verarbeitung der Synthetic Aperture Radar (SAR) Daten mittels des Persistent Scatterer Interferometry - Wide Area Processing (PSI-WAP) Verfahrens erfolgt durch das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) als Dienstleister der BGR. Die Produkte des DLR sind vornehmlich parametrisierte Zeitreihen für Rückstreupunkte (Scatterer) an der Erdoberfläche, aus denen punktuelle Bodenbewegungsgeschwindigkeiten abgeleitet werden können.

Die BBD Daten lösen Bodenbewegungsraten in der Größenordnung von ± 10 mm/a mit einer angestrebten Genauigkeit von ± 1 mm/a auf. Für die in Schleswig-Holstein auftretenden sehr geringen Bewegungsraten, die im Bereich der vorgenannten Genauigkeit liegen, ist der Verarbeitung der SAR-Daten zu evaluieren, um Prozessing-Einflüsse zu identifizieren. In 2020 haben wir den Prozessing-Schritt der Mosaikierung genauer untersucht, als relevante Einflussgröße erkannt und diese aus den Daten herausgerechnet (siehe Kapitel 7). Anschließend stand die Analyse der "demosaierten" BBD Daten in den Elbmarschen im Fokus der Untersuchungen.

2 Status Stationsnetz 2020

Das seismologische Stationsnetz umfasst in Schleswig-Holstein mittlerweile 18 permanente und temporäre Installationen. Die Permanentstationen werden in Kooperation mit der BGR in Hannover bzw. dem GFZ Potsdam betrieben, die temporären Stationen vom IfG im Rahmen von Kooperationen mit dem SGD bzw. der BGR.

2.1 Permanent-Stationen

Seit Aufnahme der Kooperation zwischen SGD und IfG im Jahr 2014 ist das permanente seismologische Netz in Schleswig-Holstein stetig von ehemals zwei auf sieben Standorte angewachsen. Hinzu kommen temporäre Netze um Bad Segeberg und auf Helgoland (s. Abschnitt 2.2), welche die seismische Überwachung in SH deutlich vorangebracht haben (s. auch Weidle et al. [2020]). Das permanente Stationsnetz in Schleswig-Holstein bestand im Jahr 2020 aus den Stationen HLG (Helgoland), BSEG (Bad Segeberg), SKMB (Sankelmark bei Flensburg), KUDEN (Kuden, Dithmarschen) und KHUS (Kellenhusen, Ostholstein) und den im Laufe des Jahres neu eingerichteten Stationen QBN (Quickborn) und BUESM (Büsum) (Abb. 1).

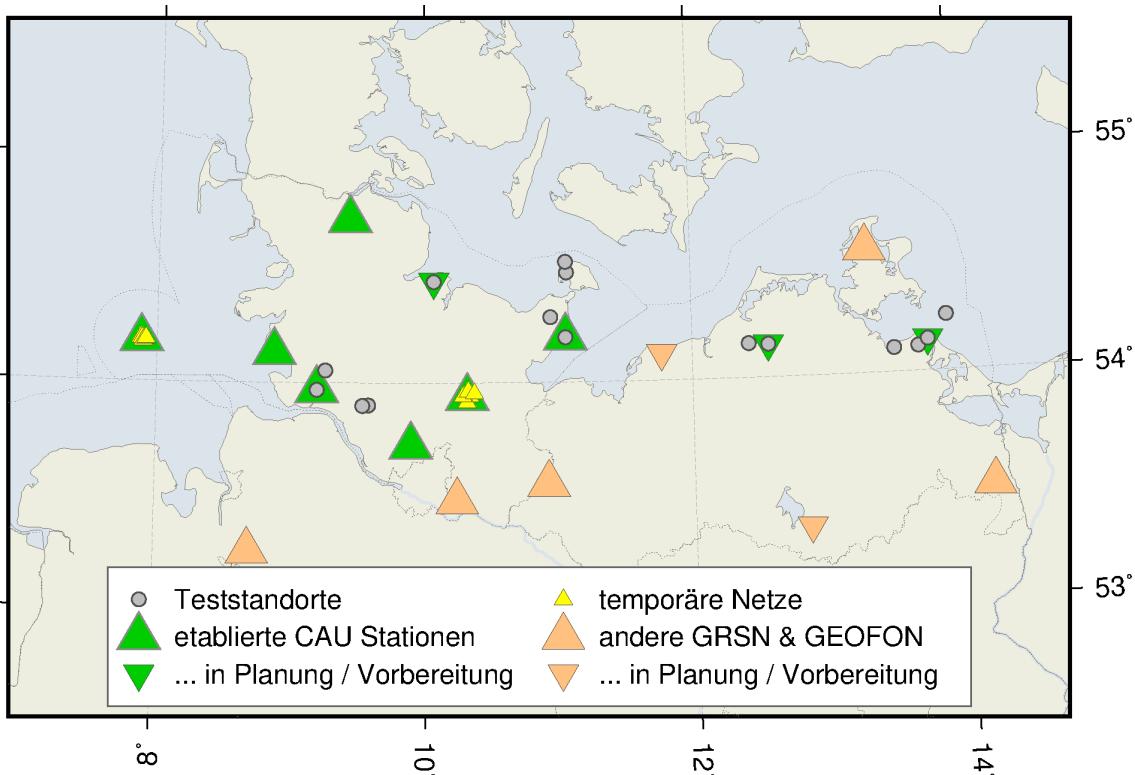


Abbildung 1: Übersicht seismischer Stationen in Norddeutschland. Permanentstationen (Dreiecke) in SH und MV werden vom IfG (grün) und der BGR und GEOFON (GFZ Potsdam) (orange) betrieben, in SH immer in Kooperation mit dem IfG. Vier weitere Standorte (inverted Dreiecke) sind in fortgeschrittener Vorbereitung und sollen 2021 in Betrieb genommen werden. Lokale Netze des IfG (gelb) werden in Kooperation mit dem SGD (Bad Segeberg Netz) und der BGR (Helgoland) betrieben. Vom IfG durchgeföhrte Testmessungen zur Standorterkundung im Vorfeld der Etablierung der Stationen KUDEN, KHUS, BIRK in SH und Peenemünde in MV sind ebenfalls eingezzeichnet (graue Punkte).

An den Stationen HLG, KUDEN und SKMB lief der Betrieb das ganze Jahr über störungsfrei, die Datenvollständigkeit an diesen Standorten ist über 98 %. Lediglich kleinere Datenlücken sind aufgrund kurzfristiger Serverausfälle am Datenzentrum der BGR, welches die Daten von den Stationen erfasst, zu verzeichnen. An der Station BSEG gab es im Frühjahr Probleme bei der Umstellung der Internetanbindung, weshalb die Station etwa 3 Wochen keine Daten übermittelte. Während dieser Zeit stehen aber die Daten von dem temporären Stationsnetz um Bad Segeberg (siehe 2.2) zur Verfügung. Ein ähnlicher Ausfall betrifft die Station KHUS, welche im Herbst aufgrund von Problemen mit der Stromversorgung eine Datenlücke von knapp 4 Wochen aufweist.

An der Station HLG in der Erdbebenwarte des IfG auf Helgoland konnte im Rahmen eines Ortstermins die vormals instabile Internetanbindung über das Mobilfunknetz dank der Unterstützung der Gemeinde Helgoland und der James-Krüss-Schule deutlich verbessert werden. Als Rückfallmöglichkeit kann das WLAN der James-Krüss-Schule mitgenutzt werden, wodurch die Datenanbindung nun mehrfach abgesichert ist.

Der Ausbau des Stationsnetzes in SH konnte im Jahr 2020 durch die zwei neuen Stationen in Quickborn und Büsum fortgeführt werden. Die geplante Station auf dem Dänischen Wohld ließ sich in 2020 nicht etablieren, wird aber voraussichtlich in 2021 in Betrieb genommen werden können.

2.1.1 Station Quickborn

Bereits im Januar 2020 konnte eine neue seismologische Station in einer vom SGD beauftragten Bohrung im Stadtgebiet von Quickborn installiert werden. Die Bohrung wurde im Rahmen der Untersuchung oberflächennaher Salzstrukturen abgeteuft und für die Nachnutzung als seismologische Bohrlochstation ausgebaut (Abb. 2).

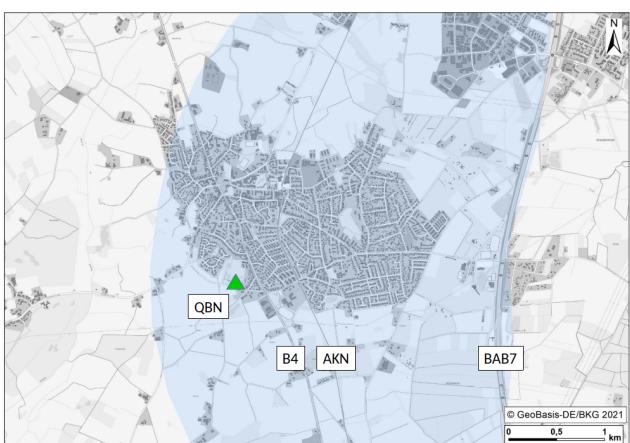
Ein Nanometrics Trillium Compact Posthole Seismometer mit einer Eckperiode von 20 s ist in 59 m unter Gelände in dem Gips-Anhydrit Hutgestein des Salzstocks installiert. Die Stromversorgung wird aktuell über ein Solarpanel hergestellt, was im Winter aufgrund zu geringer Sonnenstunden zu kürzeren, v.a. nächtlichen Datenlücken führte (Abb. 3). Seit 15. Februar 2020 operiert die Station unterbrechungsfrei im offline-Betrieb.

Während der Installation wurde zeitgleich ein Oberflächenseismometer betrieben, um synchron die Wellenformen an der Oberfläche und im Bohrloch aufzuzeichnen. Da die Orientierung des Seismometers im Bohrloch zwar für die vertikale Ausrichtung, nicht aber die horizontale sichergestellt werden kann, müssen anhand der Vergleichsmessung mit einem nach Norden ausgerichteten Seismometer an der Erdoberfläche die horizontale Ausrichtung des Bohrlochseismometers ermittelt und die Wellenformdaten der Bohrlochstation in ein Nord-Ost-Koordinatensystem umgerechnet werden. Für die Station Quickborn ergibt sich ein Azimuth von 127,1° nach Südost für die Nordkomponente (Abb. 4).

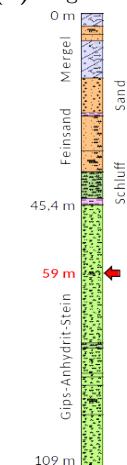


(a) Bohrlochschacht

(b) Registriereinheit



(c) Lageplan der Station am Stadtrand von Quickborn. Blau hinterlegt ist die Salzstruktur.



(d) Bohrprofil

Abbildung 2: Station QBN in Quickborn.

2020-01-21T14:19:00 - 2020-09-21T15:45:00

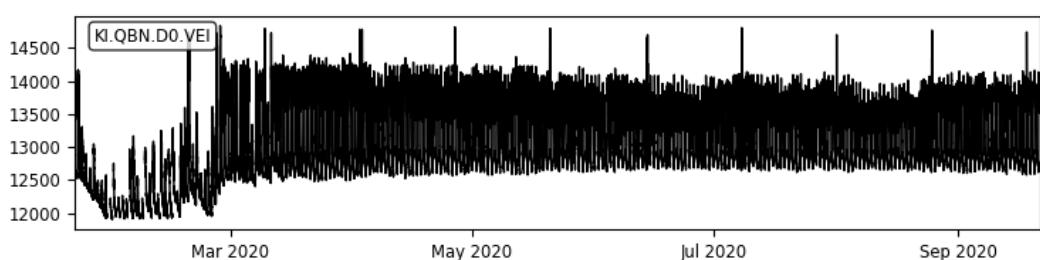


Abbildung 3: Zeitreihe der Spannung in mV an der Station Quickborn.

Programm **ROTATE** von E. Wetzig
zur Ermittlung der Orientierung eines Bohrlochseismometers
durch Vergleich der H-Komponenten der Mikroseismik

Station Quickborn, Bohrloch-Seismometer
2 Minuten Fenster, gefilterte Daten (BP 1 - 10 sec)
erforderliche Drehung des Bohrlochseismometers:

127,1° gegen Urzeigersinn

Das Instrument ist im Bohrloch ca. nach SE ausgerichtet.

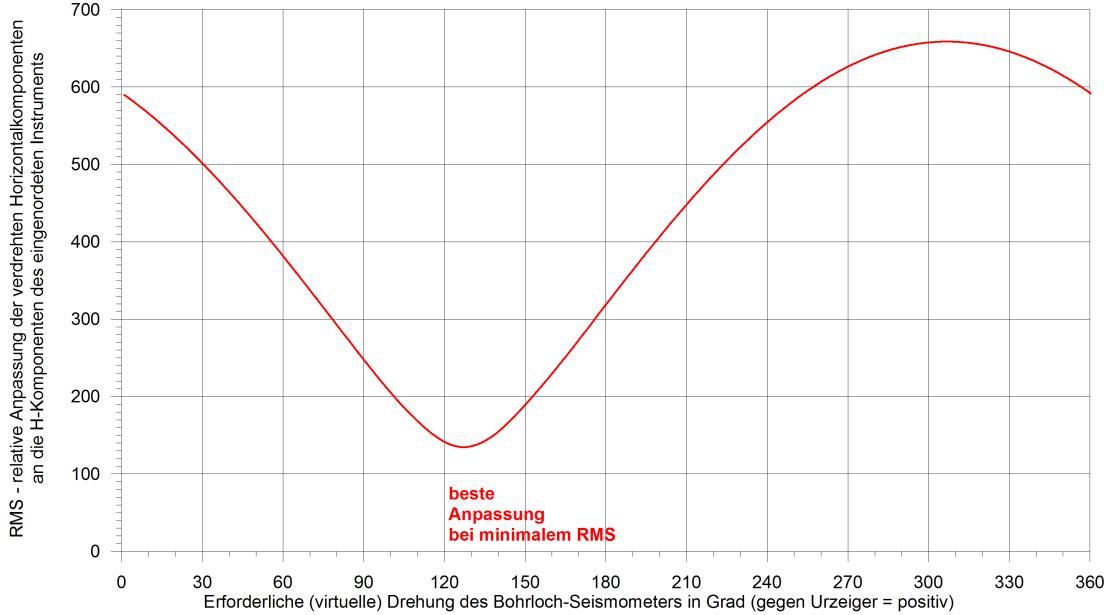


Abbildung 4: Anpassung der Nord- (N) und Ost-(E) komponente des Bohrlochseismometers an die NE-Komponenten des Oberflächenseismometers. (E. Wetzig, BGR)

Die Datenqualität der Station Quickborn (QBN) ist unerwartet hoch. In den ungefilterten Rohdaten lässt sich erkennen, dass der weit überwiegende Anteil von hochfrequentem Rauschen und Störsignalen von der Oberfläche in 59 m Tiefe kaum mehr messbar ist (Abb. 5). Es ist erkennbar, dass erstens die Maximalamplitude an der Oberfläche um zwei Größenordnungen höher ist als im Bohrloch, zweitens induzierte, starke Erschütterungen (Sprünge, impulsartige Signale bei etwa 14:25:30, 14:31:50 und 14:39:10) im Bohrloch kaum bemerkbar sind und dass drittens in der Wellenform im Bohrloch aufgrund des guten Signal-Rausch-Verhältnisses ein relativ tieffrequentes Signal, die Meeresmikroseismik, sichtbar wird.

Das überraschend niedrige Rauschniveau an der Station QBN zeigt sich auch im Vergleich der Wellenformen für ein Erdbeben in der Nordsee, registriert an den Stationen in Schleswig-Holstein (Abb. 6). Das Signal-Rausch-Verhältnis ist an den Stationen BSEG und QBN äquivalent, während es an den anderen Stationen deutlich niedriger (HLG, KHUS) und in SKMB und KUDEN der Ersteinsatz nicht zu erkennen ist. Die qualitative Ähnlichkeit zwischen QBN und BSEG spiegelt sich auch in der spektralen Leistungsdichte (PPSD) wider (Abb. 7). Die PPSD der beiden Stationen sind gleichwertig und werden von der Meeresmikroseismik im Periodenbereich 2 - 20 s dominiert. Oberhalb von 20 s Periode ist die PPSD von QBN nicht mehr aussagekräftig, da das installierte Seismometer mit seiner Eckperiode von 20 s für längere Perioden nicht mehr sensitiv ist. Die Eckperiode von BSEG

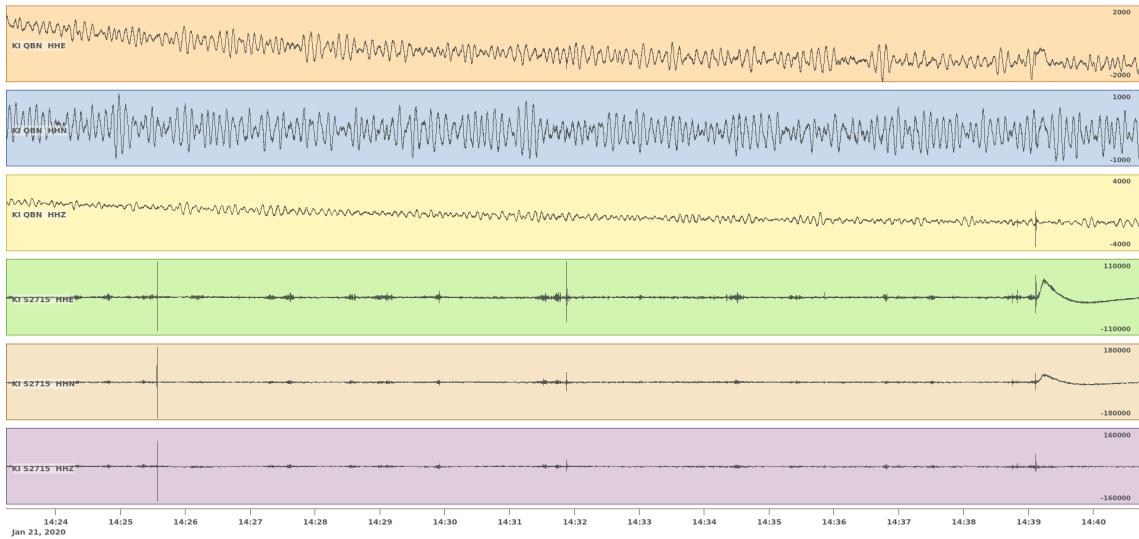


Abbildung 5: Wellenformen an der Station QBN während der Installation am 21. Januar 2020. Die oberen drei Spuren zeigen das Bohrlochseismometer, die unteren drei das Oberflächenseismometer (jeweils Ost, Nord- und Vertikalkomponente, von oben nach unten, Daten ungefiltert). Die Maximalamplituden sind an der Oberfläche um einen Faktor 40 - 100 höher als im Bohrloch.

Erdbeben in der Nordsee am 22. Februar 2020, Magnitude 4.0

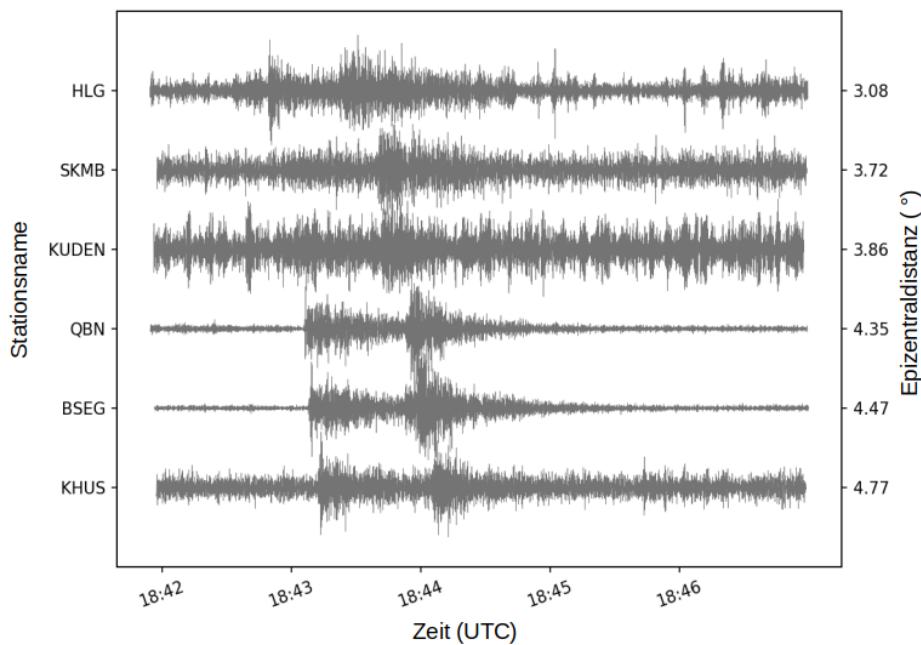


Abbildung 6: Wellenformen des Nordsee Bebens vom 22. Februar 2020 registriert in SH.

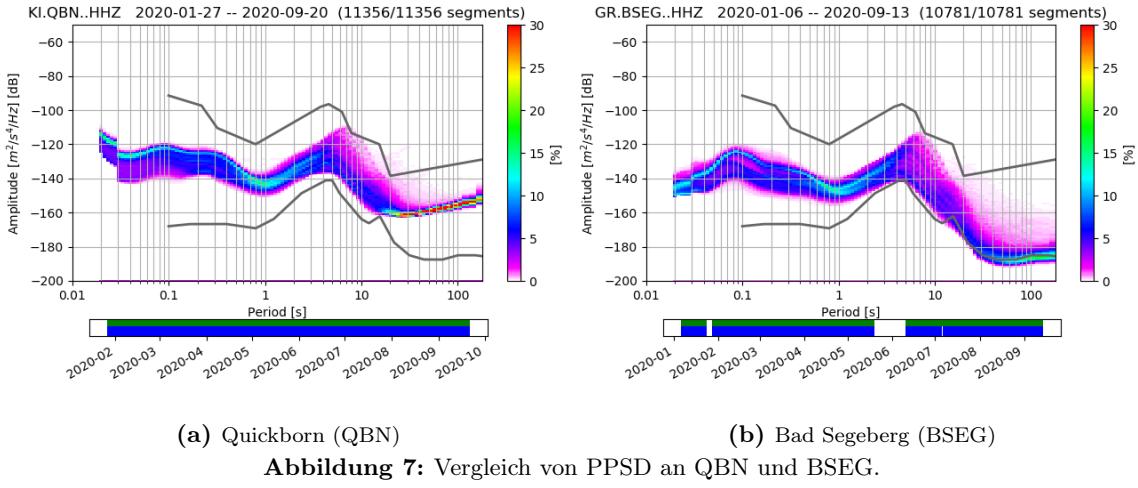


Abbildung 7: Vergleich von PPSD an QBN und BSEG.

ist hingegen 120 s Sekunden.

Die Auswertung der Wellenformen der Station QBN unterstützt die Bewertung aus Weidle et al. [2019], dass neben der Bohrlochtiefe auch der erreichte geologische Horizont eine wichtige Randbedingung für die Datenqualität einer Bohrlochinstallation darstellt. Trotz der Installation in der Nähe von signifikanten Störquellen (Bundesstraße 250 m, Bahnlinie 600 m, BAB 2,7 km, Einflugschneise des Flughafens Hamburg, Abb. 2c) im Ballungsraum Hamburg können qualitativ sehr hochwertige Daten gewonnen werden. Daher ist eine Versetzung der Installation mit einer festen Stromversorgung und Echtzeit-Datenübertragung erstrebenswert. Hierzu wurden seitens des SGD bereits erste Gespräche mit dem Grundstückseigentümer und der Stadt Quickborn initiiert.

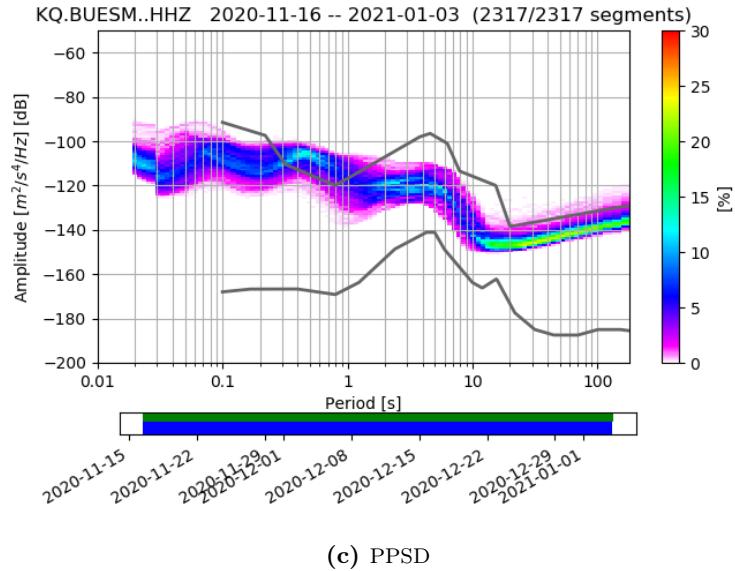
2.1.2 Station Büsum

Am Ortsrand von Büsum befindet sich das Forschungs- und Technologiezentrum Westküste (FTZ) der CAU Kiel. Nach Hinweisen von Prof. emerit. Ernst Flüh (Geomar) konnten wir ein ehemals dort betriebenes Seismometer auf dem Aussengelände des FTZ reaktivieren.

Die ursprüngliche Installation wurde nach eigenen Recherchen vermutlich im Sommer 2008 vom Geomar im Rahmen eines Projektes zum Küstenschutz in Betrieb genommen. Das Seismometer des Typs Guralp CMG-40T (30 s Eckperiode) ist in einem flachen Schacht installiert, die zugehörige Aufzeichnungseinheit und Stromversorgung in der Werkshalle des FTZ in etwa 100 m Entfernung (Abb. 8a,b). Nach Ablauf der Projektphase blieb die Installation vor Ort, wurde aber nicht mehr gewartet und irgendwann abgeschaltet. Da die gesamte Infrastruktur noch vorhanden und zudem zu Geräten aus dem IfG Instrumentenpool kompatibel war, konnten wir im September 2020 das Seismometer kurzfristig durch Tauschen einiger Komponenten wieder in Betrieb nehmen. Eine Online-Anbindung konnte im CAU-internen Netzwerk, welches das FTZ einschließt, ebenfalls problemlos etabliert



(a) Installation im Jahr 2008, Blick nach Osten. Das Seismometer ist **(b)** GPS Antenne an Außenwand des etwa an der Stelle des Baggers installiert. Ganz links am Bildrand die Technikgebäude Werkshalle. (Foto: K. Vanselow)



(c) PPSD
Abbildung 8: Station Büsum (BUESM).

werden, womit die Daten in Echtzeit in Kiel in die Auswertung einfließen.

Die Datenqualität an der Station Büsum (BUESM) ist durch ein hohes Rauschniveau bei Frequenzen oberhalb 1 Hz geprägt (Abb. 8c). Dies ist aufgrund der oberflächennahen Installation in holozänen, nicht konsolidierten Sedimenten (Klei und Sande) der Marsch im Bereich des Erwartbaren. Eine detaillierte Bewertung der Station erfolgt in 2021.

2.1.3 Zukünftiger Standort Dänischer Wohld

Im Jahr 2019 haben wir bei Gut Birkenmoor, auf dem Dänischen Wohld, nördlich von Kiel, Testmessungen für einen weiteren zukünftigen permanenten Seismometerstandort begonnen. Da die Station noch im Dezember 2019 per LTE-Modem an das Internet und

somit die Echtzeit-Datenerfassung am IfG angebunden werden konnte, standen trotz der pandemiebedingten Einschränkungen die Daten fortwährend zur Verfügung.

Entsprechend konnte die Standortbewertung im Nachgang des Vorjahresberichts (Weidle et al. [2020]) abschliessend dahingehend bewertet werden, dass der Standort Birkenmoor für die dauerhafte Einrichtung einer seismologischen Station geeignet ist. Im Rahmen eines Ortstermins im Sommer 2020 konnte mit der Eigentümerin eine geeignete Fläche zur Einrichtung einer seismologischen Station in einem noch zu erstellenden Bohrloch identifiziert werden. Nachfolgend wurden die erforderlichen Verträge für das Abteufen der Bohrung sowie die Installation und den dauerhaften Betrieb der Station ausgearbeitet. Nachdem diese Verträge nunmehr unterzeichnet wurden, sollen die Arbeiten aufgenommen werden, sobald es die Rahmenbedingungen der Pandemie zulassen. Es wird angestrebt, die Station Birkenmoor noch 2021 im permanenten online Betrieb in das seismologische Stationsnetz SH aufzunehmen.

Für die Installation ist folgendes Vorgehen vorgesehen: der SGD wird eine 30 m Bohrung anlegen, in der das Seismometer installiert werden soll. Ebenfalls vom SGD wird ein Datenrekorder (Digitalisierer) bereitgestellt. Das Breitbandseismometer und die zugehörige Stromversorgung plus Datenübertragung ist von der BGR zugesagt. Die Zuständigkeit des Betriebs liegt im Rahmen der Kooperation beim IfG.

2.2 Temporäre Stationsnetze

Das IfG betreibt in Zusammenarbeit mit der BGR Hannover seit 2017 ein temporäres seismisches Netz auf Helgoland (Helgoland-Array, kurz HELGA). Das Netz ergänzt die Permanent-Station HLG in der Erdbebenwarte der CAU Kiel in der James-Krüss-Schule um fünf weitere Breitbandseismometer, drei davon auf Helgoland und zwei weitere auf der Düne. Im September konnten die jahrelangen Problemen mit der Datenübertragung an der Station HLGA1 im Norden der Insel gelöst werden. Somit sind nun alle Stationen in Echtzeit am IfG verfügbar und fliessen in die Routine-Auswertung mit ein. Darüberhinaus wurde in 2020 begonnen, die HELGA Daten mit seismischen Array-Verfahren zur Detektion von seismischen Ereignissen zu nutzen. Darüber wird in Kapitel 6 im Detail berichtet.

In Zusammenarbeit mit dem SGD betreibt das IfG ebenfalls seit 2017 das lokale seismische Netz um Bad Segeberg, zunächst mit drei, seit 2018 mit insgesamt fünf zusätzlichen Breitbandseismometern. Im Jahr 2020 konnte aufgrund der Pandemie nur ein Stationsservice im Juni durchgeführt werden, weshalb die Daten - mit Ausnahme der Station BSEA1 in Stipsdorf - bisher nur etwa zur Hälfte archiviert werden konnten. Auf eine detaillierte Auswertung des lokalen Netzes wurde daher für das Jahr 2020 verzichtet. Dies wird nachgeholt, sobald sämtliche Daten für 2020 vorliegen. Da die Stationen BSEG im Segeberger Kalkberg und die Station BSEA1 in Stipsdorf ihre Daten in Echtzeit an die CAU übertragen, können aber mit Sicherheit für 2020 signifikante Ereignisse ausgeschlossen werden.

Im Rahmen der routinemässigen Auswertung konnten aber vereinzelte seismische Ereignisse im Segeberger Kalkberg detektiert werden, welche im Kapitel 5 näher betrachtet und diskutiert werden.

2.3 Arbeiten ausserhalb SH

Neben der Betreuung der seismologischen Stationsnetze in SH war das IfG weiterhin am Ausbau des Stationsnetzes in Mecklenburg-Vorpommern (MV) aktiv (Abb. 1). Hierzu wurde im Jahr 2020 eine Kooperationsvereinbarung zwischen dem Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie (LUNG) in MV und dem IfG geschlossen. Neben dem Stationsausbau in MV, welcher auch die seismologische Überwachung im Osten SHs verbessert, ermöglicht die Kooperation dem IfG eine gemeinsame Auswertung der Daten aus SH und MV und somit eine effiziente seismologische Überwachung für SH und MV und die angrenzenden Randmeere.

Nach den in 2019 begonnenen Testmessungen wurden zwei Standorte, in Marlow (Lkr Rostock) und Peenemünde (Lkr. Vorpommern-Greifswald) als zukünftige, permanente Standorte identifiziert. Ein entsprechender Ausbau der Standorte ist für das Frühjahr 2021 geplant und wird, gemeinsam mit dem von der BGR geplanten Standort Kühlungsborn (Lkr. Rostock), auch der seismischen Überwachung Schleswig-Holsteins, speziell des Südostens, zugutekommen (Abb. 1).

3 Auswertung Datenzentrum

Das 2018 am IfG in Betrieb genommene seiscomp-System (GFZ Potsdam and Gempa GmbH [2008]) wurde im vergangenen Jahr weiter ausgebaut und prozessiert mittlerweile Daten von 213 global verteilten Stationen in (naher) Echtzeit. Insgesamt 1781 Ereignisse wurden im Laufe des Jahres 2020 detektiert und lokalisiert, der weit überwiegende Anteil davon teleseismische Ereignisse mit Magnituden > 4.5 (siehe Abb. 9). Die Erfassung global verteilter Daten ist notwendig, um zwischen lokalen Ereignissen in SH und teleseismischen Ereignissen, deren Wellen ebenfalls in SH registriert werden, unterscheiden zu können.

Es konnte ein bilateraler Datenaustausch mit den Datenzentren in Dänemark (GEUS, Kopenhagen) und Schweden (Swedish National Seismic Network, Uppsala) vereinbart werden. Speziell in Südschweden können wir auf sieben seismische Stationen in Echtzeit zugreifen, welche über internationale Datenzentren nicht zur Verfügung gestellt werden (Abb. 10). Dies stärkt die Überwachung im südwestlichen Ostseeraum erheblich (siehe auch Kapitel 4). Darüberhinaus wurden in die automatische Datenverarbeitung in Echtzeit Daten von belgischen und britischen Stationen integriert, dies verbessert vor allem die Detektionsfähigkeit von seismischen Ereignissen in der Nordsee.

Das IfG betreibt aktuell 11 temporäre Seismometer in Schleswig-Holstein, davon sind 7 online angebunden und gehen in die routinemässige Auswertung mit ein. Um die selbst erhobenen Daten langfristig referenzierbar und auch im internationalen Austausch nutzbar machen zu können, wurde bei der "Federation of Digital Seismic Networks" (FDSN) ein exklusiver Netzwerkcode für die vom IfG, auch im Rahmen der Kooperation mit dem SGD, betriebenen Stationen beantragt. Durch einen von der FDSN zugewiesenen Netzwerkcode können die Metadaten der erhobenen Wellenformen mit einer global eindeutigen Stationskennung gekennzeichnet werden. Durch diese eindeutige Kennzeichnung können die selbst erhobenen Daten über eine global standardisierte Schnittstelle konfliktfrei anderen zugänglich gemacht werden. Dies lässt sich mit dem seiscomp-System leicht realisieren. Darüberhinaus wird mit dem Netzwerkcode ein "digital object identifier" (DOI) zugeteilt, welcher bei Datennutzung durch Dritte als Referenz für den Datenbereitsteller einfach genutzt werden kann. Dies erhöht die Anerkennung der Netzwerkbetreiber für die Bereitstellung von seismologischen Daten.

Das seiscomp-System wurde im Herbst 2020 auf die aktuelle Version 4 aktualisiert. Das Upgrade von seiscomp3 auf seiscomp4 enthielt signifikante softwareseitige Änderungen, u.a. die Umstellung von der Programmiersprache Python2, welche seit Januar 2020 nicht mehr offiziell unterstützt wird, auf Python3. Die Umstellung erforderte auch eine Reihe nachrangiger Anpassungen in der manuellen Auswertung (s. Weidle et al. [2020]), konnte aber ohne Datenausfall realisiert werden.

CAU global detections 2020

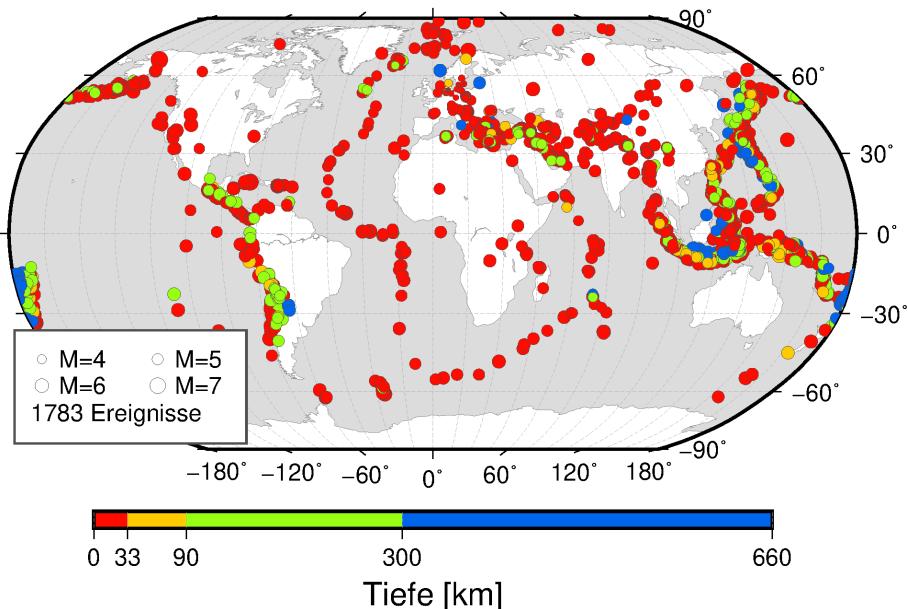


Abbildung 9: Verteilung aller in 2020 am Datenzentrum des IfG detektierten Ereignisse. Der überwiegende Anteil sind global verteilte Ereignisse mit Magnituden > 4.5, welche vollautomatisch vom System prozessiert wurden.

Für den internen Gebrauch wurde ein automatisiertes "Alert"-System eingerichtet, welches bei der automatischen Detektion von Ereignissen eine E-Mail an Mitarbeiter des IfG versendet. Diese E-Mail wird für alle Ereignisse global mit Magnituden grösser 6, für regionale Ereignisse bis zu 27° Epizentraldistanz und Magnituden grösser 5, und alle Ereignisse in einer Epizentraldistanz kleiner gleich 11° ausgelöst. Bei Ereignissen im Umkreis von weniger als 8° Epizentraldistanz, verschickt das System auch SMS-Textnachrichten. Im Jahr 2020 wurden so etwa 170 "alert"-emails und etwa 25 SMS Nachrichten versendet, u.a. für das Magnitude 3.5 Ereignis in der Nordsee vor Jütland (Dänemark) am 30.9.2020 (siehe Kapitel 4).

Das "Alert"-System bildet eine wichtige Grundlage für ein noch zu definierendes Reaktionssschema im Falle eines signifikanten seismischen Ereignisses. Ein solches Schema müsste relevante Parameter (z.B. Magnitude, Epizentralentfernung) definieren, nach denen eine Weiterleitung automatisierter Meldungen an den SGD erfolgen soll. Darüberhinaus können auch Leitlinien für die zeitnahe Meldung von sekundären (bspw. nicht spürbaren) Ereignissen definiert werden.

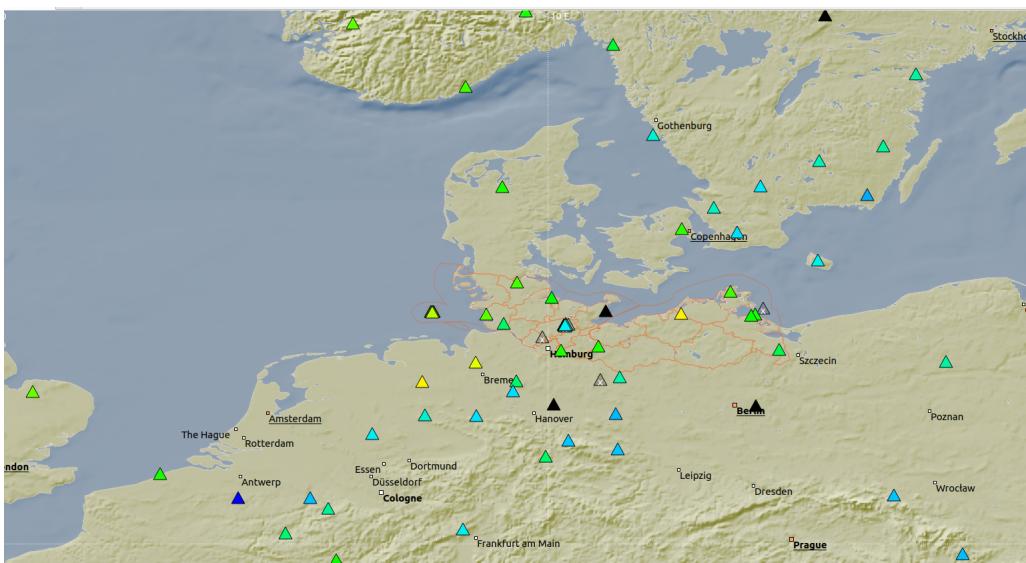


Abbildung 10: Stationskarte der in der automatischen Echtzeit-Überwachung verwendeten Stationen in SH und Umgebung.

4 Ereignisübersicht 2020

4.1 Überregionale Seismizität

Zur Betrachtung der überregionalen Seismizität wird der Erdbebenkatalog des European-Mediterranean Seismological Centers EMSC [2021] herangezogen, welcher Ereignisse von verschiedenen europäischen Agenturen sammelt und zu einem konsistenten Erdbebenkatalog harmonisiert (siehe auch Weidle et al. [2019]).

In der westlichen Nordsee, vor der Küste Jütlands gab es am 30. September 2020 ein Erdbeben der Magnitude 3.5. Solche Ereignisse sind in der Nordsee nicht unüblich (s. Weidle et al. [2020]), werden aber nur selten von der Bevölkerung an Land wahrgenommen. Im Mai und Juli 2020 gab es zwei stärkere Ereignisse im Bereich der Gasfelder um Groningen (NL), welche zumindest auf Helgoland deutlich messbar waren. Das Ereignis vom 20. Februar 2020 mit Magnitude 4 in der zentralen Nordsee ist zwar über 300 km vom Festland SH entfernt, aber dennoch von Interesse, da es im Grenzbereich der deutschen ausschließlichen Wirtschaftszone (AWZ) auftrat (s. Abb. 11). Die AWZ, auch 200-Seemeilen-Zone genannt, ist das Seegebiet, in dem der angrenzende Staat "souveräne Rechte und Hoheitsbefugnisse wahrnehmen" kann (Wikipedia [2021]). Obgleich die AWZ eine Angelegenheit des Bundes ist, so ist deren Überwachung v.a. ein Anliegen der angrenzenden Bundesländer und wird daher im Rahmen der routinemässigen Auswertung am IfG berücksichtigt.

Das Ereignis vom 17. Dezember 2020 im Landkreis Diepholz (NDS) mit Magnitude 2.4 steht vermutlich in Zusammenhang mit der Erdgasförderung in der Region und trat unweit der beiden Magnitude 3 Ereignisse vom 20. November 2019 bei Verden auf (s. Weidle et al. [2020]).

Herdzeit (UTC)	Länge (Ost)	Breite (Nord)	Tiefe (km)	Magnitude
2020-02-01T01:19:39.000000Z	3.16	53.31	10	4.0
2020-02-22T18:42:57.700000Z	3.14	55.60	5	4.0
2020-03-27T03:25:29.400000Z	3.77	53.11	19	2.9
2020-04-04T15:28:17.000000Z	-1.13	52.01	5	3.7
2020-04-23T05:30:47.200000Z	2.24	52.96	10	3.2
2020-05-02T03:13:15.000000Z	6.77	53.40	3	2.5
2020-06-01T07:23:34.000000Z	1.76	53.94	0	2.0
2020-07-14T15:18:47.000000Z	6.74	53.34	3	2.8
2020-07-29T23:15:55.600000Z	3.99	60.94	19	3.2
2020-09-30T04:57:34.200000Z	7.80	56.76	10	3.5
2020-10-16T05:42:24.000000Z	3.28	61.64	15	3.0
2020-12-17T04:11:01.800000Z	9.03	52.70	3	2.4
2020-12-20T21:13:24.700000Z	1.28	53.75	40	3.1

Tabelle 1: Erdbeben im Jahr 2020 in der Umgebung von Schleswig-Holstein, Quelle: EMSC [2021].

EMSC Katalog 2020.01.01 – 2020.12.31

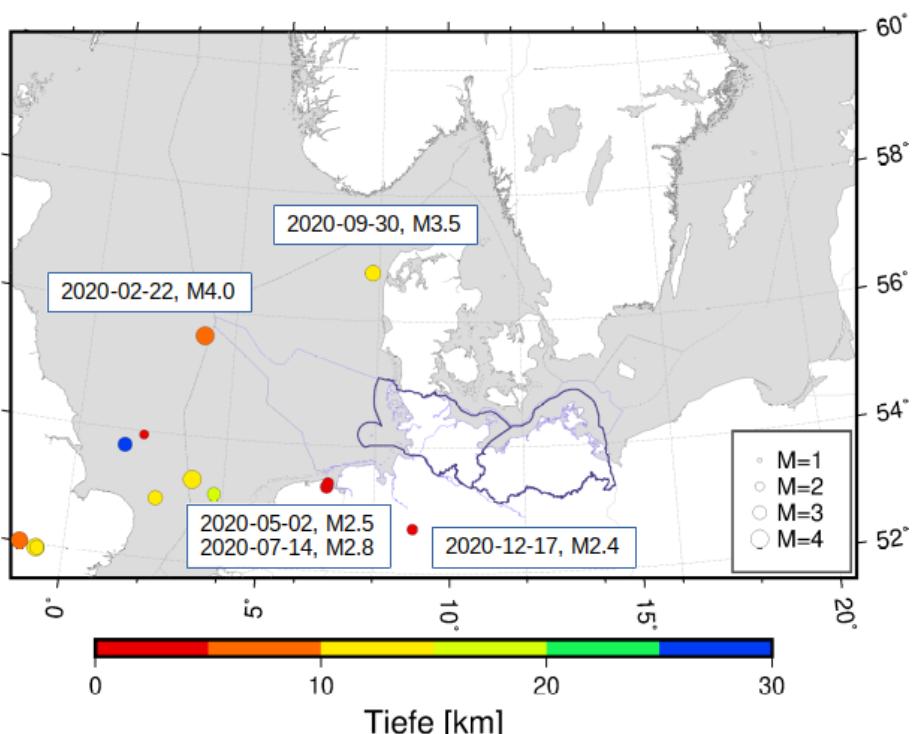


Abbildung 11: Ereignisse um Schleswig-Holstein im Jahr 2020, Quelle: EMSC [2021]. Die Landesgrenzen von SH und MV (dunkelblau) sind ebenso dargestellt, wie die AWZ Grenzen in der Nord- und Ostsee (blau) nach Seerechtsübereinkommen der Vereinten Nationen (s. Wikipedia [2021]).

4.2 Seismische Ereignisse in SH

Seit 1. Juni 2019 werden am IfG systematisch Wellenformen aus SH und benachbarter Stationen nach seismischen Ereignissen ausgewertet. Neben der automatischen Detektion im Seiscomp-System (siehe Weidle et al. [2019]) erfolgt eine tägliche, manuelle Durchsicht der Wellenformen nach potentiellen Ereignissen. Dies ist nach wie vor unabdingbar, da die Stationsdichte für eine zuverlässige automatische Detektion schwacher Ereignisse mit Magnituden unter 2 bei weitem nicht ausreicht. Tabelle 2 und Abbildung 12 fassen den Katalog des Jahres 2020 zusammen. Generell ist anzumerken, dass die Ereignistiefen in den meisten Fällen bei der Lokalisierung fixiert wurden, typischerweise auf eine Tiefe von 0 bzw. 10 km.

In SH gab es im Jahr 2020 keine signifikanten seismischen Ereignisse. Im Gegensatz zu den Vorjahren konnten keine der üblichen, regelmässigen Sprengereignisse in der Eckernförder Bucht detektiert werden. Auch eine Abfrage bei der BGR nach dort detektierten Ereignissen ergab keine Ereignisse für das Jahr 2020.

4.3 Andere relevante Ereignisse

Der Katalog der seismischen Ereignisse 2020 des IfG weicht vom EMSC Katalog durch einige, v.a. Sprengereignisse in der südwestlichen Ostsee und in Südschweden ab. Durch die zusätzlichen Stationen in Südschweden werden auch vereinzelt Ereignisse in dieser Region automatisch detektiert (s. Kapitel 3).

Besonders nennenswert sind die beiden Sprengungen in der Kadetrinne bei Rostock am 25. und 27. November 2020 und die Sprengung am 13. Oktober 2020 in Swinemünde an der deutsch-polnischen Grenze. Bei allen drei Sprengungen handelt es sich um Kampfmittelvernichtung, wobei in der Kadetrinne nach Medienberichten je etwa 425 kg, in Swinemünde etwa 2500 kg Sprengstoff gezündet wurden. Entsprechend unterscheiden sich die v.a. mit Stationen in MV bestimmten Lokalmagnituden von 2.5 (Kadetrinne) und 3.0 (Swinemünde).

Die Sprengungen in der Kadetrinne konnten in SH an den Stationen KHUS, BSEG, BIRK und KUDEN gut identifiziert werden. Das stärkere, aber auch weiter entfernte Ereignis von Swinemünde war hingegen selbst an der besten Station in SH, BSEG, nicht zu erkennen. Überraschend ist daher, dass das Ereignis auf Helgoland an allen Stationen des HELGA-Arrays (s. Kapitel 2), in einer Epizentraldistanz von 3.8° (etwa 420 km) sehr deutlich zu sehen ist (Abb. 13).

In Kapitel 6.4 wird gezeigt, dass es sich bei den auf Helgoland registrierten Signalen um eine an der Krusten-Mantel Grenze refraktierte P-Welle aus der Richtung des Sprengungsergebnisses bei Swinemünde handelt. Da auf dem Festland in SH und an den Sta-

tionen im Westen Mecklenburg-Vorpommerns das Ereignis nicht zu erkennen ist, kann ein anderes, zufällig zeitgleich aufgetretenes Ereignis als Ursache ausgeschlossen werden. Die Nicht-Beobachtung eines Ereignisses mit Magnitude 3 in Epizentralentferungen grösser als etwa 200 - 250 km ist für das norddeutsche Becken nicht unerwartet, umso interessanter ist der deutliche P-Welleneinsatz an allen Stationen des Helgoland-Arrays. Eine mögliche Erklärung wäre eine Fokussierung des seismischen Wellenfeldes im Bereich der Hochseeinsel, welche durch laterale Heterogenitäten in der tiefen Krusten- und obersten Mantelstruktur unter SH hervorgerufen werden könnte. Eine solche Fokussierung des Wellenfeldes ist nicht standortbedingt, sondern abhängig von der Quell-Empfänger-Geometrie, dem Quellsignal und der Heterogenität des vom Wellenfeld durchlaufenen Mediums. Daher ist diese Beobachtung auf Helgoland aussergewöhnlich und auch nur aufgrund des Arrays überhaupt möglich. Sobald Wellenformdaten von den übrigen Stationen des lokalen Bad Segeberg-Netzes vorliegen, kann eine neuerliche Bewertung erfolgen.

In der Umgebung von Helgoland kommt es gelegentlich zu auffälligen Ereignissen, welche wahrscheinlich auf akustische Signale zurückzuführen und im Allgemeinen nicht genau lokalisierbar sind. Dies trifft auch auf gelegentliche Kampfmittelentschärfungen im Umfeld der Insel zu. Diese Problematik wird im Kapitel 6 näher erörtert und ein Lösungsansatz aufgezeigt. Auf die beiden schwachen Ereignisse bei Bad Segeberg (Abb. 12) wird im folgenden Kapitel 5 näher eingegangen.

CAU Bulletin 2020 categorical

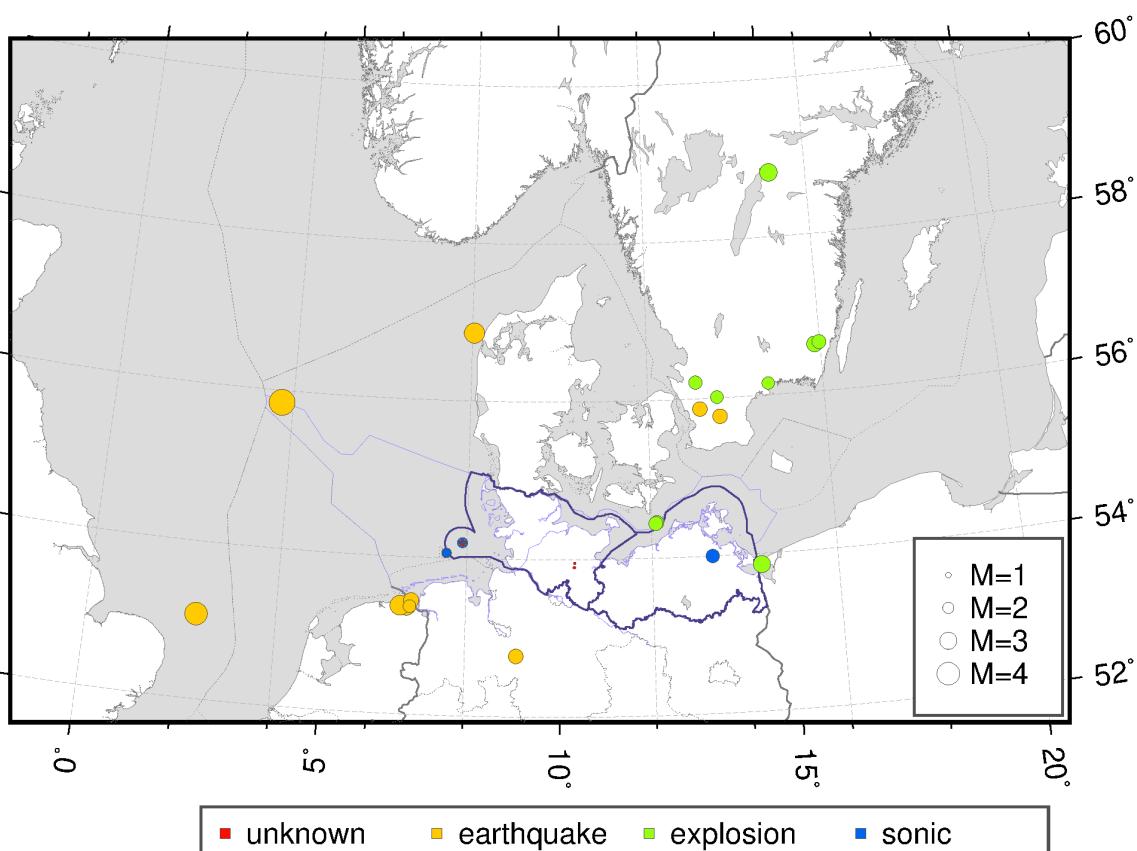


Abbildung 12: Übersichtskarte der in 2020 am IfG detektierten und manuell nachbearbeiteten Ereignisse in Schleswig-Holstein und Umgebung. Farblich markiert ist der vom Analysten bestimmte Quelltyp.

Swinemuende Tallboy 4.5t, M=3.0, BP 2-7Hz - Date: 2020-10-13

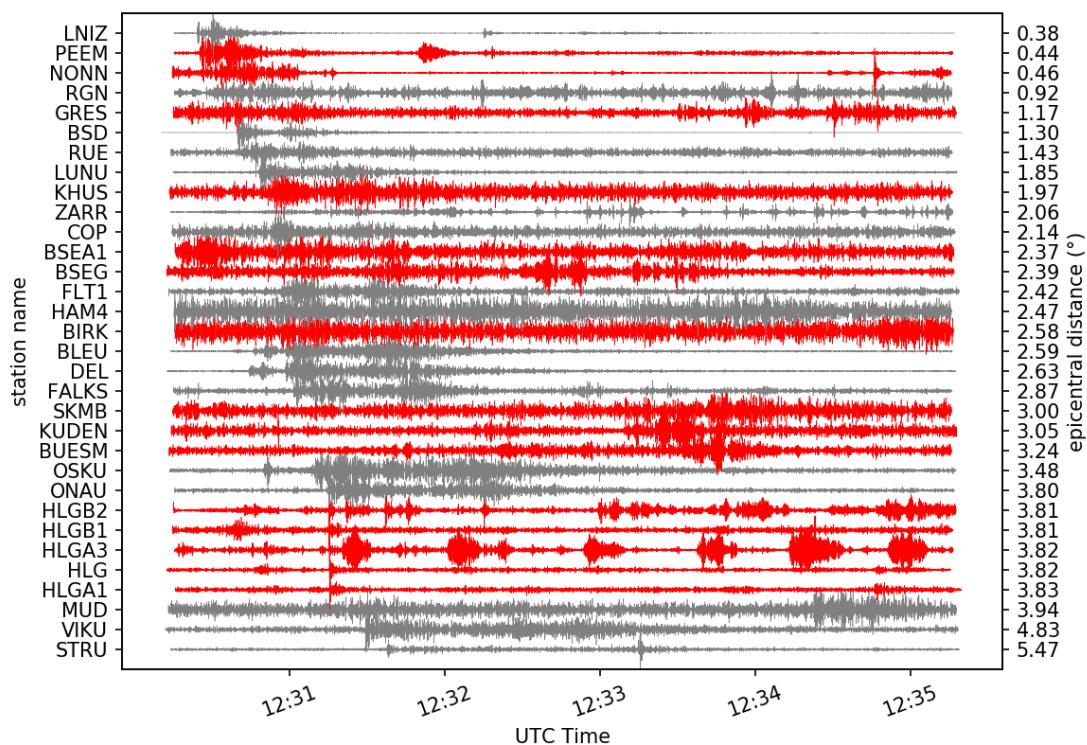


Abbildung 13: Wellenformsektion der Sprengung in Swinemünde am 13.10.2020 um 12:30 UTC. Rote Seismogramme sind Stationen in MV und SH. Bemerkenswert sind die impulsartigen Einsätze an den Stationen auf Helgoland (HLG*, Epizentraldistanz $3,8^{\circ}$) zur Zeit 12:31:15. Im Epizentralbereich von ca. $2,6^{\circ}$ ist an den Stationen BLEU und DEL in Südschweden ein weiteres, schwaches Sprengungssereignis in einem schwedischen Steinbruch als Vorläufer zu den grössten Amplituden der Wellenform erkennen. Zum Zeitpunkt der Auswertung lagen noch keine Daten der Station Quickborn (QBN) vor.

Tabelle 2: Seismische Ereignisse im Jahr 2020 in Schleswig-Holstein und Umgebung, detektiert und bearbeitet am IfG. Ereignistyp wurde durch Analysten zugewiesen.

Herdzeit (UTC)	Breite (Nord)	Länge (Ost)	Tiefe (km)	Magnitude	Region	Typ
2020-01-01 19:36:00	55.7669	13.6175	1.7	2.6	Sweden	earthquake
2020-01-13 12:18:54	56.5992	15.8771	4.8	2.8	Sweden	explosion
2020-01-27 18:01:12	58.8142	15.1189	0.0	3.1	Sweden	explosion
2020-02-22 18:43:01	55.8474	3.7398	3.0	4.6	North Sea	earthquake
2020-02-24 13:10:37	56.6223	15.9816	0.0	2.5	Sweden	explosion
2020-02-28 11:42:53	56.0108	13.5716	2.4	2.3	Sweden	explosion
2020-03-04 11:12:18	56.2075	13.0976	1.7	2.4	Sweden	explosion
2020-03-22 19:33:13	53.4475	6.8410	99.5	2.7	The Netherlands	earthquake
2020-04-23 05:30:46	53.0740	2.3195	10.0	4.0	North Sea	earthquake
2020-05-02 03:13:15	53.3811	6.7461	10.0	3.5	The Netherlands	induced earthquake
2020-05-15 04:57:35	53.9014	10.3189	0.0	0.5	Germany	rock burst
2020-05-21 12:44:04	54.2000	7.9000	0.0	0.5	North Sea	sonic boom
2020-06-08 05:23:45	54.0655	7.5618	0.0	1.3	North Sea	sonic boom
2020-06-10 03:40:55	54.0655	7.5618	0.0	1.7	North Sea	sonic boom
2020-06-23 02:23:30	54.2000	7.9000	10.0	1.0	North Sea	not locatable
2020-06-23 22:44:34	53.9536	10.3272	10.0	0.4	Germany	rock burst
2020-07-14 15:18:46	53.3783	6.6047	3.0	3.5	The Netherlands	induced earthquake
2020-07-19 02:07:54	53.3728	6.8121	5.0	2.3	The Netherlands	earthquake
2020-09-01 22:07:00	54.2000	7.9000	0.0	1.2	North Sea	explosion
2020-09-27 07:37:34	55.8699	13.1720	10.6	2.6	Sweden	earthquake
2020-09-30 04:57:37	56.8619	8.0387	55.5	3.6	Denmark	earthquake
2020-10-13 12:30:15	53.8628	14.3475	0.0	3.0	Poland	explosion
2020-10-13 12:30:25	56.1491	14.7500	0.0	2.2	Sweden	explosion

Tabelle 2: Seismische Ereignisse im Jahr 2020 in Schleswig-Holstein und Umgebung, detektiert und bearbeitet am IfG. Ereignistyp wurde durch Analysten zugewiesen.

Herdzeit (UTC)	Breite (Nord)	Länge (Ost)	Tiefe (km)	Magnitude	Region	Typ
2020-10-17 16:17:51	54.2000	7.9000	10.0	1.0	North Sea	sonic boom
2020-11-06 20:55:58	54.2000	7.9000	10.0	1.0	North Sea	sonic boom
2020-11-09 08:42:53	54.2000	7.9000	10.0	1.1	North Sea	sonic boom
2020-11-09 13:25:41	54.2000	7.9000	10.0	1.0	North Sea	sonic boom
2020-11-25 12:52:00	54.4404	12.0975	0.0	2.5	Germany	explosion
2020-11-27 10:07:07	54.4518	12.1223	0.0	2.5	Germany	explosion
2020-12-08 17:27:46	54.0000	13.3000	20.0	2.4	Germany	sonic blast
2020-12-17 04:11:02	52.7695	9.0797	8.7	2.6	Germany	earthquake
2020-12-30 13:27:11	54.2000	7.9000	0.0	1.8	North Sea	sonic blast

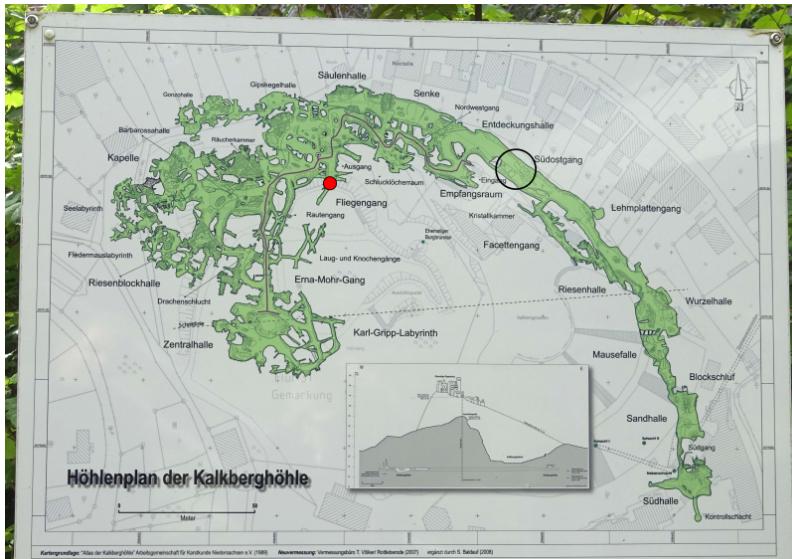


Abbildung 14: Übersichtskarte des Segeberger Kalkberg. (Schautafel am Ausgang der Höhle (Foto: D. Schulte-Kortnack, 10. Juni 2020)). Markiert sind die Position des Seismometers im Fliegengang (rot) und die ungefähre Lage der Verbrüche vom Mai und Juni 2020 im Südostgang.

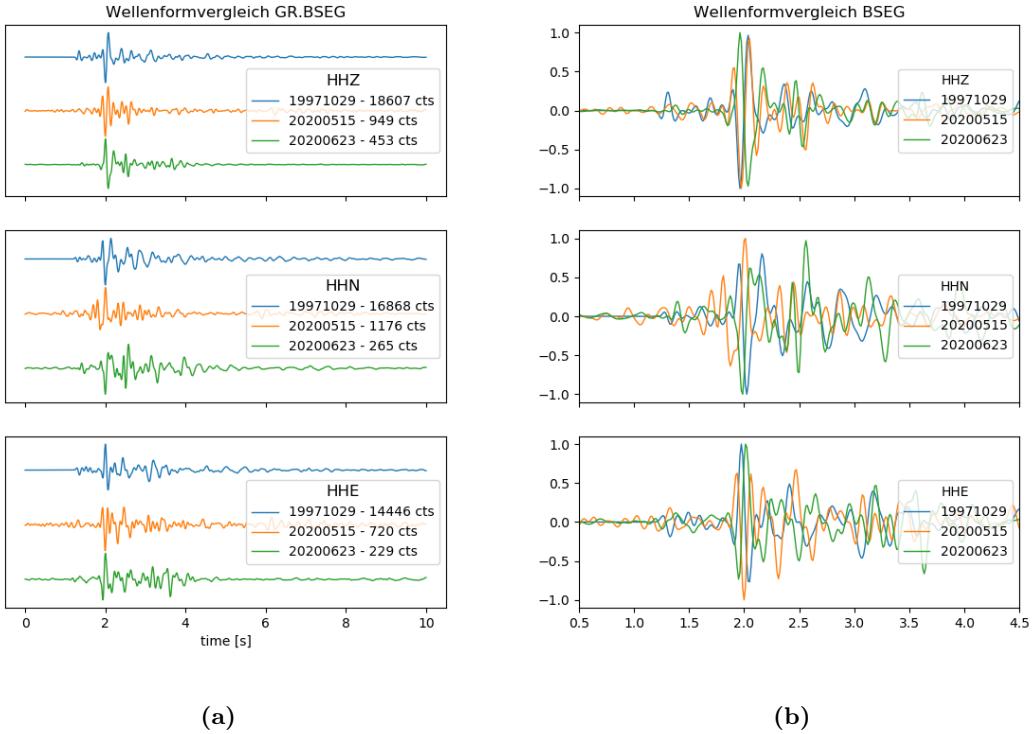
5 Lokale Ereignisse im Segeberger Kalkberg

Das lokale Bad Segeberg Netz wurde 2017 installiert, um seismische Ereignisse in der Umgebung des Segeberger Salzstocks besser detektieren und lokalisieren zu können. Dies ist v.a. vor dem Hintergrund des Ereignisses vom 29. Oktober 1997 - dem Erdbeben bei Quaal - zu sehen (s. Meier and Omlin [2016] für eine ausführliche Auswertung dieses Ereignisses). Die Empfindlichkeit des Netzes für Ereignisse mit Magnituden im Bereich -1 bis 0 konnte bereits nachgewiesen werden (Weidle et al. [2019]).

Im Zuge der seit Juni 2019 routinemässigen, manuellen täglichen Auswertung von seismischen Wellenformen wurden in unregelmässigen Abständen Ereignisse an der Station BSEG im Kalkberg (Abb. 14) identifiziert, welche eine qualitativ sehr hohe Ähnlichkeit zueinander und auch zu der Wellenform des 1997er Ereignisses aufweisen. Dies betrifft sowohl die Dauer des Ereignisses von etwa 3 s, als auch den Charakter mit zwei impulsiven Einsätzen im Abstand von ca 0.7 s, wobei der Zweite deutlich stärker als der Erste ist (Abbn. 15, 16). Da diese Ereignisse an den anderen Standorten des lokalen Netzes nicht sichtbar sind, muss es sich um sehr lokale Ereignisse im Bereich der Kalkberghöhle handeln. Die Amplitude der beiden Ereignisse in 2020 ist zudem um mehr als eine Grössenordnung kleiner (Abbn. 15a). Die hohe Ähnlichkeit der diesjährigen mit dem 1997er Ereignis spiegelt sich in einem hohen Korrelationskoeffizienten von 0.64 für das Ereignis vom 15. Mai und -0.67 für das Ereignis vom 23. Juni wider (berechnet für die Vertikalkomponente).

Für beide 2020er Ereignisse wurde eine Polarisationsanalyse durchgeführt (Abbn. 17b, 17c) um eventuelle Ähnlichkeiten zum 1997er Ereignis (Abb. 17a) zu identifizieren.

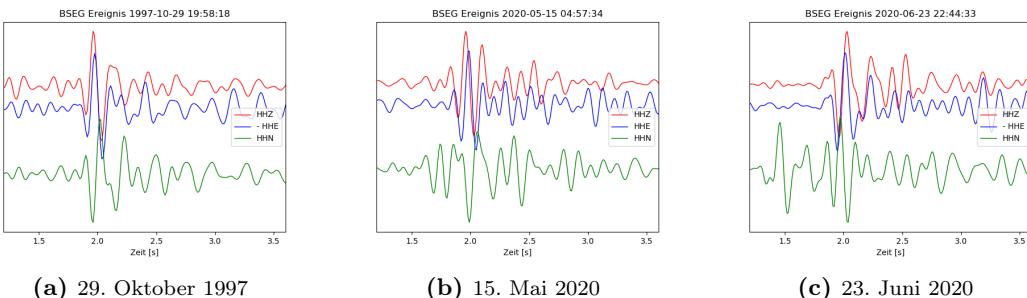
Für das 1997er Ereignis ist der Einfallswinkel des Ersteinsatzes nahezu vertikal, wobei der



(a)

(b)

Abbildung 15: Vergleich von Wellenformen der Ereignisse am 15. Mai (orange) und 23. Juni (grün) 2020 mit dem Ereignis vom 29. Oktober 1997 (blau). Die Wellenformen sind auf das Maximum normiert und untereinander (a) und übereinander (b) dargestellt. Die Legende in (a) gibt den Maximalausschlag in digitalen "counts"(cts) an.



(a) 29. Oktober 1997

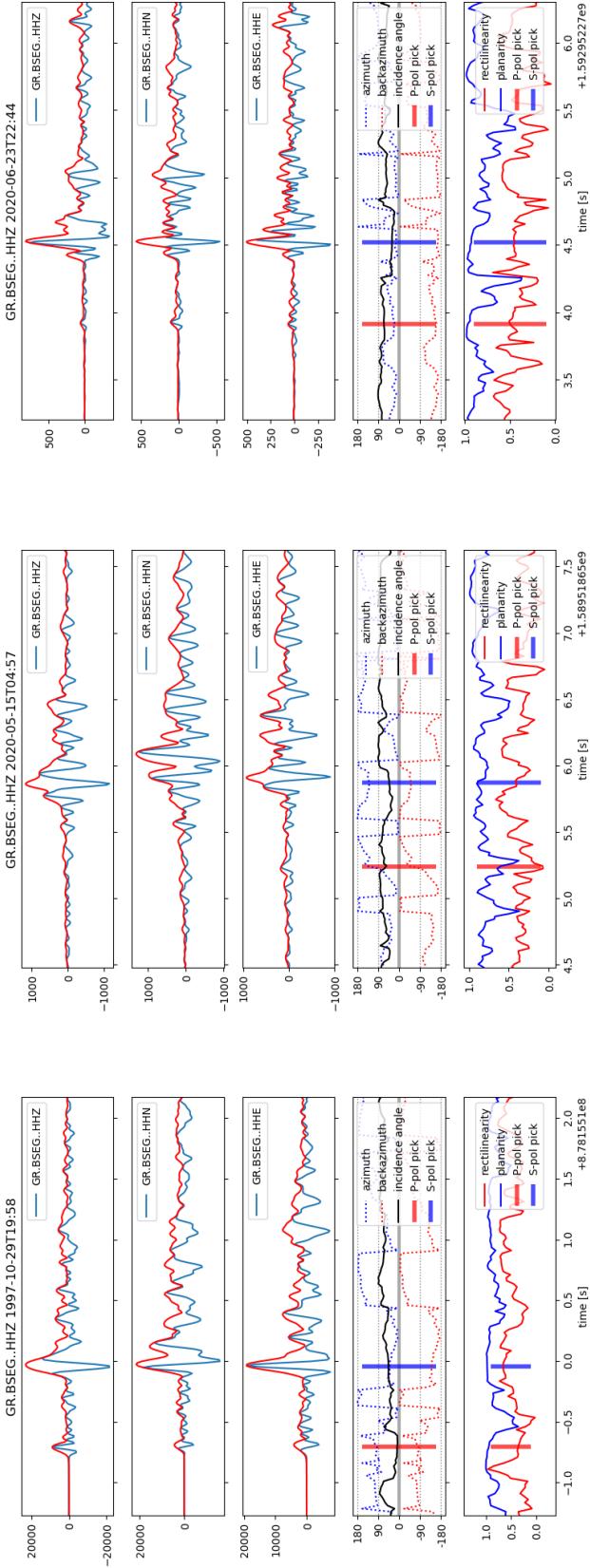
(b) 15. Mai 2020

(c) 23. Juni 2020

Abbildung 16: Vergleich von Wellenformkomponenten der betrachteten Ereignisse. Bei (a) und (c) ist die Amplitude der Ostkomponente (HHE) invertiert, ein positiver Ausschlag ist also in Richtung West.

Azimuth einen Einfall aus östlicher Richtung andeutet (Abb. 17a, siehe auch Meier and Omlin [2016]). Die zweite Phase mit maximaler Amplitude etwa 0.7 s später erreicht die Station deutlich flacher und von Nordost. Die beiden Ereignisse aus dem Jahr 2020 (Abbn. 17b, 17c) fallen initial deutlich flacher ein, gut zu sehen bei dem Ereignis am 23. Juni 2020, mit einem Einfallswinkel nahe der Horizontalen. Der Einfallswinkel der zweiten Phase ist in beiden Fällen ca. $30 - 45^\circ$. Der Azimuth dieser Welle zeigt am 15. Mai nach Südost, am 23. Juni nach Nord. Abgesehen von dem Einfallswinkel der zweiten Welle sind alle drei Ereignisse also sehr unterschiedlich in ihrer Polarisation, was auf unterschiedliche Quellorte schliessen lässt.

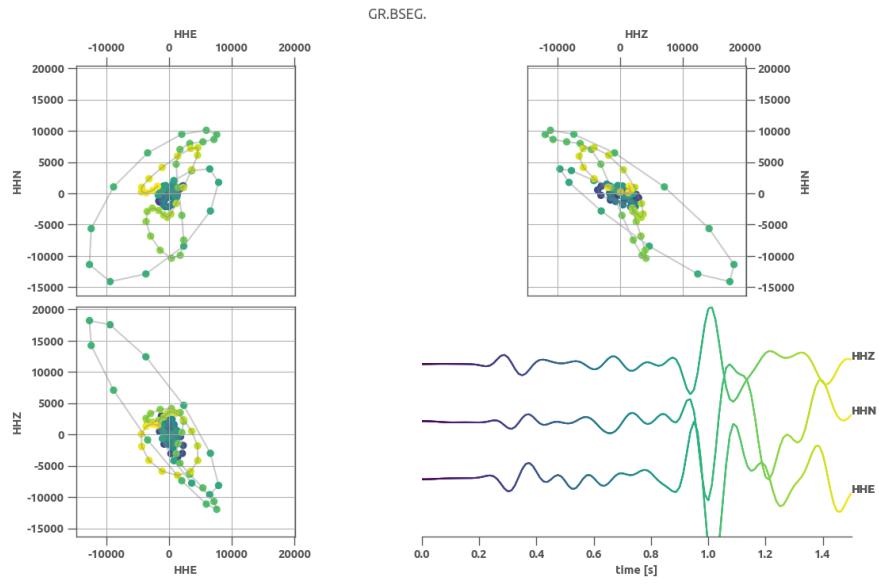
In Abb. 15 fällt darüberhinaus auf, dass die einzelnen Komponenten der jeweiligen Ereignisse im Bereich der Maximalamplitude eine visuell hohe Ähnlichkeit aufweisen. Ganz besonders trifft dies auf die Vertikal- (HHZ) und Ostkomponente (HHE) zu, deren Wellenform bei allen Ereignissen fast identisch (Abb. 15b) und um ca. $\pi/2$ phasenverschoben (Abb. 16, bei ca. 2 s) ist. Eine solche Phasenverschiebung der Wellenformen reflektiert eine elliptische Partikelbewegung, wie sie für die zweite Phase in Abb. 18 deutlich zu sehen ist. Eine elliptische Partikelbewegung ist typisch für eine Rayleigh-Oberflächenwelle. Rayleighwellen sind in isotropen, homogenen Medien elliptisch retrograd in der vertikalen Ebene der Ausbreitungsrichtung polarisiert. Abb. 18 deutet für beide Ereignisse eine leicht nach Nord bis Nordost einfallende Polarisationsebene an.



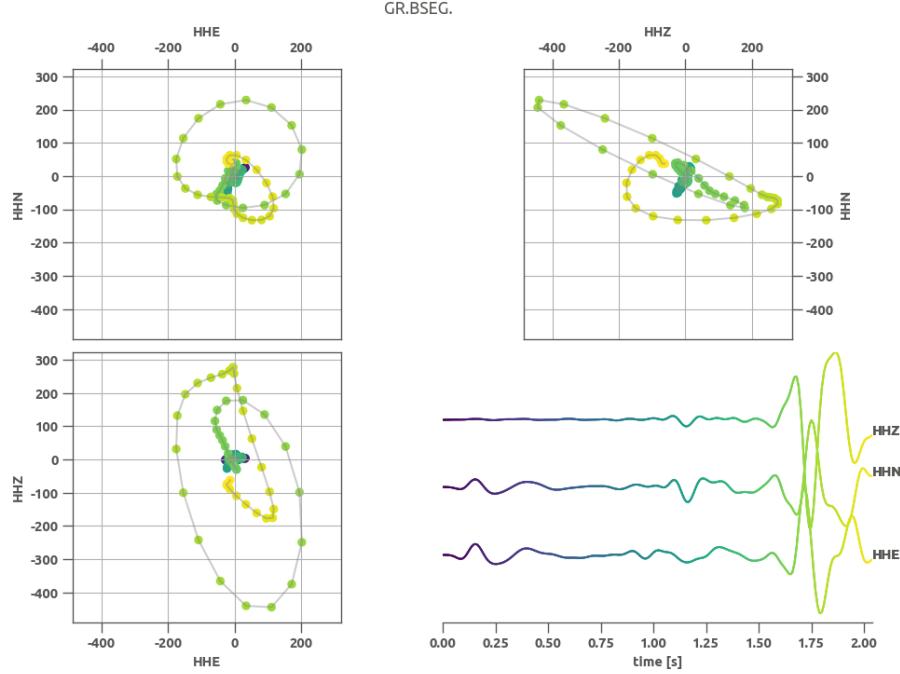
(a) 23. Juni 2020

(b) 15. Mai 2020

Abbildung 17: Polarisationsanalyse der betrachteten Ereignisse. Dargestellt sind, von oben nach unten, die Wellenformen der Vertikal-, Nord- und Ostkomponente und deren Einhüllende (rot). Die beiden unteren Panels zeigen die Polarisationsparameter der Wellenform, wobei der Einfallsinkel von vertikal (0°) zu horizontal (90°) bedeutet.



(a) 29. Oktober 1997



(b) 23. Juni 2020

Abbildung 18: Partikelbewegung der ersten beiden Phasen für die Ereignisse am 29. Oktober 1997 und 23. Juni 2020. Die N-E- (oben links), E-Z- (unten links) und N-Z-Ebenen (oben rechts) sind Projektionen der dreidimensionalen Partikelbewegung auf die Seitenflächen eines gedachten Würfels. Die Zeitinformation ist farbkodiert und in den Spuren (unten rechts) entsprechend dargestellt. Die grösste Phase ist die diskutierte S- bzw. Oberflächenwelle.

5.1 Diskussion

In einer früheren Wellenformähnlichkeitsanalyse (Meier and Omlin [2017]) wurden knapp 1500 weitere Ereignisse im Zeitraum 1997 - 2015 detektiert, welche eine hohe Ähnlichkeit zum 1997er "Masterevent" aufweisen. Eine Polarisationsanalyse von exemplarischen Ereignissen konnte aber kein weiteres Ereignis mit einem steilen, fast vertikalen Einfall des Ersteinsatzes nachweisen, wie er für das Masterevent bestimmt wurde (s. Meier and Omlin [2017], Abb. 17a). Dazu passen die beiden hier gezeigten Ereignisse aus dem Jahr 2020.

In der Interpretation zur Lage des Hypozentrums des 1997er Ereignisses wurde die Welle mit maximaler Amplitude als S-Welle interpretiert und aus der Differenzlaufzeit zum P-Welleneinsatz die Entfernung zur Quelle abgeschätzt (Meier and Omlin [2016]). Über den Quellort aller anderen Ereignisse kann keine belastbare Aussage getroffen werden, v.a. nicht mit der hier aufgestellten Hypothese, dass es sich anstatt einer "S-Welle" auch um eine Oberflächenwelle handeln könnte. Im Falle einer Rayleighwelle würde die Partikelbewegung eine Ausbreitung von Ost nach West für die beiden 2020er Ereignisse andeuten, während die Ausbreitungsrichtung des 1997er Ereignisses von West nach Ost wäre. Andererseits kann die beobachtete elliptische Partikelbewegung (Abb. 18) auch durch eine S-Welle in inhomogenen und/oder anisotropen Medien erklärt werden (durch sog. "shear wave-splitting"). Die Wellenlänge der hier diskutierten Wellenformen von wenigen hundert Metern ist in derselben Größenordnung wie die Strukturen der Kalkberghöhle und eine komplexe Wellenausbreitung mit Streuung, Brechung und Reflexionen des Wellenfeldes müssen erwartet werden.

Als Ursachen für die wiederkehrenden Ereignisse im Segeberger Kalkberg müssen neben der (Salz-)Tektonik auch Steinschläge in der Höhle in Betracht gezogen werden. Solche Verbrüche sind in der Kalkberghöhle nicht unbekannt. Herr Giljum vom Noctalis-Fledermauszentrum berichtete von einem grösseren Ereignis im Südostgang in der zweiten Maihälfte und einem weiteren am oder vor dem 24. Juni 2020. In beiden Fällen brach ein bis zu etwa 1 m³ grosser Fels aus etwa 3 m Höhe ab. Hierbei ist ein deutliches Signal an der Station BSEG in weniger als 100 m Entfernung zu erwarten. Ob solche Verstürze aber tatsächlich ursächlich für die häufig auftretenden schwachen Ereignisse im Segeberger Kalkberg sind, muss durch weitere Untersuchungen gezeigt werden. Hierzu wird eine temporäre untertägige Installation von kurzperiodischen Seismometern empfohlen, welche eine bessere Erfassung solcher Ereignisse im Umfeld der Permanentstation ermöglichen würde.

6 Array Detektionen am Helgoland Array

Das 2017 installierte Helgoland Array (HELGA) umfasst neben der permanenten Station in der Erdbebenwarte der CAU Kiel fünf weitere temporäre Stationen. Drei dieser Stationen befinden sich auf der Hauptinsel, während zwei auf der Nebeninsel Düne zu finden sind (Abb. 19). Analog zu den Daten des lokalen Bad Segeberg Netzes sollen auch die Daten des Helgoland Arrays in Zukunft ausgewertet werden. Die wesentlichen Auswertungsschritte der Netzwerkanalyse wurden bereits am lokalen Bad Segeberg Netz angewandt und in Weidle et al. [2019] eingehend erläutert, sie werden hier nur kurz aufgegriffen. Im folgenden Abschnitt wird gezeigt, dass dieser Ansatz für HELGA nur unzureichend nutzbar ist. Daher wird im Folgenden auf eine Auswertung mittels Arrayanalyse eingegangen und deren Potential für eine verbesserte seismologische Überwachung der Deutschen Bucht aufgezeigt.



Abbildung 19: Karte des Helgoland Arrays (HELGA)

6.1 Netzwerkanalyse

Eine Detektion seismischer Ereignisse nach dem Netzwerkverfahren erfolgt im ersten Schritt über separate Signaldetections an einzelnen Stationen, welche im zweiten Schritt zeitlich über das gesamte Netz abgeglichen und nach simultanen Einsätzen durchsucht werden. Wird eine Mindestanzahl an Einzeldetections innerhalb eines vorgegebenen Zeitfensters erreicht, erklärt der Detektor ein neues Ereignis. Dieser Ansatz wurde bereits für das Bad Segeberg Netz erfolgreich implementiert (s. Weidle et al. [2020]) und soll nun auch auf die Daten des HELGA-Arrays angewendet werden.

Die für das Bad Segeberg Netz verwendeten Parameter (Tab. 3) mussten für das Helgoland Array leicht angepasst werden. Aufgrund eines standortbedingten erhöhten Rauschniveaus waren die bisher genutzten Grenzwerte zu niedrig und führten zu einer hohen Menge an

Fehldetections (Abb. 20a).

Parameter	Wert[Bad Segeberg]	Wert[Helgoland]
Filter	2-7 Hz	2-7 Hz
STA	0.2 s	0.2 s
LTA	4s	4s
Thresholds	8.0/0.5	9.0/0.5
Coincidence Sum	4	4
Max Length		0.2 s

Tabelle 3: Default-Einstellungen des STA/LTA Detektors und Anpassungen der Parameter

Aufgrund der geographischen Lage Helgolands rund 50 km vor der Nordseeküste in der Hochsee ist der Standort häufig hohen Windgeschwindigkeiten ausgesetzt. Diese haben ein erhöhtes Rauschniveau und eine erhöhte Menge an akustischen Ereignissen zur Folge, welche aufgrund der kurzen Stationsabstände an mehreren Stationen aufgezeichnet und im Detektor als kohärentes Ereignis detektiert werden. Durch eine extrem erhöhte Anzahl solcher Detektionen bei stürmischen Wetterlagen (bis zu 250 Ereignisse/Tag) waren die Datensätze für Zeiträume von bis zu drei Wochen mit den bisherigen Möglichkeiten des Detektors nicht praktikabel auswertbar (Abb. 20a, v.a. Tage 65 - 80).

Um dem entgegenzuwirken wurde der Detektor um einen neuen Parameter erweitert, welcher die maximale Ereignislänge berücksichtigt.

Da sich akustische Signale langsamer ausbreiten als seismische Wellen, führten häufig, in kurzen zeitlichen Abständen auftretende akustische Ereignisse zu Mehrfachdetektionen im Netzwerk. Dies konnte mit dem eingeführten Parameter sinnvoll reguliert werden (Abb. 20b).

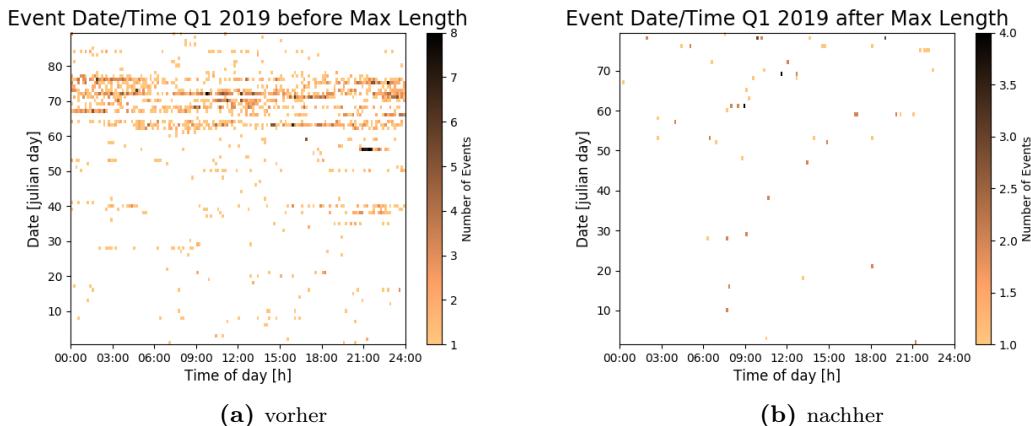


Abbildung 20: Detektierte Ereignisse im ersten Quartal 2019 vor und nach Einführung des Parameters "Maximale Ereignislänge".

Trotz des neuen Parameters zeigt eine manuelle Inspektion des in Abb. 20 dargestellten Testzeitraums weiterhin, dass der größte Teil der detektierten Ereignisse nach wie vor akustischer Natur ist und ihren Ursprung auf Helgoland hat.

Ein Vergleich der relativen Ankunftszeiten an den Stationen des Arrays zeigt, dass die mit Abstand größte Menge der akustischen Ereignisse ihren Ursprung in der Umgebung des Südhafens hat, da die Wellenfront zuerst die Station HLGA3 und dann fast zeitgleich die Stationen HLG, HLGA2 und HLGB1 erreicht (Abb. 21). Dieses fast zeitgleiche Eintreffen löst den Detektor aus.

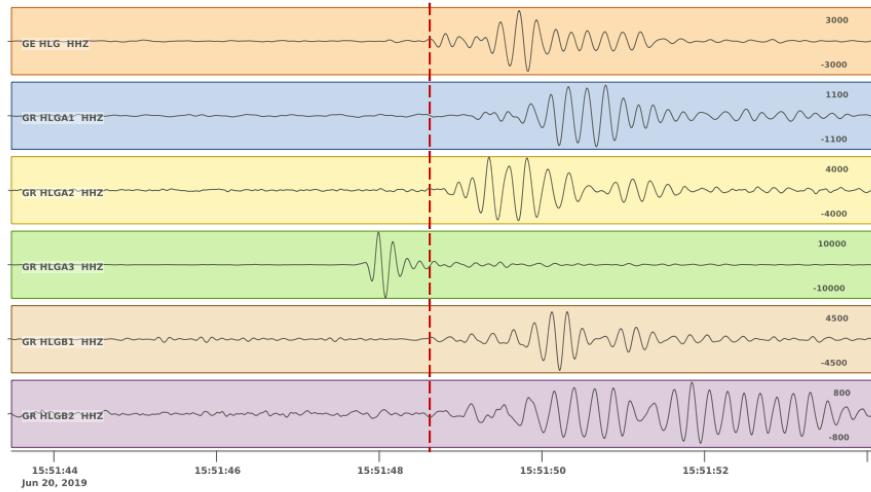


Abbildung 21: Beispielereignis mit Ausgangspunkt am Hafen

Der Einsatz eines Netzwerkdetektors für das Helgoland-Array erscheint also aufgrund der sehr häufigen, akustisch bedingten Störsignale wenig aussichtsreich. Hinzu kommt, dass ein Netzwerkdetektor prinzipiell am besten zur Detektion von Ereignissen geeignet ist, welche sich innerhalb des vom Netzwerk abgedeckten Gebiets ereignen. Für eine Überwachung der südöstlichen Nordsee in der Deutschen Bucht wäre dieses Vorgehen nur für Ereignisse in der näheren Umgebung von wenigen 10er km um Helgoland sinnvoll nutzbar. Daher erscheint es angebracht, für das Helgoland-Array einen anderen Auswerteansatz zu wählen.

6.2 Arrayanalyse

Im Gegensatz zum Netzwerkdetektor, bei dem im ersten Bearbeitungsschritt Signaldetektionen an jeder Station separat berechnet werden, ist eine Auswertung mittels Arrayanalyse ein Auswerteansatz, welcher alle verfügbaren Wellenformen simultan berücksichtigt. Das Array mit all seinen Stationen (Komponenten) kann somit als eine Antenne aufgefasst werden, welche die kontinuierlichen Wellenformdaten an allen Stationen erfasst. In der Auswertung wird dann nach kohärenzen Signalanteilen an möglichst allen Stationen gesucht.

Abb. 22 zeigt das Verfahren schematisch. Angenommen wird die Ausbreitung einer ebenen Welle (grün) in horizontaler Richtung über das seismische Array (blaue Punkte). Der Azimuth (Winkel Θ) bzw. der Backazimuth (Φ) beschreiben die Ausbreitungsrichtung der ebenen Welle und aus der Zeitdifferenz zwischen den Ankunftszeiten der Wellenfront an den Stationen ergibt sich eine horizontale Scheingeschwindigkeit in Ausbreitungsrichtung. Durch den typischerweise schräg vertikalen Einfall von P- oder S-Wellen bildet diese Scheingeschwindigkeit die horizontale Projektion der Wellenausbreitung und somit nicht die physikalische Ausbreitungsgeschwindigkeit ab. Da letztere aber mit hinreichender Genauigkeit bekannt ist, kann aus der Scheingeschwindigkeit der vertikale Einfallswinkel abgeleitet und die Wellenfront einer seismischen Phase zugeordnet werden.

Breitet sich eine seismische Welle nun nach diesem Prinzip über das seismische Array aus, treten an den Komponenten des Arrays Wellenformen mit hoher Ähnlichkeit (Kohärenz) zu leicht versetzten Zeiten auf. Mittels einer Gittersuche werden nun die Spuren um Kombinationen von Backazimuth (Φ) und Slowness (S , inverse horizontale Scheingeschwindigkeit) verschoben und aufsummiert ("Beam"). Die quadrierte spektrale Amplitude der Summenspur ergibt die "Beampower" für jede $\Phi - S$ -Kombination.

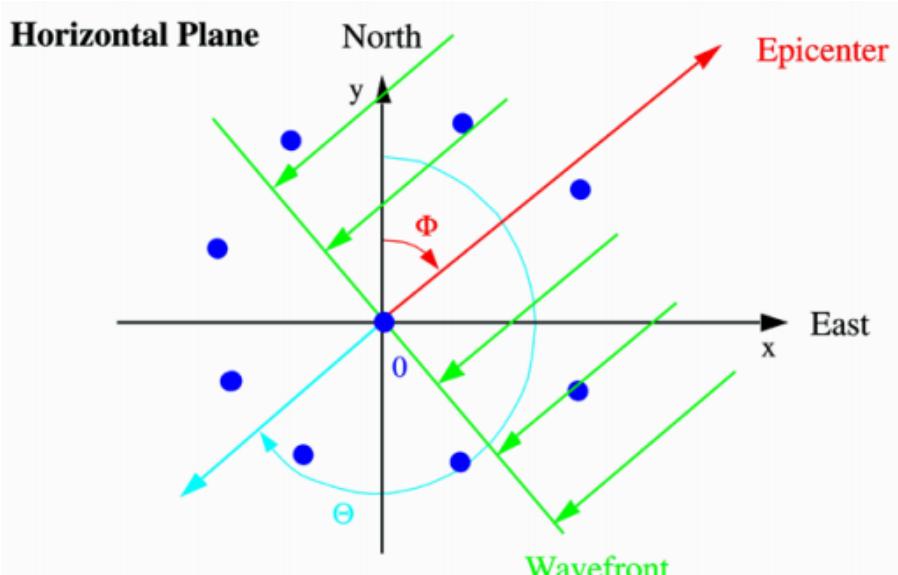
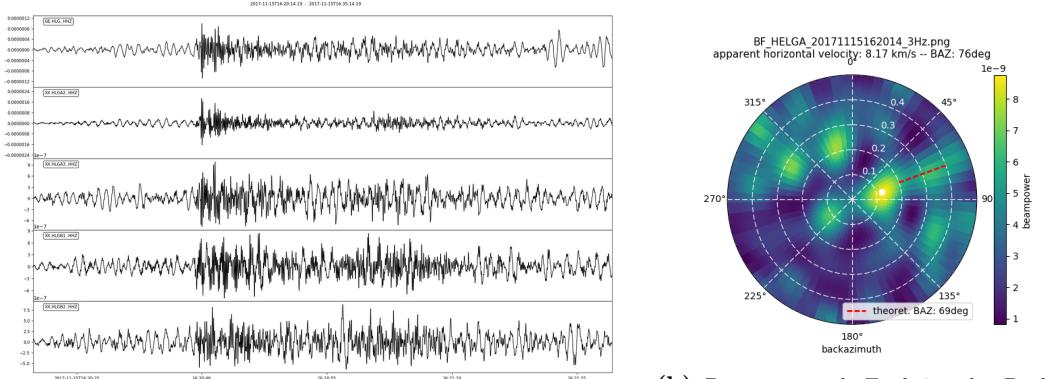


Abbildung 22: Schematische Darstellung eines seismischen Arrays (Quelle: Bormann [2012])

Dies ist in Abb. 23 beispielhaft für eine Sprengung in der Eckernförder Bucht am 15.11.2017 dargestellt. Die Wellenform des Ereignisses ist an allen Stationen des HELGA-Arrays trotz variablen Rauschpegels deutlich sichtbar. Die Gittersuche über alle $\Phi - S$ -Kombinationen ergibt ein eindeutiges Maximum bei Backazimuth 76° und einer horizontalen Scheingeschwindigkeit von 8.17 km/s (inverser Slowness-Wert). Dies entspricht einer theoretisch erwartbaren Slowness für eine Pn-Welle, welche für eine Epizentraldistanz von rund 150 km auch zu erwarten ist. Der bestimmte Backazimuth weicht von dem theoretisch berechneten (69°) nur um wenige Grad ab.



(a) Wellenformen an den HELGA-Stationen (Z-Komponente)

Abbildung 23: Beispiel der Arrayanalyse für ein Sprengungsereignis in der Eckernförder Bucht.

Ist also ein Ereignis detektiert, kann mit Hilfe der Array-Analyse der Backazimuth, die Richtung zur Quelle, gut bestimmt werden. Eine Abschätzung der Entfernung ist prinzipiell auch möglich, zum einen über die bestimmte Slowness, zum anderen durch evtl. beobachtbare Relativ-Laufzeiten von P- und S-Welle. Dies wird in Abschnitt 6.4 diskutiert. Generell gilt jedoch, dass die Lokalisierungsgenauigkeit eher geringer ist als mit Netzwerkverfahren, v.a. wenn es sich um Ereignisse innerhalb des Netzes handelt. Für schlecht instrumentierte Gebiete, dazu zählt die Nordsee, bietet das Array Verfahren aber einen vielversprechenden Ansatz um auch schwache seismische Ereignisse ausserhalb der Abdeckung seismischer Netze detektieren und lokalisieren zu können.

6.3 Arraydetektor

Um dieses Verfahren für einen Detektionsalgorithmus zu nutzen, müssen im Folgenden kontinuierliche Wellenformen bearbeitet und Wellenformen mit hoher Kohärenz ("Beampower"), welche auf ein Ereignis hindeuten, detektiert werden. Hierzu werden aus den kontinuierlichen Daten des Arrays drei kontinuierliche neue Datenspuren berechnet: Beampower, Backazimuth und Slowness. Diese Parameter geben uns Auskunft über die Kohärenz und Amplitude, den Einfallsinkel und die horizontale Scheingeschwindigkeit der zu jeder Zeit über das Array propagierenden seismischen Wellen.

In der kontinuierlichen Anwendung werden die Wellenformen der einzelnen Stationen in einem festgelegten Zeitfenster normiert und im Frequenzbereich für alle Φ -S-Kombinationen gestapelt, um die Beampower zu berechnen. Das Maximum der Beampower wird automatisch evaluiert und der zugehörige Φ - und S-Wert in separaten Datenspuren gesammelt. Das Berechnungsfenster wird daraufhin um einen Bruchteil seiner Länge "weitergeschoben", um eine kontinuierliche Zeitreihe für die drei Parameter zu berechnen.

Die Einstellungsparameter des Beamformingalgorithmus wurden durch Tests an bekannten Leitereignissen auf die Situation des Helgoland Arrays angepasst. Hierzu zählen in erster Linie der betrachtete Frequenzbereich und die Fensterlänge des Berechnungsfensters.

Einstellungsparameter	Wert
Zentraffrequenz	4Hz
Frequenzbereich	2-6 Hz
Fensterlänge	4s
Overlap	.75

Tabelle 4: Einstellungsparameter des Beamformingalgorithmus

Der Frequenzbereich von 2Hz bis 6Hz wurde gewählt, da er die niederfrequenten Einflüsse der Meeresmikroseismik sowie das hochfrequente anthropogene Rauschen herausfiltert ohne die Detektierbarkeit der Leitereignisse einzuschränken. Ausserdem gibt es durch die Array-Geometrie noch Randbedingungen für den sinnvoll auflösbaren Frequenzbereich (Wellenlänge proportional zu Array-Apertur). Für HELGA liegen diese Frequenzen zwischen 1 und 10 Hz. Die optimale Fensterlänge des Berechnungsfensters ist ebenfalls vom betrachteten Frequenzbereich, aber auch von der Länge der zu erwartenden Ereignisse abhängig. Ein 4s-Fenster erwies sich in der Praxis als guter Kompromiss für alle Leitereignisse. Alle relevanten Einstellungsparameter lassen sich Tabelle 4 entnehmen.

Abb. 24 zeigt die berechneten Spuren der Beampower (BPW), des Backazimuths (BAZ) und der Slowness (SLO) für einen Tag. In der Beampower lassen sich visuell leicht einzelne Ereignisse erkennen, welche mittels eines angepassten STA/LTA-Detektors extrahiert werden können. Die beiden Maxima gegen 22 und 23 Uhr sind teleseismische Ereignisse von Tonga-Kermadec-Bogen nördlich von Neuseeland. Um 11:45 Uhr fand am selben Tag eine Sprengung in der Eckernförder Bucht statt (siehe Weidle et al. [2020], auch Abb. 27a), welche aber nur einen sehr kleinen Peak in der BPW-Spur aufweist und somit mit einem STA/LTA-Detektor kaum zu detektieren ist.

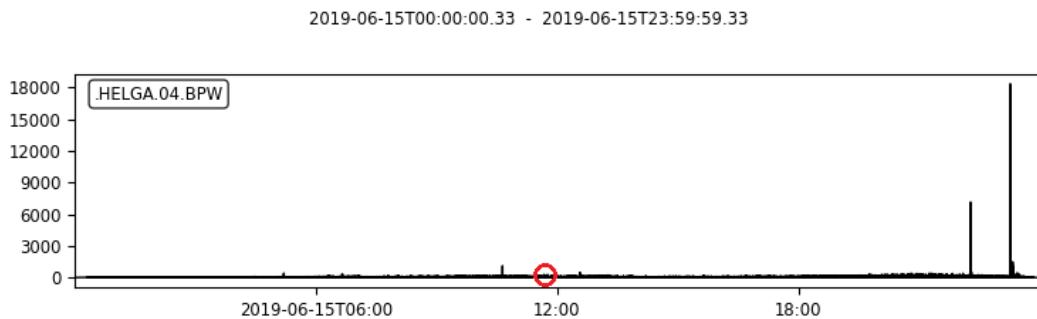
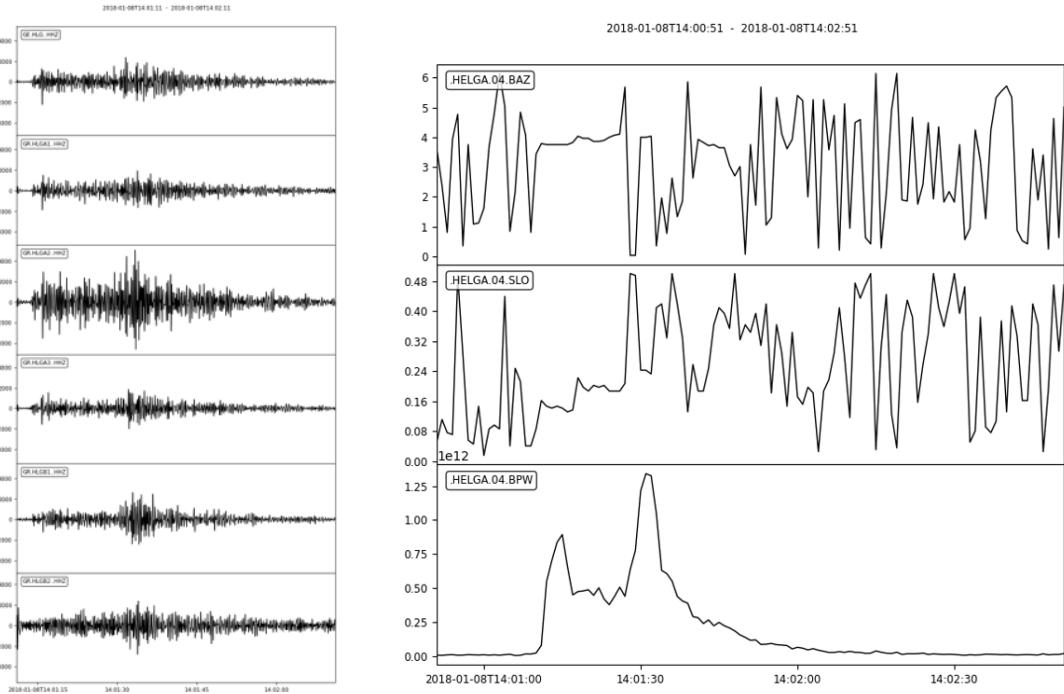


Abbildung 24: 24 Stunden Darstellung der kontinuierlichen Beampower am 15. Juni 2019. Rot markiert ist ein Peak zur Sprengung in der Eckernförder Bucht um 11:45 Uhr.

6.3.1 Erweiterung des Array-Detektors

Die Verwendung eines STA/LTA-Detektors über die Beampower-Spur liefert bereits gute Ergebnisse für Ereignisse hoher Magnitude, sowie teleseismische Ereignisse. Abb. 25 zeigt die Wellenformen und die berechneten Array-Spuren für das Ereignis bei Groningen am 8. Januar 2018. In der BPW-Spur sind zwei Maxima zu erkennen, welche für den P- und



(a) Wellenformen an den Stationen (b) Backazimuth BAZ, Slowness SLO und Beampower BPW
WF ist unscharf

Abbildung 25: Ereignis bei Groningen am 08.01.2018

den S-Wellen-Einsatz gut separierte, kohärente Einsätze am Array markieren. Markant ist aber auch, dass neben einer hohen Beampower die Spuren des Backazimuths und der Slowness über einen kurzen Zeitbereich stabil sind, bevor die Werte wieder stark oszillieren. Letzteres ist ein Zeichen für ein inkohärentes Wellenfeld und sozusagen das "Rauschen" der Array-Analyse. Eine zeitliche Stabilität von BAZ und SLO ist folglich ein weiteres Indiz für ein kohärentes Wellenfeld.

Um den Backazimuth und die Slowness für die Ereignisdetection nutzbar zu machen, wird aus den kontinuierlichen Datenspuren eine charakteristische Funktion des jeweiligen Parameters berechnet. Diese charakteristischen Funktionen sollen Perioden relativer Stabilität in den Parametern derart abbilden, dass sie mit einem STA/LTA-Detektor erfasst werden können.

Hierzu wird zuerst die Differenz jedes Wertes zum jeweils nächsten Wert berechnet. Die so entstehende Differenzfunktion hat minimale Werte zu Zeiten relativer Stabilität. Um eventuelle Extremwerte auszugleichen, wird die Funktion mittels eines gleitenden Mittelwerts geglättet und abschließend der Kehrwert gebildet. Dies ist die gewünschte charakteristische Funktion, welche lokale Maxima in Perioden relativer Stabilität in der zugrundeliegenden Parameterfunktion aufweist (Abb. 26 für die Backazimuth-Spur (BAZ) und die abgeleitete charakteristische Funktion (CBA)).

Parameter	Wert
STA	4s
LTA	40s
Thresholds	5.0 / 1.0
Coincidence Sum	2
Betrachtete Datenspuren	BPW, CBA, CSL

Tabelle 5: Parameter des STA/LTA-Detektors auf den Spuren der Beampower und der charakteristischen Funktionen des Backazimuths (CBA) und der Slowness (CSL).

Mit Hilfe eines STA/LTA Detektors mit Coincidence-Triggers, wie er bereits in der Netzwerkanalyse verwendet wird, lassen sich nun auch Ereignisse detektieren, welche eine geringe Beampower aufweisen, so zum Beispiel, die bereits angesprochene, in Abb. 27 gezeigte Sprengung in der Eckernförder Bucht. Die Einstellungen dieses angepassten STA/LTA Detektors sind in Tabelle 5 dargestellt und wurden für die Leitereignisse optimiert.

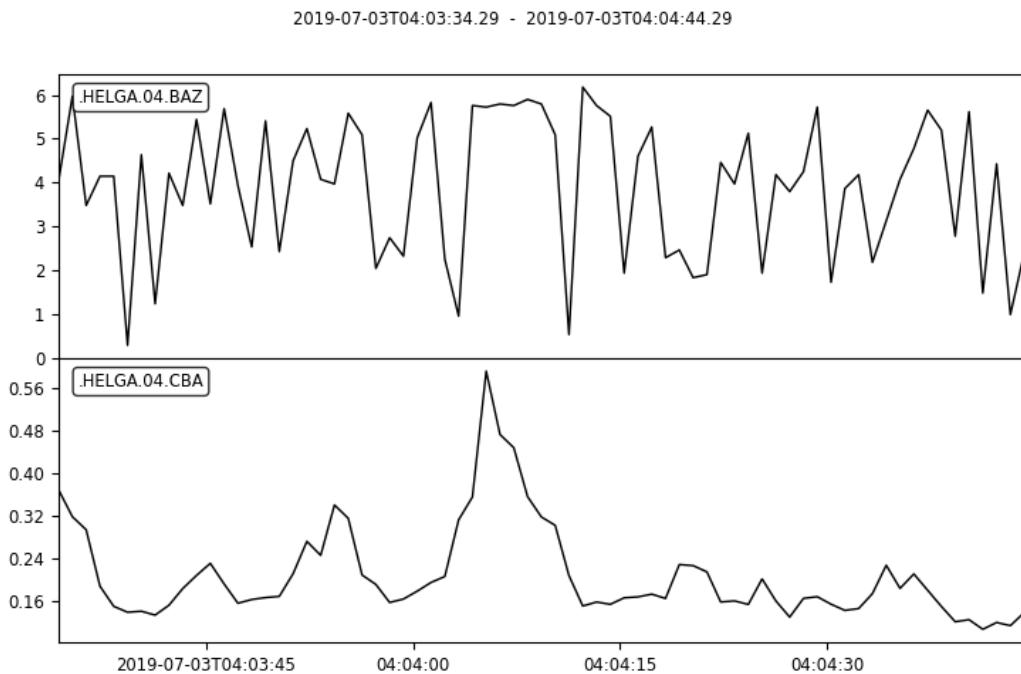
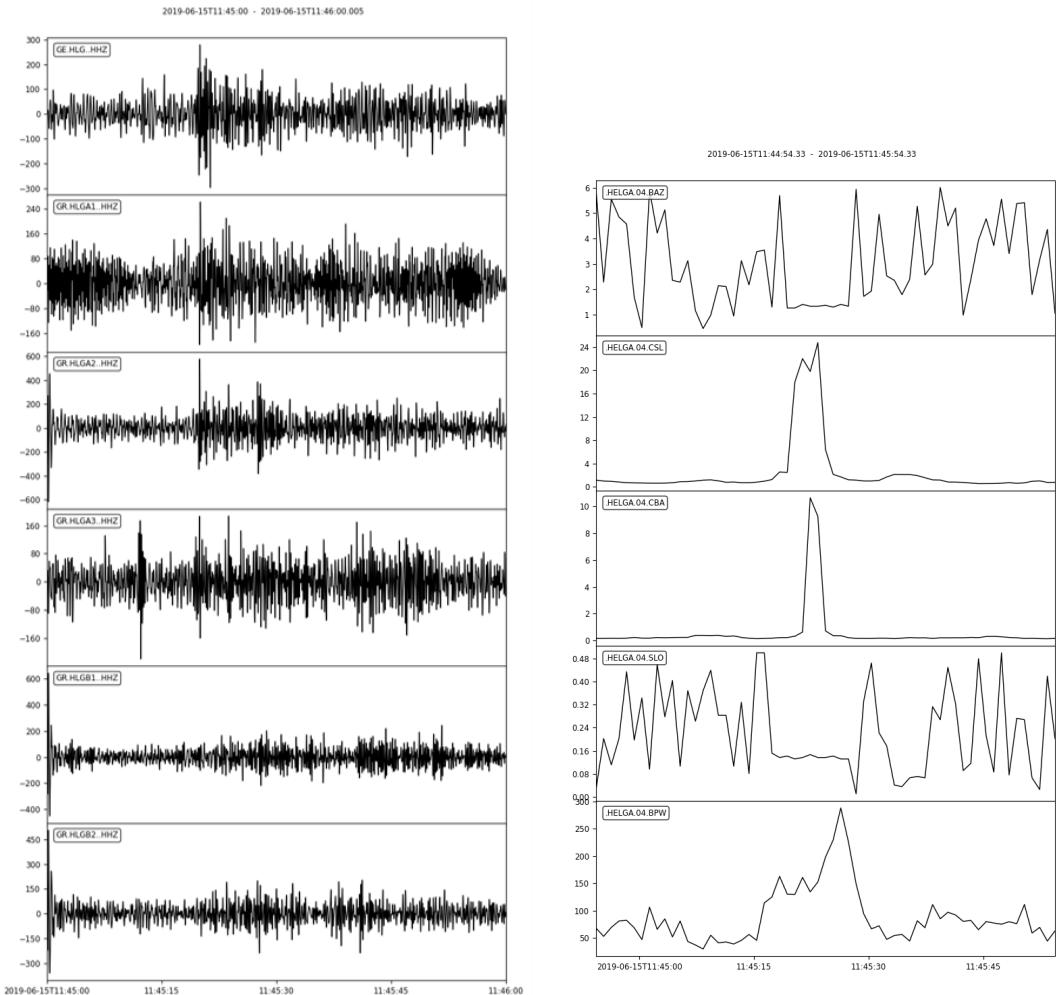


Abbildung 26: Backazimuth BAZ und Charakteristische Funktion des Backazimuth CBA

Abb. 27 veranschaulicht, dass das Ereignis allein aufgrund der Amplitude in der Beampower (BPW) kaum detektierbar wäre (Abb. 24, vergleiche auch die Amplitude von knapp 300 gegen 10^{12} für das Groningen Ereignis in Abb. 25). Dennoch zeigt sich eine deutliche zeitliche Stabilität im Backazimuth (BAZ) und der Slowness (SLO) zur Zeit des BPW-Maximums. Die charakteristischen Funktionen für den Backazimuth (CBA) und die Slowness (CSL) zeigen entsprechend deutliche Maxima, welche mit einem STA/LTA-Detektor und einem Kriterium für eine Detektion an mindestens zwei von drei (BAZ, CBA, CSL) Spuren erfasst werden können.



(a) Wellenformen an den Stationen des Helgoland Arrays

(b) Backazimuth BAZ, Slowness SLO, sowie deren Charakteristische Funktionen CBA und CSL, und Beampower BPW

Abbildung 27: Sprengung nahe der Eckernförder Bucht vom 15.06.2019.

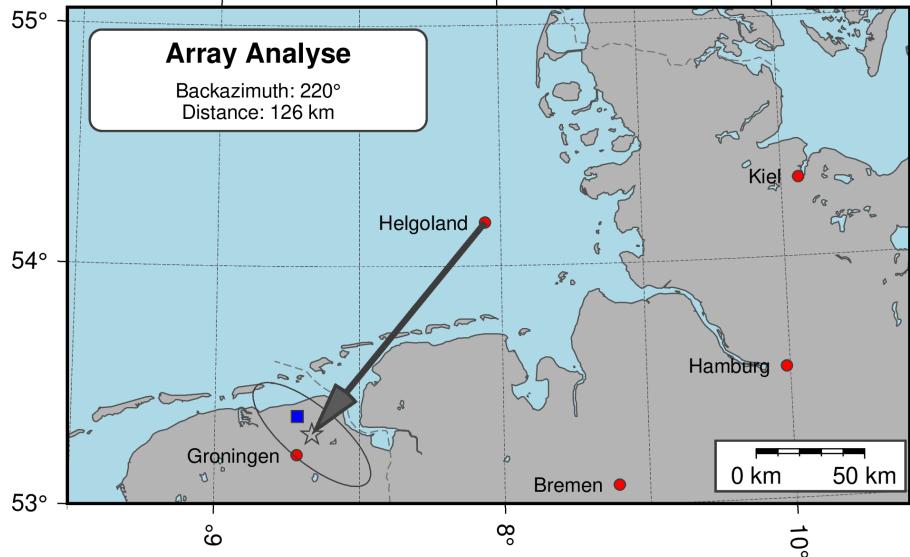


Abbildung 28: Lokalisierung des Groningenbebens mit Array-Analyse (Sternsymbol) im Vergleich zum Epizentrum laut EMSC Katalog (blaues Quadrat, EMSC [2021]). Die angegebene Fehlerellipse ist empirisch geschätzt.

6.4 Ausblick für Lokalisierungen

Zusätzlich zur Ereignisdetection, kann anhand des Backazimaths, der horizontalen Slowness und idealerweise einer P- zu S-Differenzlaufzeit auch eine Lokalisierung des Ereignisses mittels Array-Analyse vorgenommen werden.

Eines der Leitereignisse, welches zur Einstellung des Detektors verwendet wurde, ist ein Erdbeben in der Region Groningen (Niederlande) vom 08.01.2018 (Abb. 25). Neben den beiden Maxima in der BPW Spur, welche den P- und S-Wellen-Einsatz markieren, sind in der Slowness Spur drei separate Plateaus zu erkennen. Die Slowness Werte von 0.14, 0.2 und 0.24 deuten auf eine Pn, Pg und Sn Phase hin.

Die P-zu-S-Differenzlaufzeit aus den lokalen Maxima der Beampower ist ca. 17 s, was unter Berücksichtigung von typischen P- und S-Wellengeschwindigkeiten auf eine Epizentraldistanz von 126 km schliessen lässt (P-zu-S Differenzlaufzeit * 8).

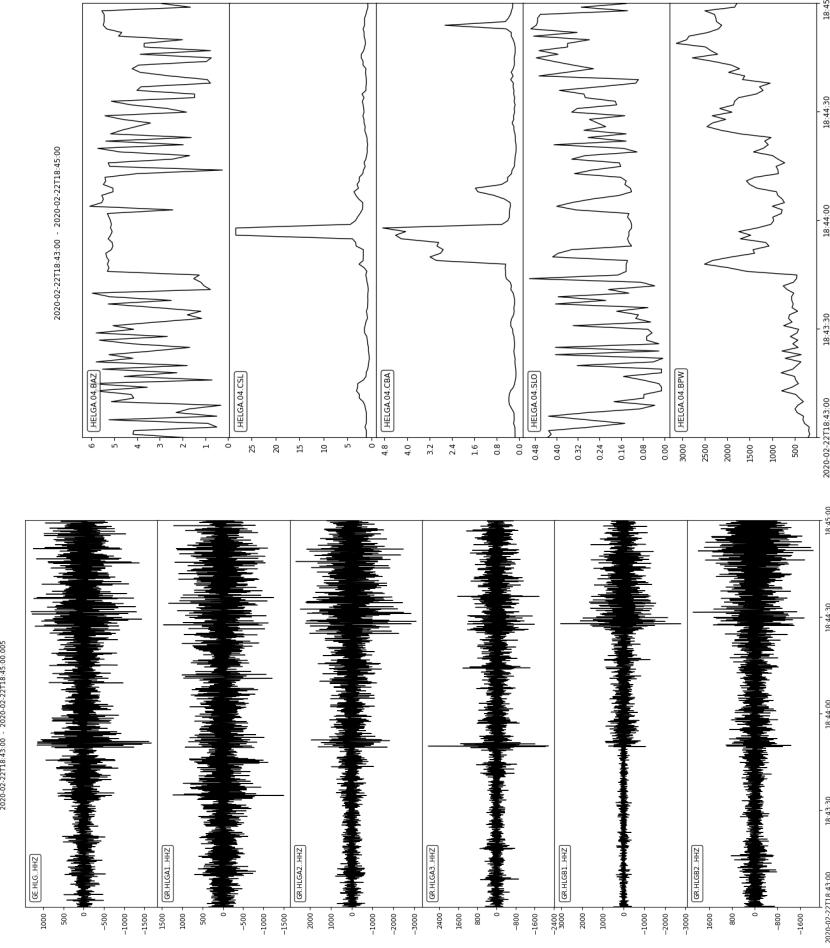
Der Mittelwert des Backazimaths im Zeitfenster des Ereignisses beträgt 3,8. Dies entspricht einem Winkel von etwa 220° und einem Eintreffen der seismischen Wellen aus Südwesten. Mit Hilfe dieser Informationen lässt sich für die Lokation des Ereignisses eine Peilung vornehmen, welche sowohl im Backazimuth, wie auch der Entfernung ziemlich exakt in die Region der Gasfelder nordöstlich von Groningen deutet (Abb. 28). Die gezeigte Fehlerellipse ist mit einer Unsicherheit im Backazimuth von ±15° und in der Entfernung von ±10% geschätzt.

Für das Sprengungsereignis in der Eckernförder Bucht (Abb. 27) lässt sich ein Backazimuth von 1,5 ablesen, was einem Winkel von etwa 90° und einem Einfall aus östlicher Richtung entspricht. Die Abweichung von rund 20° im Vergleich zu dem Ereignis von 2017

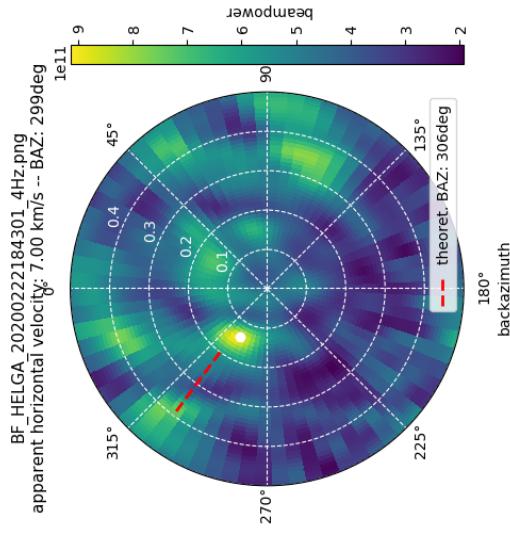
(Abb. 23) ist im Rahmen der Auflösungsgenauigkeit der Array-Analyse und illustriert die Unsicherheit in der Bestimmung einer entfernten Lokation.

Während der Backazimuth im Allgemeinen bei einem kohärenten Phaseneinsatz mit hinreichender Genauigkeit bestimmt werden kann, ist die Entfernungsabschätzung häufig herausfordernder. Abb. 29 zeigt das Ereignis vom 22. Februar 2020 in der Nordsee (siehe auch Abb. 6) und die Beobachtung mit der Array-Analyse auf Helgoland. In den Wellenformen ist der P-Wellen Einsatz gut zu erkennen, die S-Welle ist aber ohne klaren Einsatz emergent. In der Array-Analyse (Abb. 29b) spiegelt sich dieser Unterschied zwischen P- und S-Welle wider. Der P-Einsatz ist zwar nur ein moderater Peak in der Beampower (BPW), zeigt aber ein deutliches Signal in den charakteristischen Funktionen des Backazimuths und der Slowness (CBA, CSL). Trotz des undeutlichen S-Einsatzes lässt sich mit einer Differenzlaufzeit von ca. 40 s eine Entfernung von etwa 320 km angeben - hinreichend genau zur tatsächlichen Epizentraldistanz von 340 km. Der bestimmbarer Backazimuth, dargestellt in einer separaten Beam-Analyse (Abb. 29c), gibt die Richtung bis auf wenige Grad Abweichung korrekt wieder. Lediglich die horizontale Scheingeschwindigkeit von 7 km/s ist etwas zu niedrig, Abb. 29c lässt aber die Unsicherheit in diesem Parameter aufgrund der Breite des Maximums (gelber Bereich um Maximalwert) in der $\Phi - S$ -Ebene erkennen.

Im Falle der Sprengung von Swinemünde, in einer Epizentralentfernung von ca. 415 km, ist der P-Wellen-Einsatz auf Helgoland sehr deutlich zu erkennen (Abb. 30, siehe auch Abb. 13), ein S-Wellen-Einsatz fehlt. In der Array-Analyse ist das Ereignis deutlich in der Beampower (BPW) und der charakteristischen Funktion des Backazimuths (CBA) sicht- und damit auch detektierbar. Der Backazimuth weicht leicht von dem theoretischen Wert ab (Abb. 30c). Dies kann zum einen an der Auflösung des Arrays liegen. Zum anderen ist aber auch eine Abweichung der Wellenausbreitung vom Großkreis zwischen Quelle und Empfänger aufgrund heterogener Geschwindigkeitsstrukturen möglich, was sich vor allem bei größeren Epizentraldistanzen auswirkt. Die horizontale Scheingeschwindigkeit ist robuster bestimmt als in dem vorigen Beispiel. Dies lässt sich an dem schmaleren Maximum in der $\Phi - S$ -Ebene ablesen. Auch wenn eine Entfernungsabschätzung aufgrund der fehlenden S-Welle in diesem Fall nicht möglich ist, so deutet die Scheingeschwindigkeit von 8.17 km/s auf eine Pn-Welle und somit ein weiter entferntes Ereignis hin.



(a) Wellenformen an den Stationen des Helgoland Arrays



(b) Beam eines 7 s langen Zeitfensters um den Ersteinsatz der Funktionen CSL und CBA, SLO, BPW.

Abbildung 29: Array Beobachtung des Bebens vom 22. Februar 2020 in der zentralen Nordsee.

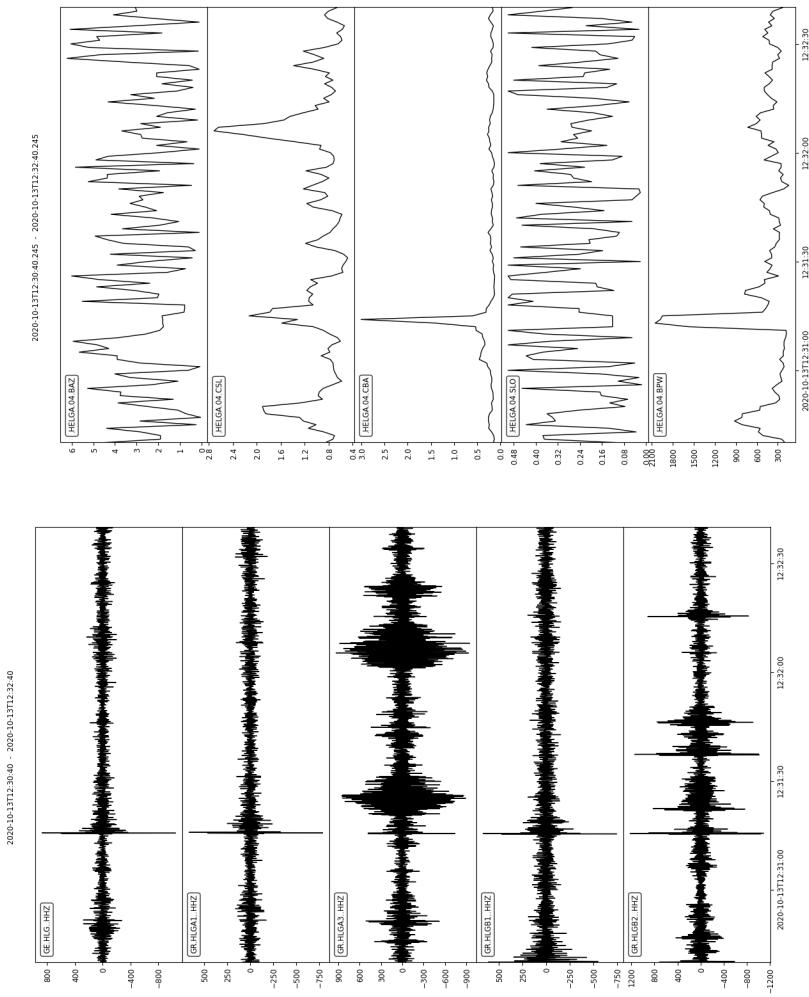


Abbildung 30: Array Beobachtung der Sprengung vom 13. Oktober 2020 in Swinemünde (PL).

6.5 Fazit der Array-Auswertung

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass eine Array-Auswertung von kontinuierlichen Daten für das Helgoland-Array ein vielversprechendes Mittel darstellt, um die Detektion von seismischen Ereignissen im erweiterten Umfeld der Deutschen Bucht nachhaltig zu verbessern. Gängige Auswerteverfahren, welche typischerweise allein die Beampower zur Detektion nutzen (siehe z.B. Bormann [2012]), wurden um charakteristische Funktionen des Backazimuths und der Slowness erweitert und es konnten so auch schwache Sprengungsergebnisse in rund 150 km Entfernung detektiert werden. Dies ist mit herkömmlichen Netzwerkverfahren kaum möglich. Zudem zeigen die vorgestellten Beispielereignisse, dass die Array-Analyse auch zur Lokalisierung genutzt werden kann. Es wird daher angestrebt, den hier vorgestellten Ansatz zukünftig in die routinemässige Auswertung einfließen zu lassen. Hierfür müssen noch entsprechende automatisierte Routinen implementiert und die Bewertung der detektierten Ereignisse ausgearbeitet werden. Erste Tests an mehrtägigen Datensätzen deuten an, dass pro Tag etwa 3-5 Arraydetektionen zu erwarten sind, wobei diese sowohl telesismische Ereignisse, als auch bekannte regionale Ereignisse wie die hier gezeigten enthalten. Erstere können theoretisch über die Slowness zügig "aussortiert" werden, für letztere wäre eine manuelle Nachbearbeitung, z.B. zur Lokalisierung wie in Abb. 28 gezeigt, notwendig. Um aus den restlichen Detektionen mögliche, bisher unerkannte Ereignisse auszufiltern ist eine manuelle Sichtung der täglichen Detektionen unabdingbar, sie erscheint in diesem Umfang aber realistisch.

7 Auswertung von Bodenbewegungsdaten

7.1 BBD und AK6

Der Direktorenkreis (DK) der Staatlichen Geologischen Dienste (SGD) hat mit dem AK 6 einen begleitenden Arbeitskreis für die Testphase des BBD eingerichtet. Im AK 6 arbeiten Vertreter der SGD sowie von Berg- und Vermessungsbehörden insbesondere an der Validierung der BBD-Produkte mittels Pilotstudien.

Nachfolgende Tabelle 6 stellt die wesentlichen Aktivitäten des SGD SH chronologisch dar.

Datum	Aktivität	Ort
27.05.14	Workshop: "Detektion und Monitoring von Geogefahren – Oberflächen- und Massenbewegungen"	Hannover
20.05.15	Workshop: "Detektion und Monitoring von Oberflächen- und Massenbewegungen mittels Radarinterferometrie"	Hannover
02.11.16	Workshop SSupra-National Ground Motion Service"	Hannover
28.11.17	AK6 Kick-Off Treffen	Hannover
17.01.18	Workshop "Daten-Produkte des Bodenbewegungsdienstes Deutschland"	Hannover
26.01.18	Projektvorschlag zur 1. Pilotstudie	
24.04.18	AK6 2. Arbeitstreffen mit Präsentation zur 1. Pilotstudie	Hannover
29.10.18	Bericht zur 1. Pilotstudie	
07.11.18	AK6 3. Arbeitstreffen mit Präsentation zur 1. Pilotstudie	Hannover
29.11.18	Präsentation: Nationales Forum für Fernerkundung und Copernicus 2018	Berlin
05.12.18	Workshop "BBD – BodenBewegungsDienst Deutschland in der Anwendung"	Hannover
15.01.19	Abstimmungsgespräch zu SAPOS Daten mit dem LVerMGeo (A. Gerschwitz)	Kiel
17.01.19	Projektvorschlag zur 2. Pilotstudie	
04.02.19	Bereitstellung der 2. Teillieferung	
08.05.19	AK6 4. Arbeitstreffen	Hannover
08.07.19	Bericht zur 2. Pilotstudie	
28.08.19	1. BBD Pilotstudienworkshop mit Präsentation zur 2. Pilotstudie	Hannover
02.09.19	Präsentation auf dem Workshop "Open Space Copernicus SH"	Flintbek
04.12.19	Anfrage zur Bereitstellung der 3. Teillieferung	
30.03.20	Bereitstellung der 3. Teillieferung	
28.08.20	Analyse zu Bodenverschiebungsgraten in den Elbmarschen	
19.11.20	AK6 5. Arbeitstreffen mit Präsentation zur 3. Pilotstudie	virtuell

Tabelle 6: Aktivitäten des SGD zum BBD und AK6.

Die Arbeiten zum AK 6 werden seit der 2. Pilotstudie inhaltlich durch die Kooperation Geophysik unterstützt.

7.2 BBD Pilotstudien

7.2.1 1. Pilotstudie

Es wurden descending (absteigender Satelliten-Orbit) Daten aus dem Bereich Segeberg sowie aus dem Großraum Hamburg von der BGR zur Verfügung gestellt. Analysiert wurde vornehmlich der in der Lieferung beinhaltete Parameter "Mean_Velo", der die mittlere Bodenbewegungsgeschwindigkeit in Line-Of-Sight (geneigter Blickwinkel des Satelliten) über den verfügbaren Zeitraum von 2½ Jahren wiedergibt. Mittels Interpolationen konnten im Raum Segeberg die lokale Hebung am Kalkberg sowie unterschiedliche Bodenbewegungstendenzen westlich und östlich der nördlich angrenzenden Hauptverwerfungszone herausgearbeitet werden. Im Kreis Pinneberg konnten keine möglichen Zusammenhänge zwischen Bodenbewegungen und tektonischen Prozessen (Salzstrukturen Quickborn und Elmshorn) identifiziert werden. Im angrenzenden Hamburg deutete sich der Verlauf der Salzstruktur Othmarschen-Langenfelde als leichter Hebungstrend an. Herausragend war eine deutliche Hebung in Wedel, deren Ursache in der Einstellung einer Grundwasserförderung zu vermuten ist.

Diese Ergebnisse wurden in einem Bericht an den BBD dokumentiert, auf AK6 Arbeitstreffen vorgestellt und diskutiert sowie auf der Tagung "Nationales Forum für Fernerkundung und Copernicus 2018"(28.08.19) präsentiert.

7.2.2 2. Pilotstudie

Durch die BGR bereitgestellt wurden ascending (aufsteigender Satelliten-Orbit) Daten der Stapel 015_01, 044_01, 117_01 sowie 117_02, jeweils begrenzt auf die Landesflächen von SH und HH. Somit standen erstmals landesweite Daten des BBD zur Verfügung. Erstmals wurden im begleitenden Bericht auch Hinweise zur Nutzung der PSI-WAP Produkte gegeben. Im Fokus der 2. Pilotstudie stand daher die methodische Umsetzung der Handlungsempfehlungen der DLR-Experten. Als Ergebnis der empfohlenen lokalen Rekalibrierung musste jedoch festgestellt werden, dass dieses Verfahren einen erheblichen Arbeitsaufwand erfordert ohne dass ein Mehrwert zu erkennen war. Zudem war die im Prozess inhärente Beseitigung von Trends und Zyklizitäten als sehr kritisch einzustufen.

Dieses Resultat wurde im Bericht an den BBD dokumentiert sowie auf dem BBD Pilotstudienworkshop (28.08.19) präsentiert. Eine Rückmeldung erfolgte weder vom BBD noch vom DLR. Vertreter des LBEG bestätigten unsere Einschätzung.

7.2.3 3. Pilotstudie

Deutlich verzögert, erst Ende März 2020, wurden die landesweiten Daten der dritten Teillieferung für die 3. Pilotstudie vom BBD bereitgestellt. Sie umfassten erstmals sowohl ascending als auch descending Daten. Durch die Kombination von ascending und descending Daten ist es jetzt theoretisch möglich das Vektorfeld in horizontale und vertikale Komponenten zu zerlegen. Die beiden bereitgestellten, jeweils über 600 Seiten langen Processing-

Berichte des DLR offenbarten, dass der BBD eine bundesweite Mosaikierung veranlasst hat, um ein bundesweites Produkt ohne Diskontinuitäten zu erstellen. Dieses Produkt wird für die Online-Präsentation des BBD verwendet. Die dortige Darstellung zeigt lediglich die hinlänglich bekannten größeren Bodenbewegungen (z.B. Erdgasfördergebiete in NI oder Bergaugebiete in NRW), kann mitnichten als bundesweit validiert angesehen werden und weist für das SH-Landesgebiet nicht erklärbare scheinbare Hebungstrends im Bereich Steinburg und Dithmarschen auf. Uns wurde genau dieses mosaikierte Produkt für die 3. Pilotstudie geliefert.

Das DLR schreibt in der Einleitung der Processing-Berichte: "*Die typische Größenordnung, in der die Bewegungen betrachtet werden, liegt bei ± 10 mm pro Jahr bei einer Genauigkeit von typ. ± 1 mm pro Jahr oder besser, wobei die quantitative Bezifferung einer solchermaßen detektierten Bewegung unter Berücksichtigung diverser Gesichtspunkte zu erfolgen hat, die in diesem Dokument dargelegt werden*".

Da Bodenbewegungsgeschwindigkeiten in dieser Größenordnung in Schleswig-Holstein so gut wie nie auftreten, sind die in dieser Form bereitgestellten BBD Daten für uns nur bedingt brauchbar. Die in SH durch natürliche Prozesse verursachten Bodenbewegungsgeschwindigkeiten betragen nur sehr wenige mm/a und liegen damit im Bereich der Auflösungsgenauigkeit der BBD Daten. Daher müsste die Datenbearbeitung von den Rohdaten bis zum BBD Produkt eigentlich exakt nachvollzogen und evaluiert werden, um abschätzen zu können, welchen Einfluss die einzelnen Processing-Schritte auf das Datenprodukt ausüben. Dies ist leider nur sehr eingeschränkt möglich, da den Anwendern einige Teile der Datenbearbeitung nicht bekannt gegeben werden.

In der 3. Pilotstudie haben wir den Processing-Schritt der Mosaikierung detailliert untersucht. Die Motivation zur Mosaikierung liegt darin begründet, dass es das Ziel des BBD ist, ein bundesweites versatzfreies Produkt zu erstellen. Die Datenbearbeitung des DLR erfolgt jedoch unabhängig für die einzelnen SAR-Datenstapel (Abb. 31), wodurch diese nach dem Processing zueinander jeweils einen Versatz aufweisen.

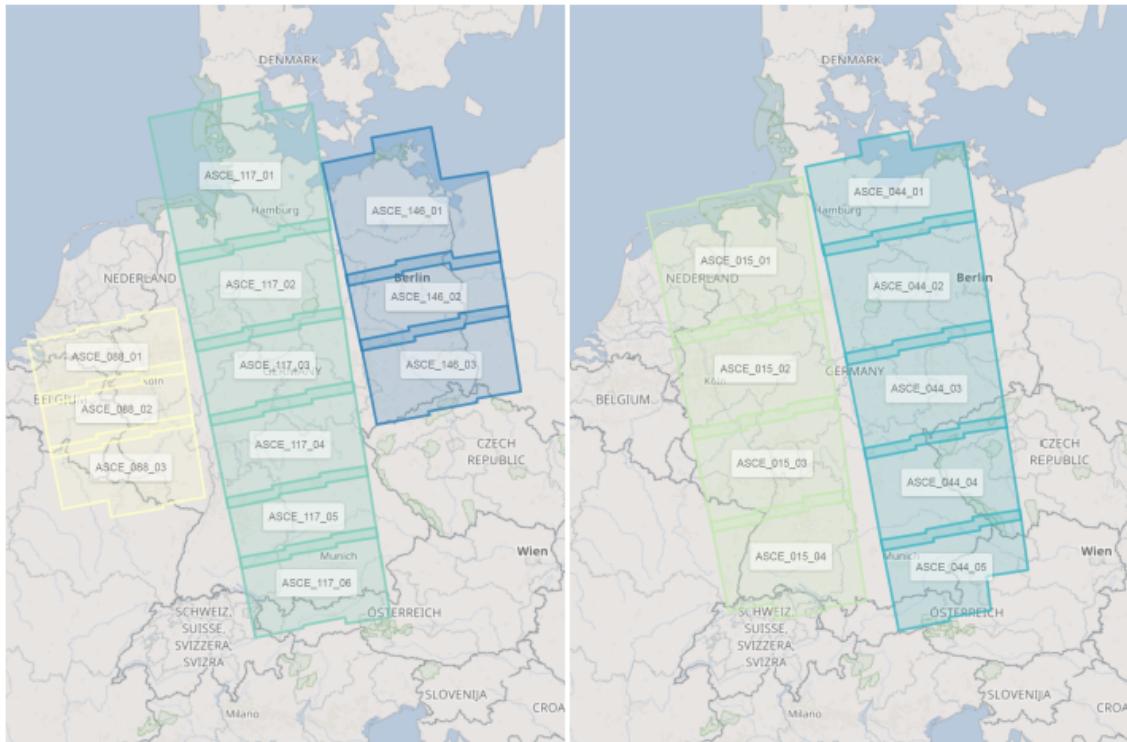


Abbildung 31: Lage und IDs der SAR-Datenstapel (ascending)

Die Diskontinuitäten zwischen den SAR-Datenstapeln werden über stapelspezifische Verzerrungsfunktionen ausgeglichen. Für den Stapel ASCE_117_01 visualisiert Abb. 32 die Mosaikierungsverzerrung. Zum prozessierten Ergebnis eines Scatterer werden in Lübeck 0,69 mm/a addiert und in Flensburg 1,55 mm/a subtrahiert. Über die gesamte Landesfläche beträgt die Differenz der Verzerrung somit bis zu 2,24 mm/a und liegt damit in einer Größenordnung, welche die meisten der auf natürliche Ursachen zurückzuführenden Bodenbewegungen in SH übersteigt. Das DLR empfiehlt Auswertungen und lokale Referenzierung in AOI (area of interest) von maximal 20 km x 20 km durchzuführen. Selbst in diesen kleinen Flächen beträgt die Differenz der Verzerrung noch bis zu rd. 0,5 mm/a. Für das Gebiet der Elbmarschen - von Wedel bis Brunsbüttel – sind noch rd. 0,7 mm/a zu verzeichnen. Für die Analyse sehr geringer Bodenbewegungen haben die Mosaikierungsverzerrungen somit einen nicht unerheblichen, störenden Einfluss. Dieser ist zwingend aus den Daten zu entfernen.

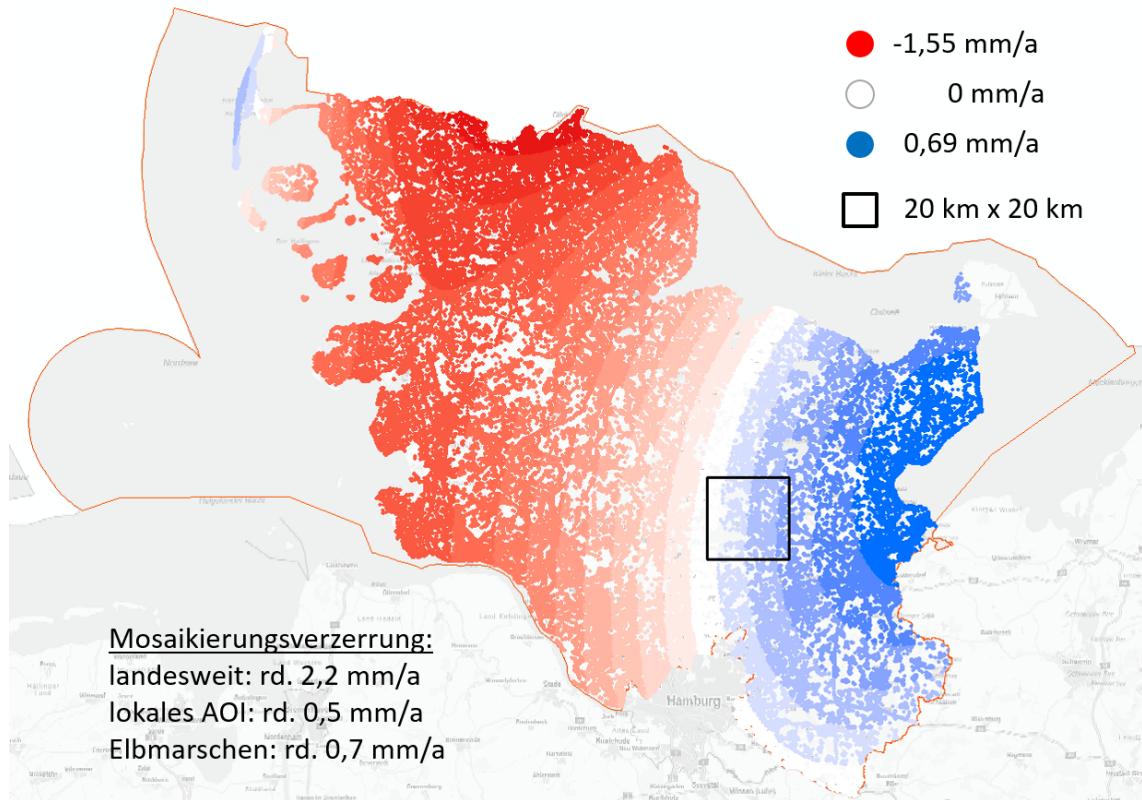


Abbildung 32: Mosaikierungsverzerrung im Stapel ASCE_117_01

Es wurden in den beiden Processing-Berichten jeweils eine komplexe Koeffizienten-Matrix mitgeliefert, mit der es möglich sein sollte, die Mosaikierung ortsabhängig zurück zu rechnen; nachfolgend Demosaikierung genannt. Jedoch wiesen diese Koeffizienten nicht die erforderliche Präzision (Anzahl an Nachkommastellen) auf, womit die Rückrechnung nicht zu den Ausgangswerten zurückführen konnte. Hinreichend präzise Koeffizienten wurden erst auf Nachfrage nachgeliefert, genau wie das tatsächlich erforderliche Berechnungsverfahren, das in den Berichten nicht genannt wurde. Die Demosaikierung wäre eigentlich nicht notwendig, wenn der BBD den SGD gleich die Originaldaten zur Verfügung gestellt hätte. Die Entscheidung zur Mosaikierung wurde auch ohne jegliche Abstimmung mit den SGD durchgeführt, obwohl die SGD stets als Hauptanwender für die BBD-Produkte adressiert wurden und die vorherigen Pilotstudien aufgezeigt haben, welche Anwendungsbereiche und Bodenbewegungsgrößenordnungen von Interesse für die SGD sind. Nicht nachvollziehbar ist auch, dass das empfohlene Verfahren zur lokalen Referenzierung (siehe 2. Pilotstudie) erneut ohne jegliche Änderungen in den Berichten enthalten ist.

Durch die Demosaikierung der vom BBD gelieferten Daten konnten wir einen nutzbaren Ausgangsdatensatz rekonstruieren - ein gehöriges Maß an Unsicherheit bezüglich der Validität der Daten sowie der zugrundeliegenden und anzuwendenden Verfahren verbleibt jedoch. Mittels eines vorwiegend statistischen Verfahrens – welches die o.g. empfohlene lokale Referenzierung überflüssig macht – konnten wir eine Auswertung für die Elbmarschen durchführen, die nachfolgend dargestellt wird.

7.3 Bodenbewegungen in den Elbmarschen

Die auf die Zersetzung organischer Sedimente und Entwässerung zurückzuführende Absenkung von Marschgebieten ist ein seit langem bekannter Bodenbewegungsprozess. Bereits im ESA (European Space Agency) Projekt TerraFirma konnte dieser in der Region Unterelbe mittels der in den historischen SAR Satelliten Missionen ERS-1 und ERS-2 akquirierten Persistent Scatterer InSAR Daten (siehe auch Weidle et al. [2019]) recht gut visualisiert werden (Abb. 33). Auf BBD Online (Abb. 34) mit der Zielgrößenordnung von ± 10 mm pro Jahr werden die Setzungen hingegen nicht klar dargestellt.

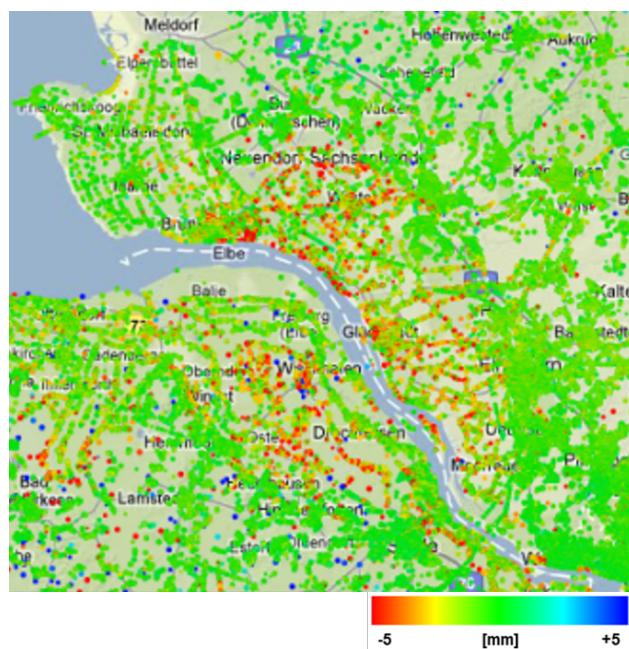


Abbildung 33: ESA-Projekt TerraFirma (@ Prof. Dr. Bamler, DLR, 2014)

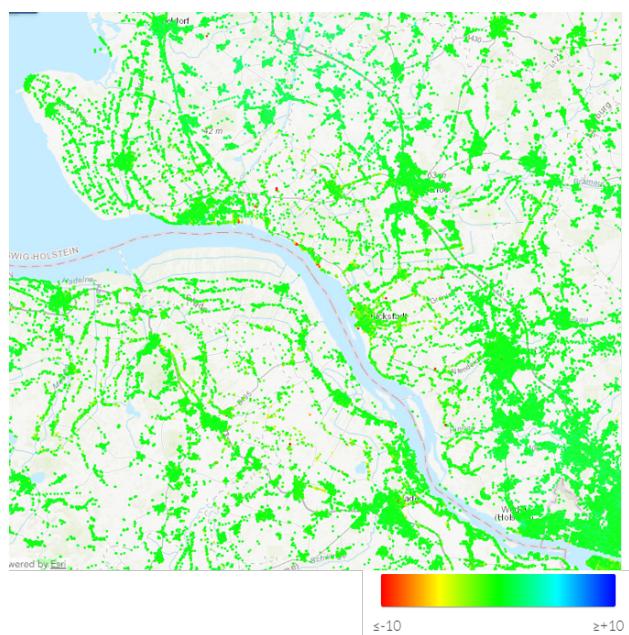


Abbildung 34: BBD online

Wilster Marsch, Kremper Marsch, Seestermüher Marsch und Haseldorf Marsch bilden zusammen die Elbmarschen (Abb. 35). Die Abgrenzung zwischen diesen Marschen erfolgt durch die Nebenflüsse der Elbe: Stör, Krückau und Pinna.

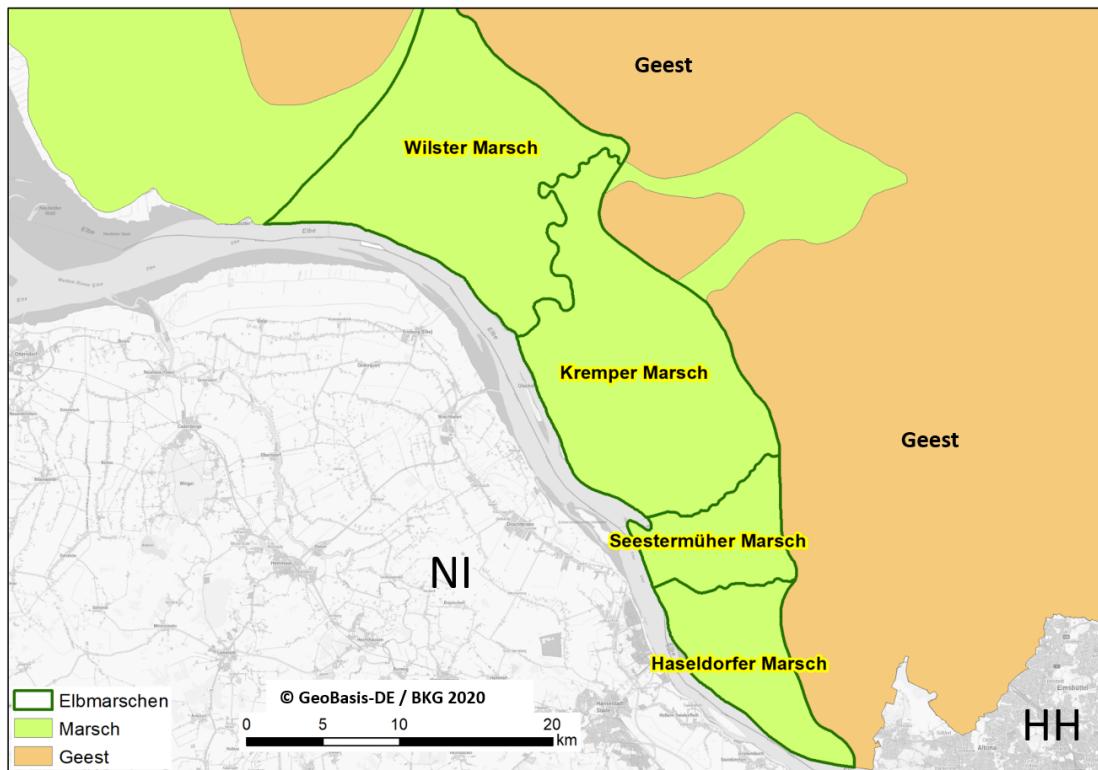


Abbildung 35: Räumliche Gliederung der Elbmarschen

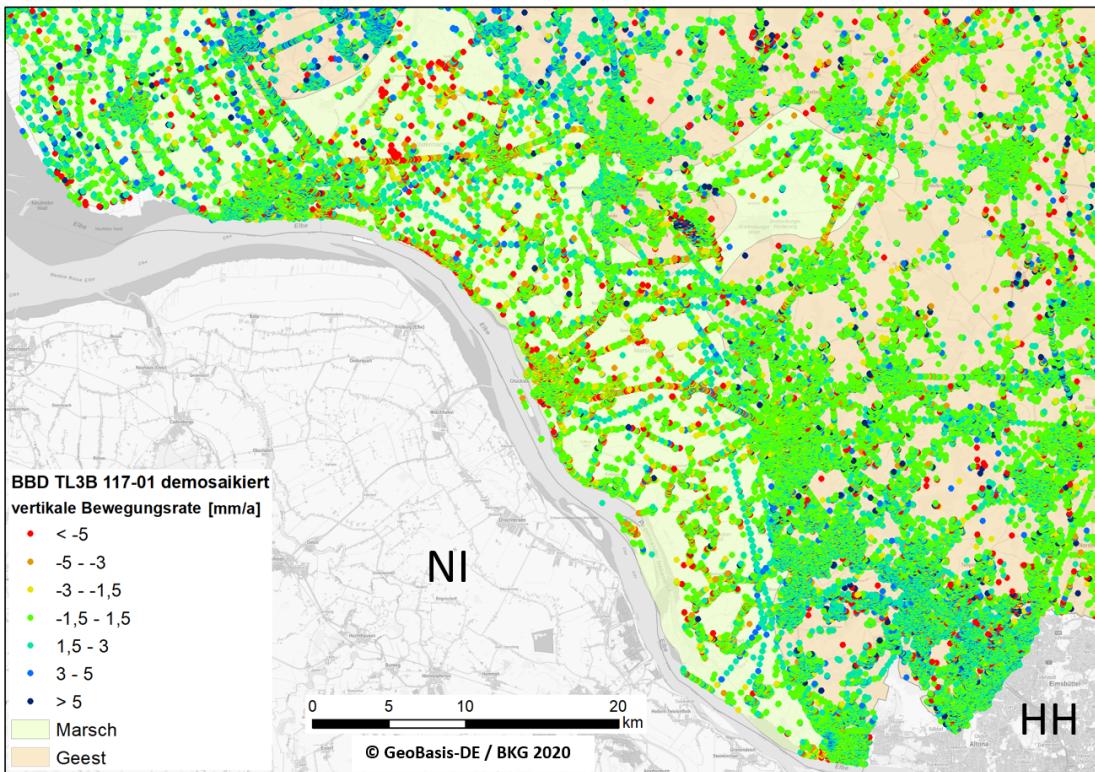


Abbildung 36: Scatterer im Südwesten von SH nach der Demosaikierung

In Abb. 36 werden die vertikalen Bodenbewegungsraten der Scatterer des Datenstapels ASCE_117_01 nach der Demosaikierung im Südwesten von Schleswig-Holstein dargestellt. Diese vertikalen Bewegungsraten werden aus line-of-sight Bewegungsraten abgeleitet unter der Annahme, dass keine wesentlichen horizontalen Bewegungskomponenten existieren. In den Elbmarschen ist zwar bereits eine etwas erhöhte Anzahl von Punkten mit negativer (gelb-orange-rot) Bewegungsrate zu erkennen, jedoch sind bei hoher Streuung auch diverse Punkte mit positiver (cyan-hellblau-dunkelblau) Bewegungsrate vorhanden. Ein wirklicher markanter Unterschied zur Geest fällt nicht auf, denn auch in der Geest werden nicht selten Scatterer mit negativer Bewegungsrate abgebildet.

Außerhalb von Siedlungsgebieten treten Scatterer vornehmlich entlang von Linienbauwerken wie Straßen oder Bahntrassen auf. In den Elbmarschen sind insbesondere einige Scatterer-Ketten sehr auffällig, die eine nahezu konstante, scheinbar schwach positive (cyan) Bewegungsrate zeigen, in Abb. 37 durch die grauen Pfeile markiert. Sie werden durch die Rückstreuung von den Masten der 380 kV Stromleitungstrassen gebildet. Das eingehängte Foto zeigt die Strommasten der Elbekreuzung 2, vorne der Mast auf der Elbinsel Lühesand (Niedersachsen) und hinten der Mast an der Hetlinger Schanze, der nach dem Sendemast Bungsberg (231 m) das zweithöchste Bauwerk in Schleswig-Holstein ist. Mit jeweils 227 m Höhe sollen dies die höchsten Strommasten Europas sein.

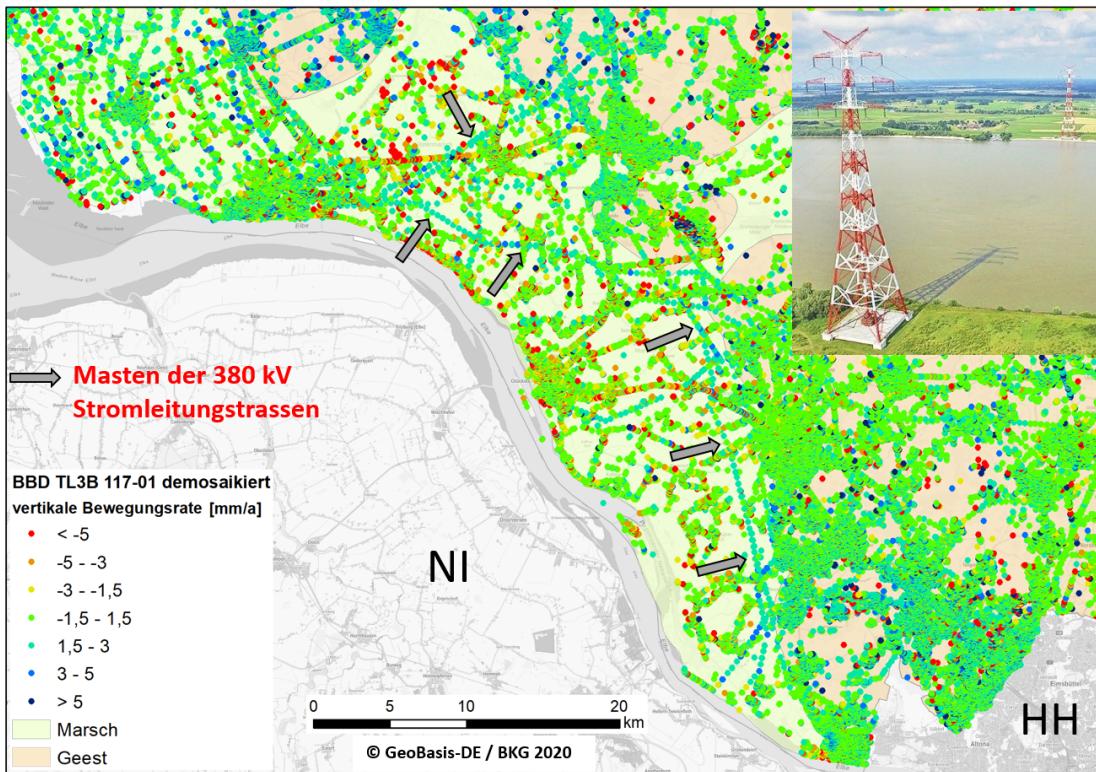


Abbildung 37: Scatterer der 380 kV Stromleitungstrassen mit auffällig konstanter Bewegungsrate

Die linienhaften Scatterer der Stromtrassen zeichnen sich gegenüber denjenigen der Straßen und Bahnstrecken durch eine nahezu konstante Bewegungsrate aus. Die Ursache hierfür ist die tiefe Gründung der großen Strommasten, wodurch sich die Setzung der oberflächennahen holozänen, nicht konsolidierten Marschsedimente nicht auf diese auswirkt. Straßen und Bahnstrecken inklusive der rückstreuenden begleitenden Objekte (z.B. Lichtmästen, Schilder, Leitplanken, Elektrifizierungsmästen) sind hingegen i.d.R. flacher gegründet, so dass sich Bewegungen des Untergrunds auf diese ausprägt.

Damit können die Scatterer der Stromtrassen sehr gut für eine lokale Referenzierung der demosaikierten BBD Daten genutzt werden. In einem ersten Schritt galt es diese Datenpunkte aus dem gesamten Datensatz zu isolieren. Dies wurde mittels des Siedlungslayers 03 (Bauwerke und sonstige Einrichtungen) des DLM250 (ATKIS® - Digitales Landschaftsmodell 1:250.000) vollzogen. Um die hier beinhalteten Leitungs-Objekte wurden Puffer gebildet, mit denen auch die Ausleger der Strommasten erfasst werden. Die Puffer wurden anschließend für die Verschneidung mit dem BBD Daten genutzt. Das Ergebnis der Verschneidung wurde von Hand nachbearbeitet, um Scatterer von nahe der Stromtrassen liegenden Infrastrukturobjekten zu entfernen.

Der bereinigte Datensatz der Strommasten konnte dann für die gesamten Elbmarschen oder auch für die einzelnen Marschen (Abb. 35) statistisch analysiert werden.

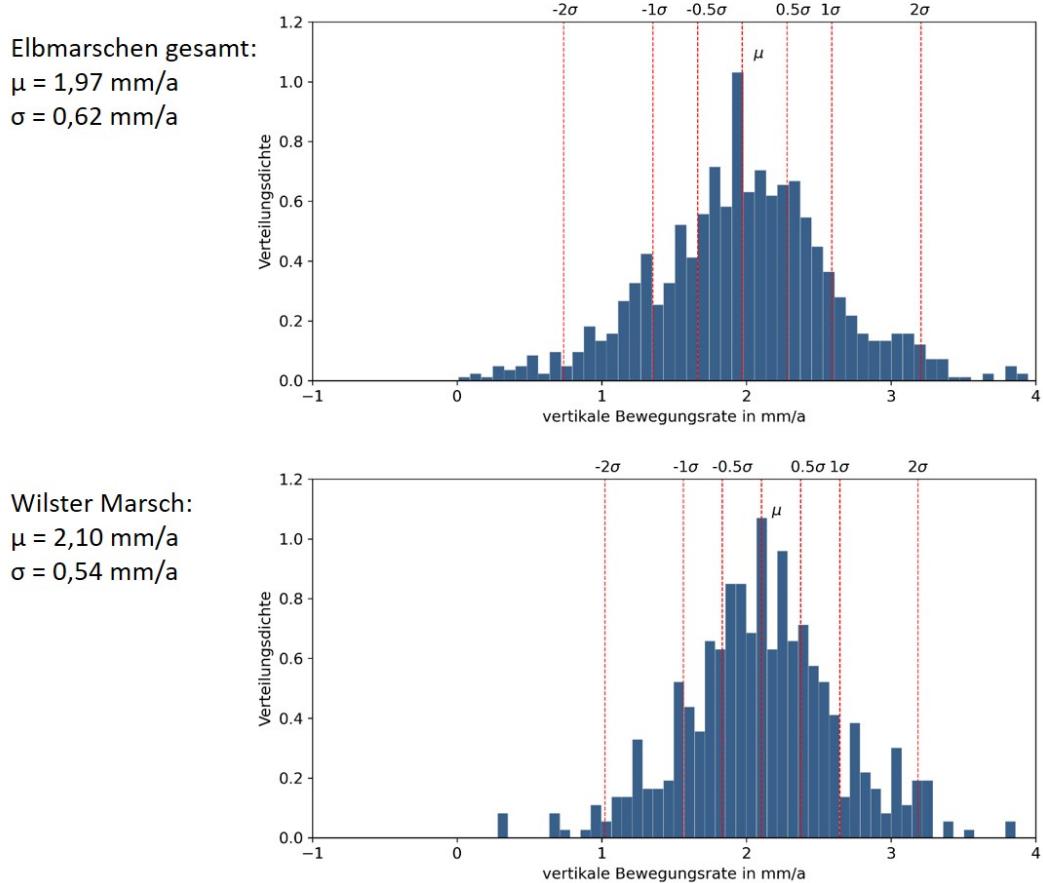


Abbildung 38: Statistik der Scatterer der Stromleitungsmasten, oben: Gesamte Elbmarschen, unten: Wilster Marsch

Die Histogramme in Abb. 38 zeigen das Spektrum der vertikalen Bewegungsraten der zuvor isolierten Scatterer der Stromleitungsmasten. Für die gesamten Elbmarschen ergibt sich ein Mittelwert $\hat{\mu} = 1,97 \text{ mm/a}$ mit einer Standardabweichung $\hat{\sigma} = 0,62 \text{ mm/a}$. In der Wilster Marsch ist die Streuung mit einer Standardabweichung $\hat{\sigma} = 0,54 \text{ mm/a}$ um den Mittelwert $\hat{\mu} = 2,10 \text{ mm/a}$ sogar noch etwas geringer. In den anderen drei Marschen sind die statistischen Werte ähnlich, variieren jedoch leicht. Die ermittelten Standardabweichungen liegen unterhalb der vom DLR angegebenen Genauigkeit von $\pm 1 \text{ mm/a}$ und können daher als sehr belastbar angesehen werden.

Die Konstanz der Bewegungsraten der Masten-Scatterer wird im Vergleich zu den Bewegungsraten der übrigen Scatterer sehr deutlich. Abb. 39 zeigt das Histogramm für die Scatterer in der Wilster Marsch ohne die Scatterer der Stromleitungsmasten. Die Standardabweichung $\hat{\sigma} = 2,51 \text{ mm/a}$ belegt die um eine vielfache höhere Streuung dieser Daten. Der Mittelwert $\hat{\mu} = -0,24 \text{ mm/a}$ liegt nur wenig unter null; dies erklärt, weshalb die Elbmarschen in den BBD Daten (Abb. 36) nicht sofort als Setzungsgebiet zu identifizieren sind.

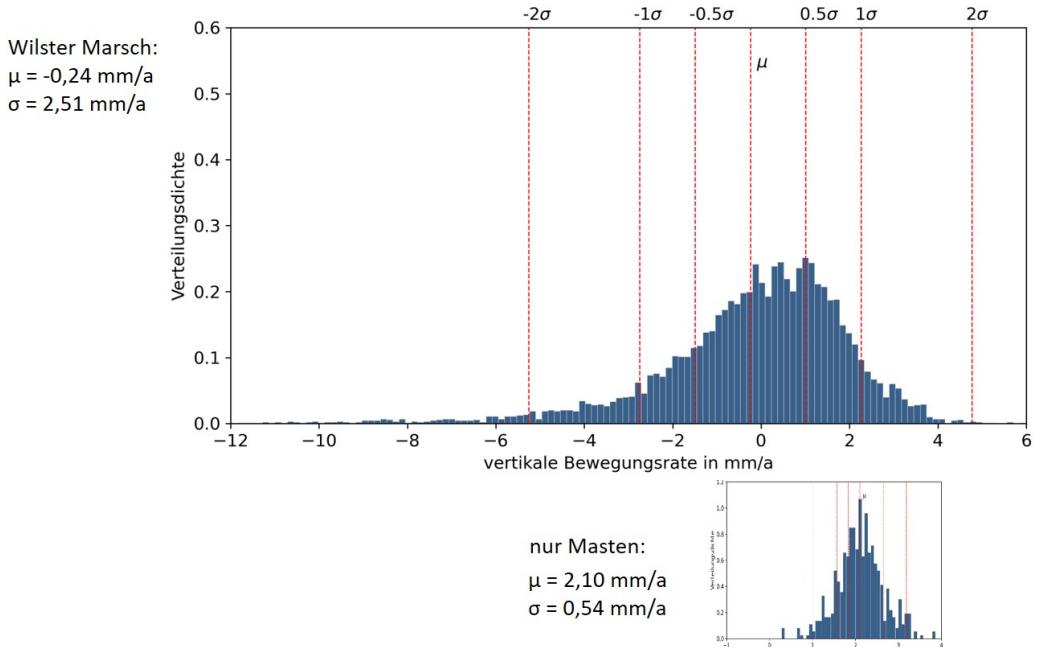


Abbildung 39: Statistik der Scatterer in der Wilster Marsch ohne die Scatterer der Stromleitungsmasten (oben), die Statistik der Scatterer der Stromleitungsmasten ist lagerichtig darunter angeordnet

Der Mittelwert der Bewegungsraten der Masten-Scatterer des Untersuchungsgebiets Elbmarschen kann damit als Null-Referenz verwendet werden. Das bedeutet, dass die Bewegungsraten von allen anderen Scatterer des Untersuchungsgebiets in Relation zu diesem Mittelwert zu betrachten sind; mathematisch entspricht dies einer Subtraktion des Mittelwertes von allen anderen Bewegungsraten.

Die mit diesem Verfahren ermittelten Setzungstrends für die einzelnen Marschen sind: Wilster Marsch $-2,68 \text{ mm/a}$, Kremper Marsch $-2,52 \text{ mm/a}$, Seestermüher Marsch $-2,25 \text{ mm/a}$, Haseldorf Marsch $-1,75 \text{ mm/a}$. Es zeigt sich also ein elbabwärts zunehmender Trend. In die Auswertung hierbei nicht einbezogen wurden die Scatterer vom Geestrand sowie den Hauptsiedlungsgebieten von Brunsbüttel, Wilster, Glückstadt und Krempe, da die Vielzahl der hier vorhandenen und für die Marsch nicht zwingend repräsentativen Scatterer einen unverhältnismäßig hohen Einfluss auf die Analyse ausüben. Abb. 40 visualisiert die Bewegungsraten der ausgewerteten BBD Scatterer in den Elbmarschen nach der Demosaikierung und lokalen Referenzierung.

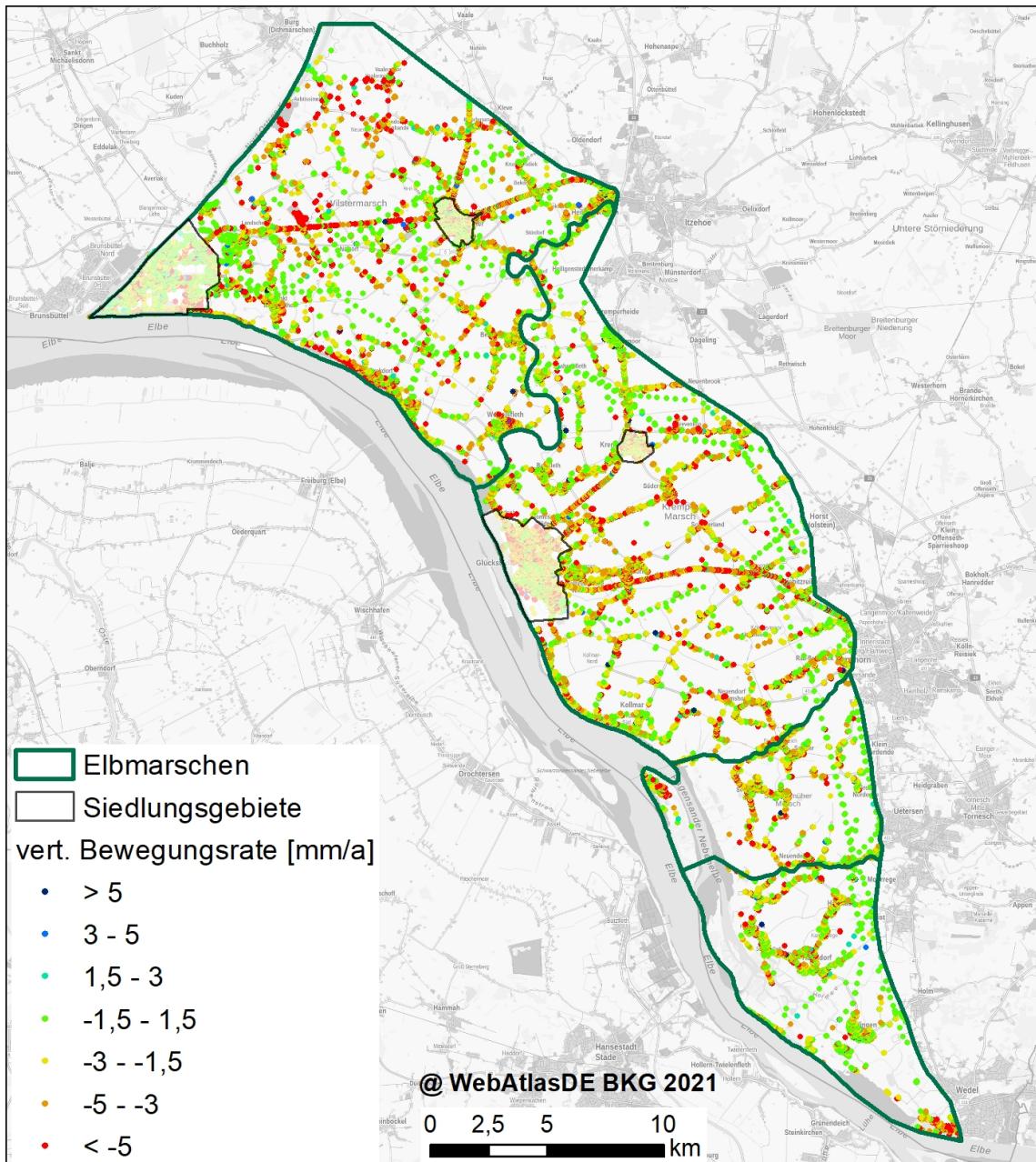


Abbildung 40: Bewegungsraten der BBD-Scatterer in den Elbmarschen nach Demosaikierung und lokaler Referenzierung

7.4 Mächtigkeit des Holozäns in den Elbmarschen

Eine 1987 vom Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein herausgegebene Ingenieurgeologische Planungskarte der südlichen Elbmarschen von Glückstadt bis Wedel zeigt die Zunahme der Mächtigkeit der Weichschichten vom Geestrand zur Elbe. In Abb. 41 wird ein Ausschnitt dieser Karte in der Kremer Marsch westlich von Elmshorn zusammen mit den BBD-Scatterer dargestellt. Die größte Mächtigkeit der Weichschichten wird hier westlich von Kollmar mit über 25 m erreicht. Ein Zusammenhang zwischen den BBD-Bewegungsraten und der Mächtigkeit der Weichschichten lässt sich nicht herstellen, denn die räumliche Verteilung der Bewegungsraten ist sehr heterogen. Im Geestrand nahen Bereich sehr geringer Mächtigkeit treten oft auch höhere Setzungsraten (rote Punkte) auf. Nahe der Elbe, wo die Mächtigkeit der Weichschichten am größten ist, sind zahlreiche Scatterer vorhanden, die keine Bewegungsraten (grüne Punkte) anzeigen. Sehr gut visualisiert dies auch die Scatterer-Kette entlang der Bahntrasse im oberen Teil der Abbildung. In den drei farblich voneinander abgegrenzten Mächtigkeits-Bereichen sind keine wesentlichen Unterschiede in der Verteilung der Bewegungsraten zu verzeichnen. Erst auf der Geest wechselt das Bild von überwiegend rot auf mehrheitlich grün.

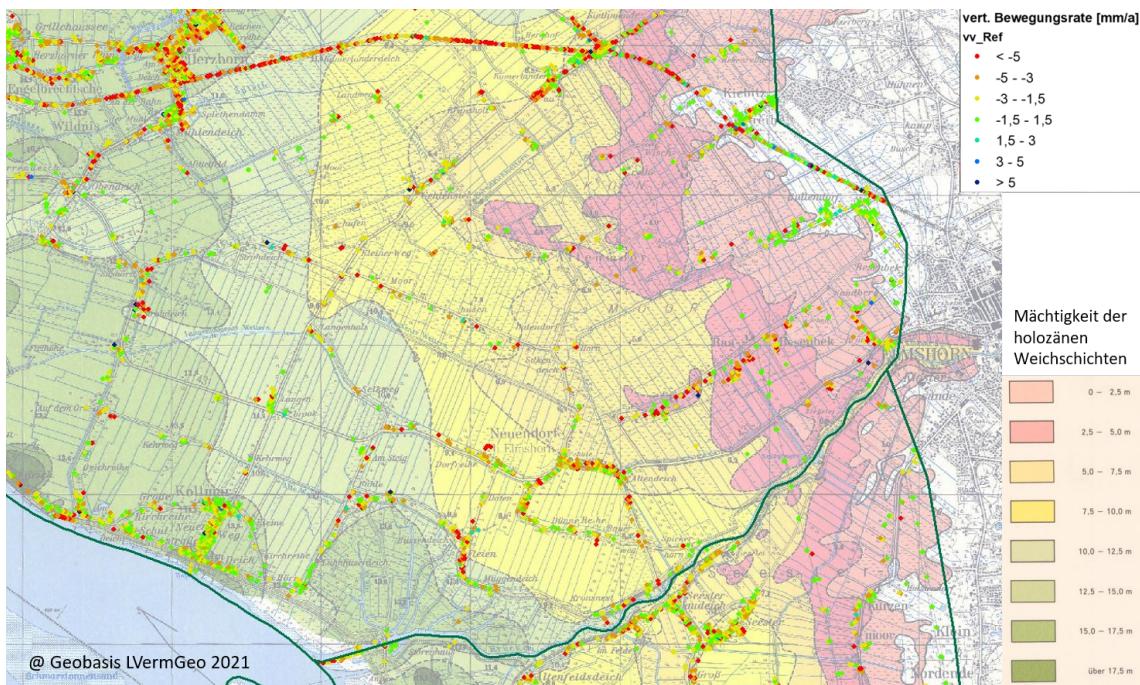


Abbildung 41: BBD-Scatterer über Mächtigkeit der holozänen Weichschichten

7.5 Ausgewählte lokale Beispiele

Im Bereich eines Solarparks in der Wilster Marsch indizieren die BBD-Daten deutliche Setzungen (Abb. 42a). Die Photovoltaikanlage wurde auf der abgedichteten, ehemaligen Hausmülldeponie Ecklak errichtet. Der Mittelwert der Bodenbewegungsrate der 55 Scatometer im Bereich des Solarparks beträgt -25,4 mm/a. Dieser liegt damit um einen Faktor Zehn über dem mittleren Setzungstrend der Wilster Marsch. Bodenbewegungsraten dieser Größenordnung werden von den BBD-Daten sehr gut erfasst. Die Daten korrelieren sogar recht gut mit der Höhe des Deponiehügels: die geringeren Setzungen (Minimum -10,1 mm/a) liegen am Rand der Deponie, während die höheren Setzungen (Maximum -57,9 mm/a) sich alle auf dem Deponiehügel befinden (Abb. 42b).

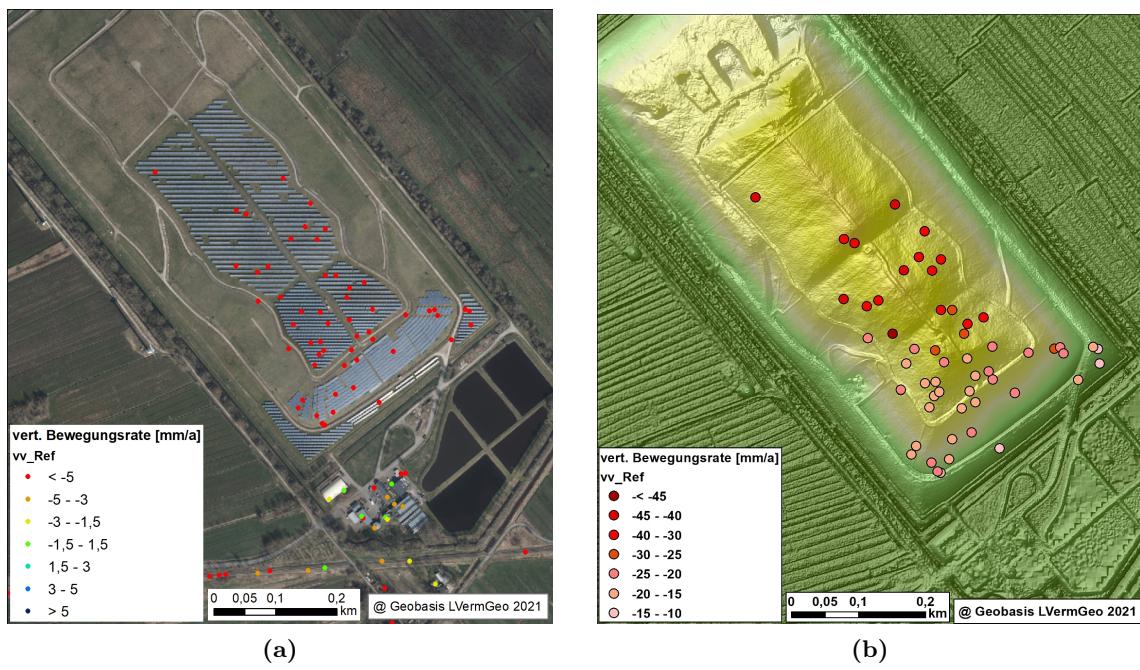


Abbildung 42: In den BBD-Daten sichtbare Setzung eines Solarparks

Die von 2007 bis 2015 im Zuge der BAB23 gebauten neuen Störbrücken zeigen in den BBD-Daten keine auffälligen Bewegungsraten (Abb. 43).

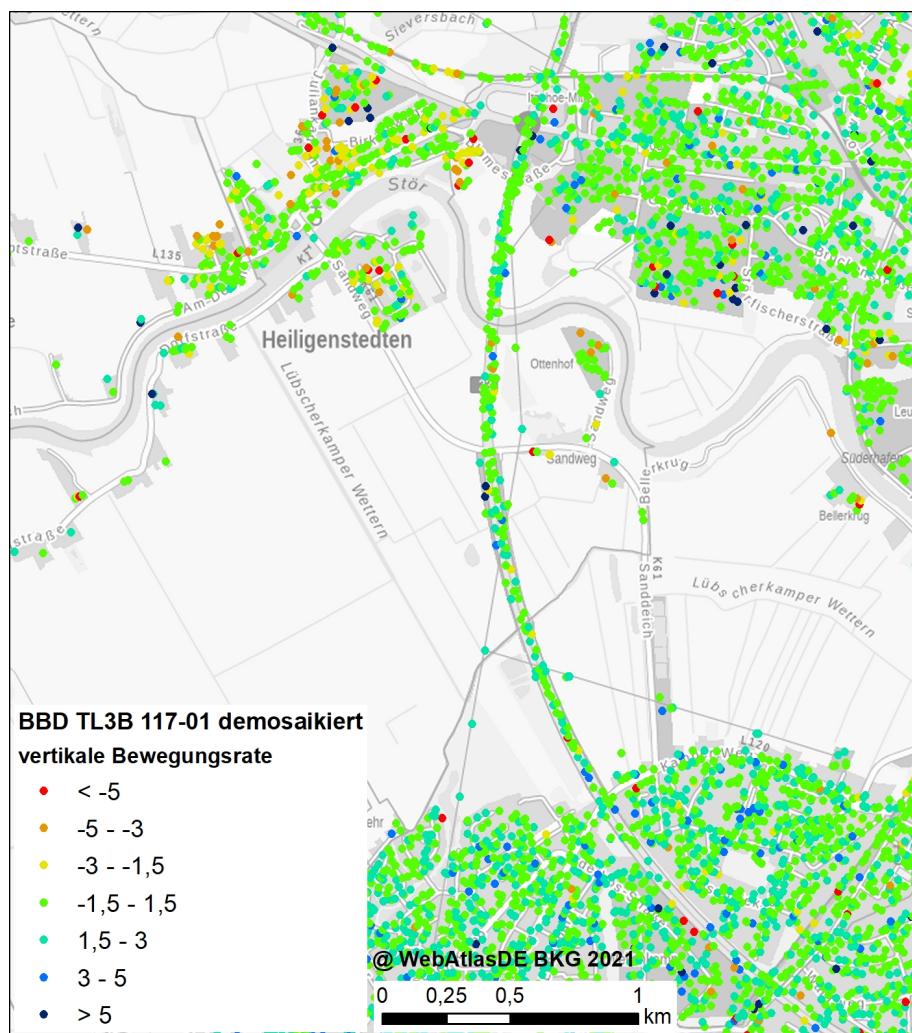


Abbildung 43: BBD-Daten entlang der Störbrücken

Am AKW Brunsbüttel und dem nördlich benachbarten Umspannwerk (Abb. 44) weisen die BBD-Daten eine große Scatterer-Dichte auf. Die Bewegungsraten in diesem Bereich sind jedoch sehr heterogen, so dass Rückschlüsse auf Bodenbewegungen hier nicht möglich sind. Am AKW Brokdorf (Abb. 45) hingegen sind im zentralen Bereich überwiegend bewegungsfreie Scatterer (grün) zu sehen, erst außerhalb des zentralen Bereichs tritt wieder die weit verbreitete höhere Streuung der Bewegungsraten auf. Somit kann hier abgeleitet werden, dass die Fläche des AKW Brokdorf frei von Setzungen zu sein scheint.

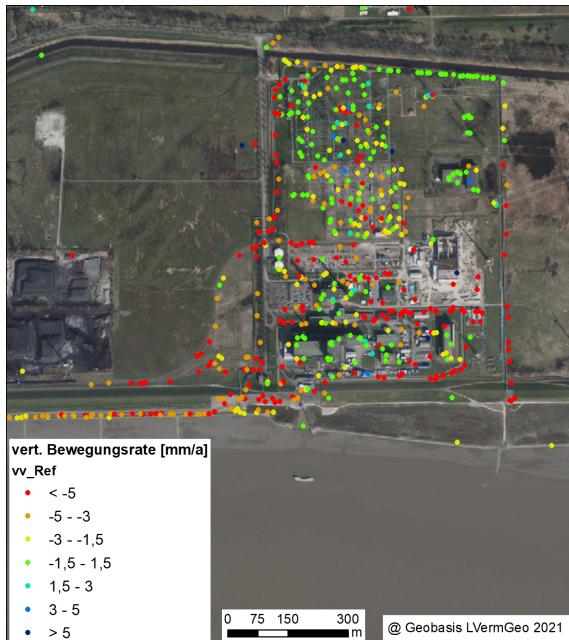


Abbildung 44: BBD-Daten am AKW Brunsbüttel



Abbildung 45: BBD-Daten am AKW Brokdorf

8 Zusammenfassung

Im Rahmen der Zusammenarbeit zwischen dem Geologischen Dienst SH (SGD) im Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (LLUR) und dem Institut für Geowissenschaften (IfG) der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel wurden auch im Jahr 2020 wichtige Fortschritte in der systematischen Überwachung der Seismizität in Schleswig-Holstein und im Verständnis über die Ursachen vergangener und aktueller seismische Ereignisse erzielt.

Das seismologische Stationsnetz konnte im Jahr 2020 um die beiden Standorte in Quickborn und Büsum erweitert werden. Vor allem die Station Quickborn zeichnet sich durch eine hervorragende Datenqualität aus und ist vergleichbar mit der Station Bad Segeberg im dortigen Kalkberg. Darüberhinaus konnten alle Stationen des Helgoland-Arrays mit Echtzeitdatenübertragung eingerichtet werden, so dass diese Daten auch zur Echtzeitauswertung verwendet werden können. In der Abdeckung seismologischer Stationen bestehen noch Lücken in Zentral-SH, sowie in Nordfriesland.

Im Rahmen der regelmäßigen und systematischen Datenauswertung werden nun auch Stationen in Belgien und Großbritannien verwendet, um den Bereich der Nordsee besser zu überwachen. Zum anderen können sieben Stationen aus Südschweden in der Auswertung verwendet werden, was die Überwachung des südwestlichen Ostseeraumes stärkt. Die Etablierung eines Alarmsystems für den internen Gebrauch ist ein wichtiger Baustein für eine schnelle Erfassung und manuelle Auswertung relevanter seismischer Ereignisse.

Im Jahr 2020 konnten keine der sonst üblichen Sprengungsergebnisse in der Eckernförder oder Hohwachter Bucht beobachtet werden. Tektonische Ereignisse mit Relevanz für SH sind zwei stärkere Erdbeben in der zentralen Nordsee (Magnitude 4.0) und vor der Küste Nordjütlands (DK, Magnitude 3.5). Darüberhinaus wurden sowohl Ereignisse aus Groningen (NL, Magnituden 2.5 und 2.8) und Niedersachsen (Magnitude 2.4) registriert, welche mit den dortigen Gasförderungen in Zusammenhang stehen, als auch Sprengungsergebnisse in der Ostsee vor Rostock (Magnituden 2.5) und bei Swinemünde (PL, Magnitude 3.0).

Wiederkehrende schwache Ereignisse im Bereich des Segeberger Kalkbergs, welche bereits in einer früheren Auswertung (Meier and Omlin [2016]) nachgewiesen wurden, zeigen eine hohe Ähnlichkeit der Wellenform zu dem Erdbeben vom Oktober 1997. Eine genauere Auswertung von zwei, im Frühsommer 2020 beobachteten Ereignissen erneuert die Frage nach der Ursache dieser Ereignisse. Anhand der Wellenform ist eine Zuordnung zu wiederkehrend auftretenden Verstürzen im Bereich der Höhle bisher nicht nachweisbar, weshalb weitere Untersuchungen, z.B. mit einer temporär erweiterten Instrumentierung im Kalkberg, zu empfehlen sind.

Die Überwachung schwacher seismischer Ereignisse in der Deutschen Bucht ist aufgrund der Unzugänglichkeit für dauerhafte seismische Installationen erschwert. Mit dem bereits im Jahr 2017 etablierten Helgoland-Array wurden erste Schritte in der Entwicklung eines Array-Detektors unternommen. Dieser ermöglicht es, ein relativ grosses, wenig bis gar nicht instrumentiertes Gebiet wie die Nordsee, besser zu überwachen und Ereignisse zu lokalisieren. Aufgrund der vorgestellten ersten Auswertungen von bekannten regionalen Ereignissen ist eine Implementierung eines solchen Systems in die Echtzeitüberwachung empfehlenswert. Mittelfristig ist eine Übertragung der Array-Analyse auf das lokale Bad Segeberg Netz vorstellbar, wodurch sich weitere Möglichkeiten der Überwachung der Seismizität in Schleswig-Holstein und Umgebung eröffnen würden.

Die satellitengestützten Radarinterferometrie-Daten weisen ein großes Potential für das Monitoring von Bodenbewegungen auf. Die in Schleswig-Holstein auftretenden Bodenbewegungsgraten natürlichen Ursprungs liegen jedoch im Bereich der Auflösungsgrenze der BBD Daten. Daher sind die Auswirkungen des gesamten BBD Bearbeitungsprozesses detailliert zu analysieren, um keine Processing-Artefakte in die Auswertungen zu integrieren. Durch die Rekonstruktion eines nutzbaren Ausgangsdatensatzes aus den bereitgestellten BBD Daten und die Anwendung geeigneter statistischer Verfahren konnten Setzungstrend für die Elbmarschen ermittelt werden.

Literatur

- P. Bormann. *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2), IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences.* IASPEI, GFZ Potsdam, 2 edition, 2012.
- EMSC. European-Mediterranean Seismological Centre, 2021. URL <https://www.emsc-csem.org>.
- GFZ Potsdam and Gempa GmbH. The SeisComP seismological software package, 2008. URL <http://www.seiscomp.de>. Helmholtz Centre Potsdam GFZ German Research Centre for Geosciences and gempa GmbH.
- T. Meier and A. Omlin. Bericht zur Forschungskooperation 2015: Ortungsgenauigkeit und Detektion von seismischen Ereignissen in Schleswig-Holstein und Umgebung. Technical report, CAU Kiel, 2016.
- T. Meier and A. Omlin. Bericht über die Kooperation 2016 zur Seismizität in Schleswig-Holstein. Technical report, CAU Kiel, 2017.
- C. Weidle, H. Sudhaus, T. Meier, and A. Omlin. Bericht zur Kooperation 2018 - Status der Erdbebenüberwachung für Schleswig-Holstein und Umgebung - erste Ergebnisse des seismischen Netzes bei Bad Segeberg. Technical report, CAU Kiel, 2019.
- C. Weidle, H. Sudhaus, T. Meier, and A. Omlin. Bericht zur Kooperation 2019 - Status der Erdbebenüberwachung und Auswertungen von Bodenbewegungsdaten für Schleswig-Holstein und Umgebung. Technical report, CAU Kiel, 2020.
- Wikipedia. Ausschließliche Wirtschaftszone, 2021. URL https://de.wikipedia.org/wiki/Ausschlie%C3%9Fliche_Wirtschaftszone.

Abbildungsverzeichnis

1	Übersicht seismischer Stationen in Norddeutschland. Permanentstationen (Dreiecke) in SH und MV werden vom IfG (grün) und der BGR und GEOPHON (GFZ Potsdam) (orange) betrieben, in SH immer in Kooperation mit dem IfG. Vier weitere Standorte (invertierte Dreiecke) sind in fortgeschrittenen Vorbereitung und sollen 2021 in Betrieb genommen werden. Lokale Netze des IfG (gelb) werden in Kooperation mit dem SGD (Bad Segeberg Netz) und der BGR (Helgoland) betrieben. Vom IfG durchgeführte Testmessungen zur Standorterkundung im Vorfeld der Etablierung der Stationen KUDEN, KHUS, BIRK in SH und Marlow und Peenemünde in MV sind ebenfalls eingezeichnet (graue Punkte).	3
2	Station QBN in Quickborn.	5
3	Zeitreihe der Spannung in mV an der Station Quickborn.	5
4	Anpassung der Nord- (N) und Ost-(E) komponente des Bohrlochseismometers an die NE-Komponenten des Oberflächenseismometers. (E. Wetzig, BGR)	6
5	Wellenformen an der Station QBN während der Installation am 21. Januar 2020. Die oberen drei Spuren zeigen das Bohrlochseismometer, die unteren drei das Oberflächenseismometer (jeweils Ost, Nord- und Vertikalkomponente, von oben nach unten, Daten ungefiltert). Die Maximalamplituden sind an der Oberfläche um einen Faktor 40 - 100 höher als im Bohrloch.	7
6	Wellenformen des Nordsee Bebens vom 22. Februar 2020 registriert in SH.	7
7	Vergleich von PPSD an QBN und BSEG.	8
8	Station Büsum (BUESM).	9
9	Verteilung aller in 2020 am Datenzentrum des IfG detektierten Ereignisse. Der überwiegende Anteil sind global verteilte Ereignisse mit Magnituden > 4.5, welche vollautomatisch vom System prozessiert wurden.	13
10	Stationskarte der in der automatischen Echtzeit-Überwachung verwendeten Stationen in SH und Umgebung.	14
11	Ereignisse um Schleswig-Holstein im Jahr 2020, Quelle: EMSC [2021]. Die Landesgrenzen von SH und MV (dunkelblau) sind ebenso dargestellt, wie die AWZ Grenzen in der Nord- und Ostsee (blau) nach Seerechtsübereinkommen der Vereinten Nationen (s. Wikipedia [2021]).	16
12	Übersichtskarte der in 2020 am IfG detektierten und manuell nachbearbeiteten Ereignisse in Schleswig-Holstein und Umgebung. Farblich markiert ist der vom Analysten bestimmte Quelltyp.	19

13	Wellenformsektion der Sprengung in Swinemünde am 13.10.2020 um 12:30 UTC. Rote Seismogramme sind Stationen in MV und SH. Bemerkenswert sind die impulsartigen Einsätze an den Stationen auf Helgoland (HLG*, Epizentraldistanz 3,8°) zur Zeit 12:31:15. Im Epizentralbereich von ca. 2,6° ist an den Stationen BLEU und DEL in Südschweden ein weiteres, schwaches Sprengungsereignis in einem schwedischen Steinbruch als Vorläufer zu den grössten Amplituden der Wellenform erkennen. Zum Zeitpunkt der Auswertung lagen noch keine Daten der Station Quickborn (QBN) vor.	20
14	Übersichtskarte des Segeberger Kalkberg. (Schautafel am Ausgang der Höhle (Foto: D. Schulte-Kortnack, 10. Juni 2020). Markiert sind die Position des Seismometers im Fliegengang (rot) und die ungefähre Lage der Verbrüche vom Mai und Juni 2020 im Südostgang.	23
15	Vergleich von Wellenformen der Ereignisse am 15. Mai (orange) und 23. Juni (grün) 2020 mit dem Ereignis vom 29. Oktober 1997 (blau). Die Wellenformen sind auf das Maximum normiert und untereinander (a) und übereinander (b) dargestellt. Die Legende in (a) gibt den Maximalausschlag in digitalen "counts"(cts) an.	24
16	Vergleich von Wellenformkomponenten der betrachteten Ereignisse. Bei (a) und (c) ist die Amplitude der Ostkomponente (HHE) invertiert, ein positiver Ausschlag ist also in Richtung West.	24
17	Polarisationsanalyse der betrachteten Ereignisse. Dargestellt sind, von oben nach unten, die Wellenformen der Vertikal-, Nord- und Ostkomponente und deren Einhüllende (rot). Die beiden unteren Paneele zeigen die Polarisationsparameter der Wellenform, wobei der Einfallswinkel von vertikal (0°) zu horizontal (90°) bedeutet.	26
18	Partikelbewegung der ersten beiden Phasen für die Ereignisse am 29. Oktober 1997 und 23. Juni 2020. Die N-E- (oben links), E-Z- (unten links) und N-Z-Ebenen (oben rechts) sind Projektionen der dreidimensionalen Partikelbewegung auf die Seitenflächen eines gedachten Würfels. Die Zeitinformation ist farbkodiert und in den Spuren (unten rechts) entsprechend dargestellt. Die grösste Phase ist die diskutierte S- bzw. Oberflächenwelle.	27
19	Karte des Helgoland Arrays (HELGA)	29
20	Detektierte Ereignisse im ersten Quartal 2019 vor und nach Einführung des Parameters "Maximale Ereignislänge".	30
21	Beispielereignis mit Ausgangspunkt am Hafen	31
22	Schematische Darstellung eines seismischen Arrays (Quelle: Bormann [2012])	32
23	Beispiel der Arrayanalyse für ein Sprengungsereignis in der Eckernförder Bucht.	33
24	24 Stunden Darstellung der kontinuierlichen Beampower am 15. Juni 2019. Rot markiert ist ein Peak zur Sprengung in der Eckernförder Bucht um 11:45 Uhr.	34

25	Ereignis bei Groningen am 08.01.2018	35
26	Backazimuth BAZ und Charakteristische Funktion des Backazimuth CBA	36
27	Sprengung nahe der Eckernförder Bucht vom 15.06.2019.	37
28	Lokalisierung des Groningenbebens mit Array-Analyse (Sternsymbol) im Vergleich zum Epizentrum laut EMSC Katalog (blaues Quadrat, EMSC [2021]). Die angegebene Fehlerellipse ist empirisch geschätzt.	38
29	Array Beobachtung des Bebens vom 22. Februar 2020 in der zentralen Nordsee.	40
30	Array Beobachtung der Sprengung vom 13. Oktober 2020 in Swinemünde (PL).	41
31	Lage und IDs der SAR-Datenstapel (ascending)	46
32	Mosaikierungsverzerrung im Stapel ASCE_117_01	47
33	ESA-Projekt TerraFirma (@ Prof. Dr. Bamler, DLR, 2014)	48
34	BBD online	48
35	Räumliche Gliederung der Elbmarschen	49
36	Scatterer im Südwesten von SH nach der Demosaikierung	50
37	Scatterer der 380 kV Stromleitungstrassen mit auffällig konstanter Bewegungsrate	51
38	Statistik der Scatterer der Stromleitungsmasten, oben: Gesamte Elbmarschen, unten: Wilster Marsch	52
39	Statistik der Scatterer in der Wilster Marsch ohne die Scatterer der Stromleitungsmasten (oben), die Statistik der Scatterer der Stromleitungsmasten ist lagerichtig darunter angeordnet	53
40	Bewegungsraten der BBD-Scatterer in den Elbmarschen nach Demosaikierung und lokaler Referenzierung	54
41	BBD-Scatterer über Mächtigkeit der holozänen Weichschichten	55
42	In den BBD-Daten sichtbare Setzung eines Solarparks	56
43	BBD-Daten entlang der Störbrücken	57
44	BBD-Daten am AKW Brunsbüttel	58
45	BBD-Daten am AKW Brokdorf	58

Tabellenverzeichnis

1	Signifikante Erdbeben im Jahr 2020 (EMSC)	15
2	Seismische Ereignisse in Schleswig-Holstein und Umgebung (IfG)	21
2	Seismische Ereignisse in Schleswig-Holstein und Umgebung (IfG)	22
3	Einstellungen des STA/LTA Detektors	30
4	Einstellungsparameter des Beamformingalgorithmus	34
5	Parameter des STA/LTA-Detektors auf den Spuren der Beampower und der charakteristischen Funktionen des Backazimuths (CBA) und der Slowness (CSL).	36
6	Aktivitäten des SGD zum BBD und AK6	43