



BASE – FORSCHUNGSBERICHTE ZUR
SICHERHEIT DER NUKLEAREN ENTSORGUNG

Evaluierung des Kenntnisstandes von aktiven Störungzonen in Deutschland (KaStör)

Vorhaben 4717F01301

AUFTRAGNEHMER:INNEN
PLEJADES GmbH, Freiberg
Beak Consultants GmbH, Freiberg

A. Brosig
B. Bräutigam
A. Barth
K. P. Stanek



Evaluierung des Kenntnisstandes von aktiven Störungszonen in Deutschland (KaStör)

Dieser Band enthält einen Ergebnisbericht eines vom Bundesamt für die Sicherheit der nuklearen Entsorgung in Auftrag gegebenen Untersuchungsvorhabens. Verantwortlich für den Inhalt sind allein die Autor:innen. Das BASE übernimmt keine Gewähr für die Richtigkeit, die Genauigkeit und Vollständigkeit der Angaben sowie die Beachtung privater Rechte Dritter. Der Auftraggeber behält sich alle Rechte vor. Insbesondere darf dieser Bericht nur mit seiner Zustimmung ganz oder teilweise vervielfältigt werden.

Der Bericht gibt die Auffassung und Meinung der Auftragnehmer:in wieder und muss nicht mit der des BASE übereinstimmen.

BASE-006/21

Bitte beziehen Sie sich beim Zitieren dieses Dokumentes immer auf folgende URN:
urn:nbn:de:0221-2020062322220

Berlin, Juni 2020

Impressum

**Bundesamt
für die Sicherheit
der nuklearen Entsorgung
(BASE)**

BASE – FORSCHUNGSBERICHTE ZUR
SICHERHEIT DER NUKLEAREN ENTSORGUNG

Auftragnehmer:innen
PLEJADES GmbH, Freiberg
Beak Consultants GmbH, Freiberg

A. Brosig
B. Bräutigam
A. Barth
K. P. Stanek

030 184321-0
www.base.bund.de

Stand: Juni 2020



Bundesamt
für die Sicherheit
der nuklearen Entsorgung

Evaluierung des Kenntnisstandes von aktiven Störungszonen in Deutschland (KaStör)

FKZ 4717F01301

Abschlussbericht



PLEJADES GmbH
Beethovenstr. 10A
D-09599 Freiberg
Fon 03731 / 79848-20
Fax 03731 / 79848-18
www.pleja.de
hello@pleja.de



Beak Consultants GmbH
Am St. Niclas Schacht 13
D-09599 Freiberg / Germany
Fon +49 (0) 3731 781350
Fax +49 (0) 3731 781352
www.beak.de
postmaster@beak.de

Projekt-Nr.: 20180033

Freiberg, den 21.02.2020



KaStör - Evaluierung des Kenntnisstandes von aktiven Störungszonen in Deutschland

FKZ 4717F01301

Andreas Brosig
Bernd Bräutigam
Andreas Barth
Klaus Peter Stanek

Februar 2020

Anmerkung:

Das diesem Bericht zugrunde liegende Ressortforschungsvorhaben (BMU) wurde mit Mitteln des Bundesamtes für die Sicherheit der nuklearen Entsorgung (BASE) unter dem Kennzeichen FKZ 4717F01301 durchgeführt.

Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt beim Auftragnehmer. Der Bericht gibt die Auffassung und Meinung des Auftragnehmers wieder und muss nicht mit der Meinung des Auftraggebers übereinstimmen.

Deskriptoren

Endlagerung hochradioaktiver Abfälle, Standortauswahlgesetz (StandAG), Standortauswahl,
Ausschlusskriterien, Methodik, Neotektonik

Inhaltsverzeichnis

Abkürzungen, Begriffserläuterungen	7
0 Zusammenfassung	10
Summary	12
1 Einleitung	14
1.1 Aufgabenstellung	14
1.2 Abgrenzung des Bearbeitungsumfangs.....	15
2 Weiterführende Erläuterungen zu Begriffen im StandAG	16
2.1 Tektonische Vorgänge und Strukturen	17
2.1.1 Brüche.....	17
2.1.2 Gesteinsversatz an Brüchen	17
2.1.3 Störungen und Störungszonen	19
2.2 Atektonische beziehungsweise aseismische Vorgänge und Strukturen	21
2.2.1 Halokinese	21
2.2.2 Subrosion.....	22
2.2.3 Glazigene Strukturbildung	22
2.2.4 Impakt	22
2.3 Begrifflichkeiten des Ausschlusskriteriums und potentielle Auslegungs- /Anwendungspielräume	22
2.4 Einflussgrößen für die Dimensionierung von störungsbeeinflussten Gebieten	24
3 Datenorganisation	25
3.1 Zu erfassende Grundparameter.....	25
3.2 Literaturrecherche und Erfassung	25
3.3 Fachdatenbank – Formular Struktur	29
3.4 Fachdatenbank – Formular Literatur	37
3.5 Fachdatenbank – Formular Wissensstand	39
4 Kenntnisstand zu aktiven und potentiell aktiven Störungen unter Berücksichtigung internationaler Erfahrungen	40
4.1 Definition des Begriffs „aktive Störung“ in der internationalen Literatur	40
4.2 Zeitliche Einordnung einer „aktiven Störung“ in der internationalen Literatur	41
4.3 Räumlicher Abstand einer „aktiven Störung“ zum potentiellen Endlagerbereich	43
4.4 Mögliche Reaktivierung von Störungen durch Eiszeiten	47
5 Methoden zur Erkundung von Störungen/Störungszonen und Untersuchung ihrer Aktivität	57
5.1 Methoden zur Lokalisierung von Störungen	59
5.1.1 Seismische Untersuchungen	59
5.1.2 Georadar	67
5.1.3 Geoelektrik.....	69
5.1.4 Transientenelektromagnetik	73
5.1.5 Wärmefluss	76
5.1.6 Fotolineationen	77
5.1.7 Geobiologische Methoden	80
5.2 Methoden zur Feststellung von geogenen Bewegungen jünger als 34 Ma.....	81
5.2.1 Bewegungsraten und zeitlicher Bewegungsablauf.....	81
5.2.2 Seismologie	84

5.2.3	Präzisionsnivellement	86
5.2.4	Satellitenpositionierungssysteme	94
5.2.5	Radarinterferometrie	98
5.2.6	Geomorphologie	103
5.2.7	Geomorphologische Auswertung von Gewässernetzen	108
5.2.8	Terrassenstratigraphie	111
5.2.9	Archäoseismologie	114
5.3	Methoden zum Nachweis von Aktivität	119
5.3.1	Direkte Verformungsmessung an Störungen	119
5.3.2	Paläoseismologie	122
5.3.3	Direkter Nachweis von Versätzen durch Kartierung	125
5.3.4	Speläotheme	129
5.3.5	Gangmineralisationen/Ganggesteine	130
5.4	Geochronologische Methoden	132
6	Unsicherheiten bei der Identifizierung aktiver Störungen/Störungszonen	136
6.1	Unsicherheiten bei der Bestimmung der Aktivität im Sinne des StandAG	137
6.2	Unsicherheiten bei der Identifizierung und Lokalisierung von Störungen	140
6.3	Möglichkeit der Anwendung von Gefährdungsanalysen auf aktive Störungen/Störungszonen	142
7	Identifizierung von Wissenslücken	144
7.1	Welche Fehlerquellen sind bei der Erhebung der Ausgangs-/ Rohdaten von aktiven Störungszonen zu betrachten?	144
7.2	Welche Fehlerquellen sind bei der Verwendung interpretierter Daten zu aktiven Störungszonen zu betrachten?	146
7.3	Mit welchen Methoden können die ermittelten Unsicherheiten bzw. Ungewissheiten ausgeräumt und zugehörige Wissenslücken geschlossen werden?	148
7.4	Welche internationalen Erfahrungen gibt es beim Umgang mit den ermittelten Fehlerquellen?	149
8	Schlussfolgerungen und Empfehlungen	150
8.1	Schlussfolgerungen	150
8.2	Empfehlungen	152
8.2.1	Weiterentwicklung geomorphologischer Auswertungen als Indikator für junge Bewegungen	152
8.2.2	Notwendigkeit der Erfassung des kompletten Störungsinventars	153
8.2.3	Modellierung des Effekts der Eiszeiten auf die mögliche Reaktivierung von Störungen im Rahmen der Sicherheitsuntersuchungen	154
8.2.4	Möglicher Erkundungsablauf im Hinblick auf das Ausschlusskriterium „aktive Störungszone“	155
8.2.5	Suche nach „kleinen störungsfreien Blöcken“	156
9	Quellenangaben	159

Abbildungen

Abbildung 1:	Modellhafte Darstellung des Bruchmusters an einer Einzelstörung. Der Grad der Gesteinszerlegung nimmt von der zentralen Störungsfläche nach außen hin allmählich ab. Da auch das ungestörte Nebengestein in der Regel geklüftet ist, geht die bruchhafte Beanspruchung mit zunehmender Entfernung nur bis zu diesem Hintergrundwert zurück [Kuschka, 1989].	20
Abbildung 2:	Darstellung der 16 geologischen Regionen, die der Erschließung der umfangreichen Literatur und später der systematischen Darstellung der Ergebnisse dienen.	28
Abbildung 3:	Die graphische Benutzeroberfläche der Fachdatenbank. Der Bezug zu den bibliographischen Einträgen in der eigenständigen Literaturdatenbank (erstellt in Zotero) wird durch automatisch vergebene ID für die bibliographischen Einträge hergestellt.	30
Abbildung 4:	Das Formular Struktur, in dem die Informationen zu den einzelnen Störungen/Störungszonen erfasst werden. Als Beispiel ist der Eintrag für die Lausitzer Überschiebung wiedergegeben.	32
Abbildung 5:	Das Formular Literatur, in dem die Informationen zur Qualität der verwendeten Quellen erfasst werden. Als Beispiel ist der Eintrag zum Artikel von Krentz & Stanek (2015) über die Lausitzer Überschiebung wiedergegeben.	38
Abbildung 6:	Merkmale und Gefahren eines Erdbebens mit Verwerfung, nach [Carpenter et al., 2014].	44
Abbildung 7:	Schematische Darstellung der Deformationszone (Kernzone (Core) und Übergangszone (Transition zone)) zum Nebengestein (Host rock) aus [Lampinen, 2007].	46
Abbildung 8:	Atmosphärische CO ₂ -Konzentration und globale Mitteltemperatur der letzten 400.000 Jahre, aus [Kropp, 2009].	49
Abbildung 9:	Bewegung des Gletschers im Gebiet der Saale-Vereisung (Drenthe-Warthe-Stadium) in den Niederlanden mit Darstellung der heutigen Hoch- und Tallagen nach [Bregmann & Smit, 2012]. Schwarze Pfeile zeigen Druck und Entlastung (d); die hellblauen Pfeile weisen auf die Blockbewegung im Basement hin. Blaue Pfeile zeigen den Aufstau bzw. das Fließen der Lockersedimente über dem Basement. Darstellung unmaßstäblich.	50
Abbildung 10:	Durch Eislast induzierte Tektonik, aus: [Sirocco et al., 2008] I a-c: Einfluss von Eislast/Entlastung auf eine (vorhandene) tektonische Störung: Aktivierung der Störung und Entlastung nach Rückzug des Gletschers; rote Pfeile: relative Krustenbewegung 2a-c: Einfluss von Eislast/Entlastung auf ein vorhandenes Grabensystem mit konjugierenden Störungen 3a-c: Wirkung von Eislast/Entlastung auf Scheitelstörungen eines Salzdiapirs. Rote Pfeile zeigen die Bewegungsrichtung des Diapirs (compaction = Kompaktion).	51
Abbildung 11:	Durch Eislast induzierte Tektonik, aus: [Al Hseinat & Hübscher, 2015] a: vorhandene (Tiefen-) Störung, b: Gletschervorstoß, Störungsaktivierung und Absenkung c: Hebung nach Rückzug des Gletschers	52
Abbildung 12:	Schnitt durch verschiedene Zechstein-Salzstrukturen (z) in SW-Mecklenburg, Auszug aus [Müller & Obst, 2008]	53
Abbildung 13:	Darstellung der Spannungsänderungen durch Aufwölbung aufgrund von Vergletscherung nach [Bracke et al., 2016].	54
Abbildung 14:	Bereich bis 300 km vor der Gletscherfront (größte Ausdehnung während des Quartärs) mit Angabe der Verbreitung bedeutender Salz-, Ton- und Granit-Formationen in Deutschland; ergänzt nach [Noseck & Brewitz, 2005]	56
Abbildung 15:	Darstellung einer 2D-Seismik aus Schiffsmessungen in der Eckernförder Bucht (Al Hseinat et al., 2016). Reflektoren, die mit geologischen	

	Grenzflächen identifizierbar sind, sind mit schwarzen Linien nachgezogen. Mit roten Linien sind Störungen dargestellt, die durch die Unterbrechung und den Versatz von Reflektoren erkannt wurden. Auf der Hochachse ist die Signallaufzeit (TWT) in Sekunden aufgetragen. Um ein Profil mit den tatsächlichen Tiefenlagen der Reflektoren zu erhalten, müsste noch die Tiefenmigration mit Hilfe eines Geschwindigkeitsmodells durchgeführt werden.	61
Abbildung 16:	Überblick über die in Deutschland vorhandenen seismischen Daten [BGR, 2014]. Während die erdöl- und erdgasführenden jungen Becken gut erkundet sind, gibt es nur wenige Daten aus den Mittelgebirgsregionen.	63
Abbildung 17:	Darstellung der tiefenmigrierten Reflektoren einer 3D-Seismik im Zürcher Weinland [Schnellmann, 2009]. Wie der Ausschnitt unten zeigt, sind Störungen nicht direkt sichtbar, sie müssen aus Versätzen der Reflektoren interpretiert werden. Nahe der Oberfläche sind Bereiche ohne Reflektoren zu erkennen. Dort konnte keine Auswertung vorgenommen werden, da die Überdeckung der Messbereiche der einzelnen Geophone nicht ausreichend war (da das Ziel eine Erkundung in größerer Tiefe war, wurden die Geophonabstände entsprechend groß gewählt).	65
Abbildung 18:	Zweidimensionaler Schnitt durch die 3D-Seismik Schneeberg im Kristallin (überwiegend Granit). Mangels Grenzflächen mit Impedanzkontrasten in diesem Gestein bietet sich hier nicht das Bild von an Störungen versetzten Reflektoren. Die wenigen vorhandenen Reflektoren werden als mineralisierte Störungszonen interpretiert, die einen Impedanzkontrast zum Granit ausweisen. Die Störung Roter Kamm, die mehrere hundert Meter Versatz, aber keinen Impedanzkontrast aufweist, ist dagegen kaum erkennbar (nur durch den Versatz am Reflektor C1).	66
Abbildung 19:	Beispiel einer Georadar-Messung mit zwei Frequenzen über einer Störungszone in den Sudeten [Štěpančíková et al., 2010]. Zu erkennen ist der reflektionsarme kristalline Untergrund und die Reflektoren in jungen Sedimenten.	68
Abbildung 20:	Darstellung der Sensitivitätsverteilung für verschiedene Messanordnungen in der Gleichstromgeoelektrik [Hemeda, 2013]. An den Sonden C1 und C2 liegt jeweils die Spannung an, an den Sonden P1 und P2 wird der Spannungsabfall gemessen. Rote und violette Farben zeigen Bereiche mit hoher Sensitivität.	71
Abbildung 21:	Beispiel einer Geoelektrik-Messung über einer Störungszone in den Sudeten [Štěpančíková et al., 2010]. Zu erkennen sind niedrige Widerstände im Bereich des störungsgebundenen Quellaustritts (spring area) und hohe Widerstände im vorgelagerten quartären Schuttfächer (Quaternary alluvial fan). Der Bereich mit niedrigen Widerständen (blau) wird als Zerrüttungszone interpretiert. Durch Anlage eines Grabens (trench) für paläoseismologische Untersuchungen kann die möglicherweise vorhandene Aktivität festgestellt werden.	73
Abbildung 22:	Übersicht einiger Messgebiete mit TEM-Daten in Norddeutschland (https://www.bgr.bund.de/DE/Themen/GG_Geophysik/Aerogeophysik/Bilder/Aer_Messgebiete_Norddeutschland_p.html?nn=1555670).	75
Abbildung 23:	(a) Idealisierte Darstellung der Krustendeformation während eines seismischen Zyklus unter Zugrundelegung eines elastischen Mediums. Die beiden Blöcke bewegen sich dabei entlang einer Blattverschiebung. (b) Darstellung der hypothetischen Lageänderung eines GPS-Punktes während eines Erdbebenzyklus; aus [Connor et al., 2009].	82
Abbildung 24:	Die mit dem Verformungsmessgerät TM71 gemessenen Bewegungen an einer Störung in der Západni-Höhle in unmittelbarer Nähe der Lausitzer Überschiebung bei Liberec, Tschechische Republik, zeigen erhöhte Aktivität der Störung in monatelangen Bewegungsphasen, die mit ein-bis	

	zweijährigen Phasen geringer Bewegung abwechseln [Briestensky et al., 2014].....	83
Abbildung 25:	Fehler der Positionsbestimmung von 11.926 Erdbeben-Hypozentren aus dem Katalog des Seismologie-Verbands zur Erdbebenbeobachtung in Mitteleuropa.....	86
Abbildung 26:	Prinzipskizze zum Präzisionsnivellement, siehe Erläuterungen im Text. aus [Fuhrmann, 2016].	87
Abbildung 27:	Darstellung der Nivellementlinien 1. Ordnung und der angeschlossenen GNSS-Stationen.	89
Abbildung 28:	Histogramm der Standardabweichung der Höhenänderungen von 1404 in der Karte Recent Vertical crustal movement M 1:2.500.000 verwendeten Messpunkten. Daten aus: https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.860351	92
Abbildung 29:	Relative Bewegung der SAPOS-Station Nördlingen in den letzten 10 Jahren. Dargestellt sind die Wochenlösungen der Bewegung in Ost-West-Richtung (grün), in Nord-Süd-Richtung (rot) und in der Höhe (blau). Deutlich erkennbar sind jahreszeitliche Schwankungen und die höhere Genauigkeit der horizontalen Bewegungsmessung verglichen mit der vertikalen Bewegungsmessung (https://sapos.bayern.de/samos.php).	98
Abbildung 30:	Prinzip der Radarinterferometrie: Die relative Höhe H_p des Punktes P_1 bezogen auf den Referenzpunkt P_0 kann bestimmt werden aus der komplexen Messung der Entfernungen R_1 , R_2 und R_2' sowie der Satellitenhöhe H_s . Im Beispiel sei bei der ersten Messung zum Zeitpunkt t_1 die Entfernung vom Satelliten zu P_0 und P_1 jeweils die Strecke R_1 . Bei der zweiten Messung zum Zeitpunkt t_2 befindet sich der Satellit an einer geringfügig anderen Position als zum Zeitpunkt t_1 . Der Abstand zwischen den Positionen ist die Baseline BL, die sich in eine parallele und eine senkrechte Komponente aufteilen lässt. Der Interferenzwinkel θ wird bestimmt aus der interferometrischen Phasenverschiebung. Eine Bewegung des Punktes P_1 relativ zum Punkt P_0 zwischen den Messungen zum Zeitpunkt t_1 und t_2 führt zu einer Änderung der Entfernung ΔR entlang der Sichtlinie zum Satelliten [Fuhrmann, 2016].	100
Abbildung 31:	Auswertemethodik des Drainagenetzes nach (Hartsch, 1989). a) Darstellung des Drainagesystems; b) systematisch orientierte Elemente des Drainagesystems; c) Ableitung von Lineationen.	109
Abbildung 32:	Einfluss der Störungsaktivitäten auf die Terrassenhöhen. Eine Korrelation von Terrassen basierend einzig auf Höhen (hier als Map interpretation bezeichnet) kann zu falschen Ergebnissen und Interpretationen führen [Houtgast et al. 2002].	112
Abbildung 33:	Längsprofil von den Flussterrassen im nördlichen Oberrheingraben, Main-Bingen-Graben und oberen Mittelrheintal. Die niedrigste und höchste morphologische Position jeder Terrassengruppe wird aufgezeichnet. Die Störungen, welche die Terrassen horizontal versetzen, sind mit senkrechten schwarzen Linien markiert [Peters und van Balen, 2007b].	114
Abbildung 34:	Verschiedene Arten von Rissen an den Wänden. (a) durchgehender Spalt, entstanden durch seismische Aktivität; (b) orthogonale Risse, diese können durch eine statische Belastung, aber auch durch seismische Schwingungen entstehen [Korjenkov and Kaiser, 2003].	116
Abbildung 35:	Abgesenkter und im Anschluss reparierter Schlüsselstein eines Bogens in der Verteidigungsmauer (Gibraltar-Straße, Südost-Spanien, aus [Rodríguez-Pascua et al., 2011]. Rechts eine Interpretationsskizze.	117
Abbildung 36	Eine umfassende Klassifizierung der archäologischen Erdbebeneffekte nach [Rodríguez-Pascua et al., 2009]. Basierend auf den primären und sekundären geologischen Auswirkungen von Erdbeben (nach ESI07	

	makroseismischer Skala, [Michetti et al. 2007]) und Bauschäden. Rote Pfeile zeigen die mögliche Orientierung der seismischen Welle an.....	117
Abbildung 37:	a) Aufbau der zweiteiligen Metallrahmen des TM71, b) die überlappenden gravierten Platten in beiden Rahmen, c) die in die Platten gravierte Spirale (schematisch, die reale Spirale hat viel engere Windungen), d) schematische Darstellung des Moirémusters bei Verschiebung, e) das installierte TM71 mit automatischer Ablesung, f) das Moirémuster, dessen geometrische Auswertung den Versatzbetrag ergibt [Klimeš et al., 2012].	120
Abbildung 38:	Ein angelegter Schurf im tektonisch aktiven Bereich [Štěpančíková et al. 2010].....	124
Abbildung 39:	Profil des in Abbildung 38 dargestellten Grabens. (a) Gesamtes Profil der Südwand; (b) Die zwei Abschnitte mit den geologischen Informationen. Durch die Analyse der Lagerungsverhältnisse können Rückschlüsse auf die tektonische Aktivität gezogen werden, z.B. stellt die Einheit D eine Spaltenfüllung in einer vermutlich im Zuge eines Erdbebens an der darunterliegenden Störung geöffneten Spalte dar [Štěpančíková et al. 2010].	125
Abbildung 40:	Phlogopit vom Eisenbühl, geätzt 10 min bei 25°C in 40%-iger Flußsäure, Alpha-Rückstoßspuren sichtbar in der Phasenkontrastmikroskopie [Wagner, 2002].	135
Abbildung 41	Abhängigkeit der Bruchlänge einer Störung im Gesteinsverband von der Magnitude (M) eines Erdbebens, aus [Wells & Coppersmith, 1994].....	138
Abbildung 42	Abhängigkeit des maximalen Versatzbetrags von der Bruchlänge einer Störung, aus [Wells & Coppersmith, 1994].	139
Abbildung 43	Lage der Bruchflächen in Bezug zur Störungsfläche einer tektonischen Störung, geändert und ergänzt nach [Uni München, 2018].	139
Abbildung 44	Einflussfaktoren für die Bestimmung der Mindestabstände von aktiven Störungen zum Endlagerbereich	141
Abbildung 45:	Ablaufschema für die Erkundung potentiell aktiver Störungen, geändert nach [Decker et al., 2017]	155
Abbildung 46:	Klassifizierung von Diskontinuitäten im Wirtgestein, [NAGRA, 2008]. Mögliche Endlagerbereiche (hier: Lagerstollen) werden jeweils in Blöcken innerhalb einer „Auslegungsbestimmenden Störungszone“ angegeben. Diese Blöcke entsprechen den empfohlenen „kleinen störungsfreien Blöcken“. Die darin vorhandenen oder vermuteten kleineren Störungszone werden zwar als sicherheitsrelevant betrachtet, jedoch nicht als auslegungsbestimmend.....	158

Tabellen

Tabelle 1:	Gliederung von Störungen nach ihrer Größe nach einem Vorschlag von [Kuschka, 1989].	19
Tabelle 2:	Schlagwortkatalog zur Erschließung der Quellen in der Literaturdatenbank (s.a. Kapitel 3.4). Begriffe in Klammern sind Oberbegriffe, die kein eigenes Schlagwort sind.	27
Tabelle 3:	Zeitraum, ab wann eine Störung als aktiv gilt, nach [Weatherill, 2017; Ishiwatari, 2015; Chapman, 2014; PAA, 2014; GeoMol Team (LfU), 2015; BAS, 2014, STUK, 2013; WSSPC, 2008; Gosatomnadzor, 2002; USGS Earthquake Glossary]	41
Tabelle 4:	Störungsklassifikation nach [Sözbilir et al., 2018]	43
Tabelle 5:	Kaltzeiten in Deutschland innerhalb der letzten 1 Million Jahre [Liedtke, 2003*; STD, 2016**, Bracke et al., 2016***].....	48

Tabelle 6:	Übersicht über SAR-Satellitenmissionen, deren Daten für die Radarinterferometrie geeignet sind, aus Fuhrmann 2016.....	101
Tabelle 7	Geomorphologische Indizes	105

Abkürzungen, Begriffserläuterungen

Begriff	Erläuterung
AG	Auftraggeber
Antikline	auch als Antiklinale oder geologischer Sattel bezeichnet; ist eine durch Faltung erzeugte Aufwölbung geschichteter Gesteine
AP	Arbeitspaket
ASTER	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i> (satellitengestützte radiometrische Messung und Bilddarstellung des elektromagnetischen Spektrums vom sichtbaren Licht bis ins thermische Infrarot)
BASE	Bundesamt für die Sicherheit der nuklearen Entsorgung
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BibTeX	Eigename eines Dateiformats zum Austausch bibliographischer Informationen
CSV	<i>comma-separated values</i> (Dateiformat)
DEM, DGM	<i>digital elevation model</i> , Digitales Geländemodell
DInSAR	Differential-Radarinterferometrie
Depression	Einsenkung an der Geländeoberfläche
Diffractionshyperbel	Bogenförmige Kurve in einem seismischen Profil, die durch Diffraction der seismischen Wellen an einen mehr oder weniger punktförmigen Störkörper im Scheitel dieser Kurve verursacht wird
EF	Einfallen in Grad
EoS	Newsletter of the American Geophysical Union (Fachzeitschrift)
GIS	Geografische Informationssysteme
GOK	Geländeoberkante
GÜK200	Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200.000 (s. Quellenangaben)
HAW	<i>high active waste</i> (hoch radioaktiver Abfall)

Begriff	Erläuterung
InSAR	<i>Synthetic Aperture Radar Interferometry</i> (Radarinterferometrie)
k	Keuper
KKW	Kernkraftwerk
LiDAR	<i>light detection and ranging</i> , laserbasierte Fernerkundungstechnik zur Erstellung hochauflösender, digitaler Landschafts- und Höhenmodelle
LV	Leistungsverzeichnis
m	Muschelkalk
Ma	Millionen Jahre
MFK	Miozäner Flözkomplex (in der Lausitz)
mm/a	Millimeter pro Jahr
Moho	Mohorovičić-Diskontinuität, Grenzfläche bzw. Grenzbereich zwischen Erdkruste und Erdmantel
MTP	mitteltertiäre <i>Peneplain</i> (Rumpffläche)
M_w	Momentenmagnitude
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i> ; Der NDVI basiert auf der Unterscheidung der spektralen Signaturen von unbewachsenen und mit grüner Vegetation bestandenen Flächen in Satellitenbildern in den Bereichen des sichtbaren Lichtes und des nahen Infrarotes
NE	Nord-Ost; nordöstlich
NW	Nord-West; nordwestlich
OK	Oberkante
ORG	Oberheingraben
Permittivität	Durchlässigkeit eines Materials für elektrische Felder
PIRT	Bewertung mittels Risikomatrix (<i>Phenomena Identification and Ranking Technique</i>)
post-permisch	die Zeit nach dem Perm, also jünger als ca. 251 Mio. Jahre
Prä-Rupel	Zeitraum vor Beginn des Rupeliums (untere Stufe des Oligozäns); Zeitraum für geologische Ereignisse, die älter sind als ca. 34 Mio. Jahre vor heute
PS	<i>Persistent Scatterer</i> , in der Radarinterferometrie ein Objekt mit zeitlich konstanter Rückstreucharakteristik

Begriff	Erläuterung
PSHA	Wahrscheinlichkeitsanalyse für eine seismische Gefährdung (<i>Probabilistic Seismic Hazard Analysis</i>)
RIS	<i>Research Information Systems</i> (Dateiformat)
Rupel	Der Begriff wird mit zwei Bedeutungen verwendet: 1.) Als Bezeichnung des geologischen Zeitalters, das den Zeitraum von 33,9 bis 27,82 Millionen Jahre vor heute umfasst. In dieser Bedeutung wird der Begriff im StandAG verwendet. 2.) Als Bezeichnung für Gesteine, die in diesem Zeitalter gebildet wurden, insbesondere für die in Norddeutschland verbreitete RupeltonFormation.
SAR	Synthetic Aperture Radar, ein bildgebendes Verfahren der Fernerkundung
SE	Süd-Ost; südöstlich
Seismizität	Häufigkeit und Stärke der Erdbeben eines Gebietes
sm	Mittlerer Buntsandstein
so	Oberer Buntsandstein
SRTM	3D-Abbildung der Erdoberfläche mittels Radar-Interferometrie (<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>)
StandAG	Gesetz zur Suche und Auswahl eines Standortes für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle
su	Unterer Buntsandstein
Subsidenz	Absinken der Geländeoberfläche
Suprasalinar	Gesteinspaket oberhalb einer Salzschiefer
SW	Süd-West; südwestlich
TWT	<i>Two Way Travel Time</i> , Signallaufzeit in der Seismik
UK	Unterkante
VLBI	Langbasisinterferometrie (<i>Very long baseline interferometry</i>)
WMS	<i>Web Map Service</i> (ein Webdienst zur Darstellung von GIS-Daten im Internet)
W&T	Wissenschaft und Technik

0 Zusammenfassung

Mit dem vorliegenden Bericht zum Forschungsvorhaben „Evaluierung des Kenntnisstandes von aktiven Störungszonen in Deutschland“ (KaStör) wird ein Überblick zu aktiven Störungen und Störungszonen für das gesamte Bundesgebiet vorgelegt. Alle Angaben wurden, entsprechend der Aufgabenstellung, nur in Medien recherchiert, welche online frei verfügbar sind. Die Ergebnisse sind in einer Fachdatenbank erfasst, welche neben den Angaben zu den Störungen/Störungszonen auch eine Literaturdatenbank enthält. Insgesamt wurden in der Fachdatenbank 663 Störungen/Störungszonen mit Informationen zu deren Aktivität recherchiert. Die Literaturdatenbank umfasst 850 Einträge. Hinweise zu Aufbau und Nutzung der Datenbank werden in Kapitel 3 des vorliegenden Berichts gegeben. In Kapitel 2 werden einige wichtige Fachbegriffe aus der Definition des Ausschlusskriteriums in § 22 Abs. 2 Nr. 2 des Gesetzes zur Suche und Auswahl eines Standortes für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle (StandAG) erläutert und hinsichtlich möglicher Auslegungsspielräume untersucht.

Die Recherche ergab, dass auch außerhalb seismisch aktiver Gebiete aktive Störungszonen sehr ungleichmäßig in Deutschland verteilt sind. Zum Teil ist dies auf geologisch-tektonische Randbedingungen zurückzuführen. Einerseits weisen unterschiedliche Krustenblöcke im Verlauf ihrer geologischen Entwicklung verschiedene tektonische Beanspruchungen auf, andererseits erschweren oberflächlich oder oberflächennah anstehende Sedimentschichten generell das Erkennen von tektonischen Störungen.

Von wesentlicher Bedeutung ist jedoch der ungleichmäßige Erkundungsgrad. In Gebieten, wo Rohstoffgewinnung und Baugrunderkundung keine umfassende Kenntnis der geologischen Lagerungsverhältnisse erforderten oder tieferliegende Störungen sowie das tieferliegende Wirtsgestein generell ohne Einfluss auf Rohstoffgewinnung und Infrastrukturplanung waren, finden sich auch nur wenige Angaben zu aktiven Störungen/Störungszonen. In Kapitel 7 des vorliegenden Berichts werden Wissenslücken im Zusammenhang mit dem Erkennen aktiver Störungen/Störungszonen und der Charakterisierung von Störungseigenschaften diskutiert und Hinweise zur Anwendung geeigneter Untersuchungsmethoden gegeben.

Die Methoden zur Ermittlung aktiver Störungszonen werden in Kapitel 5 vorgestellt und hinsichtlich ihrer Eignung in konkreten geologischen Lagerungsverhältnissen und Landschaftsmorphologien bewertet. Dafür wurde auch umfassend internationale Literatur ausgewertet, welche ebenfalls in der Literaturdatenbank erfasst ist. Generell kann unterschieden werden zwischen Methoden, welche geeignet sind Störungen (tektonisch, atektonisch) im Untergrund zu lokalisieren und Methoden, durch welche der Nachweis der Aktivität direkt oder indirekt erbracht werden kann. Bei letzteren wiederum kann zwischen Methoden unterschieden werden, bei welchen der Nachweis durch Begehung oder Untersuchung vor

Ort erbracht werden kann und Methoden, welche einen Nachweis erst nach Auswertung längerer Messzeiträume gestatten (z.B. Präzisionsnivelements). Im Ergebnis ist festzustellen, dass meist mehrere verschiedene Erkundungsmethoden anzuwenden sind und aus wirtschaftlichen Gründen keine flächendeckende Anwendung aller Methoden möglich ist.

Untersuchungen der letzten Jahre zeigen, dass im Hinblick auf die Anwendung des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszonen“ auch alt angelegte (> 34 Mio. Jahre) und bisher als rezent inaktiv angesehene Störungen zusätzlich betrachtet werden müssen. Nach heutigem Stand von W&T (vgl. Kapitel 4.4) wird angenommen, dass während der letzten Eiszeiten durch die Eisauflast der Gletscher eine Reaktivierung alter Störungen erfolgte, was sowohl für an der Oberfläche ausstreichende Störungen als auch für tiefere, unter Sedimentbedeckung ausstreichende verdeckte Störungen nachgewiesen werden konnte. Da die Störungsreaktivierung durch Eisauflast für viele ältere Störungen, sowohl für Norddeutschland, den Alpenraum als auch für Kristallinbereiche der Mittelgebirge nachweisbar ist, sollte nach Auffassung der Autoren im Rahmen der Anwendung des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszonen“ neben der Erfassung nachgewiesenermaßen aktiver Störungszonen auch eine Erfassung aller nachweisbaren Störungen/Störungszonen erfolgen. Wegen der teilweise kontrovers geführten Diskussion in der aktuellen Fachliteratur zum Umfang der Störungsaktivierung wird in den Empfehlungen (Kapitel 8.2) auf die Notwendigkeit weiterer diesbezüglicher Untersuchungen hingewiesen.

Neben der Erfassung aktiver Störungszonen erfolgte auch eine Recherche in der verfügbaren internationalen Literatur zum Umgang mit aktiven Störungen/Störungszonen (Kapitel 4 und Kapitel 6) im europäischen und internationalen Maßstab. Es wird aufgezeigt, dass sowohl der Begriff der Aktivität als auch relevante Sicherheitsabstände zwischen dem Endlagerbereich und aktiven Störungszonen in anderen Ländern anders definiert werden. Daraus abgeleitete Empfehlungen sind ebenfalls im Kapitel 8.2 enthalten. Eine wichtige Empfehlung sehen die Autoren in der Anwendung der Suche nach vergleichsweise kleinen störungsfreien Blöcken (Kapitel 8.2.5) in einem tektonischen Umfeld, welches geeignet ist, wechselnde Spannungsfelder aufzunehmen und in die Umgebung abzuleiten.

Summary

This report on the research project “Evaluation of the state of knowledge concerning active fault zones in Germany” (KaStör) presents an overview of active fault zones in the territory of the Federal Republic of Germany. According to the defined scope of the project, all information was collected from freely accessible online sources. The results are consolidated in a database which contains bibliographic information in addition to the data on the fault zones. In total, 663 faults and fault zones with information concerning tectonic activity were recorded in the database. The literature database contains 850 entries. The structure and use of the database is detailed in chapter 3. In chapter 2 some important technical terms from the definition of the exclusion criterium in §22 Section 2 No.2 of the Site Selection Act (StandAG) are clarified and examined concerning their possible scope of interpretation.

The research showed a very irregular distribution of active fault zones outside of seismically active areas in Germany. This is partially caused by geologic and tectonic constraints. On the one hand different crustal blocks experienced different tectonic strain during their geologic evolution, on the other hand the recognition of faults may be impeded by surficial unfaulted sediments.

The uneven degree of geologic exploration is also important. In areas where raw material production or geologic reconnaissance does not require information about the geologic structure, data on active faults is scarce. The same applies to areas where the covered host rock or covered faults are of no relevance for raw material production or the planning of infrastructure projects. Knowledge gaps concerning the recognition of active fault zones and the characterization of their properties are discussed in chapter 7. Recommendations for appropriate research methods are presented.

Chapter 5 presents methods for the detection of active fault zones and evaluates them for their applicability in different geologic contexts and landscape morphologies. This is based on a comprehensive review of recent international literature which is recorded in the bibliographic database. In general, there are methods which allow for the localization of tectonic and atectonic faults in the subsurface, and methods which allow for the direct or indirect detection of activity. In the second category, one can differentiate between methods where the detection of activity is effected by in situ investigation and methods where the detection of activity results from the analysis of longer time series data (e.g. precision levelling). In summary, it can be stated that in most cases a combination of methods will be required and that not all methods can be used on the whole area for economic reasons.

Recent research shows that for the application of the “active faults zones” exclusion criterium old faults (older than 34 Ma), which so far have been considered inactive, should also be taken into consideration. Based on the state-of-the-art of science and technology it is assumed that during the last ice ages old faults were reactivated by the ice overburden. This has been demonstrated for outcropping faults as well as for deep faults covered by sediments (cf. chapter 4.4). Considering that the reactivation of some old faults by ice overburden is verified for North Germany, for the Alpine area and the low mountain ranges, all detectable faults/fault zones should, in the opinion of the authors, be recorded in the course of the application of the “active fault zone” exclusion criterium. Due to the partially controversial discussion in the recent literature regarding the scope of fault reactivation the recommendations (chapter 8.2) emphasize the necessity of further research on this topic.

In addition to the collection of information concerning active fault zones a review of the available international literature concerning the handling of active faults and fault zones in Europe and elsewhere was conducted (cf. chapters 4 and 6). It is shown that the definition of fault activity and the safety distance between the repository and active faults zones is handled differently in different countries. Based on this review, some recommendations are given in chapter 8.2. In the opinion of the writers, an important recommendation is the search for relatively small fault-bounded blocks (chapter 8.2.5) in a tectonic setting that is capable of absorbing and deflecting changes in the regional stress field.

1 Einleitung

1.1 Aufgabenstellung

Für das schrittweise vorzunehmende, gesetzlich vorgeschriebene Standortauswahlverfahren (StandAV) für ein Endlager hochradioaktiver Abfälle werden bereits in der ersten Phase des StandAV umfassende Kenntnisse zur Anwendung von Ausschlusskriterien benötigt. Liegen diese Kenntnisse für einige Regionen noch nicht ausreichend vor, so bleiben diese zunächst im Standortauswahlverfahren. Das Gesetz zur Suche und Auswahl eines Standortes für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle (Standortauswahlgesetz - StandAG) legt in § 22 die sechs Ausschlusskriterien fest:

1. großräumige Vertikalbewegungen,
2. aktive Störungszonen,
3. Einflüsse aus gegenwärtiger oder früherer bergbaulicher Tätigkeit,
4. seismische Aktivität,
5. vulkanische Aktivität,
6. Grundwasseralter.

Gegenstand des Forschungsvorhabens „Evaluierung des Kenntnisstandes von aktiven Störungszonen in Deutschland“ (KaStör) ist die Erfassung und Darstellung des Kenntnisstandes von Wissenschaft und Technik (W&T) zum Ausschlusskriterium „aktive Störungszonen“ (§ 22 Abs. 2 Nr. 2 StandAG). Bisher stehen nur regional/lokal begrenzte Datenquellen zur Identifizierung von Störungszonen gemäß § 22 StandAG zur Verfügung. Deshalb muss der diesbezügliche Kenntnisstand für das gesamte Bundesgebiet Deutschland erfasst und (u.a. nach Qualität der Angaben, Vollständigkeit, fachliche Unsicherheiten) bewertet werden. Für Gebiete ohne hinreichende Informationen sind geeignete Erkundungs- sowie Ermittlungsmethoden aufzuzeigen und Forschungsbedarf ist jeweils abzuleiten.

Da nicht nur Störungszonen, sondern auch Störungen als „aktiv“ i.S. § 22 StandAG zu definieren sind, wird nachfolgend auch immer von Störungen/Störungszonen gesprochen.

Für die in Deutschland bekannten aktiven Störungen/Störungszonen sind deren Charakteristika, Grundparameter und Erkundungs- sowie Ermittlungsmethoden darzustellen. Als anzuwendende Methode zur Evaluierung des Kenntnisstandes von W&T wurde die Online-Recherche öffentlich zugänglicher Quellen laut Aufgabenstellung gewählt, analoge und unveröffentlichte Quellen wurden daher nur teilweise erfasst, es besteht kein Anspruch auf Vollständigkeit. Es wurden folgende Arbeitspakete im Vorhaben bearbeitet:

- AP1: Evaluierung (Recherche und Dokumentation) des Kenntnisstandes zu aktiven Störungszonen in Deutschland und der Aufbau einer diesbezüglichen Literaturliteraturdatenbank,
- AP2: Erfassung und Beschreibung von Methoden für die Identifizierung von aktiven Störungszonen und
- AP3: die Identifizierung von Wissenslücken unter Heranziehung von internationalen Erfahrungen und eine abschließende Gesamtdarstellung in Bericht und Datenbank.

1.2 Abgrenzung des Bearbeitungsumfangs

Die Evaluierung des Kenntnisstandes von aktiven Störungen/Störungszonen in Deutschland beschränkt sich auf öffentlich zugängliche Quellen, welche Onlineangebote sowie Quellen, die über eine Fachbibliothek beschafft werden können, umfassen. Nicht betrachtet werden Archivbestände (z.B. analoge Kartenwerke der geologischen Landesämter), auch wenn diese für den öffentlichen Besucherverkehr zugänglich sind. Als Basis der Bewertung von digitalen Geofachdaten mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems (GIS) wurde die Geologische Übersichtskarte M 1:200.000 gewählt, da diese das detaillierteste geologische Kartenwerk ist, welches flächendeckend nach einheitlichen Standards bearbeitet und zudem digital (im Shape-Format) öffentlich verfügbar vorliegt.

Im Rahmen des vorliegenden Forschungsvorhabens wurden aktive Störungen /Störungszonen auch für Gebiete erfasst, für die sicher oder mit hoher Sicherheit die weiteren Ausschlusskriterien, siehe Kapitel 1.1, angenommen werden können. Die Evaluierung umfasst dabei auch Gebiete, welche sich außerhalb der Grenzen der Bundesrepublik Deutschland befinden. Die Erfassung aktiver Störungen/Störungszonen in Grenzgebieten war immer dann erforderlich, wenn erst dadurch der Störungsverlauf oder die Lageparameter der grenzübergreifenden Störungen mit hinreichender Sicherheit und/oder Genauigkeit nachvollzogen werden konnten.

Zur Vermeidung von fachlichen Überschneidungen erfolgte auch eine Abgrenzung des Bearbeitungsumfangs zu zwei weiteren Forschungsvorhaben. Es handelt sich um:

- Das Vorhaben „Messmethoden für übertägige Erkundungsprogramme gemäß StandAG“ (MessEr) und
- Das Vorhaben „Untersuchung zu übertägigen Erkundungsprogrammen für hydrologische, hydrogeologische und hydrogeochemische Fragestellungen im Standortauswahlverfahren“ (übErStand).

Diese Forschungsvorhaben ermitteln den Stand von W&T bezüglich der einsetzbaren Messmethoden für übertägige Erkundungen und erarbeiten darauf aufbauend einen Orientierungsrahmen, welcher die Bewertung konkreter Erkundungsprogramme unterstützen soll. Im Vorhaben übErStand (Bericht noch in Bearbeitung) stehen die Messmethoden für die hydrologischen, hydrogeologischen und hydrogeochemischen Fragestellungen im Vordergrund, hier sind keine Überschneidungen zu erwarten. Das Vorhaben MessEr (Bericht noch in Bearbeitung) betrachtet allgemein Messmethoden für übertägige Erkundungsprogramme, sodass es hier zu Überschneidungen kommen kann. Diese werden minimiert, indem im Vorhaben KaStör nur solche Messmethoden behandelt werden, die für die Bewertung aktiver Störungen relevant sind. Ferner wird nur ihre Anwendbarkeit für diesen konkreten Fall dargestellt, auf ggf. vorhandene weitere Einsatzbereiche der jeweiligen Messmethoden wird nicht eingegangen.

2 Weiterführende Erläuterungen zu Begriffen im StandAG

Das Ausschlusskriterium „aktive Störungszonen“ wird in § 22 (2) StandAG wie folgt definiert:

in den Gebirgsbereichen, die als Endlagerbereich in Betracht kommen, einschließlich eines abdeckenden Sicherheitsabstands, sind geologisch aktive Störungszonen vorhanden, die das Endlagersystem und seine Barrieren beeinträchtigen können;

Unter einer „aktiven Störungzone“ werden Brüche in den Gesteinsschichten der oberen Erdkruste wie Verwerfungen mit deutlichem Gesteinsversatz sowie ausgedehnte Zerrüttungszonen mit tektonischer Entstehung, an denen nachweislich oder mit großer Wahrscheinlichkeit im Zeitraum Rupel bis heute, also innerhalb der letzten 34 Millionen Jahre, Bewegungen stattgefunden haben [, verstanden]. Atektonische beziehungsweise aseismische Vorgänge, also Vorgänge, die nicht aus tektonischen Abläufen abgeleitet werden können oder nicht auf seismische Aktivitäten zurückzuführen sind und die zu ähnlichen Konsequenzen für die Sicherheit eines Endlagers wie tektonische Störungen führen können, sind wie diese zu behandeln.

Der Gebirgsbereich, der als Endlagerbereich in Betracht kommt (einschlusswirksamer Gebirgsbereich), muss nach § 23 (3) StandAG mindestens 300 m unter der Geländeoberkante liegen.

2.1 Tektonische Vorgänge und Strukturen

Tektonische Strukturen entstehen durch Bewegungen der Erdkruste, welche zu einer Deformation der Gesteine, die die Erdkruste aufbauen, führen. Dabei können spröde (z.B. Brüche) und duktile (z.B. Faltung) Deformationen auftreten. Die spröde Deformation führt zur Bildung von Grenzflächen im Gesteinsverband, an denen sich Gesteinspakete gegeneinander verschieben können. Die Ausbildung dieser Grenzflächen wird im Folgenden kurz beschrieben

2.1.1 Brüche

Brüche sind Ebenen im Gestein, entlang derer ein Kohäsionsverlust stattgefunden hat, wobei ein idealer Bruch aus zwei sich gegenüberliegenden, mehr oder weniger ebenen Flächen besteht. Die Flächen können sich berühren oder eine Öffnung aufweisen. Nach Bruchausbreitung werden Zug-/Extensionsbruch, Scherbruch und Dehnungsbruch unterschieden.

Da durch die Bruchbildung ein dauerhafter Kohäsionsverlust eingetreten ist, kann die Bruchfläche bei erneuter Belastung reaktiviert werden und sich weiter ausdehnen.

Ein Bruch, an dem keine Verschiebungskomponente parallel zur Ebene der Diskontinuität besteht, wird Kluft genannt. Klüfte können nur Risse im Gesteinsverband darstellen, d.h. die Gesteinsflächen haben ihre Kohäsion verloren, berühren sich aber, oder die gebrochenen Gesteinsflächen weisen eine geringe Trennung auf. Es handelt sich bei Klüften um Dehnungsbrüche, welche keinen Versatz aufweisen. Klüfte, die im Umfeld von Verwerfungen auftreten, können älter als die Verwerfungen sein. Sie müssen deshalb nicht unbedingt eine genetische Beziehung zu den Verwerfungen haben.

2.1.2 Gesteinsversatz an Brüchen

Eine Verwerfung bzw. Störung ist ein Bruch zwischen zwei Gesteinsblöcken, entlang dessen die beiden Blöcke in einer bestimmten Richtung parallel zur Bruchfläche aneinander vorbeigeschoben wurden. Entsprechend der Kinematik werden 3 Haupttypen von Verwerfungen unterschieden: Abschiebung, Aufschiebung und Blattverschiebung. Die Versatzbeträge an Verwerfungen können von wenigen Zentimetern bis zu einigen Kilometern reichen.

Nach Abschluss der Bewegung kann eine Störung durch jüngere Gesteine überdeckt werden und dadurch an der Oberfläche nicht ohne weiteres erkennbar sein. Ebenso kann eine Störung bei erneuter Belastung reaktiviert werden, wodurch ein weiterer Versatz an der alten Bruchfläche auftritt und mittlerweile abgelagerte jüngere Gesteine durch Ausdehnung der

Bruchfläche ebenfalls gestört und versetzt werden. Wenn zusätzlich Gesteinsschichten auftreten, die auf geologische Beanspruchung mit plastischer Deformation reagieren (vor allem Salzgesteine) kann es auch zu einer Entkopplung der alten und der neuangelegten Bruchfläche unter bzw. über dem Salzgestein kommen.

Innerhalb des Nachweiszeitraums können in Deutschland überblicksmäßig folgende Phasen der Bruchbildung beziehungsweise der Reaktivierung älterer Brüche mit weiterem Gesteinsversatz unterschieden werden:

1. Stapelung der alpinen Decken, welche bei der Kollision im Tertiär auf den Südrand des europäischen Kontinents geschoben wurden. Nur ihre vorderste Front liegt im äußersten Süden Deutschlands. Unter ihrer Auflast senkte sich am Nordrand der Alpen die Kruste ab dem mittleren Tertiär ab, und das dabei entstehende Molassebecken nahm den Abtragungsschutt des im Süden aufsteigenden Gebirges auf. Die Mächtigkeit der Sedimentserien nimmt von Norden nach Süden zu und erreicht über 4 km. Am Alpenrand wurden die Sedimente der Molasse im späten Tertiär durch die fortschreitende Kollision zusammengestaucht und von den alpinen Decken um viele Kilometer überfahren,
2. Ausbildung tertiärer Gräben zeitgleich mit der Kollision in den Alpen. Sie sind Ausdruck einer horizontalen Dehnung der Kruste und durch steile Abschiebungen begrenzt, die zum Teil auch heute aktiv sind. Dies gilt insbesondere für die Niederrheinische Bucht und den Oberrheingraben, in dem die Mächtigkeit der tertiären Sedimente bis zu über 3 km beträgt. Um diesen Betrag hat sich die Grabensohle eingesenkt, während sich die Flanken in Schwarzwald und Vogesen um mehr als 1 km gehoben haben,
3. Hebung weiter Teile von Mitteleuropa im jungen Tertiär (Miozän) und im Quartär z.T. an reaktivierten alten Störungen um bis zu einige hundert Meter, so das Rheinische Schiefergebirge, der Harz und das Erzgebirge. In den herausgehobenen Gebieten ist das mesozoische Deckgebirge zum großen Teil abgetragen, und das Grundgebirge oder die darauf liegende Füllung der spätvariszischen Senken und Gräben sind freigelegt. Diese Hebung ist in vielen Bereichen mit der Entstehung von Vulkan-Feldern verbunden [Walter 2007].

Bei mehrphasigen Bruchsystemen mit wechselnder Bewegungsrichtung (Inversionstektonik) kann der heute sichtbare Versatz einer Störung deutlich geringer sein als der ursprüngliche Versatzbetrag. Dieser heute vorhandene Versatz kann bei weitgehendem Versatzausgleich unter Umständen zu gering sein, um mit den verfügbaren Nachweismethoden erfasst zu

werden. Die Störung/Störungszone würde dann nicht im Sinne des StandAG aktiv sein, obwohl im Nachweiszeitraum deutliche Bewegungen stattgefunden haben können.

2.1.3 Störungen und Störungszonen

Störungen treten in allen Größenordnungen von mikroskopisch bis länderübergreifend auf. Mit den Methoden der geologischen Kartierung und anderer großflächig anwendbarer Erkundungsmethoden sind zunächst Störungen im Bereich von Kilometern bis hunderte Kilometern Länge erfassbar. Häufig werden die kartierbaren Störungen in lokale und regionale Störungen untergliedert, wobei diese z.T. sehr unterschiedlich vorgenommen wird. Ein detaillierter Gliederungsvorschlag von [Kuschka, 1989] sieht ausschnittsweise folgende Unterteilung vor:

Tabelle 1: Gliederung von Störungen nach ihrer Größe nach einem Vorschlag von [Kuschka, 1989].

Hauptklasse	Unterklasse	Länge
Globale Störung	<i>(hier nicht relevant)</i>	>300 km
Regionale Störung	1. Ordnung	100 – 300 km
	2. Ordnung	30 – 100 km
	3. Ordnung	10 – 30 km
	4. Ordnung	3 – 10 km
Lokale Störung	1. Ordnung	1 – 3 km
	2. Ordnung	300 – 1000 m
	3. Ordnung	100 – 300 m
	4. Ordnung	<100 m

Weder dieser noch ein anderer Ansatz wurden bisher in Deutschland flächendeckend zur Gliederung von Störungen angewandt, weshalb auch im vorliegenden Bericht und der Fachdatenbank keine Gliederung von Störungen nach diesem Merkmal vorgenommen wird.

Abhängig von den mechanischen Eigenschaften des Nebengesteins und der Temperatur, bei der die Bewegung stattfindet, können an Störungen/Störungszonen duktile oder bruchhafte Verformungen des Nebengesteins auftreten. In der oberen Erdkruste (oberste 5 bis 10 km) und damit auch in dem für die Standortsuche relevanten Tiefenbereich treten aufgrund der niedrigen Temperaturen fast nur bruchhafte Verformungen auf. In Abbildung 1 ist modellhaft das Bruchmuster im Umfeld einer Einzelstörung dargestellt. Der Grad der Gesteinszerlegung ist an der Störungsfläche am größten und nimmt mit zunehmender Entfernung ab. Da auch das Nebengestein in der Regel geklüftet ist, geht der Grad der Bruchdeformation auch in großer Entfernung nicht auf Null zurück. Der Bereich, in dem die

Bruchdichte höher als die Bruchdichte im Nebengestein ist, kann als Breite der Störung bzw. Breite der zur Störung gehörigen Zerrüttungszone aufgefasst werden.

Erscheinungsbild							
Deformationszone		① (Störungs-) Lettenzone	② Schermylonitzone	③a Bereich der Feinstzerrichtung	③b Bereich d. feinen bis mittelgroben Zerrichtung	④ Grobzerscherungszone mit Klüftung	⑤ Klüftungszone
Deformationsart		plastisch	plastisch	plastisch	plastisch u. spröde	plastisch u. spröde	spröde
Kennzeichen	Deformationsintensität	im Nebengestein: totale Deformation u. Gesteinsumwandlung zu zäh-plastischer Tonsubstanz	Übergang von lettiger zu körniger oder schlerlamelliger, schlefer-tonartiger Konsistenz	totale Feinstzerrichtung. Lamellen im Linsenmantel, Brekzieng. bzw. sandige Zerreibg. im Linsenkern	wie bei 3a, nur größer, Linsenkerne fester	Linsenmantel störungsartig, dünn, feine Scherlamellen, Linsenkerne groß, grobklüftig	enge bis weite Klüftung, einzelne Scherflächen
	im Quarz- und Fluo-ritgang	Feinsand, mit Tonmineralen verknüpft	meist sandig zerrieben	grobgrusig bis feinklüftig	engklüftig, einzelne lettige Scherflä.	wie 3b, aber weitere Abstände der Deform.	klüftig, einzelne Kleinstörungen
	im Baryt-gang	Feinsand, mit Tonmineralen verknüpft	mittelkörnig-sandig, mit Lettenbestegen	grobgrusig bis feinklüftig	engklüftig, einzelne lettige Scherflächen	ähnl. 3b, größere Scherlinsen erkennbar	klüftig, einzelne Kleinstörungen
Deformationskörperform		angedeutete flache Scherlinsen oder -lamellen, feinstkörnig bis linsig-flaserig	angedeutete b. ausgeprägte Scherlinsen, fein- bis grobkörnig brekziös b. feinsinsig-flasrig	gewellte flache bis dickbauchige Scherlinsen, linsig-flasrige Textur	wellige flache bis dickbauchige Scherlinsen, typische Linsentextur	wellige o. unregelmäßige flache bis buschige angedeutete Linsen.	klotzartige, unregelmäßige Klüftkörper, zuweilen angedeutete Scherlinsen
Struktur und Größenordnung		mm-Bereich	mm-Bereich	mm- bis cm-Bereich	cm- bis m-Bereich	m- bis 10m-Bereich	m- bis 100m-Bereich
zusätzliche hydrothermale Überprägung		hydrothermal zersetzt, von 1 bis 3b abnehmende Entfestigung; gebleicht u./o. gerötet			Kaum bis stark zersetzt		unbeeinflusst
Deformationszonenbreite		1mm bis 10 cm	1cm bis 1 m	10 cm bis 10 m	1 m bis 30 m	10 m bis 50 m	Übergang zur regionalen Klüftung
aufgeprägtes gesteinsmechanisches Verhalten		wie Ton	tonartig, tonig-bröckelig bis weichschiefrig	wie milder turbulenzerglittener Schiefer	tonschiefer- bis phyllitartig	phyllitartig und fest	Verhalten entspr. unverändertem Ausgangsgestein, kaum spezifisch aufgeprägtes Verhalten

Abbildung 1: Modellhafte Darstellung des Bruchmusters an einer Einzelstörung. Der Grad der Gesteinszerlegung nimmt von der zentralen Störungsfläche nach außen hin allmählich ab. Da auch das ungestörte Nebengestein in der Regel geklüftet ist, geht die bruchhafte Beanspruchung mit zunehmender Entfernung nur bis zu diesem Hintergrundwert zurück [Kuschka, 1989].

Eine lokale Häufung von subparallelen Störungen, die oft noch durch Fiederspalteln miteinander verbunden sind, wird allgemein als Störungszone bezeichnet. In Störungszone sind viele Einzelstörungen in enger Nachbarschaft und teilweise gegenseitiger Verschiebung vorhanden. Dementsprechend überlagern sich die Bruchmuster der Teilstörungen und es kann innerhalb der Störungszone „Inseln“ mit verhältnismäßig geringer Bruchdeformation geben, die in einem bis einige Kilometer breiten Band mit hoher Bruchdeformation liegen. Diese Störungszone können wiederum Bestandteil von größeren Strukturen (Rifts, Transversalstrukturen, Plattenränder u.a.) sein. Für Österreich wurde eine hierarchische Gliederung entwickelt, die Störungen aufsteigend zu Störungssets, Teilstörungssystemen, Störungssystemen und Großstörungssystemen gruppiert [Hintersberger et al., 2017]. Für Deutschland liegt bisher keine vergleichbare einheitliche Gliederung in übergeordnete Strukturen vor, daher wird im vorliegenden Bericht der allgemeinere Begriff Störung/Störungszone für jede dieser tektonischen Strukturen verwendet.

Der Begriff Störungszone wird gelegentlich auch wie der Begriff Zerrüttungszone verwendet, um den Bereich erhöhter Bruchdichte im Umfeld einer Störung zu beschreiben, besonders wenn aufgrund der Intensität der Gesteinszerlegung keine diskrete Fläche als Hauptbewegungsbahn identifiziert werden kann.

Durch die tektonische Beanspruchung der Erdkruste in unterschiedlichen Hauptspannungsrichtungen bilden sich Störungen/Störungszonen heraus, welche längs unterschiedlicher Himmelsrichtungen streichen (z.B. NE-SW oder NW-SE). Diese unterschiedliche Streichrichtung der Störungen/Störungszonen führt zu einer Zerblockung des Untergrundes. Störungen oder Störungszonen, welche sich innerhalb solcher Blöcke befinden, sind von nachrangiger Bedeutung gegenüber den die Blöcke begrenzenden Störungen/Störungszonen.

2.2 Atektonische beziehungsweise aseismische Vorgänge und Strukturen

Im Gegensatz zu tektonischen Strukturen, deren Bildung auf den Spannungszustand der Erdkruste infolge großräumiger Vorgänge der Plattentektonik zurückzuführen ist, können auch lokal begrenzte Prozesse zu Spannungszuständen führen, die die Bildung von Brüchen und größeren Strukturen wie Störungen/Störungszonen und Zerrüttungszone verursachen können. Diese Prozesse werden unter dem Begriff atektonische Prozesse zusammengefasst. Ein Teil dieser Prozesse ist zudem aseismisch, da die Bewegungen kontinuierlich und nicht ruckartig, wie dies für tektonische Prozesse typisch ist, ablaufen. Die Begriffe sind jedoch nicht gleichzusetzen, da auch atektonische Strukturbildung im Zusammenhang mit seismischen Ereignissen auftreten kann (z.B. Bildung einer Zerrüttungszone infolge eines Impakts). Im Folgenden werden diejenigen atektonischen Vorgänge, die den relevanten Gebirgsbereich beeinflussen können, kurz erläutert.

2.2.1 Halokinese

Die Halokinese oder Salztektonik bezeichnet die Salzbewegung in Salzen auf Grund des enormen Druckes der darüber liegenden Gesteinsschichten (Hangendschichten/Suprasalinar). Aufgrund dieser Fließfähigkeit können Salzkissen und Salzkeile entstehen, woraus sich wiederum Salzdome oder Salzstöcke entwickeln können. Dabei kann das aufsteigende Salz die Hangendschichten durchstoßen. Über den Salzstrukturen können sich durch Auslaugung Grabenstrukturen und damit verbundene Scheitelstörungen ausbilden. In der Umgebung der Salzauftragungen bilden sich durch den Masseabfluss des Salzes Randsenken mit Sedimentakkumulation von teilweise über 1.500 m Mächtigkeit.

2.2.2 Subrosion

Als Subrosion (auch Karst) bezeichnet man die natürliche unterirdische Auflösung und Verfrachtung wasserlöslicher Gesteine wie Steinsalz, Gips, Anhydrit und Kalkstein durch Grundwasser oder versickerndes Oberflächenwasser. Das darüber liegende unlösliche Gestein kann nachbrechen und Zerrüttungszonen ausbilden oder durch Reaktivierung vorhandener Störungen/Störungszonen absinken. Während als Folge kleinräumiger Auslaugung mulden- oder beckenartige Hohlformen entstehen, die als Subrosionssenken bezeichnet werden, bildet sich ein Salzhang im Randbereich der Salzlager durch langsame und flächenhafte Ablaugung. Stabile, d.h. einer Ablaugung nicht unterworfenen Bereiche sind unterhalb des Salzspiegels anzutreffen.

2.2.3 Glazigene Strukturbildung

Durch Eisauflast und Eisvorschub im Pleistozän wurden insbesondere in den vom skandinavischen Eisschild bedeckten Teilen Norddeutschlands auch tiefer liegende Gesteinsschichten beansprucht. Während infolge atektonischer Stauchung eine Beanspruchung der Schichtpakete in Form von Faltung/Diapirbildung oder Stapelung/Überschiebung bis in Tiefen von 250 m nachgewiesen wurde [Stackebrandt, 2005], erreichen die tiefsten glazigenen Rinnen Tiefen von 500 m [Stackebrandt, 2009]. Ebenfalls kann eine durch Wechsel in der Eisauflast bedingte atektonische Reaktivierung alter Bruchstörungen im Festgestein nicht ausgeschlossen werden (s. Kapitel 4.4).

2.2.4 Impakt

Als Impakt bezeichnet man die Erzeugung von Einschlagskratern beim Auftreffen von Planetoiden, großen Meteoriten oder Kometenkernen auf die Oberfläche eines planetaren Körpers. Hierbei entstehen konzentrische Vertiefungen (einfache und komplexe Impaktkrater, Impaktbecken) und in deren Untergrund eine mit der Tiefe abnehmende Gesteinszerrüttung.

2.3 Begrifflichkeiten des Ausschlusskriteriums und potentielle Auslegungs-/Anwendungsspielräume

Ein Auslegungsspielraum bei der Anwendung der gesetzlichen Definition ergibt sich daraus, dass weder für den Gesteinsversatz („*deutlich*“) noch für die Bestimmung einer Zerrüttungszone („*ausgedehnt*“) eine Größe/Größenordnung angegeben ist, woraus sich subjektive

Bewertungsspielräume ergeben können. Dazu gilt, dass grundsätzlich jede Methode zum Nachweis von Bewegungen an Störungen diese nur im Rahmen gewisser Nachweisgrenzen feststellen kann. In Kapitel 5 wird der Stand von W&T zu diesen Nachweismethoden und den erreichbaren Genauigkeiten bzw. Nachweisgrenzen dargestellt. Bewegungen unterhalb dieser Nachweisgrenze können weder festgestellt noch ausgeschlossen werden. Einige Nachweismethoden basieren darauf, dass ein Gesteinsmerkmal (z.B. Schichtung) auf beiden Seiten der Störung/Störungszone festgestellt und korreliert werden kann. In diesen Fällen hängt die Genauigkeit von den lokalen geologischen Verhältnissen (z.B. Vorhandensein von Schichtung, Schichtabstände, Korngrößen usw.) ab, so dass keine allgemeingültige Aussage zur Genauigkeit dieser Methoden getroffen werden kann (s. Erläuterungen zu den einzelnen Methoden in Kapitel 5). Die Eignung einer Nachweismethode hängt daher auch davon ab, ob ihre Nachweisgrenze unter den jeweiligen lokalen Gegebenheiten über oder unter dem Wert liegt, der als *deutlicher* Gesteinsversatz verstanden wird.

Bezüglich des Nachweiszeitraums *Rupel bis heute*, was mit *innerhalb der letzten 34 Millionen Jahre* präzisiert wird, ist zu beachten, dass der Begriff „Rupel“ in der Geologie in unterschiedlichen Bedeutungen gebraucht wird:

1. Zunächst ist das Rupel bzw. Rupelium, im Englischen Rupelian, in der Chronostratigraphie ein Zeitraum, dessen Untergrenze durch das Alter einer bestimmten international vereinbarten Gesteinsschicht (in Massignano bei Ancona, Italien) definiert ist [Premoli-Silva & Jenkins, 1993]. Die derzeit genaueste Altersbestimmung dieser Schicht (nach International Chronostratigraphic Chart v2019/05) ist 33,9 Millionen Jahre vor heute.
2. Neben dieser internationalen Definition gibt es in der regionalen chronostratigraphischen Gliederung von Norddeutschland ebenfalls einen als Rupel bzw. Rupelium bezeichneten Zeitraum, dessen Beginn derzeit (nach der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016) auf 32,5 Millionen Jahre vor heute datiert wird.
3. Darüber hinaus kann der Begriff Rupel auch die Gesamtheit der Gesteine, die sich im Zeitraum Rupel bzw. Rupelium (entweder nach der internationalen oder der regionalen Definition) gebildet haben, beschreiben. Die Gesteinsbildung läuft regional unterschiedlich und teilweise mit großen zeitlichen Lücken ab. Außerdem wurde ein Teil der gebildeten Gesteine durch Erosion bereits wieder abgetragen. Daher kann an einer bestimmten Lokalität das älteste dem Rupel zugeordnete Gestein bedeutend jünger sein als der Beginn der gleichnamigen chronostratigraphischen Stufe, oder sogar kein dem Rupel zuzuordnendes Gestein auftreten.

Die im Gesetz getroffene Festlegung auf 34 Millionen Jahre deckt sich (im Rahmen der erreichbaren Genauigkeit geologischer Datierungen) mit der Definition des Rupel bzw. Rupelium/Rupelian in der internationalen chronostratigraphischen Gliederung. Eine Auslegungsmöglichkeit des Begriffs „Rupel“ im Sinne der Definitionen 2 und 3 scheint damit ausgeschlossen.

Die im Gesetz genannten Begriffe Störung, Störungszone, Verwerfung, Zerrüttungszone und ähnliche Begriffsbildungen (Störungssystem, Verwerfungszone usw.) werden in der Literatur teilweise synonym und häufig ohne klare Abgrenzung zueinander gebraucht (s. Kapitel 2.1.3). Alle diese Begriffe fallen jedoch unter den Oberbegriff „*Bruch*“, da es sich jeweils um Ebenen im Gestein, entlang derer ein Kohäsionsverlust stattgefunden hat, handelt. Im StandAG ist definiert, dass *unter einer „aktiven Störungszone“ [...] Brüche in den Gesteinsschichten der oberen Erdkruste*“ verstanden werden. Damit ergeben sich aus der Anwendung verschiedener Definitionen für die Begriffe Störung, Störungszone, Verwerfung, Zerrüttungszone usw. keine Auslegungsspielräume für die Anwendung des Ausschlusskriteriums, da dort der Oberbegriff „*Bruch*“ relevant ist.

2.4 Einflussgrößen für die Dimensionierung von störungsbeeinflussten Gebieten

Das Ziel der Anwendung des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszonen“ ist die Ausweisung von Ausschlusszonen um aktive Störungen/Störungszonen, innerhalb derer negative Effekte der Störungsaktivität auf den einschlusswirksamen Gebirgsbereich eines Endlagers zu erwarten sind. Die Einflussgrößen für die Dimensionierung dieser Bereiche sind neben der Lage und dem Einfallen der Störung die eigentliche Breite der Zerrüttungszone und die Unsicherheiten bezüglich der Lage und des Einfallens der Störung. Das Einfallen spielt eine Rolle, da sich der störungsbeeinflusste Bereich in der Tiefe des Endlagers bei nicht senkrecht stehenden Störungen seitlich in Richtung des Einfallens verschiebt. Die Ausschlusszonen sind folglich dreidimensionale Körper, die die Störungsfläche umhüllen und dabei zur Tiefe hin durch die zunehmenden Unsicherheiten breiter werden.

Wie in Kapitel 5.3.3 ausgeführt wird, ist die Darstellung einer Störung auf einer Karte in der Regel eine Interpretation von Befunden, die mit Unsicherheiten und Interpretationsspielräumen behaftet sind. Diese Spielräume bedeuten, dass die Lage einer Störung innerhalb gewisser Grenzen auch von der auf einer Karte dargestellten Lage abweichen kann. Besonders die Lokalisierung von Störungen unter ungestörter Bedeckung ist mit Unsicherheiten behaftet. In diesen Fällen kann die Lageunsicherheit größer als die Breite der Zerrüttungszo-

ne sein und sollte daher aus Sicht der Autoren bei der Dimensionierung des potentiell störungsbeeinflussten Bereichs berücksichtigt werden. Mit fortschreitender Erkundung können die Lageunsicherheiten und damit auch die Breite der Ausschlussbereiche reduziert werden.

3 Datenorganisation

3.1 Zu erfassende Grundparameter

Für die Literaturlauswertung muss zunächst festgelegt werden, welche Informationen (Grundparameter) für die Charakterisierung einer Störung/Störungszone im Hinblick auf die gestellte Aufgabe notwendig sind.

Die wichtigsten Grundparameter einer Störung/Störungszone sind zunächst die Parameter, die die Struktur als geometrisches Objekt beschreiben. Dazu gehören die Lage, die Lageunsicherheit, die Einfallrichtung, der Einfallswinkel und die Unsicherheit des Einfallens. Weitere wichtige Parameter sind die Wahrscheinlichkeit der Aktivität im Zeitraum von 34 Ma sowie die Nachweismethode der (möglichen) Aktivität.

Weitere Grundparameter zur Charakterisierung der Ausbildung und Aktivität einer Störung sind die Mächtigkeit der ggf. vorhandenen ungestörten Überdeckung, die Tiefenreichweite, der Versatzbetrag, gemessene oder rekonstruierte Bewegungsraten, die Ausbildung und Füllung der Störung (z.B. mit Mineralgängen) und das Alter der jüngsten versetzten Einheit.

Zusätzlich müssen die Quellen für die genannten Grundparameter erfasst werden, um die Nachvollziehbarkeit und Transparenz der Bewertung zu gewährleisten.

3.2 Literaturrecherche und Erfassung

Um im Forschungsvorhaben einen möglichst vollständigen Bestand an Quellen zum Thema aktive Störungen/Störungszonen in Deutschland zu erhalten, wurde mit folgenden Methoden recherchiert:

- Internetauftritte der geologischen Fachbehörden (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), geologische Landesämter, Geologische Dienste der Nachbarländer),
- Suche in der Datenbank GeoRef mit geeigneten Suchbegriffen,

- Auswertung der Literaturverzeichnisse einschlägiger geologischer Übersichtswerke (z.B. geologische Monographien der Bundesländer, Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland und dem deutschen Nordseesektor),
- Auswertung geologischer Übersichtskarten,
- Auswertung von Bibliographien zur geologischen Literatur derjenigen Regionen, für die entsprechende Bibliographien publiziert wurden,
- Auswertung der Literaturverzeichnisse bereits recherchierter Literatur nach weiteren relevanten Quellen.

Die Geologischen Karten M 1:25.000 (mehr als 2.000 Kartenblätter mit unterschiedlichem Bearbeitungsstand) und die zugehörigen Erläuterungen wurden im Rahmen des Vorhabens nicht vollständig ausgewertet. Hier erfolgte eine Auswertung in Bezug auf einzelne Kartenblätter, wo aufgrund der oben genannten Recherchemethoden weitere Informationen zu erwarten waren.

Die derart recherchierten Quellen wurden in Zotero 5.0 in einer Literaturdatenbank erfasst. Die Exportfunktion im RIS-, und BibTeX-Format ermöglicht den Import der bibliographischen Daten in andere Literaturverwaltungssysteme. Um den umfangreichen Datenbestand zu erschließen, wurde ein Schlagwortkatalog mit 95 Schlagworten angelegt, der die Recherche sowohl nach Themen als auch nach Regionen gestattet. Dazu wurden 16 Regionen (s. Abbildung 2) nach geologischen Gesichtspunkten in Anlehnung an die Gliederung geologischer Übersichtswerke wie [Walter, R. 2007] definiert. Dabei ist zu beachten, dass sich durch die Verwendung strukturgeologischer Kriterien teilweise Unterschiede zur Abgrenzung nach geographischen Kriterien ergeben (z.B. umfasst Region 14 nur den kristallinen Anteil des Odenwalds, während der Buntsandsteinanteil nach geologischen Kriterien zur Region 13 gehört).

Tabelle 2: Schlagwortkatalog zur Erschließung der Quellen in der Literaturliteraturdatenbank (s.a. Kapitel 3.4). Begriffe in Klammern sind Oberbegriffe, die kein eigenes Schlagwort sind.

Definitionen	Leinetalgraben
Methodik	Thüringer Becken und Thüringer Wald
Geomorphologie	Saar-Nahe-Becken und Trierer Bucht
Klassische Geomorphologie	Egergraben
Digitale Terrainklassifikation	Bayerischer Wald und Oberpfälzer Wald
Fotolineamente	Fränkisches Lineament
Terrassenstratigraphie	Oberrheinigraben
Verebnungsflächen	Süddeutsches Schichtstufenland
Paläoseismologie	Hohenzollerngraben
Trenching	Ries
Archäoseismologie	Schwarzwald, Odenwald und Spessart
Seismologie	Molassebecken
Seismik	Alpen und Faltenmolasse
Seismik im Deckgebirge	(Prozesse)
Seismik im Kristallin	Mineralisation
Georadar	Halokinese
Leitfähigkeit	Subrosion
Elektromagnetik	Glaziotektonik
HEM	Tektonik und Magmatismus
TEM	Tektonik und Karst
Geoelektrik	Hebungs- und Senkungsprozesse
Wärmeleitfähigkeit	Gräben
Ganguntersuchungen	Inversionstektonik
Gravimetrie	Anlage und Reaktivierung von Störungen
Geochronologie	Ausbildung von Störungszonen
Radiometrische Datierung	Rezente Bewegungen
Thermochronologie	Quartäre Bewegungen
Lumineszenzdatierung	Präquartäre Bewegungen
Geodäsie	Impakt
Präzisionsnivellement	Bewegungsraten
Satellitengeodäsie	Spannungsfeld
Speläologie	(Art der Publikation)
Spannungsmessung	Karte
Verformungsmessung	Fachartikel
Regionale Studie	Buch
Norddeutsches Becken	Buchkapitel
Gorleben	Dissertation
Morsleben	Bericht
Niederrheinische Bucht	Konferenz-Paper
Münsterländer Kreidebecken	Website
Osning	Vortrag
Harz	Gesetz
Harznordrandstörung	Dokument
Sächsisch-Thüringische Grundgebirgsregion	(Verfügbarkeit)
Gera-Jáchymov-Zone	Online frei
Mariánské-Lázně-Zone	Online kostenpflichtig
Lausitz	Nur gedruckt publiziert
Rheinisches Schiefergebirge und Eifel	Unsicherheitsbetrachtung
Hessische Senke	Wirtsgestein

der Literaturdatenbank Zotero mit den bibliographischen Informationen zugeordnet. Diese Organisation der Daten erlaubt jederzeit eine Fortschreibung des Kenntnistandes.

Von den 850 Einträgen in der Literaturdatenbank haben 457 einen regionalen Bezug, d.h. sie enthalten Informationen zur Störungsaktivität in Deutschland. Die restlichen Einträge enthalten überwiegend Informationen zum Stand von W&T, zu Methoden zur Ermittlung aktiver Störungen sowie zur Vorgehensweise und dem Kenntnistand in anderen Ländern.

Die recherchierten Literaturquellen mit regionalem Bezug zeigen große Variationsbreiten in Bezug auf den Umfang der Angaben zu aktiven Störungen/Störungszonen, maßstäbliche Angaben und Qualität. Daher wurden zunächst 162 Quellen mit einem hohen Gehalt relevanter Informationen ausgewählt, deren Auswertung einen deutschlandweiten Überblick zum Kenntnisstand bezüglich aktiver Störungen ermöglichte. Die weiteren Quellen mit regionalem Bezug enthielten redundante bzw. weniger detaillierte Informationen und wurden anschließend zur Ergänzung der Kenntnisstandsanalyse und der Identifizierung von Wissenslücken ausgewertet.

Die extrahierten Fachinformationen zur Aktivität bzw. Inaktivität einzelner Störungen/Störungszonen und dem Stand des Wissens zu einzelnen Themen werden in einer Fachdatenbank abgelegt und mit den zugehörigen bibliographischen Angaben der Quellen in der Literaturdatenbank verknüpft. In einem Geoinformationssystem (GIS) kann zur Visualisierung der online recherchierten Geofachdaten die kartographische Repräsentation der in der Störungsdatenbank erfassten Störungen/Störungszonen abgelegt werden, wodurch die Informationen aus der Literaturdatenbank in einen räumlichen Kontext eingeordnet werden können. Eine Auswertung der öffentlich verfügbaren Geofachdaten aus den Online-Portalen von Bund und Ländern ist nicht Bestandteil dieses Vorhabens und obliegt der Vorhabenträgerin Bundesgesellschaft für Endlagerung (BGE mbH).

3.3 Fachdatenbank – Formular Struktur

In der Fachdatenbank im Formular Struktur (Abbildung 3 und Abbildung 4) können die Informationen zu den einzelnen Störungen/Störungszonen, für die Informationen zur möglichen oder nachgewiesenen Aktivität vorliegen, eingegeben und betrachtet werden. Die Eingabefelder nehmen verschiedene Informationen zu den Störungen/Störungszonen auf. Bestimmte Felder verfügen über ein Dropdown-Menü, über das vordefinierte Einträge ausgewählt werden können. Neben der Beschleunigung der Eingabe dienen diese vor allem zur Zuweisung eindeutig definierter Klassifikationen, auch wenn mehrere Bearbeiter Datenbankeinträge beisteuern. Die Einträge der Dropdown-Menüs werden über Referenztabellen

definiert. Dadurch können die vorgegebenen Klassifikationen bei Bedarf angepasst oder erweitert werden.

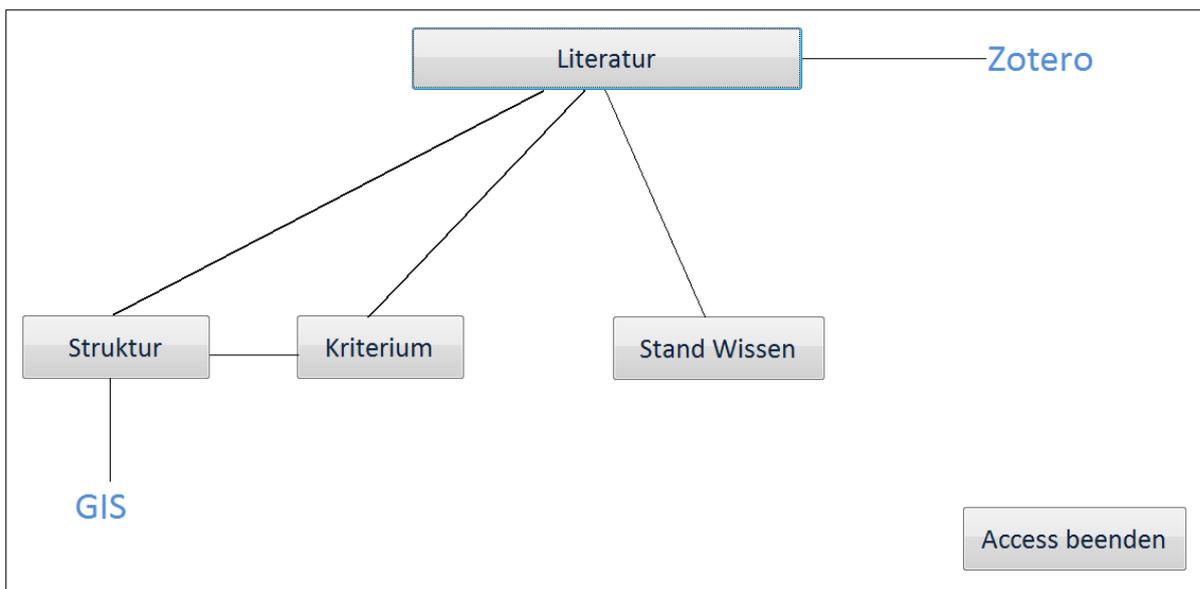


Abbildung 3: Die graphische Benutzeroberfläche der Fachdatenbank. Der Bezug zu den bibliographischen Einträgen in der eigenständigen Literaturdatenbank (erstellt in Zotero) wird durch automatisch vergebene ID für die bibliographischen Einträge hergestellt.

Die Informationen in den Eingabefeldern haben folgende Bedeutung:

PK_Struktur: Diese Identifikationsnummer wird automatisch vergeben. Sie kann zur Zuordnung des Eintrags zu den entsprechenden Linienelementen in einem GIS verwendet werden.

Strukturtyp: Klassifikation der Störung/Störungszone nach Bewegungssinn und Genese. Die vorgegebenen Einträge sind:

PK_StTyp	Typ
1	Tektonik, Aufschiebung
2	Tektonik, Abschiebung
3	unbekannt
4	Tektonik, Blattverschiebung
5	Tektonik, Vertikalversatz
6	Atektionik, Salzdiapire
7	Atektionik, Auslaugung
8	Atektionik, Impaktkrater
9	Tektonik mit zusätzlichen atektonischen Bewegungen , Salzkissen/-diapir
10	Tektonik, Versatzsinn wechselnd bzw. mit anderem Versatzsinn reaktiviert (Auf- und Abschiebungen)

Name: Bezeichnung der Störung/Störungszone. Da die Benennung von Störungen in der Literatur manchmal nicht einheitlich ist, werden vorhandene Synonyme im Feld Bemerkungen angegeben. Andere Störungen haben in der ausgewerteten Literatur keinen Namen, in diesem Fall wird eine deskriptive Bezeichnung gewählt (z.B. NW-streichende Störungen nördlich Lausitzer Abbruch).

Bemerkung: Information zu Synonymen, zur Lage, zu strukturellen Merkmalen und andere Informationen.

Min. Überdeckung: die minimale Mächtigkeit von ungestörtem Gestein, welches die Störung/Störungszone überdeckt. Bei zu Tage ausstreichenden Störungen/Störungszone ist dieser Wert 0.

Max. Überdeckung: die maximale Mächtigkeit von ungestörtem Gestein, welche die Störung/Störungszone überdecken. Bei Störungen/Störungszone, die nur von Quartär überdeckt werden, ist dieser Wert häufig nicht bekannt. Bei Störungen/Störungszone, die über ihre gesamte Länge zu Tage ausstreichen, ist dieser Wert 0.

Mittl. EF-Richtung in °: Die mittlere Richtung des Einfallens in Grad, ermittelt aus Literaturangaben oder aus dem Kartenbild der Störung/Störungszone. Bei senkrecht stehenden Störungen sowie bei umlaufenden Störungen (Randstörungen von Salzstöcken) ist dieser Wert nicht definiert und das Feld bleibt frei.

Mittl. EF-Winkel in °: Der mittlere Winkel des Einfallens in Grad, gemessen gegen die Horizontale. Wenn keine Angaben vorliegen, bleibt das Feld frei.

Max. Versatzhöhe in m: Die maximale belegte Höhe des Vertikalversatzes an der Störung/Störungszone. Bei Störungszonen und Bruchschollenfeldern entspricht dies dem Versatz zwischen der höchsten und der tiefsten Scholle, der Versatz an Einzelstörungen kann geringer sein. Angegeben ist der gesamte Versatz an der Störung. Bei langfristig oder wiederholt aktiven Störungen kann sich dieser Wert von dem seit Basis Rupel akkumulierten Versatz unterscheiden.

Max. Tiefenreichweite in m: gibt die Tiefenreichweite von atektonischen Strukturen an, die in der Tiefe, z.B. an Salinarhorizonten, ausklingen. Für die meisten tektonischen Störungen ist dagegen anzunehmen, dass sie bis unter das betrachtete Tiefenintervall (300 m bis wenige Kilometer Tiefe) reichen.

Max. vert. Bewegungsrate in mm/Jahr: maximale Bewegungsrate in vertikaler Richtung, soweit bekannt.

PK_Struktur **Formular Struktur**

Strukturtyp:

Name:

Bemerkung:

min. Überdeckung: max. Überdeckung:

mittl. EF-Richtung in °: mittl. EF-Winkel in °:

max. Versatzhöhe in m: max. Tiefenreichweite in m:

max. vert. Bewegungsrate in mm/Jahr: max. horiz. Bewegungsrate in mm/Jahr:

Ausbildung:

jüngste versetzte Einheit:

Sicherheit Bewegung nach Rupel:

Lagegenauigkeit:

Füllung:

▶ Füllung:

Bemerkung:

Datensatz: 1 von 1 Kein Filter Suchen

Kriterium:

▶ Kriterium:

Bemerkung:

Kriterium:

Datensatz: 1 von 3 Ungefiltert Suchen

Literatur:

▶ Literatur:

Literatur:

Datensatz: 1 von 4 Kein Filter Suchen

Abbildung 4: Das Formular Struktur, in dem die Informationen zu den einzelnen Störungen/Störungszone erfasst werden. Als Beispiel ist der Eintrag für die Lausitzer Überschiebung wiedergegeben.

Max. horiz. Bewegungsrate in mm/Jahr: maximale Bewegungsrate in horizontaler Richtung, soweit bekannt.

Ausbildung: Der innere Aufbau der Störung/Störungszone. Die vorgegebenen Einträge sind:

PK_Ausbildung	Ausbildung
1	Zerrüttungszone, großräumige Brekzie, offen
2	mehrere scharfe Parallelbrüche
3	einfacher Bruch
4	konsolidiert, verheilt
5	größere Störungszone mit Parallel- und Querstörungen
6	unbekannt

Jüngste versetzte Einheit: stratigraphische Einstufung der jüngsten geologischen Einheit, in der ein Störungsversatz nachgewiesen werden kann. Dies ist eine Untergrenze für die jüngste Aktivität an einer Störung. Jüngere Aktivitäten ohne erkennbaren Versatz sind möglich, wenn im Bereich der Störung keine entsprechend jungen Sedimente vorkommen oder wenn der Versatz so gering ist, dass er noch nicht erkannt wurde. Die vorgegebenen Einträge sind:

PK_jversEinh	jversEinheit
1	Quartär
2	Pliozän
3	Miozän
4	Oligozän
5	Eozän
6	Paläozän
7	postkretazisch
8	Kreide
9	unbekannt
10	älter als Eozän

Sicherheit Bewegung nach Rupel: Einschätzung des Bearbeiters, wie sicher die Einstufung der Störung/Störungszone als „aktiv“ nach der ausgewerteten Literatur ist. Die vorgegebenen Einträge sind:

PK_Aussght_Strktr	Aussagesicherheit	Bemerkung
1	sicher	Nach Einschätzung des Bearbeiters gibt es keinen Zweifel an der Aussage (z.B. belegt durch absolute Altersdatierung von Störungsfüllungen oder versetzten Gesteinen, rezente Bewegungsmessungen)

PK_Aussght_Strktr	Aussagesicherheit	Bemerkung
2	wahrscheinlich	Die absolute Datierung der jüngsten Bewegung fehlt, aber mehrere wichtige Kriterien weisen auf ein Alter jünger als 34 Ma hin: z.B. Versatz von Gesteinen der Kreide oder jünger vorhanden, Knickpunkte in Tallängsprofilen, geomorphologische Sprünge
3	möglich	Belege für die Bewegung fehlen, wichtige Indizien sind vorhanden: Mineralisationen von Baryt, Achat, Vorkommen von Thermalwasser, Störung nicht bereits durch ältere Mineralisationen verheilt
4	eher inaktiv	Bewegungen jünger als 34 Ma nicht auszuschließen, z.B. Parallelstörungen zu nachgewiesenermaßen aktiven Störungen, jedoch keine Indizien für Aktivität vorliegend, z.B. keine geomorphologischen Hinweise
5	sicher inaktiv	Durch alte Mineralisationen/Ganggesteine verheilte Störungen in alten Gesteinen (Prä-Rupel), keinerlei Indikationen für junge Bewegungen erkennbar, z.B. Störungen in alten Blöcken

Lagegenauigkeit: Einschätzung, wie genau die Lage einer Störung/Störungszone bekannt ist. Die Lagegenauigkeit hat Einfluss auf die Dimensionierung des potentiell störungsbeeinflussten Bereichs. Die Lagegenauigkeit hängt ab vom Kartiermaßstab und der Aufschlussdichte, bei nicht übertägig austreichenden Störungen von der verwendeten Nachweismethode. Die vorgegebenen Einträge sind:

PK_Lage	Typ
1	genauer als 100 m
2	genauer als 500 m
3	genauer als 1000 m
4	genauer als 2000 m
5	Lagegenauigkeit schlechter als 2000 m

Die Angaben unterscheiden sich zu den Angaben der Lagegenauigkeit der Literaturquellen in Kapitel 3.4 dadurch, dass hier nicht nur der Maßstab der Karten/Abbildungen, sondern auch die erreichbare Genauigkeit des Nachweisverfahrens berücksichtigt wird. Beispielsweise muss bei einer verdeckten Störung, deren Verlauf zwischen den lokalen Nachweisen in seismischen Profilen lediglich interpoliert wurde, eine schlechte Lagegenauigkeit angenommen werden, auch wenn die Störung in großmaßstäblichen Karten eingezeichnet ist.

Füllung: Die Füllung einer Störung/Störungszone gibt Hinweise auf den Zeitraum der letzten Aktivität und auch auf ihre mechanischen und hydrologischen Eigenschaften. Die vorgegebenen Einträge sind:

PK_Fuellung	Fuellung	Bemerkung
1	junge Mineralfüllung	sehr wahrscheinlich Kreide und jünger: Baryt, Fluorit, Achat, ...
2	junge Gesteinsgänge	meist Basalte, Phonolith
3	andere Mineralisationen	z.B. alte Zinn-Wolfram-Mineralisationen
4	andere Gesteinsgänge	z.B. alte Granitporphyre
5	hydrothermales Zersatzmaterial	Umwandlung an den Gesteinsoberflächen durch heiße Wässer, meist mit Bildung von Tonmineralen
6	Brekzie	Füllung durch zertrümmertes Nebengestein
7	Mylonit	Füllung durch fein zerschertes und duktil deformiertes Nebengestein
8	ohne Füllung	

Kriterium: Auflistung der Kriterien, aus denen sich die (mögliche) Aktivität der Störung/Störungszone ergibt. Die vorgegebenen Einträge sind:

PK_Krit	KritName	Messprinzip	Beschreibung
1	Alter der versetzten Gesteine ist gleich oder jünger als 34 Ma	aus geologischen Beobachtungen, ggf. unter Anwendung von Datierungsmethoden, bestimmbar	eindeutiges Kriterium, die letzte Aktivität der Störung ist jünger als die jüngste versetzte Gesteinsschicht
2	Alter der Gesteinsgänge auf der Struktur ist gleich oder jünger als 34 Ma	aus geologischen Beobachtungen, ggf. unter Anwendung von Datierungsmethoden, bestimmbar	eindeutiges Kriterium, relativ einfach bestimmbar über das absolute Alter der Ganggesteine
3	Störung geomorphologisch wirksam	Versatz im heutigen Relief erkennbar	nicht eindeutig, weil der Versatz auch vor Rupel entstanden sein kann
4	junge Mineralfüllung	aus geologischen Beobachtungen: Baryt, Fluorit und Achat zeigen häufig Riftprozesse an, Riftprozesse sind in Deutschland ab dem Paläogen zu verzeichnen.	nicht eindeutig, da Fluorit und Baryt auch in älteren Störungen auftreten
5	Thermalquellen	Lokalisierung der Thermalquelle	Thermalquellen deuten auf erhöhten Wärmefluss und damit tektonische Aktivitäten hin, nicht eindeutig

PK_Krit	KritName	Messprinzip	Beschreibung
6	Knickpunkte in Tallängsprofilen	Untersuchung von Tallängsprofilen mit geomorphologischen Methoden	Nachweis junger Bewegungen; die Dauer der Bildung des Ausgleichsprofils hängt von der Widerstandsfähigkeit der Gesteine und den anderen Erosionsparametern ab
7	seismische Aktivität	Registrierung der seismischen Aktivitäten (Lage und Intensität)	Erdbeben bauen angestaute Spannungen ab, tritt nur bei aktiven Bewegungen auf
8	Nachweis durch seismische Erkundung	Nutzung von künstlichen oder natürlichen Schallwellen zur Identifikation von Inhomogenitäten im Untergrund	nicht eindeutig, es werden alle Inhomogenitäten erfasst, egal ob aktiv oder inaktiv; eindeutig in Verbindung mit Kriterium 1
9	Nachweis durch Gravimetrie	Flächenhafte Vermessung des Schwerefelds; geänderte Dichteigenschaften durch hydrothermale Auslaugung, bzw. verschiedene Gesteinsdichten auf beiden Seiten der Störung	nicht eindeutig für den Bewegungsnachweis, weist v. a. große Strukturen aus
10	Alter der versetzten Gesteine ist älter als 34 Ma	einfach aus geologischen Beobachtungen bestimmbar	nicht eindeutig, da trotzdem eine Aktivität jünger als 34 Ma stattgefunden haben kann
11	Alter der Gesteinsgänge auf der Struktur ist älter als 34 Ma	relativ einfach bestimmbar durch absolute Altersdatierung der Ganggesteine	nicht eindeutig bzgl. der Altersstellung, die Störung kann auch danach noch aktiv gewesen sein
12	Nachweis durch Magnetik	Flächenhafte Vermessung des Erdmagnetfelds; Nachweis des Störungsverlaufs durch abweichende Suszeptibilität der Störungszone oder der versetzten Gesteine	nicht eindeutig, es werden alle Inhomogenitäten erfasst, egal ob aktiv oder inaktiv
13	vulkanische Aktivität jünger als 34 Ma	nachweisbar über das Absolute Alter der Vulkanite	eindeutig
14	Analogieschluss zu nachgewiesenen aktiven Störungen	Verlauf parallel zu aktiven Störungen	nicht eindeutig

PK_Krit	KritName	Messprinzip	Beschreibung
15	versetzt Störungen, welche jünger sind als Rupel	einfache Ableitung aus dem geologischen Kartenbild	eindeutig, wenn die versetzten Störungen eindeutig aktiv sind
16	Alter der Störung nach Angabe aus Kartenwerk	Übernahme der gegebenen Einstufung	Eindeutigkeit hängt von der Qualität der zugrundeliegenden Informationen ab
17	aktive Störung nach Literatur; inaktiv nach aktuellem Wissensstand	Argumente für Aktivität liegen vor, aber Argumente für Inaktivität überwiegen	nicht eindeutig
18	Störung nach Kreide aktiv	Ableitung aus dem geologischen Kartenbild : Störung versetzt kreidezeitliche Gesteine, keine jüngeren Einheiten vorhanden	nicht eindeutig, Aktivität kann vor 34 Ma erloschen sein
19	Nachweis im Aufschluss / durch Bohrungen	einfach aus geologischen Beobachtungen bestimmbar	eindeutig, die letzte Aktivität der Störung ist jünger als die jüngste versetzte Gesteinsschicht
20	rezente Aktivität belegt durch geodätische Messungen	Nachweis der rezenten Bewegung	eindeutiges Kriterium
21	rezente Aktivität belegt durch in-situ Spannungsmessungen	Messung des Spannungszustands im Gesteinsverband; Änderungen des Spannungszustands lassen auf eine aktive Ausgleichsfläche schließen	nicht eindeutig, Ausgleich kann auch durch Flexuren erfolgen
22	radiometrische Datierung des Impaktgesteins	radiometrische Datierung von neugebildeten bzw. geschockten Mineralen	eindeutiges Kriterium, Datierung des Impakts und der dabei entstandenen Zerrüttungszone

Literatur: Auflistung der ausgewerteten Literatur mit Verknüpfung zu den jeweiligen Datenbankeinträgen in der Literaturdatenbank, siehe Kapitel 3.4.

3.4 Fachdatenbank – Formular Literatur

In der Fachdatenbank wird im Formular Literatur (Abbildung 5) eine Bewertung der Qualität der ausgewerteten Literatur nach Einschätzung der Bearbeiter vorgenommen. Die bibliographischen Informationen befinden sich in der Zotero-Datenbank.

Formular Literatur

ID Zotero:	<input type="text" value="6IHSSZMA"/>
Inhalt:	Nachweis der Unterteilung der Lausitzer Überschiebung in mindestens vier Teilblöcke durch regionale NE-SW- und E-W-streichende Störungen. Zuordnung dieser Störungen zu jüngeren tektonischen Ereignissen. Detaildiskussion am Beispiel des Raumes Zittau – Oybin.
Webadresse:	<input type="text"/>
Ordner:	20180033_BfE_KaStoer\Bearbeitung\Literatur\Auswertung\Schriften
Dateiname:	Krentz & Stanek 2015 Die Lausitzer Überschiebung zwischen Meißen und Jeschken.pdf
Qualität der Literatur (Lagegenauigkeit):	Räumliche Lage auf dem Niveau der GK 200 exakt zuordenbar
Herkunftsland:	Deutschland
Typ der Literatur:	Artikel
Qualität der Literatur (Plausibilität):	Schlussfolgerungen sauber mit Messwerten belegt
Art der Daten:	Mischung aus Primärdaten und abgeleiteten Daten
Ordner georef. Karte:	<input type="text"/>
Name der Karte:	<input type="text"/>

Abbildung 5: Das Formular Literatur, in dem die Informationen zur Qualität der verwendeten Quellen erfasst werden. Als Beispiel ist der Eintrag zum Artikel von Krentz & Stanek (2015) über die Lausitzer Überschiebung wiedergegeben.

Die Informationen in den Eingabefeldern haben folgende Bedeutung:

ID Zotero: Identifikationsnummer des zugehörigen bibliographischen Eintrags in der Literaturdatenbank

Inhalt: Beschreibung des Inhalts der Quelle

Webadresse: die URL (uniform resource locator) bei Websites oder WMS-Diensten

Ordner & Dateiname: Speicherort der digital verfügbaren Quellen

Qualität der Literatur (Lagegenauigkeit): Gibt an, wie genau die gegebenen Informationen über die in der Quelle enthaltenen Abbildungen, Karten, Koordinaten oder Beschreibungen einer Lokalität zugeordnet werden können. Die vorgegebenen Einträge sind:

PK_Litqu_Lage	Literaturqualität_Lage
1	Räumliche Lage auf dem Niveau der TK 10 - TK25 exakt zuordenbar
2	Räumliche Lage auf dem Niveau der GÜK 200 exakt zuordenbar
3	Räumlich eher ungenau, entspricht dem Maßstab 1:500K - 1:2M
4	Räumlich sehr ungenau, eher Übersichtsbetrachtung
5	Lage nur textlich beschrieben

Herkunftsland: Land, auf das sich die Informationen beziehen

Typ der Literatur: Die vorgegebenen Einträge sind:

PK_Litttyp	Literaturtyp	Bemerkung
1	Karte	jedwede Karten, auch online
2	Artikel	wissenschaftliche Artikel in Fachzeitschriften, auch mit Karten
3	Monographie	Sachbuch, über ein bestimmtes Thema
4	Daten, Messwerte	geophysikalische, geochemische Daten, Höhendaten
5	Sonstige Schrift	sonstige Literaturquelle, nicht in Form wiss. Artikel oder Karten veröffentlicht

Qualität der Literatur (Plausibilität): Einschätzung der Qualität der Aussagen zur Störungsaktivität aufgrund der Darstellung der Informationen in der Quelle. Die vorgegebenen Einträge sind:

FK_Litqu_Plausi	Litqu_Plausi
1	Schlussfolgerungen sauber mit Messwerten belegt
2	eher interpretativ, teils nachvollziehbar, teils spekulativ
3	Darstellung ohne Messwerte, Datenquellen
4	Werk homogen, Datenquellen unklar
5	Werk inhomogen, Datenquellen unklar
6	Synthese des Kenntnisstandes mit Verweis auf Datenquellen

Art der Daten: Erfolgt die in der Quelle gegebene Interpretation direkt aus Beobachtungen und Messwerten oder werden Daten verwendet, die bereits einen oder mehrere Interpretationsschritte durchlaufen haben? Die vorgegebenen Einträge sind:

FK_Litqu_data	Litqu_data
1	Primärdaten/ Messwerte
2	abgeleitete Daten
3	Mischung aus Primärdaten und abgeleiteten Daten

Ordner georeferenzierte Karte und Name der Karte: Speicherort der ggf. georeferenzierten Karten aus der Quelle.

3.5 Fachdatenbank – Formular Wissensstand

Das Formular Wissensstand fasst die Publikationen zu Fachthemen zusammen, welche den Stand von Wissenschaft und Technik zum jeweiligen Thema dokumentieren. Die Publikationen können ebenfalls mit Hilfe des Schlagwortkatalogs in der Literaturdatenbank recherchiert werden.

4 Kenntnisstand zu aktiven und potentiell aktiven Störungen unter Berücksichtigung internationaler Erfahrungen

Der Kenntnisstand zu aktiven und potentiell aktiven Störungen/Störungszonen ist in der Fachdatenbank zusammengestellt. Das in Kapitel 3.3 beschriebene Formular Struktur fasst für jede in der ausgewerteten Literatur als aktiv oder potentiell aktive beschriebene Störung/Störungszone deren Grundparameter (soweit bekannt) zusammen.

4.1 Definition des Begriffs „aktive Störung“ in der internationalen Literatur

Nach [Sözbilir et al., 2018] wurde der Begriff der aktiven Störung erstmals 1916 von Wood in Form einer „lebenden Störung“ (living fault) geprägt. In der Störungskarte von Kalifornien von 1923 wurden zwei Arten von Störungen angegeben: aktive und tote (dead) Störungen. In der ebenfalls 1923 erschienenen Publikation von Taber: „Some Criteria Used in Recognizing Active Faults“ werden zwei Methoden des Erkennens aktiver Störungen beschrieben:

1. Bestimmung durch wiederholt auftretende Erdbeben und
2. Studium und Dokumentation der physiografischen und geologischen Belege für rezente Dislokationen während seismischer Ereignisse.

Dabei wird das Erkennen einer aktiven Störung allein durch das Wissen und die Erfahrung des Geologen bestimmt [Sözbilir et al., 2018].

Im weiteren Verlauf erfolgten in vielen Ländern Untersuchungen zu aktiven Störungen und deren kartografische Erfassung. Beispielhaft seien genannt: [Stackebrandt, W. & Franzke, H. J., 1989], [McEwen & Äikäs, 2000], [NAGRA, 2002], [Gosatomnadzor, 2002], [Eurocode 8, 2004], [Lampinen, 2007], [WSSPC, 2008], [Galadini et al., 2012], [STUK, 2013], [BAS, 2014], [Chapman, 2014], [PAA, 2014], [Ishiwatari, 2015], [GeoMol Team, 2015] und [Weatherill, 2017]. Es wurden verschiedene Klassifikationen vorgeschlagen bzw. genutzt, um sowohl die Eigenschaften als auch Alter einer aktiven Störung zu definieren. Gleichzeitig entwickelten sich die Methoden für das Erkennen aktiver Störungen weiter.

Wichtig für die Einordnung und Bewertung internationaler Literaturquellen ist dabei die Verwendung des Begriffs „aktivierbare Störung“ (capable fault). Hierbei handelt es sich um eine Störung, welche ein signifikantes Potential besitzt, einen Gesteinsversatz an oder nahe der Erdoberfläche auszulösen [IAEA, 2010]. Da die mögliche Aktivierbarkeit von Störungen nicht mit den Ausschlusskriterien nach § 22 StandAG erfasst wird, sondern im Kontext von § 26 (2) StandAG zu betrachten ist, ist die Erfassung aktivierbarer Störungen nicht Gegen-

stand des vorliegenden Forschungsvorhabens. Seitens der Autoren werden in Kapitel 8.2.2 Empfehlungen zur Betrachtung aktivierbarer Störungen gegeben.

4.2 Zeitliche Einordnung einer „aktiven Störung“ in der internationalen Literatur

In der ausgewerteten Literatur wurde und wird dem Zeitraum eine besondere Bedeutung beigemessen, ab welchem eine Störung als aktiv zu bezeichnen ist. Die Bedeutung erwächst vor allem aus dem Erfordernis der sicheren Gründung von wichtigen bzw. strategischen Bauwerken. So wird in den Erläuterungen zur Norm Eurocode 8 (Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben) angegeben, dass das Ausbleiben einer Bewegung während des Spätquartärs (letzte 10.000 Jahre) als Indikation für eine nichtaktive Störung (non-active fault) angesehen werden kann [Bisch et al., 2011]. Dabei wird ausgeführt, dass durch kompetente nationale Behörden „potentiell gefährliche aktive Störungen“ zu identifizieren und zu definieren sind [Eurocode 8, 2004].

Die nachfolgende Tabelle gibt einen Überblick darüber, wie unterschiedlich die Zeitspanne „aktiv“ in verschiedenen Ländern und Organisationen definiert wird (s. dazu auch Appendix A in [Galadini et al., 2012]).

Tabelle 3: Zeitraum, ab wann eine Störung als aktiv gilt, nach [Weatherill, 2017; Ishiwatari, 2015; Chapman, 2014; PAA, 2014; GeoMol Team (LfU), 2015; BAS, 2014, STUK, 2013; WSSPC, 2008; Gosatomnadzor, 2002; USGS Earthquake Glossary]

Land / Organisation	Zeitraumen
Deutschland, StandAG	34 Mio. Jahre
Deutschland, LfU	1,6 Mio. Jahre (in Übereinstimmung mit der Definition „aktive quartäre Störung“ des Western States Seismic Policy Council 1997)
Schweiz	Wahrscheinlichkeit von mindestens einem seismischen Ereignis innerhalb der letzten 10.000 Jahre
Großbritannien	Als aktiv gilt eine Störung, welche Gesteine versetzt, die jünger sind als das heutige tektonische Regime. Diese wird für GB mit 6 bis 8 Mio. Jahre angegeben
Polen	Eintritt von mindestens einem seismischen Ereignis innerhalb der letzten 10.000 Jahre
Finnland	Stärkere Erdbewegungen seltener als einmal in 100.000 Jahren
Bulgarien	Unbestimmter Zeitraum zwischen 5.000 und größer 2 Mio. Jahren
Japan	Beleg für Bewegungen ab dem späten Pleistozän (120.000 bis 130.000 Jahre); bei fehlendem Beleg für Bewegungen: Suche nach Bewegungen in den letzten 400.000 Jahren

Land / Organisation	Zeitraumen
USA	Beleg für mindestens eine Bewegung in den letzten 50.000 Jahren (potentiell 500.000 Jahre, abhängig von der Möglichkeit der Datierung des historischen Ereignisses);
USA, WSSPC	1,8 Mio. Jahre; Störung mit Durchbruch bis zur Oberfläche;
USA, USGS	Eine Störung, für welche ein Erdbeben "irgendwann in Zukunft" erwartet wird; gemeinhin Störungen, die mindestens einmal in den letzten 10.000 Jahren eine Bewegung erfahren haben.
China	Beleg für mindestens eine Bewegung innerhalb des späten Pleistozäns
Taiwan	Störungen mit nachgewiesener Aktivität seit dem Pleistozän (100.000 Jahre)
Russland	Versatz von aneinandergrenzenden Gesteinsblöcken von 0,5 m und mehr innerhalb der letzten 1 Million Jahre
IAEA	Keine Altersangabe, nur qualitative Beschreibung (Anpassung an die Landesvorgaben)

Für viele kritische Einrichtungen (Kernkraftwerke, Sicherheits- und Forschungseinrichtungen, Gefahrgutlager usw.) wird gemeinhin ein tektonisches Ereignis innerhalb des Quartärs (in älteren Publikationen ab etwa 1,6 bis 1,8 Mio. Jahre; nach aktueller stratigrafischer Gliederung der Internationalen Stratigrafischen Kommission (ISC) beginnt das Quartär schon vor 2,58 Mio. Jahren) als Standort-Ausschlusskriterium angegeben. Für andere Bereiche der seismischen Gefährdungsabschätzung (z.B. Baunormen) ist oft das Auftreten von tektonischen Bewegungen innerhalb des späten Pleistozäns (<100.000 Jahre) ausreichend.

Zur Definition einer „aktiven Störung“ wird in IAEA TECTOC-1767 [IAEA, 2015] ausgeführt, dass in hochaktiven Gebieten (z.B. Plattenrandbereiche) die Zugrundelegung relativ kurzer Wiederholungsintervalle der Erdbeben im Bereich von 10.000 bis 100.000 Jahren (spätes Pleistozän/Holozän bis rezent) geeignet sein kann, um eine Störung als aktiv zu definieren. In weniger aktiven Gebieten (z.B. innerhalb der tektonischen Platten) sind längere Perioden (z.B. Pliozän/Quartär bis rezent) als geeigneter anzusehen. Aus der konservativen Betrachtung von Kernkraftwerksstandorten wären alle Störungen der Erdkruste als potentiell reaktivierbar zu betrachten. „Danach ist es unmöglich auszuschließen, dass ein Erdbeben von geringer Magnitude an jedweder Störung auftreten kann“ (In fact, it is impossible to exclude that an earthquake of low magnitude may occur along any fault. [IAEA, 2015]).

Außerhalb der Vorgabe des StandAG wird der längste zu betrachtende Zeitraum für eine als aktiv geltende Störung vom Eidgenössischen Nuklearsicherheitsinspektorat der Schweiz angegeben. Danach werden aktive Störungen neotektonischen Prozessen zugeordnet, was tektonische Prozesse umfasst, „welche seit der Jurafaltung, d. h. seit ca. 10 Millionen Jahren aktiv sind“ [ENSI, 2014]. Dieser Einordnung hinsichtlich des Begriffs „Neotektonik“ folgen

auch [Sözbilir et al., 2018], jedoch setzten sie potentiell aktive Störungen ab dem oberen Pliozän (ca. 3,6 Ma) an.

Tabelle 4: Störungsklassifikation nach [Sözbilir et al., 2018]

Klassifikation der Störung	Geologisches Alter	Alter (ab ... Jahre)	Tektonische Phase	Aktivität der Störung
erdbebenindizierter Bruch an der Erdoberfläche	Holozän	1900 bis heute	Neotektonik	lebend
Holozäne Störung		11.000		
Quartäre Störung	Pleistozän	2.588.000		potentiell lebend
wahrscheinlich präquartäre Störung oder Lineament	Pliozän	5.000.000	nicht lebend	
	Oberes Miozän	10.000.000		
	Mittelmiozän und älter	>10.000.000	Paläotektonik	

Bei der zeitlichen Einordnung der Aktivität von Störungen ist auch das Zusammenwirken komplexer Störungssysteme zu berücksichtigen, beispielhaft wird hier auf die Korrelation von Tiefenstörungen mit aktiven jüngeren Störungen verwiesen, welche sich auch aus rezenten seismischen Bewegungen ableiten. So werden das Wittenburg-Beben 2000 und das Rostock-Beben 2001 NNW- bzw. NW-streichenden jüngeren Störungen im Tafeldeckgebirge zugeordnet, die Epizentren befinden sich jedoch beide im Kreuzungsbereich mit der NE-streichenden, deutlich älteren Schweriner Tiefenstörung [Grünthal et al., 2007].

4.3 Räumlicher Abstand einer „aktiven Störung“ zum potentiellen Endlagerbereich

Nach § 22 (2) StandAG ist für den Endlagerbereich ein Sicherheitsabstand zu aktiven Störungszonen einzuhalten, damit „das Endlagersystem und seine Barrieren“ nicht beeinträchtigt werden.

Der Sicherheitsabstand zwischen Endlagerbereich und aktiver Störungszone ist in seinen Anforderungen von den in den Regelwerken angegebenen Sicherheitsabständen zu kritischen Einrichtungen (Kernkraftwerke und andere, siehe Kapitel 4.2) zu unterscheiden. Im Gegensatz zu oberirdischen Bauwerken, welche durch die Bodenbeschleunigung auch in größerer Entfernung (mehrere Kilometer) vom Epizentrum des Erdbebens beschädigt werden können, ist die Gefährdung eines HAW-Endlagers nur durch einen Versatz“ und/oder

die Zerrüttung entlang einer tektonisch aktiven Störung gegeben, welche durch den Endlagerbereich und/oder dessen Sicherheitsabstand verläuft. In Abbildung 6 sind die Möglichkeiten der Bewegung des Untergrundes als Folge eines Erdbebens beispielhaft dargestellt.

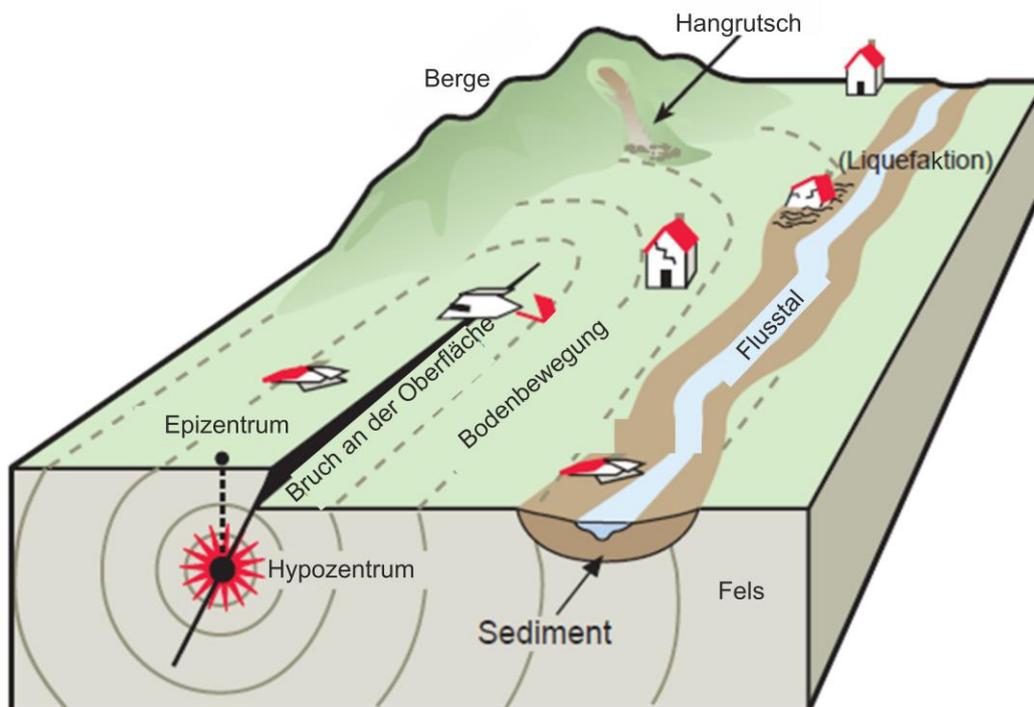


Abbildung 6: Merkmale und Gefahren eines Erdbebens mit Verwerfung, nach [Carpenter et al., 2014]

Für die formale Anwendung des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszone“ ist die Angabe einer Größe des Sicherheitsabstandes zunächst unerheblich. Bei der Darstellung des Verlaufs aktiver Störungszone in der Fläche, inklusive der Extrapolation des Verlaufs nachgewiesener aktiver Störungszone über größere Entfernungen und der Aufspaltung oder Auffiederung solcher Störungen/Störungszone ergeben sich jedoch zwangsläufig Überschneidungen mit der Darstellung einer „tektonischen Überprägung“, wie sie für die geologische Einheit eines Gebietes, in Anlage 3 zu § 24 (3) StandAG beschrieben ist. In Ermangelung von konkreten Vorgaben in §22 StandAG wurden die Angaben aus §24 StandAG durch die Autoren für eine vergleichende Betrachtung herangezogen:

- günstig:** weitgehend ungestört (Störungen im Abstand > 3 km vom Rand des einschlusswirksamen Gebirgsbereichs), flache Lagerung
- bedingt günstig** wenig gestört (weitständige Störungen, Abstand 100 m bis 3 km vom Rand des einschlusswirksamen Gebirgsbereichs), Flexuren
- ungünstig** gestört (engständig zerblockt, Abstand < 100 m), gefaltet

Diese Abstandsangaben sind nicht als Angaben zur Größe eines Sicherheitsabstandes zu verstehen, sondern sollen einen Vergleich mit Abstandsangaben ermöglichen, wie sie in anderen Ländern vorgegeben werden. Nachfolgend wird der internationale Kenntnisstand zur Bewertungsgröße Sicherheitsabstand zusammengefasst.

Neben dem Versatz an der Störungsfläche bewirkt ein Erdbeben seismisch induzierte Verstellungen des Untergrundes (Hebungen, Senkungen, Kriechen und postseismische Verstellungen) sowie die Bodenbeschleunigung während des Erdbebens. Für Kernkraftwerke werden in den Regelwerken Entfernungen zu Störungszonen (Hauptstörungen) und sekundären Störungen angegeben oder Beschränkungen hinsichtlich der Erdbebenstärke [IAEA, 2010; ANSI, 2015, JANSI, 2013; Gosatomnadzor, 2018; Rostechnadzor, 2006], welche in dieser Form nicht auf ein HAW-Endlager übertragen werden können. Einerseits kann für Kernkraftwerke der Verlauf einer Störung/Störungszone an der Oberfläche mit hinreichender Genauigkeit angegeben werden, was in größerer Tiefe so nicht möglich ist, andererseits sind die konstruktiven Möglichkeiten für die Gestaltung eines KKW-Fundaments deutlich günstiger zu bewerten als die eines HAW-Endlagers im Gesteinsverband.

Abstandsangaben von HAW-Endlagern zu (aktiven) Störungen oder Störungszonen sind in den Regelwerken der IAEA oder der Länder nicht zu finden. Im Allgemeinen soll eine „ausreichende“ Entfernung zur Störungzone oder zur potentiell reaktivierbaren geologischen Struktur vorhanden sein [NWMO, 2008].

In [McEwen & Äikäs, 2000] werden Kriterien für Abstände eines HAW-Endlagers zu Störungen/Störungszonen angegeben, welche für die Standortsuche in Finnland angewendet wurden. Dabei führte die Auswertung von Satellitenbildern, Luftbildern und topografischen Analysen über ein vergleichsweise einfaches Auswertungsschema zu einem Mosaik an tektonischen Blöcken, die von Störungszonen begrenzt werden. Diese werden in insgesamt 4 Klassen entsprechend ihrer Breite und Längenerstreckung eingeteilt:

Klasse 1: Breite ca. ein Kilometer, Längserstreckung dutzende oder hunderte Kilometer.

Klasse 2: Breite einige hundert Meter, Längserstreckung fünf bis mehrere Dutzend Kilometer. Störungszonen der Klasse 2 sind typische Begrenzungen der Zielgebiete (Target-Areas).

Klasse 3: Bruchlinien von einigen Dutzend bis etwa 100 m Breite innerhalb eines Zielgebiets begrenzen typischerweise homogenere, tektonisch weniger beanspruchte Untersuchungsgebiete (Investigation Areas).

Klasse 4: Lokale Bruchlinien innerhalb eines Untersuchungsgebietes. Dabei soll die Anzahl solcher Lineamente möglichst klein sein.

Im Ergebnis wurden landesweit 327 Zielgebiete in Form von Polygonen von jeweils 100-200 km² Fläche ausgewiesen, wobei jedes dieser Gebiete einen tektonisch stabilen Gesteinsblock darstellt, begrenzt von großräumigen Störungszonen.

In der Literaturquelle werden keine Mindestabstände zu den verschiedenen Störungen/ Störungszonen angegeben, da die Untersuchungsgebiete als Flächenbereiche mit möglichst geringer Anzahl von Lineamenten definiert werden. Für Schweden wird in [Alt et al., 2017] angegeben, dass im Sinne eines Ausschlusskriteriums der Mindestabstand 100 m zu regional wirksamen Störungszonen und „einige 10er Meter“ zu lokalen Störungszonen betragen soll.

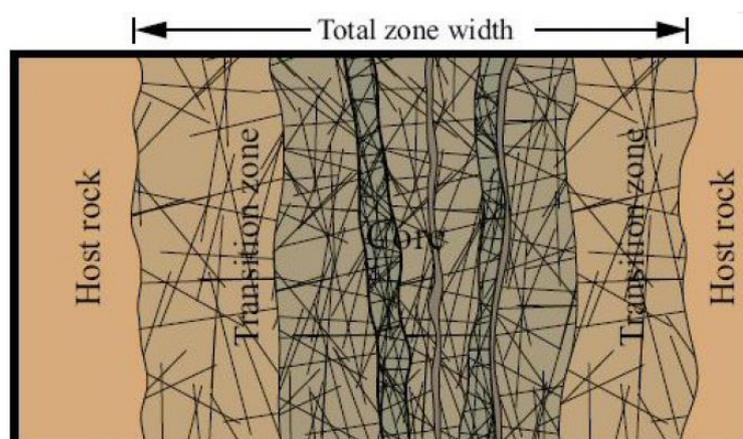


Abbildung 7: Schematische Darstellung der Zerrüttungszone (Kernzone (Core) und Übergangszone (Transition zone) zum Nebengestein (Host rock)) aus [Lampinen, 2007]

Erläuterungen zu Sicherheitsabständen (respect distances) werden in [Lampinen, 2007] gegeben. Hier werden die Ergebnisse der Überlegungen zu Sicherheitsabständen im Kontext zur Bedeutung der Störungszonen (regional, lokal groß (major) und lokal klein (minor)) für das Endlager ONKALO zusammengefasst. Für Störungszonen von regionaler Bedeutung und für große lokale Störungen mit einer Mindesterstreckung von 3 km Länge werden die größten Sicherheitsabstände mit ≥ 200 m angegeben. Dabei ist zu berücksichtigen, dass der Sicherheitsabstand erst ab Grenze der Deformationszone gilt, den Kernbereich der Störung und den Übergangsbereich somit nicht umfasst (s. Abbildung 7). Die Deformationszone ist generell bei allen Störungszonen ausgebildet.

Für den potentiellen Endlagerstandort der Schweiz im Opalinuston (Zürcher Weinland) wird ebenfalls ein Sicherheitsabstand von 200 m zwischen der Neuhausenstörung und der Außengrenze des Endlagerbereichs ausgewiesen [NAGRA, 2002]. Dieser Sicherheitsab-

stand gilt als Richtwert zu regionalen Störungen und kann, bei entsprechenden geologischen Hinweisen, auch größer sein [NAGRA, 2008].

4.4 Mögliche Reaktivierung von Störungen durch Eiszeiten

Vermeint zeigen Untersuchungen der letzten 15 bis 20 Jahre (z.B. [Keiding et al., 2018; Mikko et al., 2015; Brandes et al., 2018; Brandes et al., 2011]), dass durch Eisauflast während der Vergletscherungen der letzten Eiszeiten eine Reaktivierung von alten Störungen erfolgen kann, d.h. eine Reaktivierung von Störungen, welche mitunter vor mehreren hundert Millionen Jahren angelegt wurden und die nach dem derzeitigen Stand von W&T als inaktiv im Sinne des § 22 (2) StandAG angesehen werden. Da der Umfang dieser Reaktivierung durch Eisauflast derzeit nicht gesichert ist und im Rahmen dieses Forschungsvorhabens, die „Definition von aktiven Störungszonen nach §22 (2) Nr. 2 StandAG auf ihre hinreichend präzise Erläuterung zu prüfen und ggf. mögliche Auslegungsspielräume zu benennen“ sind [BfE, 2017], erfolgte deshalb auch eine Betrachtung der Beeinflussung von Störungen durch Eisauflast in den vergangenen Eiszeiten. Im Sinne des Ausschlusskriteriums wäre eine Reaktivierung aber nur relevant, wenn sie zu einem nachweisbaren deutlichen Versatz führte. In diesem Zusammenhang wurde folgenden Fragestellungen nachgegangen:

- In welchen Zeiträumen kam es in der Vergangenheit möglicherweise zu einer Reaktivierung von Störungen durch Eisauflast?
- Gibt es Nachweise für erfolgte Reaktivierungen von Störungen durch Eisauflast?
- Welche Konsequenz ergibt sich daraus für die Anwendung des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszone“?

Entsprechend der Aufgabenstellung und im Sinne der Anwendung des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszone“ gem. § 22 (2) StandAG erfolgt die Betrachtung der möglichen Reaktivierung von Störungen durch Eisauflast dabei nicht für zukünftige Ereignisse, sondern für die vergangenen Vergletscherungen während der letzten Eiszeiten.

Eiszeiten innerhalb der letzten 1 Million Jahre

Während der letzten 1 Million Jahre kam es in Deutschland zu 6 Kaltzeiten mit Vereisung, bei Eisdicken von bis zu 3 km über Skandinavien. In Tabelle 5 sind die Zeiträume der Kaltzeiten der letzten 1 Million Jahre zusammengestellt, in welchen Eiszeiten auftraten. Dabei fällt einerseits auf, dass die Zuordnung der Absolutalter zu den stratigrafischen Schichtgrenzen nicht immer möglich ist und mit zunehmendem Alter generell nicht mehr gegeben scheint [Liedtke, 2003; STD, 2016]. Andererseits weichen die Grenzen der Kaltzei-

ten teilweise erheblich (je nach Autor größer 100.000 Jahre) voneinander ab und zeigen eine außerordentliche Diskrepanz zu den Absolutaltern der Klimadaten (Zeitunterschied größer 200.000 Jahre ab Elster; s.a. Abbildung 8).

Tabelle 5: Kaltzeiten in Deutschland innerhalb der letzten 1 Million Jahre [Liedtke, 2003*; STD, 2016**, Bracke et al., 2016***]

Alpenraum	Zeitraum [Jahre]	Norddeutschland	Zeitraum [Jahre]
Würm	10.000 – 115.000*	Weichsel	10.000 – 115.000*
	11.700 – 115.000**		11.700 – 115.000**
	12.000 – 71.000***		12.000 – 71.000***
Riss	128.000 – 320.000*	Saale (Fuhne, Drenthe, Warthe)	128.000 – 320.000*
	126.000 – 300.000**		126.000 – 300.000**
	130.000 – 200.000***		130.000 – 200.000***
Mindel / Hosskirch	440.000 – ?*	Elster (Frühelster bis Spätelster)	440.000 – ?*
	320.000 – 400.000**		320.000 – 400.000**
	424.000 – 478.000***		424.000 – 478.000***
Haslach*	?	Cromer Komplex	?
Günz / Cromer	? – 730.000*	Cromer Komplex	nur Warmzeiten?
	400.000? – 780.000** 621.000 – 676.000***	Elbe***	621.000 – 676.000***
Donau	970.000 – ?* ?***	Menap	970.000 – ?* ?***

Trotz der genannten teilweise erheblichen Unsicherheiten in der Alterszuordnung ist die Grundaussage für die Anwendung des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszone“ jedoch deutlich: wenn es zur Reaktivierung von Störungen während der letzten Eiszeiten kam, dann erfolgten diese Reaktivierungen innerhalb der letzten 1 Million Jahre und somit innerhalb des zu betrachtenden Zeitraums von 34 Ma.

In [Stark et al., 2016] ist ausgeführt, dass im Alpenvorland die Eisvorstöße innerhalb der drei Kaltzeiten Hosskirch-, Riss- und Würm-Glazial als Doppelzyklen mit jeweils zwei Haupt-Eisvorstößen stattfanden.

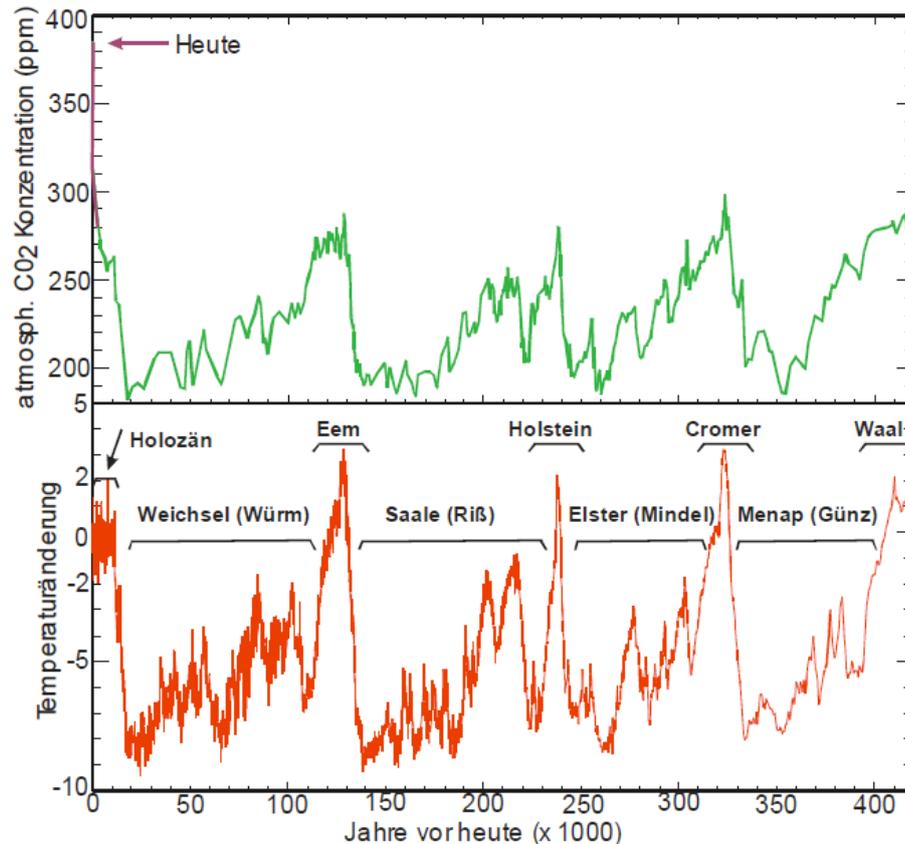


Abbildung 8: Atmosphärische CO₂-Konzentration und globale Mitteltemperatur der letzten 400.000 Jahre, aus [Kropp, 2009]

Ausgehend von einem bis über 4.000 m mächtigen Gletscher in Skandinavien wird für das Norddeutsche Tiefland eine Mächtigkeit des überlagernden Eises von 3.500 m angenommen [Noseck & Brewitz, 2005]. Für die südlichen Randlagen der Elstervereisung werden in [Stark et al., 2014] Literaturangaben von ca. 400 m bis 450 m zitiert (Unterharz: 450 m, Zwickau: 340-390 m, südlich Zittau 445 m). In [Reinhardt et al., 2017] werden für die Rissvereisung Eishöhen in den Alpen von über 2.000 m angegeben und für den würmzeitlichen Rheingletscher wird eine mittlere Eismächtigkeit von 350 bis 400 m angegeben [Stark et al., 2016]. Die angenommenen Eismächtigkeiten sind von großer Wichtigkeit für die Bewertung glazigen induzierter Störungen. Sowohl in [Stark et al., 2014] als auch in [Stark et al., 2016] und [Buhmann et al., 2010] wird die Krustendeformation infolge Eisauflast nur auf isostatische Ausgleichsbewegungen (Krustenabsenkungen und -hebungen aufgrund der Gletscherauflast) bezogen, nicht aber auf die Möglichkeit glazigen induzierter Störungen oder einer möglichen Reaktivierung vorhandener älterer tektonischer Störungen.

Reaktivierung von Störungen durch Eisauflast

Es existiert umfangreiche Literatur zu glazigen induzierten tektonischen Störungen in Skandinavien [Malehmir et al., 2015] und zur Reaktivierung vorhandener (älterer) Störungen

durch Eisauflast [Keiding et al., 2018; Mikko et al., 2015; Brandes et al., 2018; Brandes et al., 2011]. Untersuchungen in Gebieten mit mächtiger Lockergesteinsüberdeckung haben gezeigt, dass durch Gletscherauflast bzw. durch die Dynamik während der Vergletscherung bereits vorhandene (alte) Störungen auch im Festgesteinsuntergrund reaktiviert werden können und vertikale Ausgleichsbewegungen mit Versatz des gesamten Lockergesteinspakets möglich sind [Hübscher, 2018; Al Hseinat & Hübscher, 2015; Stackebrandt, 2005; Reicherter et al., 2005; Brandes et al., 2018]. Beispielhaft sei hier das Gebiet von Hondsrug (nördliche Niederlande) genannt, wo die Reaktivierung tektonischer Störungen im Basement mit Auswirkung auf die Lage der Vorwölbung des jeweiligen Eisvorstoßes nachgewiesen werden konnte. Insgesamt wurden die Auswirkungen von drei Saalevereisungen im Gebiet von Hondsrug untersucht (Abbildung 9) [Bregmann & Smit, 2012]:

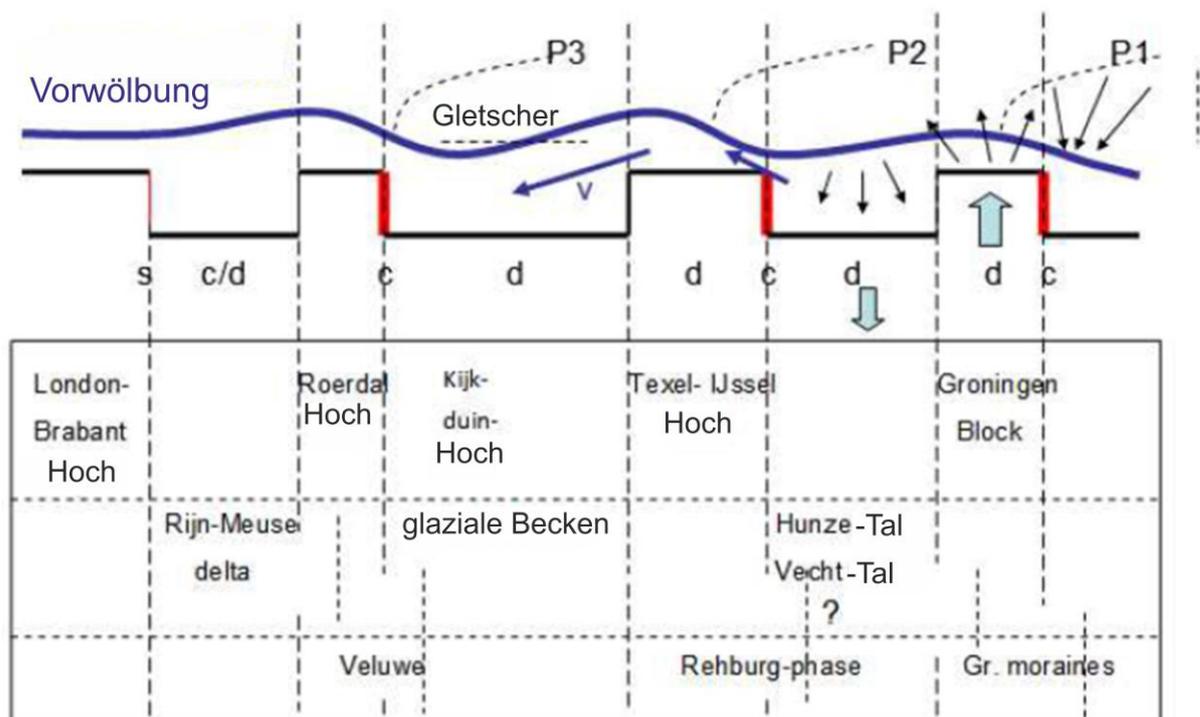


Abbildung 9: Bewegung des Gletschers im Gebiet der Saale-Vereisung (Drenthe-Warthe-Stadium) in den Niederlanden mit Darstellung der heutigen Hoch- und Tallagen nach [Bregmann & Smit, 2012]. Schwarze Pfeile zeigen Druck und Entlastung (d); die hellblauen Pfeile weisen auf die Blockbewegung im Basement hin. Blaue Pfeile zeigen den Aufstau bzw. das Fließen der Lockersedimente über dem Basement. Darstellung unmaßstäblich.

Ein weiteres Beispiel ist die Morphologie des Zentraleuropäischen Beckensystems (Central European Basin System – CEBS). Insbesondere für Norddeutschland besteht ein offensichtlicher Zusammenhang zwischen der Lage der Hauptstörungen im Basement und den rezenten Flussverläufen sowie Küstenverläufen [Sirocko et al., 2008; Reicherter et al., 2005]. Dabei korrespondieren die Lineamente und Störungen mit den alten Strukturen des variszischen

schen Basements. Als drittes Beispiel für das Durchpausen alter tektonischer Strukturen bzw. tektonischer Blockgrenzen wird die Anordnung von Salzstrukturen (Salzkissen, Salzdiapire) angegeben. Die Salzstrukturen zeigen dabei wiederum einen engen Zusammenhang mit glazigenen Strukturen. So wird in [Sirocko et al., 2008] angegeben, dass die meisten der Weichselendmoränen in Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg in direktem Zusammenhang mit den Salzstrukturen im Untergrund stehen. Der Einfluss und das mögliche Einwirken von Gletschervorstößen und -rückzug (Abschmelzen) sind beispielhaft in Abbildung 10 dargestellt.

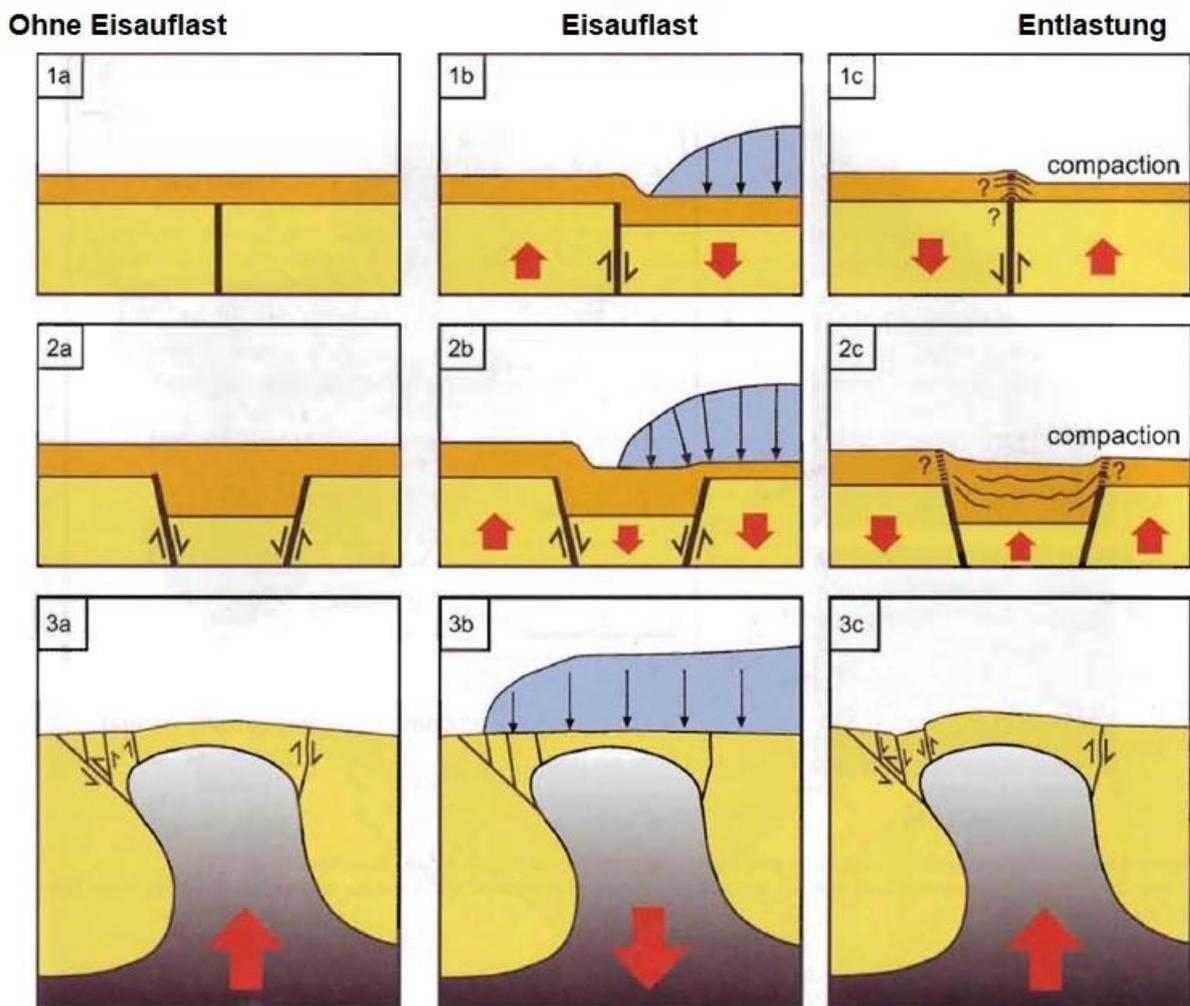


Abbildung 10: Durch Eislast induzierte Tektonik, aus: [Sirocko et al., 2008] | a-c: Einfluss von Eislast/Entlastung auf eine (vorhandene) tektonische Störung: Aktivierung der Störung und Entlastung nach Rückzug des Gletschers; rote Pfeile: relative Krustenbewegung; 2a-c: Einfluss von Eislast/Entlastung auf ein vorhandenes Grabensystem mit konjugierenden Störungen; 3a-c: Wirkung von Eislast/Entlastung auf Scheitelstörungen eines Salzdiapirs. Rote Pfeile zeigen die Bewegungsrichtung des Diapirs (compaction = Kompaktion)

Abbildung 11 zeigt die Möglichkeit der Bildung quartärer Rinnen parallel zur Gletscherfront (quer zur Richtung der Gletschervorstöße) im Top verdeckter, reaktivierter älterer Störungen [Al Hseinat & Hübscher, 2015].

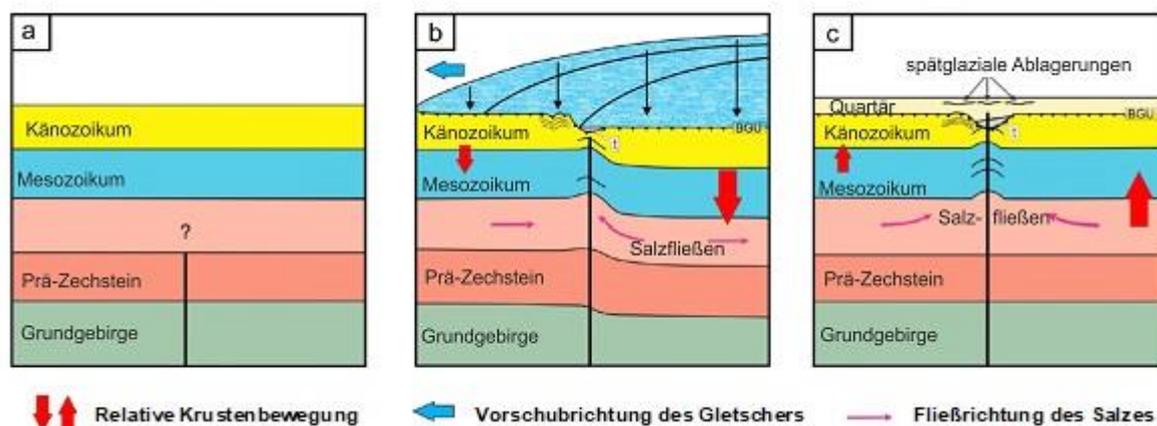


Abbildung 11: Durch Eislast induzierte Tektonik, aus: [Al Hseinat & Hübscher, 2015]

- a: vorhandene (Tiefen-) Störung,
- b: Gletschervorstoß, Störungsaktivierung und Absenkung
- c: Hebung nach Rückzug des Gletschers

Auf die Möglichkeit der Reaktivierung von Störungen in Verbindung mit Salzdiapiren wird in [Stackebrandt, 2005] und [Reicherter et al., 2005] hingewiesen. Danach kommen derartige glazialisostatische Aktivierungen in erster Linie auch als Ursache für die jungen Nachbewegungen des Diapirs von Sperenberg in Frage. Während die postpleistozäne Morphologie von an Basementstörungen angepassten Flussläufen gut sichtbar ist, ist der Zusammenhang zwischen möglicher Störungsreaktivierung und früheren Vereisungen schwieriger zu erkennen, wobei die Verläufe pleistozäner Rinnen gut mit dem generellen Verlauf von Hauptstörungsverläufen im Basement korrelieren [Stackebrandt, 2005].

Im Ergebnis der Untersuchung von topographischen Depressionen in Norddeutschland verweist [Grim, 2012] darauf, dass es allgemein schwierig ist, zwischen Subsidenz, Störungsaktivität, glazialen Einflüssen oder Sedimentkompaktion zu unterscheiden, die potentiell Einfluss auf die Senkenbildung oder -ausprägung nehmen können. Dies ist auch dadurch zu begründen, dass Tunneltäler meist schon an Schwächezonen ausgerichtet sind [Grim, 2012]. Im konkreten Fall zeigen die Untersuchungsergebnisse, dass eine detektierte Depression mit der Flanke des Glückstadt-Grabens und oberflächennahen Störungen korreliert sowie mit einem eozänen Subsidenzgebiet, in welchem auch heute noch leichte Senkungstendenzen nachgewiesen werden [Grim, 2012].

In diesem Zusammenhang sei auf zwei Beispiele aus Norddeutschland verwiesen. Neuere Untersuchungen der Salzkissen von Schlieven und Marnitz (südwestliches Mecklenburg) deuten darauf hin, dass die tiefliegende Quartärbasis in diesem Bereich nicht als Rinnenfüllung zu interpretieren ist, sondern dass diese genetisch im Zusammenhang mit jungen halokinetischen, möglicherweise glazial-isostatisch induzierten Bewegungen steht [Müller & Obst, 2008], s.a. Abbildung 12.

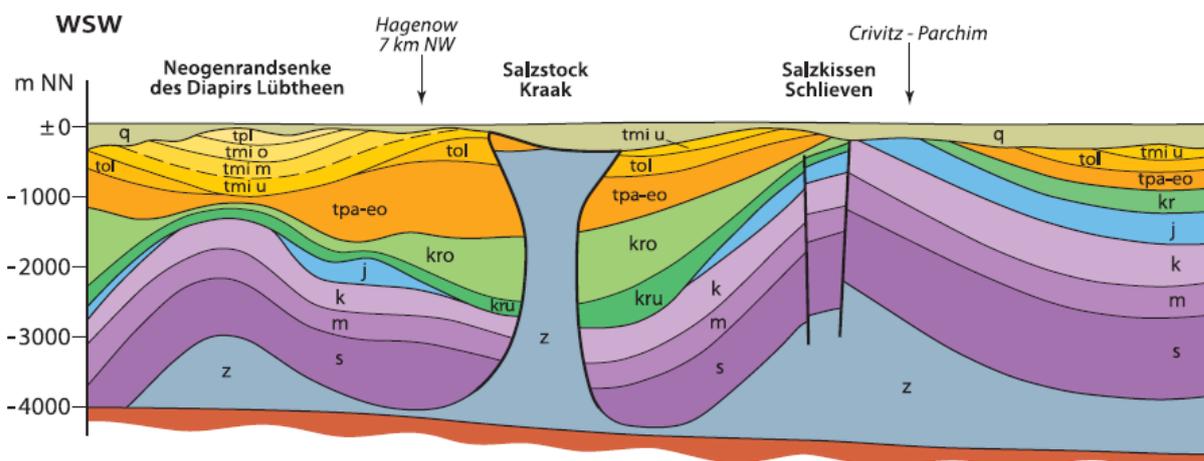


Abbildung 12: Schnitt durch verschiedene Zechstein-Salzstrukturen (z) in SW-Mecklenburg, Auszug aus [Müller & Obst, 2008]

Zum Dachbereich des Salzdiapirs Sterup (NE Schleswig-Holstein) wird in [Rosenbaum, 2016] ausgeführt, dass im Ergebnis der Auswertung seismischer Profile eine Aktivität der Störungen nur bis in die Zeit nach der Kreide (60 Mio. Jahre) belegt ist, es jedoch Hinweise gibt, „dass die Störungen durch Ausgleichsbewegungen infolge der Eisauflast bzw. des Abschmelzens des Eises reaktiviert wurden.“

Vorliegende Untersuchungen und Modellrechnungen bestätigen die Möglichkeit einer durch Eisauflast bedingten quartärzeitlichen Reaktivierung von Störungen [Stackebrandt, 2005; Lund et al., 2009; Bregmann & Smit, 2012; Steffen et al., 2014; Bracke et al., 2016], wobei dies nicht nur auf Scheitelstörungen von Salzdiapiren oder diapirnahe Störungen beschränkt wird. Modellrechnungen von [Lund et al., 2009] für die Weichsel-Kaltzeit ergaben für einen Tiefenbereich bis etwa 5 km Maximalwerte für die Horizontalspannung von bis zu 40 MPa unter dem Gletscher und bis zu -20 MPa vor der Gletscherfront, wodurch im Modell die Reaktivierung von Störungen ermöglicht wird. Die größten Zugspannungen treten allerdings nicht unterhalb der Eisdecke mit der größten Mächtigkeit auf, sondern bis etwa 300 km davor [Lund et al., 2009, dort Abbildung 2-5].

Die Wirkung der Eisauflast auf die Kruste wird anschaulich in [Bracke et al., 2016] beschrieben (Abbildung 13). Wesentlich für die Entstehung und Aktivierung/Reaktivierung von Störungen ist die Spannungsänderung im Wirkungsbereich Gletscherauflast – Vorwölbung, welche mit Annäherung an die Erdoberfläche zunimmt. Die angegebene „neutrale Faser“ in der Plattenmitte befindet sich dabei im Bereich bzw. tiefer der Moho (in 30 bis 40 km Tiefe) und ist somit für die gegenständliche Betrachtung irrelevant. Dies betrifft auch die Darstellung zur Öffnung von Mikrorissen in Abbildung 13, welche gesondert (z.B. im noch in Bearbeitung befindlichen Vorhaben überErStand) zu betrachten ist.

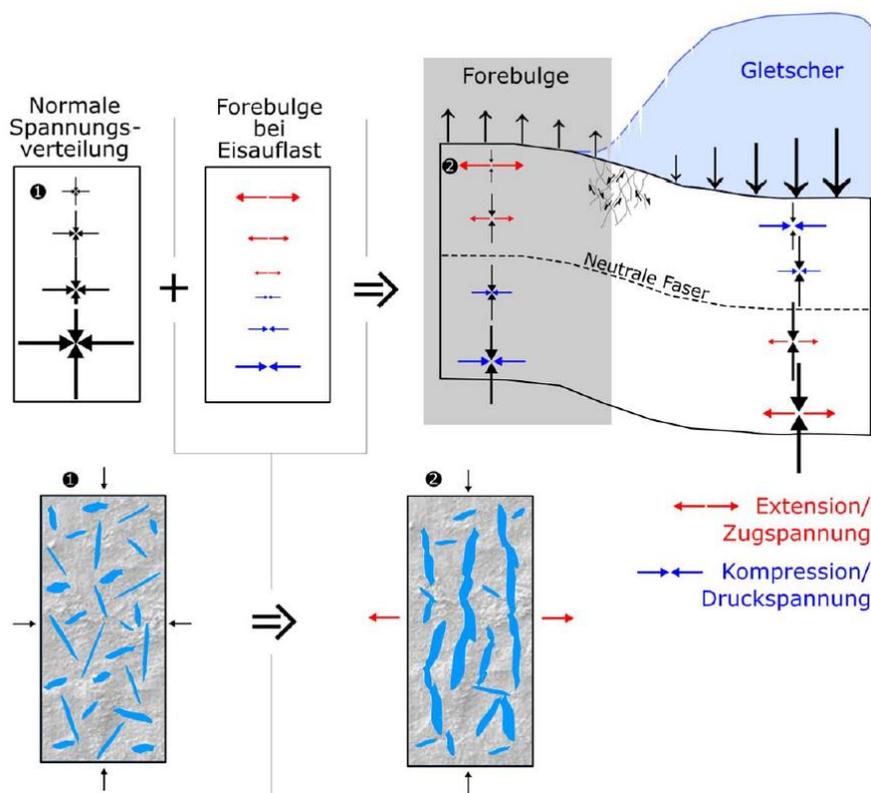


Abbildung 13: Darstellung der Spannungsänderungen durch Aufwölbung aufgrund von Vergletscherung nach [Bracke et al., 2016].

Nach [Bracke et al., 2016] ist die Spannungsänderung unterhalb der Eisdecke in 500 m Tiefe bereits zu gering für die Reaktivierung von Störungszonen, wobei die größten Spannungsänderungen allerdings im Bereich der Vorwölbung (Peripheral Bulge/Forebulge) vor dem Gletscher (bis zu 300 km vor der Gletscherfront im Modell von [Lund et al., 2009]) auftreten.

Dagegen zeigen nach [Steffen et al., 2016] Modellrechnungen mit einem Gletscher von 500 m Mächtigkeit und 200 km Ausdehnung im Verlauf der Vergletscherung und Abtauphase Spannungsänderungen in der Erdkruste, welche bis in 5 km Tiefe glazigen induzierte Störungen (glacially induced faults, GIF) auslösen können und somit auch eine Reaktivie-

rung älterer tektonischer Störungen gegeben wäre. Dies steht im Widerspruch zu den Aussagen von [Bracke et al., 2016]. Bereits früher durchgeführte Modellrechnungen haben jedoch ergeben, dass die Erdkruste unter vergletscherten Gebieten Werte nahe einer kritischen Spannung aufweisen kann, so dass eine Aktivierung von Störungen infolge eines eiszeitlichen Zyklus ermöglicht würde [Steffen et al., 2014]. Dabei konnte gezeigt werden, dass die Größe der Bewegungsrate an allen Störungen im Wesentlichen vom Reibungskoeffizienten innerhalb der Erdkruste und entlang der Störung bestimmt wird, ebenso wie durch die Tiefe (das Ende) und den Einfallswinkel der Störungen. Flach einfallende Störungen (Einfallswinkel 30°) erreichen dabei im Modell Bewegungsraten bis 63 m, was einer Erdbebenstärke von mindestens 7,0 entsprechen würde. Die Kruste unterhalb des Gletschers erreicht in diesem Modell einen kritischen Spannungszustand, so dass geringe Spannungsänderungen während des Vergletscherungsprozesses (Abtauphase) ausreichen könnten, um eine Aktivierung von Störungen auszulösen.

Weiterhin wird in [Craig et al., 2016] darauf hingewiesen, dass tektonisch stabile Kontinentalplatten elastische Spannungen über längere Zeiträume speichern können, welche während kurzzeitiger Spannungsänderungen, wie sie bei Gletscherauflast entstehen, schlagartig als intermittierende Intraplatten-Beben freigesetzt werden können.

Der direkte Einfluss der Dynamik einer Vergletscherung (Eislast – Abschmelzen des Gletschers) auf die Reaktivierung vorhandener tektonischer Störungen wurde auch durch die Migration (leakage) von Erdöl entlang solcher Störungen nachgewiesen [Ostanin et al., 2017].

Prinzipiell gilt, dass sich die Festigkeit in der Erdkruste mit der Tiefe verändert. Die obersten 10 bis 15 km können als spröde reagierend angesehen werden, im Gegensatz zur duktilen Unterkruste (und dem duktilen/viskosen Mantel) [Bracke et al., 2016, Lund et al., 2009]. Der Umstand, dass die Oberkruste spröde reagiert, kann generell auch auf die mächtige Lockergesteinsbedeckung in Norddeutschland oder anderen vergleichbaren Beckenbildungen (Niederrheinische Bucht, mitteldeutsche Tertiärbecken, Rheingraben, Molassebecken) übertragen werden, jedoch sind geringe Versatzbeträge an Störungen nur bei gut geschichteten tonig-schluffigen Sedimenten nachweisbar [Brandes et al., 2012; Brandes et al., 2018].

Die Vergletscherung war für alle von der Eiszeit betroffenen Gebiete in Deutschland ein dynamischer Prozess. Damit verbunden waren Materialverfrachtungen von einigen hundert Kilometern (u.a. Transport dekameter-mächtiger Gesteinspakete bis 100 km Entfernung). Nach den Modellrechnungen besteht die Möglichkeit, dass die mit der Gletscherauflast verbundene Spannungsänderung in der Kruste die Reaktivierung tektonischer Störungen bis

in mindestens 2 km Tiefe für alle Gebiete bis 300 km vor der Front der Maximalvereisung (Elster in Ostdeutschland, Saale in Nordwestdeutschland) ermöglichte (s. Abbildung 14).

In Verbindung mit der vergleichbaren dynamischen Beanspruchung der Kruste auch durch die Alpengletscher (Eismächtigkeit von mindestens 2.000 m) ergibt sich, dass während des Pleistozäns bzw. während der letzten 1 Mio. Jahre im gesamten Bundesgebiet die Möglichkeit der Reaktivierung von Störungen bestand.

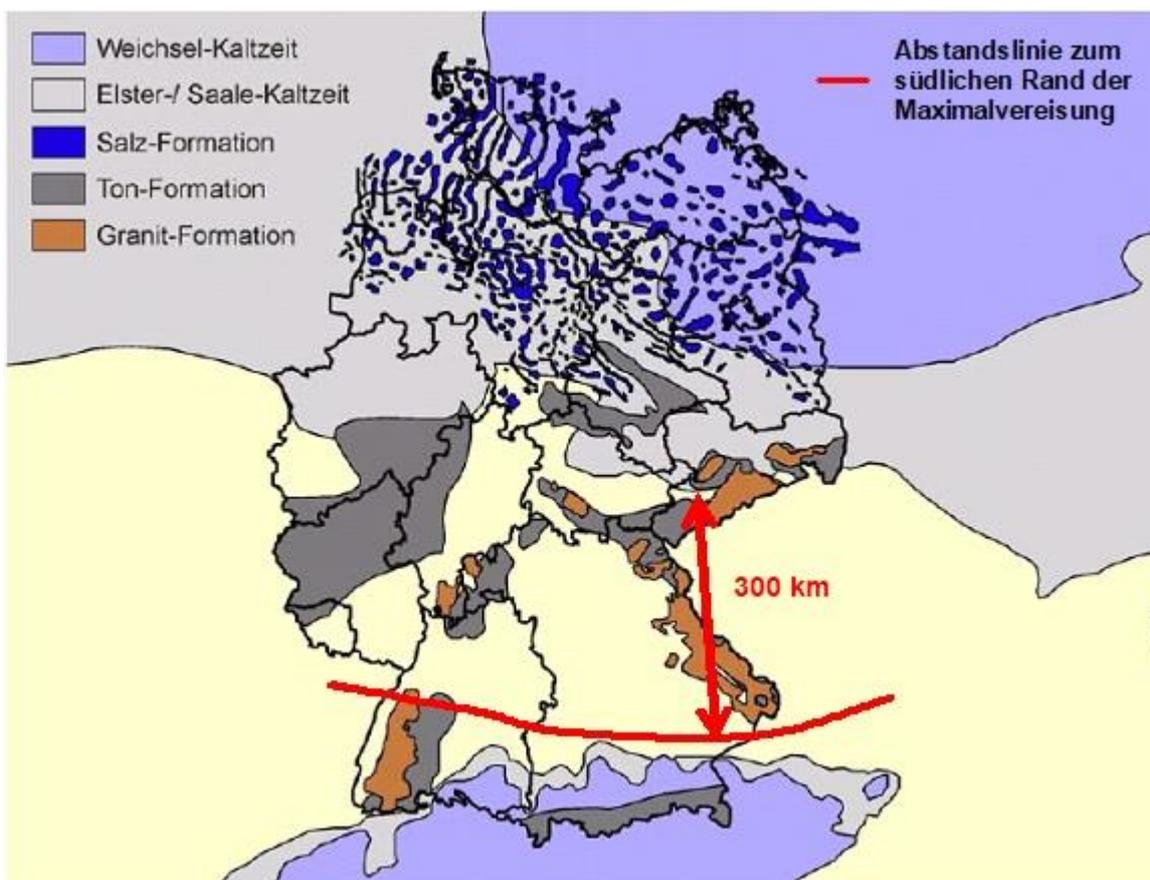


Abbildung 14: Bereich bis 300 km vor der Gletscherfront (größte Ausdehnung während des Quartärs) mit Angabe der Verbreitung bedeutender Salz-, Ton- und Granit-Formationen in Deutschland; ergänzt nach [Noseck & Brewitz, 2005]

Mögliche Reaktivierung von Störungen durch Eisauflast – Bezug zum StandAG

Wenn konkrete Anhaltspunkte für eine umfassende Aktivierung/Reaktivierung von Störungen/Störungszonen durch Vergletscherung während der vergangenen Eiszeiten vorliegen, dann stellen diese Störungen/Störungszonen potentiell ein Ausschlusskriterium gem. § 22 Abs. 2 Nr. 2 StandAG dar. Hierbei spielt es keine Rolle wodurch die Bewegung erfolgt ist (statisch durch Eisauflast oder dynamisch durch Spannungsänderungen), sondern nur, ob eine Bewegung mit resultierendem deutlichen Versatz stattfand.

Der vorliegende Wissensstand zeigt,

- dass es infolge Eisauflast während der letzten 1 Mio. Jahre zur möglichen Reaktivierung einiger Störungen/Störungszonen kam,
- dass Modellrechnungen die bisher nicht belegte Reaktivierung weiterer Störungen/Störungszonen möglich erscheinen lassen, und zwar
- unabhängig von der Mächtigkeit der Lockergesteinsüberdeckung und
- mit Tiefenreichweiten von deutlich mehr als 1.000 m.

Da mit jeder neuen Untersuchung weitere Störungen, die früher als „inaktiv“ angesehen wurden, nunmehr als „aktiv“ i. S. des StandAG eingestuft werden könnten, und nach den vorliegenden Modellen alle vorhandenen Störungen während der letzten Eiszeiten potentiell reaktiviert worden sein können, ist es aus Sicht der Autoren zielführend, die Vorgehensweise bei der Erfassung aktiver Störungszonen zu modifizieren (s.a. Kapitel 8.2.2).

In dem Zusammenhang wird darauf hingewiesen, dass die in § 22 (2) Nr. 2 StandAG verwendeten Formulierungen „Verwerfungen mit deutlichem Gesteinsversatz“ und „ausgedehnte Zerrüttungszonen“ weder eindeutig definiert sind, noch in jedem Fall mit einfachen Mitteln (d.h. zeit- und kostengünstigen, für die jeweiligen geologischen Randbedingungen geeigneten Erkundungsmethoden (s. Kapitel 5)) nachweisbar sind. Hier wird auf Kapitel 6.1 verwiesen.

5 Methoden zur Erkundung von Störungen/Störungszonen und Untersuchung ihrer Aktivität

Der Nachweis der Störungsaktivität im Sinne des StandAG kann in zwei Schritte gegliedert werden, für die nach Stand von Wissenschaft und Technik jeweils verschiedene Methoden geeignet sind:

1. Die Lokalisierung der Störung/Störungszone im relevanten Tiefenbereich. Für die Anwendung weiterführender Untersuchungen ist auch eine Lokalisierung der Störung/Störungszone an der Oberfläche hilfreich.
2. Der Nachweis der Aktivität an der lokalisierten Störung, die sich in Form eines deutlichen Versatzes und/oder einer ausgedehnten Zerrüttungszone in jüngeren Einheiten darstellt oder durch gegenwärtige seismische Aktivität.

Der relevante Tiefenbereich wird durch die Mindestanforderungen an den einschlusswirksamen Gebirgsbereich (§ 23 StandAG) auf eine Tiefe von mehr als 300 m unter der Geländeoberkante begrenzt. Zur Tiefe hin ist keine Begrenzung vorgeschrieben. Aus praktischen

Erwägungen (steigende Gesteinstemperatur, bergbautechnische Machbarkeit) kommt für die Einlagerung in tiefe geologische Formationen nur der obere Teil der Erdkruste bis wenige Kilometer Tiefe in Frage. Die Anwendbarkeit der Nachweismethoden wird daher im Folgenden für dieses Tiefenintervall charakterisiert.

In Kapitel 5.1 werden Methoden zur Lokalisierung von Störungen/Störungszonen dargestellt. Die meisten dieser Methoden können Störungen/Störungszonen nur an der Oberfläche oder in geringer Tiefe bis einige Zehnermeter nachweisen. Zum Nachweis in den für die Standort-suche relevanten Tiefen eignen sich in erster Linie die Seismik oder der direkte Nachweis durch Bohrungen. Die Lokalisierung an der Oberfläche ist jedoch eine Voraussetzung, um weitere oberflächennahe Untersuchungen zur möglichen Aktivität der Störung/Störungszone durchführen zu können.

Bei den weiterführenden Methoden ist zu unterscheiden zwischen Methoden, die geogene Bewegungen nachweisen, ohne eine tektonische oder atektonische Ursache zu belegen (Kapitel 5.2), und Methoden, die die tektonische Bewegung an einer Störung/Störungszone nachweisen (Kapitel 5.3). Die in Kapitel 5.2 erläuterten Methoden sind mehr oder weniger flächendeckend einsetzbar, allerdings müssen nicht-tektonische Bewegungsursachen durch weitere Untersuchungen ausgeschlossen werden. Die Nachweismethoden in Kapitel 5.3 sind teilweise mit erheblichem Aufwand verbunden und teilweise an bestimmte geologische Voraussetzungen (bei der jeweiligen Methode erläutert) gebunden, so dass sie nicht flächendeckend einsetzbar sind.

Der volle Nachweiszeitraum von 34 Millionen Jahren kann nur abgedeckt werden, wenn geologische Einheiten entsprechenden Alters vorhanden sind (versetzte Gesteinspakete, Gesteinsgänge, Mineralisationen oder Störungsgesteine wie Brekzien). In Kapitel 5.4 wird ein Überblick über die verfügbaren Datierungsmethoden für diese Bildungen, die absolute Alter liefern können, gegeben.

Die Darstellung beschränkt sich jeweils auf die Anwendbarkeit der Methoden für die Lokalisierung von Störungen und den Nachweis von deren Aktivität. Weiterführende und vertiefende Darstellungen zu anderen Anwendungsmöglichkeiten sind Bestandteil des BASE-Forschungsvorhabens „Messmethoden für übertägige Erkundungsprogramme gemäß StandAG“ (MessEr, Bericht noch in Bearbeitung).

5.1 Methoden zur Lokalisierung von Störungen

Einige der in Kapitel 5.3 beschriebenen Methoden zur Untersuchungen der Aktivität von Störungen/Störungszonen setzen voraus, dass die zu untersuchende Störung/Störungszone zunächst als solche erkannt und dann für weitere Untersuchungen hinreichend genau lokalisiert wird. Neben Methoden, die nur die Geländeoberfläche untersuchen (z.B. Fotolöneationen) können auch Methoden mit Tiefenreichweiten von wenigen Metern (z.B. Georadar) bis hin zu mehreren Kilometern (v.a. Seismik) angewendet werden. Ausschlaggebend für die Wahl einer geeigneten Methode ist die Mächtigkeit der ggf. vorhandenen ungestörten Überdeckung der Störung/Störungszone. Die Lokalisierung von Störungen in dem für das Endlager relevanten Tiefenbereich ist dabei fast nur durch Seismik und Untertagekartierungen möglich. Wenn die Lage und das Einfallen einer Störung/Störungszone mit den anderen hier beschriebenen Methoden mit geringerer Tiefenreichweite bestimmt werden kann, ist die Extrapolation des Störungsverlaufs in den relevanten Tiefenbereichen auch auf Grundlage dieser Methoden möglich. Neben den genannten im Folgenden beschriebenen Verfahren ist natürlich auch die geologische Kartierung eine wichtige Methode zur Lokalisierung von Störungen. Da die geologische Kartierung unter bestimmten Bedingungen auch direkt den Nachweis der Aktivität erbringen kann, erfolgt die Beschreibung dieser Methode jedoch erst in Kapitel 5.3.

5.1.1 Seismische Untersuchungen

Methodik

Seismische Untersuchungen nutzen Schallwellen aus natürlichen (Erdbeben) oder künstlichen (Sprengungen, Vibrationsquellen, Airguns für Unterwasser-Messungen) Quellen, die im Untergrund reflektiert oder refraktiert werden. Aus der Laufzeit von der Quelle bis zum Empfänger (Geophon) kann, wenn die Verteilung der Schallgeschwindigkeiten in den durchlaufenen geologischen Einheiten bekannt ist, durch die sogenannte Tiefenmigration ein Profilschnitt durch den Untergrund erzeugt werden, der die Lage und Ausdehnung der reflektierenden/refraktierenden Schichten zeigt. Wenn diese Schichten durch Störungen/Störungszonen versetzt werden, zeigt der zugehörige Reflektor im seismischen Profil eine Unterbrechung und Tiefenänderung. Zu den verschiedenen Typen von Wellen, deren Laufzeit ausgewertet werden kann, zählen Primärwellen (Kompressionswellen), Sekundärwellen (Scherwellen) sowie verschiedene Typen von Oberflächenwellen (Rayleigh- und Love-Wellen, diese breiten sich bevorzugt entlang von Grenzflächen aus).

Die Refraktionsseismik nutzt refraktierte Wellen. Refraktion tritt auf, wenn die Welle unter dem kritischen Winkel, der durch die Differenz der Schallgeschwindigkeiten an der Grenze von zwei Gesteinspaketen bestimmt ist, auf diese Grenzfläche trifft. Eine Reihe von Geophonen, die zu einem Profil aufgereiht sind, zeichnet die Zeitpunkte auf, an denen die refraktierten Wellen wieder die Erdoberfläche erreichen. Die Tiefenlage einer flach lagernden refraktierenden Grenzfläche kann leicht aus den Laufzeiten der Ersteinsätze und den Schallgeschwindigkeiten bestimmt werden. Da die kritischen Winkel typischerweise klein sind, ist das Verfahren eher für geringe Eindringtiefen geeignet, da sonst sehr lange Geophonauslagen benötigt werden. Im Rahmen ingenieurgeologischer Erkundungen werden oft nur Eindringtiefen von einigen Metern benötigt, die mit einem Hammerschlag als Quelle und Geophonauslagen von einigen Zehnermetern realisierbar sind. Mit Anregung durch Kleinstsprengungen und komplexere Auswerteverfahren sind auch Eindringtiefen bis 300 Meter realisierbar [Halpaap et al., 2018]. Daneben gibt es noch groß angelegte refraktionsseismische Kampagnen zur Bestimmung der Geschwindigkeitsverteilung in der tieferen Lithosphäre, also für Bereiche weit unterhalb des hier relevanten Tiefenbereichs.

Die Reflexionsseismik nutzt die Laufzeiten von Schallwellen, die an Grenzflächen (Reflektoren) mit Impedanzkontrast (Unterschied der Schallgeschwindigkeiten) reflektiert werden. Die Geophonauslage kann als Profil (2D-Seismik) oder mit höherem Aufwand auch als Gitternetz (3D-Seismik) erfolgen. Aus der Signalstärke und den Laufzeiten kann dann entsprechend ein zweidimensionales (seismisches Profil, s. Abbildung 15) oder dreidimensionales Bild des Untergrunds bis in mehrere Kilometer Tiefe erzeugt werden. Um die Tiefenlage der darin sichtbaren Reflektoren zu bestimmen, ist die Tiefenmigration erforderlich. Da die Schallgeschwindigkeit in den verschiedenen geologischen Schichten variabel ist (sonst wären auch keine Reflektoren vorhanden) kann die Laufzeit nicht einfach in die Tiefe umgerechnet werden. Aus Laboruntersuchungen an Gesteinsproben und ggf. Messungen in Bohrlöchern muss ein Geschwindigkeitsmodell des Untergrunds ermittelt werden, mit dessen Hilfe Laufzeiten in Tiefen umgerechnet werden können. Um diese Informationen zu gewinnen und um ein Referenzprofil für die Tiefenmigration und die Zuordnung der Reflektoren zu stratigraphischen Einheiten zu haben, werden Tiefbohrungen nahe der Profile abgeteuft oder bereits existierende Tiefbohrungen genutzt. Aus einem Netzwerk von seismischen Profilen und Tiefbohrungen als Stützpunkte können durch die Korrelation von Reflektoren und deren Identifikation mit stratigraphischen Einheiten in den Bohrungen Schichtlagerungskarten erzeugt werden. Diese zeigen die Tiefe bestimmter Grenzflächen im Untergrund und ihren Versatz an Störungen/Störungszonen an.

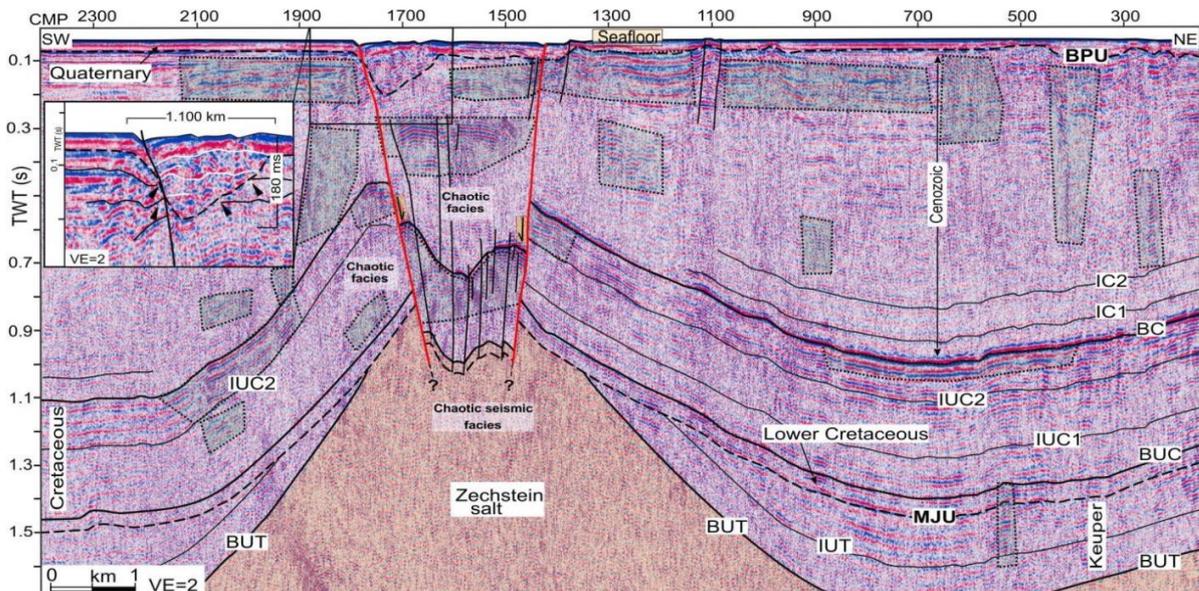


Abbildung 15: Darstellung einer 2D-Seismik aus Schiffsmessungen in der Eckernförder Bucht (Al Hseinat et al., 2016). Reflektoren, die mit geologischen Grenzflächen identifizierbar sind, sind mit schwarzen Linien nachgezogen. Mit roten Linien sind Störungen dargestellt, die durch die Unterbrechung und den Versatz von Reflektoren erkannt wurden. Auf der Hochachse ist die Signallaufzeit (TWT) in Sekunden aufgetragen. Um ein Profil mit den tatsächlichen Tiefenlagen der Reflektoren zu erhalten, müsste noch die Tiefenmigration mit Hilfe eines Geschwindigkeitsmodells durchgeführt werden.

Eine alternative Anwendung der flachen Reflexionsseismik zur Lokalisierung von aktiven Störungen beschreiben [Woolery and Almayahi, 2014]. Das Verfahren detektiert die Doppelbrechung von Scherwellen an Diskontinuitäten im Untergrund, die durch die Bewegung von Lockergestein an aktiven Störungen/Störungszonen verursacht werden.

Vorhandene Daten

Eine große Menge an seismischen 2D- und 3D-Aufnahmen wurde im Zuge der Erdöl- und Erdgas-Exploration in den dafür hoffigen Sedimentbecken gewonnen. Dazu zählen das Norddeutsche Becken, das Molassebecken und der Oberrheingraben, in geringerem Umfang auch das Thüringer Becken und die Hessische Senke (s. Abbildung 16). Diese Daten sind zum größten Teil im Besitz der jeweiligen Explorations- und Bergbauunternehmen oder ihrer Nachfolger und daher nicht öffentlich zugänglich. Tiefenseismische Sondierungen zu Forschungszwecken wurden insbesondere durch das DEKORP-Programm realisiert. Dabei wurden auch einige Profile abseits der gut erforschten Becken aufgenommen, dennoch ist der Kenntnisstand in den Mittelgebirgs- und Kristallinregionen gering. Da diese Profile für die Untersuchung der tieferen Erdkruste optimiert sind, gibt es im endlagerrelevanten Tiefenbereich nur wenige erfasste Reflektoren, die hinsichtlich aktiver Störungen ausgewertet werden

könnten. Teilweise wurden auf Basis der seismischen Daten Kartenwerke mit Horizontkarten verschiedener geologischer Einheiten publiziert:

- Norddeutsches Becken: Niedersachsen und Schleswig-Holstein [Baldschuhn et al., 2001], Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern und Teile von Sachsen-Anhalt [Reinhardt, 1993],
- Oberrheingraben [GeORG-Projektteam, 2013],
- Molassebecken [GeoMol Team, 2018, 2015].

Weitere Publikationen, in denen seismische Profile im Hinblick auf junge Bewegungen an Störungen ausgewertet worden sind:

- Norddeutsches Becken: [Al Hseinat et al., 2016; Bayer et al., 1999; Brandes et al., 2011; Hansen, 2006; Kossow, 2001; Scheck et al., 2002; Sirocko et al., 2002; van Gent et al., 2009],
- Alpenraum: [Auer and Eisbacher, 2003; Vollmayr und Jäger, 1995],
- Molassebecken: [Hartmann et al., 2016],
- Oberrheingraben: [Lopes Cardozo et al., 2005; Haimberger et al., 2005; Peters et al., 2005],
- Niederrheinische Bucht: [Megharoui et al., 2000].

Eine Anwendung der 3D-Seismik zum Auffinden von Störungen/Störungszonen im Kristallin in der Umgebung von Schneeberg im Erzgebirge ist publiziert in [Hloušek et al., 2015] und [Schreiter et al., 2015]. Eine weitere Anwendung der Reflexionsseismik für die Erkundung aktiver Störungen in geringer Tiefe beschreibt [Halpaap et al., 2018] für das tschechische Cheb-Becken, dessen Störungen sich teilweise auf deutsches Staatsgebiet fortsetzen.

Reflexionsseismische Untersuchungen der tieferen Lithosphäre wurden an mehreren Profilen durchgeführt und publiziert. Diese Untersuchungen werden hier nicht weiter erläutert, da sie nicht zum Nachweis aktiver Störungen in den für die Standortsuche relevanten Tiefenbereichen geeignet sind.

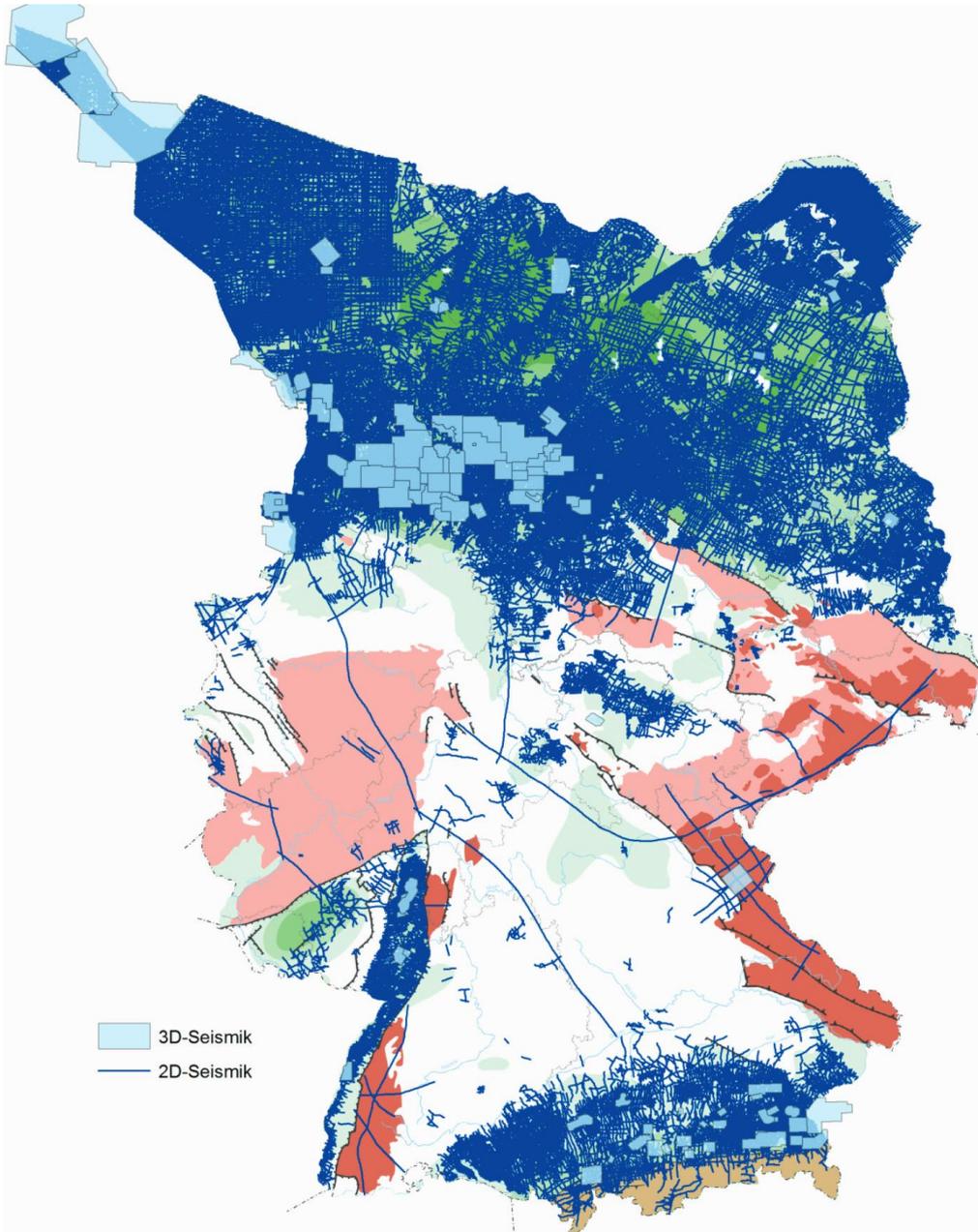


Abbildung 16: Überblick über die in Deutschland vorhandenen seismischen Daten [BGR, 2014]. Während die erdöl- und erdgasführenden jungen Becken gut erkundet sind, gibt es nur wenige Daten aus den Mittelgebirgsregionen.

Genauigkeit der Methode

Da Störungen meist nicht direkt abgebildet, sondern durch Versätze von Reflektoren abgeleitet werden, wird die Lagegenauigkeit der nachgewiesenen Störungen durch die Güte der Tiefenmigration der Messdaten bestimmt. Diese hängt wiederum von der Kenntnis der Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund ab. In den intensiv seismisch erkundeten Gebieten sind die Geschwindigkeiten durch zahlreiche Untersuchungen in Tiefbohrungen gut bekannt, zudem dienen diese Bohrungen, wenn sie auf oder nahe bei seismischen Profilen positioniert sind, als Stützpunkte für die Tiefenmigration. Wenn keine Bohrungen als Stützpunkte vorhanden sind oder wenn die Zuordnung von Reflektoren zu geologischen Einheiten mehrdeutig ist, ergeben sich größere Unsicherheiten bei der Tiefenmigration von potentiell mehreren hundert Metern (wenn nicht eine zusätzliche Bohrung zur Klärung der Unsicherheiten abgeteuft wird).

Der andere Aspekt der Genauigkeit ist der kleinste Störungsversatz, der noch erkannt wird. Dieser hängt stark vom Vorhandensein und der Qualität der Reflektoren ab. Bei einer 3D-Seismik im Zürcher Weinland (Abbildung 17) mit dem Ziel der Standortsuche für ein Endlager konnten in gut geschichteten und kontrastreichen mesozoischen Sedimenten in einigen hundert Metern Tiefe Versätze ab etwa 10 m erkannt werden [Schnellmann, 2009]. Wenn geeignete Reflektoren fehlen, können aber auch Störungen mit mehreren hundert Metern Versatz schwierig bis gar nicht erkennbar sein (z.B. die Störung Roter Kamm in der 3D-Seismik Schneeberg [Hloušek et al., 2015]).

Betrachtete Größenskalen

Refraktionsseismische Methoden sind vor allem für lokale Untersuchungen relevant, wo sie sich mit verhältnismäßig geringem Aufwand umsetzen lassen. Reflexionsseismische Methoden können als 2D-Profile über Längen von mehreren hundert Kilometern ausgeführt werden und eignen sich damit für lokale, regionale und überregionale Untersuchungen, bzw. können diese Untersuchungen durch Auswertung der bereits vorhandenen Daten durchgeführt werden. 3D-seismische Verfahren haben den höchsten Aufwand beim Aufbau der Messanordnung, erzeugen ein hohes Datenvolumen und sind rechenintensiv in der Auswertung. Daher wird diese Methode praktisch nur auf Flächen bis einige hundert Quadratkilometer Größe angewendet, obwohl prinzipiell auch größere Gebiete vermessen werden könnten. Abhängig von der Versuchsauslegung sind Eindringtiefen bis mehrere Kilometer realisierbar, wodurch der für die Standortsuche relevante Tiefenbereich vollständig abgedeckt werden kann.

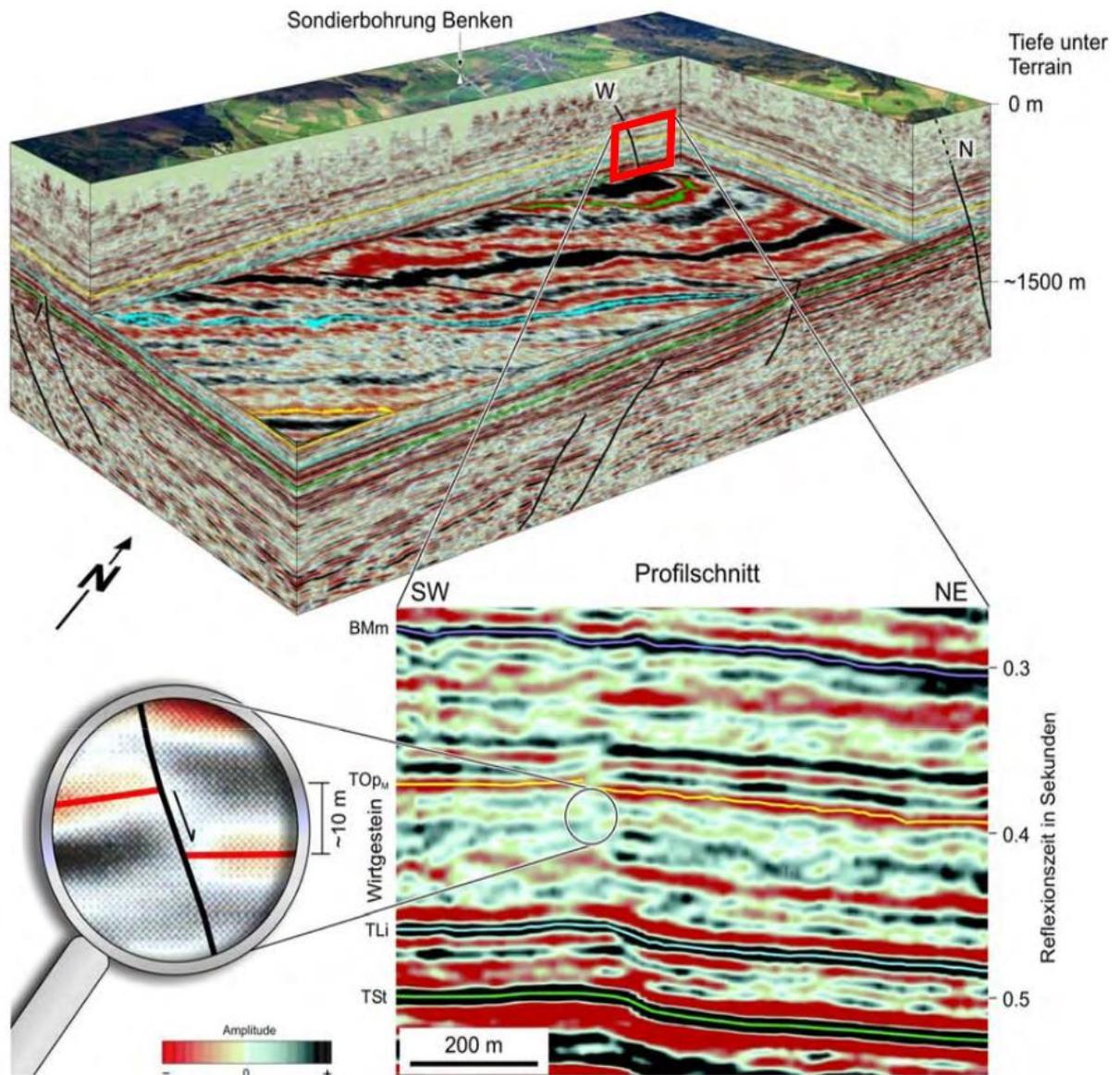


Abbildung 17: Darstellung der tiefenmigrierten Reflektoren einer 3D-Seismik im Zürcher Weinland [Schnellmann, 2009]. Wie der Ausschnitt unten zeigt, sind Störungen nicht direkt sichtbar, sie müssen aus Versätzen der Reflektoren interpretiert werden. Nahe der Oberfläche sind Bereiche ohne Reflektoren zu erkennen. Dort konnte keine Auswertung vorgenommen werden, da die Überdeckung der Messbereiche der einzelnen Geophone nicht ausreichend war (da das Ziel eine Erkundung in größerer Tiefe war, wurden die Geophonabstände entsprechend groß gewählt).

Grenzen der Methode

Die Reflexionsseismik ist meist nicht in der Lage, Störungsflächen direkt als reflektierende Elemente (Flächen in der 3D-Seismik bzw. Linien in der 2D-Seismik) abzubilden. Stattdes-

sen muss die Lage von Störungen durch den Bearbeiter anhand der Versätze von Reflektoren erschlossen werden. Dabei besteht ein Interpretationsspielraum, vor allem bei komplexen Störungsmustern mit mehreren sich verschneidenden Störungen. Wenn nur Profile der 2D-Seismik vorliegen, kann die Verknüpfung von Störungsspuren zwischen zwei Profilen problematisch sein, wenn ein Gebiet mit Bruchschollenmuster und hoher Störungsdichte untersucht wird. Diese Probleme lassen sich weitgehend lösen, wenn 3D-seismische Daten zur Verfügung stehen.

In Gebieten mit geringen Impedanzkontrasten im Untergrund (monotone Sediment- oder Kristallinabfolgen, Salzstöcke) sowie in stark verfalteten Gebieten gibt es oft keine oder wenige deutliche Reflektoren, die im Hinblick auf Störungsversätze interpretiert werden können (Abbildung 18). Ferner können an den steilen oder überhängenden Flanken von Salzstöcken Verschattungseffekte auftreten, wodurch in diesem Bereich Reflektoren, obwohl sie vorhanden sein können, nicht abgebildet werden.

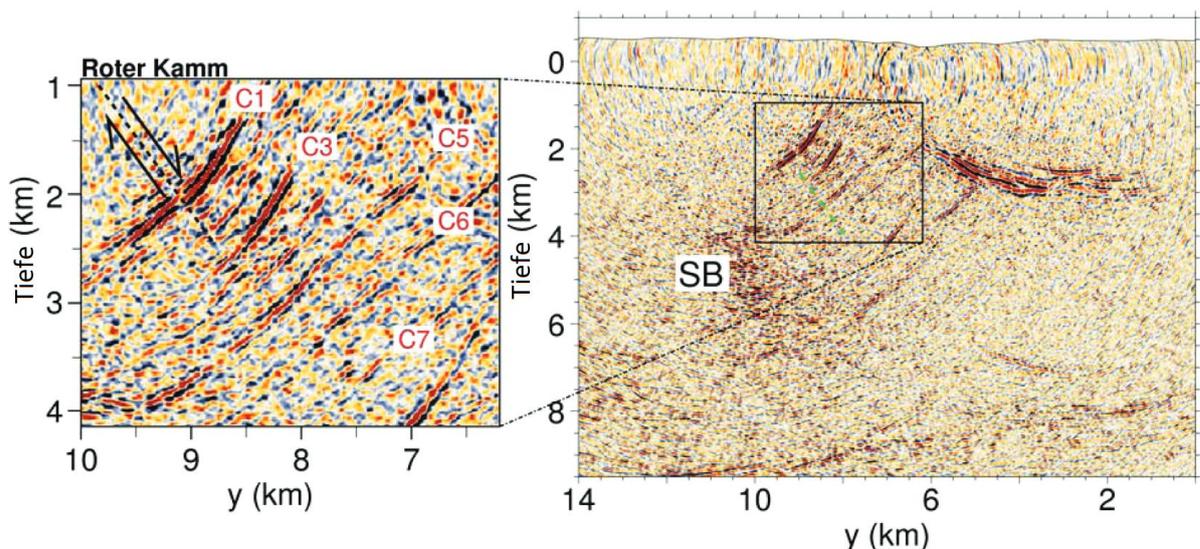


Abbildung 18: Zweidimensionaler Schnitt durch die 3D-Seismik Schneeberg im Kristallin (überwiegend Granit). Mangels Grenzflächen mit Impedanzkontrasten in diesem Gestein bietet sich hier nicht das Bild von an Störungen versetzten Reflektoren. Die wenigen vorhandenen Reflektoren werden als mineralisierte Störungszonen interpretiert, die einen Impedanzkontrast zum Granit ausweisen. Die Störung Roter Kamm, die mehrere hundert Meter Versatz, aber keinen Impedanzkontrast aufweist, ist dagegen kaum erkennbar (nur durch den Versatz am Reflektor C1).

Refraktionsseismische Methoden werden in der Regel zur Lokalisierung von oberflächennahen Störungen/Störungszonen herangezogen, die dann mit anderen Methoden (z.B. Paläoseismologie) auf Aktivität untersucht werden.

Bei allen seismischen Methoden erfolgt zunächst nur der Nachweis einer Störung/Störungszone. Deren Aktivität in Sinne des StandAG wird nachgewiesen, wenn die

versetzten Reflektoren mit Gesteinen korrespondieren, die jünger als 34 Millionen Jahre sind. Falls die Störungen/Störungszonen bis zur Oberfläche verfolgbar sind, kann der Altersnachweis ggf. durch geologische Kartierung erfolgen. Wenn die Störungen/Störungszonen an der Oberfläche verdeckt sind, werden Bohrungen und die stratigraphische Einstufung bzw. Datierung der erbohrten Einheiten sowie deren Zuordnung zu den Reflektoren notwendig.

5.1.2 Georadar

Methodik

Aus einem in geringem Abstand über den Boden geführten Sender werden Radiowellen in den Boden abgestrahlt. Der mitgeführte Empfänger registriert die reflektierten Wellen. Die Reflektion erfolgt bevorzugt an Grenzflächen von Materialien mit unterschiedlicher Permittivität. Durch die Analyse der Signallaufzeit kann die Tiefe der Reflektoren ermittelt werden. Das Ergebnis sind Profilschnitte, in denen flächenhafte Reflektoren als Linien und punkthafte Reflektoren (z.B. große Steine) als Diffraktionshyperbeln erscheinen, wobei der verursachende punkthafte Reflektor jeweils im Scheitel dieser Kurven liegt.

Vorhandene Daten

Die Methode wird für kleinräumige Untersuchungen zu verschiedenen Fragestellungen verwendet. Die verfügbaren Daten sind daher über eine Vielzahl von Publikationen und unveröffentlichten Berichten verstreut. Da Georadar-Messungen überwiegend für Baugrund- und Bodenuntersuchungen und weniger für tektonische Studien eingesetzt werden, ist zu erwarten, dass die meisten dieser Messungen nicht auf die Existenz von Störungen und mögliche Hinweise zur Aktivität von Störungen ausgewertet wurden.

Genauigkeit der Methode

Bei einem gut geschichteten Untergrund mit deutlichen Permittivitätskontrasten können Versätze von wenigen Dezimetern nachgewiesen werden. Die Methode dient zur genauen Lokalisierung von Störungen im flachen Untergrund bis wenige Meter Tiefe für weitergehende Untersuchungen, insbesondere der Anlage eines Schurfgrabens für paläoseismologische Untersuchungen, z.B. bei [Hintersberger et al., 2018; Schneiderwind et al., 2016; Štěpančíková et al., 2010].

Betrachtete Größenskalen

Die Methode wird bisher nur für lokale Untersuchungen des flachen Untergrundes bis wenige Meter Tiefe eingesetzt. Neben einzelnen längeren Profilen können auch dreidimensionale Modelle der Permittivität im Untergrund erzeugt werden, indem mehrere Profile im Abstand von wenigen Metern zueinander vermessen werden. Die so vermessbaren Flächen sind deutlich kleiner als 1 km².

Grenzen der Methode

Die Eindringtiefe hängt von der elektrischen Leitfähigkeit des Untergrunds und den verwendeten Frequenzen ab (Beispiel in Abbildung 19). In trockenen Böden sind Eindringtiefen bis über 10 m möglich, während die typische Eindringtiefe in mäßig feuchten Böden bei wenigen Metern liegt. Daher sind nur Störungen ohne oder mit geringer Überdeckung von ungestörtem Material lokalisierbar. Damit sind Störungen nicht im endlagerrelevanten Tiefenbereich nachweisbar, jedoch können im flachen Untergrund nachgewiesene Störungen mit entsprechenden Unsicherheiten in diesen Tiefenbereich extrapoliert werden. Der Nachweis kann weiterhin nur erfolgen, wenn die Störung abweichendes Reflexionsverhalten vom Umgebungsgestein zeigt oder wenn reflektierende Einheiten an einer Störung, die selbst nicht als Reflektor in Erscheinung tritt, versetzt sind (analog zur Seismik). In steinig Böden kann die Interpretation des Profils durch die Vielzahl sich überlagernder Diffraktionshyperbeln erschwert werden.

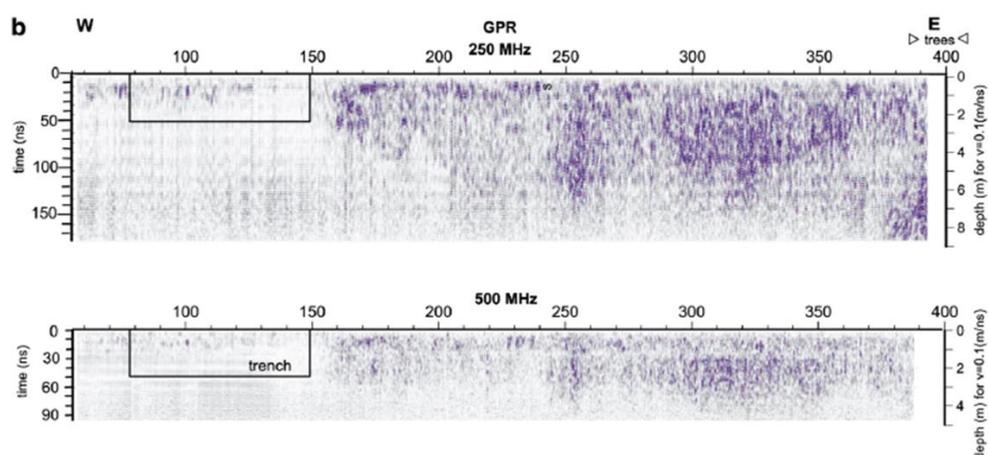


Abbildung 19: Beispiel einer Georadar-Messung mit zwei Frequenzen über einer Störungszone in den Sudeten [Štěpančíková et al., 2010]. Zu erkennen ist der reflektionsarme kristalline Untergrund und die Reflektoren in jungen Sedimenten.

5.1.3 Geoelektrik

Methodik

Die verschiedenen Verfahren lassen sich in Eigenpotentialverfahren, Gleichstromverfahren und Verfahren der induzierten Polarisation gliedern. Grundsätzlich werden elektrische Ströme im Untergrund entlang eines Profils oder in der Fläche mittels eines Netzwerks von verschiedenen konfigurierten Sonden gemessen. Aus den gemessenen Strömen wird ein Inversionsmodell der Leitfähigkeits- bzw. Widerstandverteilung im Untergrund berechnet. Beim Eigenpotentialverfahren werden die natürlich auftretenden Potentialdifferenzen im Untergrund, die auf lokalen Unterschieden in der Redoxchemie beruhen, gemessen. Im Unterschied zu den anderen Methoden wird hier kein Strom in den Untergrund eingespeist. Das Verfahren eignet sich besonders zum Nachweis von oberflächennahen Metall- oder Graphitlagerstätten. Bei der induzierten Polarisation wird Strom in den Untergrund geleitet, der in geeigneten Gesteinen (z.B. Tonstein oder Sulfidlagerstätten) zu einer Ladungstrennung führt. Nach Ausschalten des Stroms kann das Abklingen der Potentialdifferenz durch die Entladung des kapazitiv aufgeladenen Gesteins gemessen werden. Durch geeignete Wahl der Pulsdauer und Frequenz des eingespeisten Stroms sind Messungen der induzierten Polarisation sowohl in der Zeit- als auch der Frequenzdomäne möglich.

Die Gleichstromverfahren sind im Hinblick auf die Lokalisierung von Störungen/Störungszonen am vielseitigsten einsetzbar. Die Messungen erfolgen durch eine Reihe von Sonden auf einem Profil, wobei verschiedene Konfigurationen der Stromeinspeisung und Messung gewählt werden können, die sich in der Signalstärke sowie der horizontalen und vertikalen Auflösung unterscheiden. In der Reihe der Sonden werden dabei jeweils vier Sonden verwendet, wobei an zwei Sonden die verwendete Spannung angelegt wird und an zwei weiteren Sonden der Spannungsabfall gemessen wird. Durch systematisches Messen mit allen Vier-Sonden-Anordnungen in der Reihe von Sonden werden eine mehrfache Überdeckung des Profils und damit ein besseres Messsignal erreicht. Die folgende Abbildung 20 zeigt die Verteilung der Sensitivität für drei häufig verwendete Konfigurationen (Wenner, Schlumberger und Dipol-Dipol) wobei an P1 und P2 die Spannung anliegt und an C1 und C2 der Spannungsabfall gemessen wird. Die Wenner-Anordnung liefert hohe Signalstärken bei geringer horizontaler Auflösung. In der Schlumberger-Anordnung kann die horizontale Auflösung zum Nachteil der Signalstärke verbessert werden. Die Dipol-Dipol-Anordnung bietet eine hohe horizontale Auflösung bei geringer Signalstärke und geringer Eindringtiefe [Hemeda, 2013]. Welche Methode für den Nachweis von Störungen/Störungszonen jeweils am besten geeignet ist, hängt von den lokalen Verhältnissen ab

(Leitfähigkeit und Leitfähigkeitskontraste der Gesteine, Überdeckung der Störung, Präsenz von Störsignalen).

Das Messsignal wird zur Auswertung mit verschiedenen Inversionsverfahren, die auf die am Messort vorliegenden Verhältnisse der Schichtlagerung abgestimmt werden müssen, in eine Profildarstellung mit scheinbaren spezifischen Widerständen umgerechnet.

Vorhandene Daten

Die Methode wird für kleinräumige Untersuchungen zu verschiedenen Fragestellungen verwendet. Die verfügbaren Daten sind daher über eine Vielzahl von Publikationen und unveröffentlichten Berichten verstreut. Da diese Methode häufig für ingenieurgeologische Fragestellungen eingesetzt wird, ist zu erwarten, dass die Messungen nur unvollständig hinsichtlich der Existenz von Störungen und kaum im Hinblick auf potentiell aktive Störungen ausgewertet wurden.

Genauigkeit der Methode

Die Auflösung hängt von der Konfiguration und dem Abstand der Elektroden sowie dem gewählten Inversionsverfahren ab. Die Auflösung nimmt in jeweils mit der Tiefe ab. Wenn die Störung sich durch einen Unterschied in der Leitfähigkeit auszeichnet, kann ihre Lage an der Geländeoberfläche mit der Dipol-Dipol-Anordnung in der Regel bis auf wenige Zehnermeter genau festgelegt werden (z.B. in [Štěpančíková et al., 2010], s. Abbildung 21). Zur Erhöhung der Genauigkeit und Aussagesicherheit ist eine Kombination mit geomorphologischen und Georadaruntersuchungen möglich.

Betrachtete Größenskalen

Ähnlich wie das Georadar wird die Methode der Geoelektrik nur für lokale Untersuchungen verwendet. Typische Profile sind einige hundert Meter bis maximal wenige Kilometer lang. Durch eine gitterförmige Anordnung von Profilen kann man auch in beschränktem Maß Informationen zur dreidimensionalen Widerstandsverteilung im Untergrund erhalten.

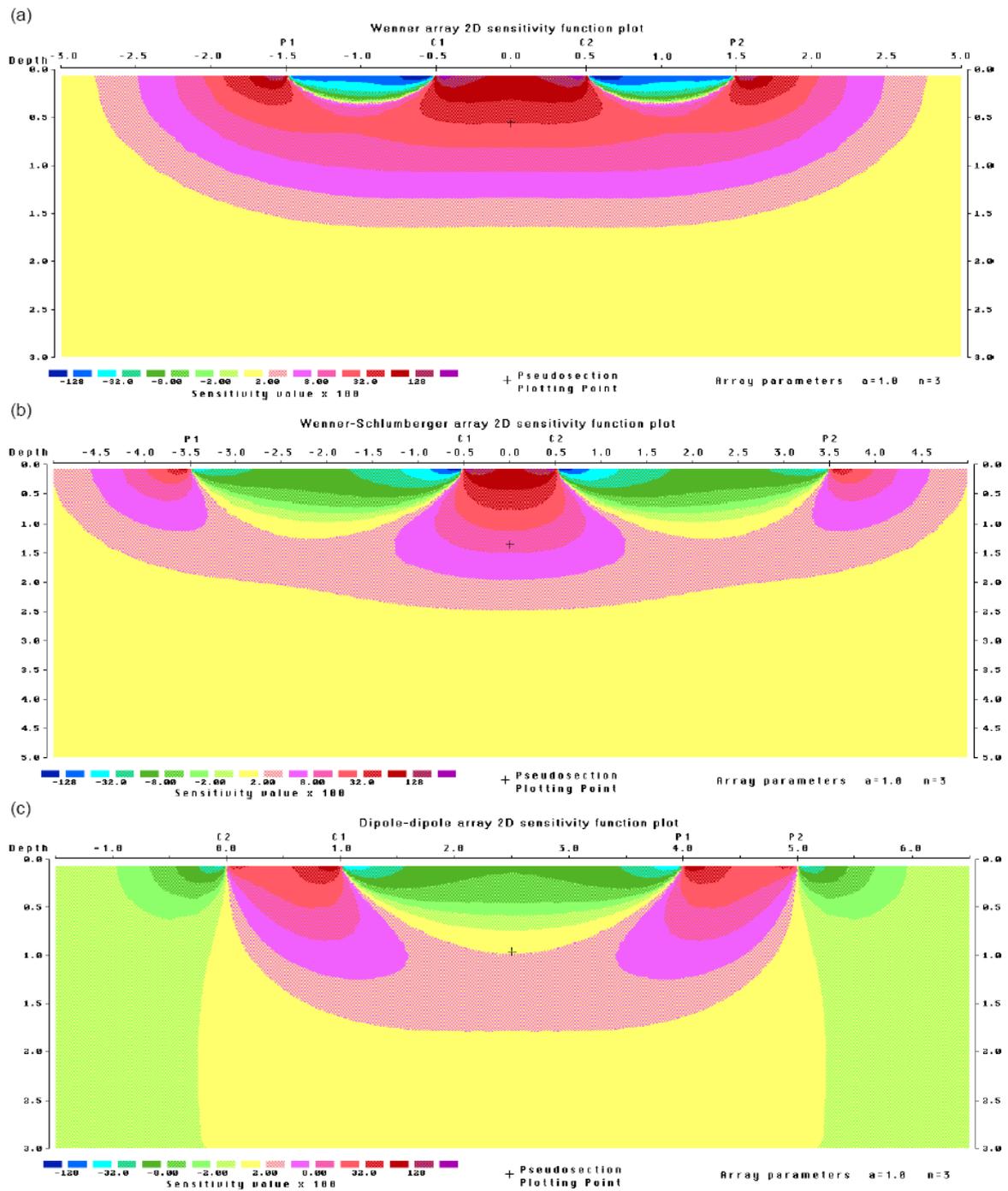


Abbildung 20: Darstellung der Sensitivitätsverteilung für verschiedene Messanordnungen in der Gleichstromgeoelektrik [Hemeda, 2013]. An den Sonden C1 und C2 liegt jeweils die Spannung an, an den Sonden P1 und P2 wird der Spannungsabfall gemessen. Rote und violette Farben zeigen Bereiche mit hoher Sensitivität.

Grenzen der Methode

Störungen können mit den Methoden der Geoelektrik nur lokalisiert werden, wenn sie sich durch eine Änderung der Leitfähigkeit im Untergrund auszeichnen. Wenn das Material beidseitig der Störung keine Unterschiede im Widerstand aufweist, kann die Störung nur dann identifiziert werden, wenn sich diese Zone durch höheren Wassergehalt im aufgelockerten Gestein o.ä. abzeichnet. Da die Leitfähigkeit stark durch den Wassergehalt und die Konzentration von gelösten Ionen beeinflusst wird, können sich bei unterschiedlichen hydrologischen Verhältnissen unterschiedliche Widerstandsverteilungen ergeben. Da Zonen mit niedrigem Widerstand die Widerstandsverteilung im tieferen Untergrund verdecken können, ist auch die Eindringtiefe maßgeblich von den hydrologischen Verhältnissen abhängig. Während in Gebieten mit sehr niedrigem Grundwasserspiegel mit der Dipol-Dipol-Methode Eindringtiefen von mehreren Zehnermetern erreicht werden können, sind in Regionen mit hohem Grundwasserspiegel verwertbare Ergebnisse nur in den obersten Metern zu erwarten. In der Schlumberger- und Wenner-Anordnung sind durch Messung auf einige Kilometer langen Profilen auch Eindringtiefen bis nahe 1000 m erreichbar [Schaumann et al., 2011], aufgrund der geringeren horizontalen Auflösung haben diese aber eine geringere Bedeutung für die Lokalisierung von Störungen.

Wenn mit der Geoelektrik Störungsindikationen nahe der Oberfläche nachgewiesen werden, dient dies zunächst nur zur Lokalisierung der Störung/Störungszone, um diese mit weiteren Methoden zu untersuchen (z.B. Nachweis der Aktivität mit Paläoseismologie). Um die Störung/Störungszone in den relevanten Tiefenlagen lokalisieren zu können, muss das Einfallen bestimmt oder der Nachweis mit Verfahren mit höherer Eindringtiefe (z.B. Seismik) vorgenommen werden.

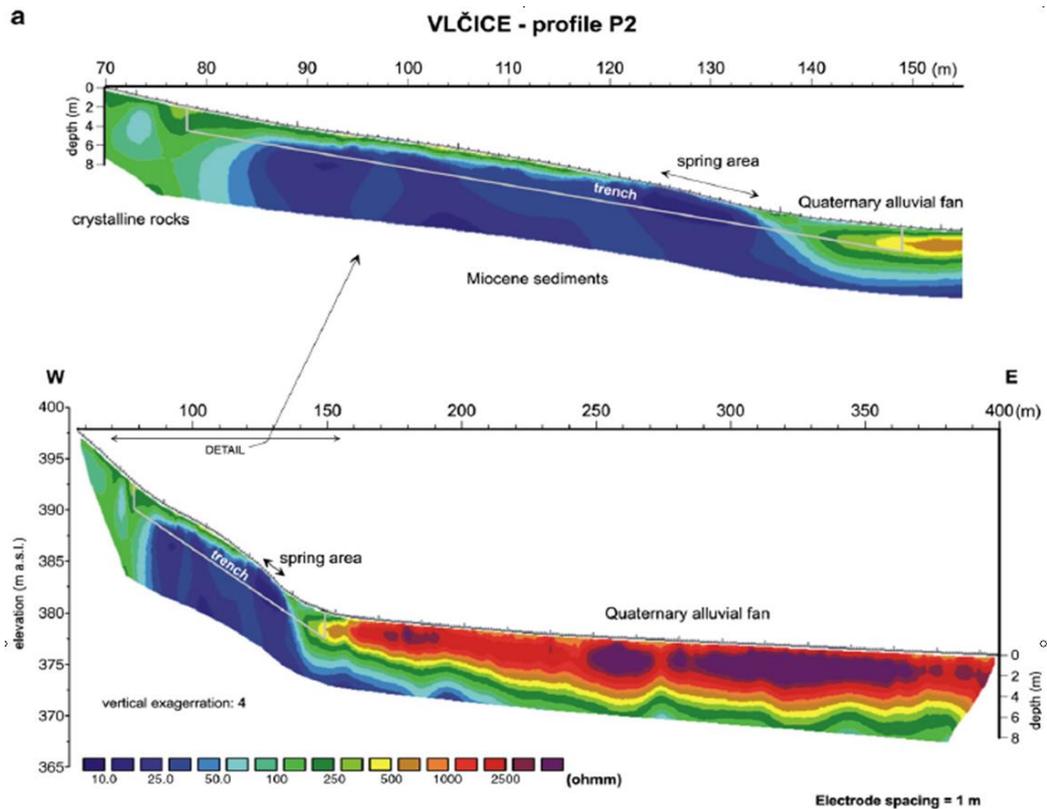


Abbildung 21: Beispiel einer Geoelektrik-Messung über einer Störungszone in den Sudeten [Štěpančíková et al., 2010]. Zu erkennen sind niedrige Widerstände im Bereich des störungsgebundenen Quellaustritts (spring area) und hohe Widerstände im vorgelagerten quartären Schuttfächer (Quaternary alluvial fan). Der Bereich mit niedrigen Widerständen (blau) wird als Zerrüttungszone interpretiert. Durch Anlage eines Grabens (trench) für paläoseismologische Untersuchungen kann die möglicherweise vorhandene Aktivität festgestellt werden.

5.1.4 Transientenelektromagnetik

Methodik

Durch das An- und Abschalten des elektrischen Stroms in einer Sendespule wird ein Stromfluss in elektrisch leitfähigen Untergrund induziert. Dieser Stromfluss klingt abhängig von der Leitfähigkeit mit der Zeit ab. Die Stärke und zeitliche Veränderung des induzierten Magnetfelds wird mit einer Empfängerspule gemessen. Durch Verwendung unterschiedlicher Frequenzen können Informationen zur Leitfähigkeit verschiedener Tiefenbereiche gewonnen werden, wobei geringere Frequenzen höhere Eindringtiefen, aber auch geringere räumliche Auflösungen bedingen. Sende- und Empfängerspule können an einem Hubschrauber montiert werden, der ein Untersuchungsgebiet in geringer Höhe (meist 100 m oder weniger) entlang paralleler Linien abfliegt. Daneben existieren auch bodengestützte Messsysteme und Kombinationen (Sendespule am Boden, Empfängerspule am Hubschrauber).

Das Ergebnis der Auswertung der Messdaten ist ein Inversionsmodell der Leitfähigkeit im Untergrund. Dieses kann ein Profilschnitt oder im Fall einer Befliegung mit mehreren parallelen Fluglinien auch ein dreidimensionales Untergrundmodell sein.

Vorhandene Daten

Die BGR hat im Rahmen der Projekte BurVal und D-AERO zahlreiche Befliegungen in Gebieten von jeweils einigen hundert Quadratkilometern Größe durchgeführt (s. Abbildung 22). Entlang der Nordseeküste wurde ein zusammenhängender, etwa 20 km breiter Streifen in mehreren Befliegungen vermessen, um verschüttete Täler zu lokalisieren. Eine unvollständige Übersicht der Messgebiete gibt Abbildung 22. Neben den dort dargestellten Gebieten gibt es Messgebiete im Erzgebirge bei Geyer, im Vogtland bei Schleiz, in der Umgebung von Vilshofen in Bayern und im Werra-Kalirevier. Befliegungsergebnisse mit Auswertung der Tektonik sind bislang nur vom Nordwestrand des Harzes [Jordan and Siemon, 2002] und einem Teil des Werra-Kalireviers [Jungk et al., 2014] publiziert.

Genauigkeit der Methode

Die laterale Auflösung hängt von der Höhe der Befliegung und dem Abstand der Befliegungslinien ab. Typische Größen sind 100 m Flughöhe und 200 oder 250 m Fluglinienabstand. Die Tiefenauflösung hängt wesentlich von den angetroffenen Leitfähigkeitskontrasten und den Modellannahmen für die Inversion des gemessenen Signals ab und liegt nahe der Oberfläche bei einigen Metern, in größeren Tiefen bei einigen Zehnermetern. Die Qualität dieser Annahmen hängt wiederum vom Kenntnisstand über den Untergrund im Untersuchungsgebiet ab. Grundsätzlich nimmt die Auflösung (lateral und vertikal) mit der Tiefe ab.

Betrachtete Größenskalen

Die Methode ist für regionale Untersuchungen geeignet, da bei einer Befliegung Gebiete von einigen hundert bis wenigen tausend Quadratkilometern abgedeckt werden können. Für detaillierte lokale Untersuchungen ist die Auflösung meist zu gering, da eine Mindestflughöhe von einigen Zehnermetern in Abhängigkeit vom Relief des Befliegungsgebietes und den auftretenden Hindernissen wie Bäumen, Gebäuden und Masten eingehalten werden muss.

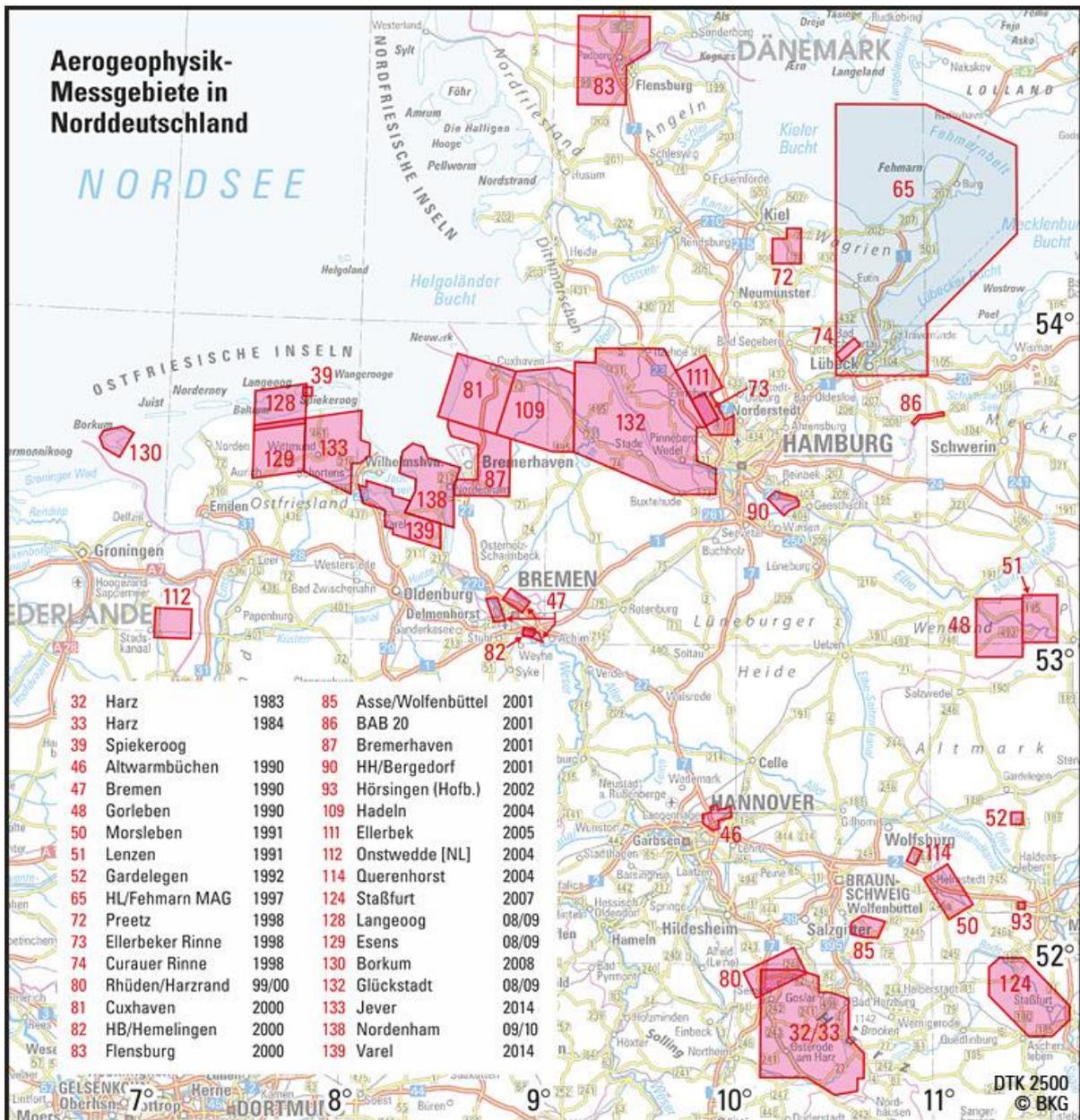


Abbildung 22: Übersicht einiger Messgebiete mit TEM-Daten in Norddeutschland (https://www.bgr.bund.de/DE/Themen/GG_Geophysik/Aerogeophysik/Bilder/Aer_Messgebiete_Norddeutschland_p.html?nn=1555670).

Grenzen der Methode

Die Eindringtiefe bei Befliegungen ist in der Regel weniger als 300 m, bei hohen Leitfähigkeiten im Untergrund auch deutlich weniger [Jordan and Siemon, 2002; Jungk et al., 2014]. Bei am Boden vermessenen transientenelektromagnetischen Profilen sind höhere Eindringtiefen möglich. An der Ostrandstörung des Leinegrabens wurde eine Eindringtiefe von 600 bis 1000 m erreicht [Schaumann et al., 2011]. Damit kann nur im Ausnahmefall der endlagerelevante Tiefenbereich untersucht werden, jedoch können in geringerer Tiefe nachgewiesene

Störungen/Störungszonen mit entsprechenden Unsicherheiten in diese Tiefen extrapoliert werden. Die Bewertung der aus der Methode gewonnenen Daten im Hinblick auf die Lokalisierung von Störungen erfordert umfassende weitere Informationen zur Leitfähigkeit der verschiedenen geologischen Einheiten und zur Existenz verschiedener ggf. vorhandener Grundwasserstockwerke. Unter günstigen Umständen (versetzte Schichten mit Leitfähigkeitskontrasten, wie z.B. grundwasserführende Horizonte) ist die Methode geeignet, um die Lage von Störungen mit einer Genauigkeit von wenigen hundert Metern zu lokalisieren [Jungk et al., 2014]. Wenn das Alter der versetzten Schichten nicht bereits jünger als Basis Rupel ist, kann der Nachweis der Aktivität nur durch weitergehende Untersuchungen erfolgen, wobei der Störungsverlauf noch durch Geomorphologie, Georadar oder Geoelektrik genauer zu erfassen ist.

5.1.5 Wärmefluss

Methodik

Störungen/Störungszonen sind durch die an ihnen auftretende Gesteinszerrüttung oft Bereiche mit erhöhter Durchlässigkeit für Fluide. An ihnen können Thermalwässer aus der Tiefe aufsteigen und ggf. als Thermalquellen an der Oberfläche austreten. Auch wenn die Fluide nicht die Oberfläche erreichen, kann an solchen Störungen/Störungszonen ein erhöhter Wärmefluss im flachen Untergrund auftreten. In einer Reihe von Flachbohrungen quer über den Ausstrich einer Störung/Störungszone hinweg kann mit Wärmeflusssonden der Wärmefluss gemessen, und sofern ein lokales Maximum festgestellt wird, der Verlauf der Störung nahe der Oberfläche genauer eingegrenzt werden. Wenn Thermalquellen auftreten, können diese zusätzlich durch eine Geländebegehung erfasst werden.

Vorhandene Daten

Untersuchungen der Wärmeleitfähigkeit erfolgen vor allem im regionalen Maßstab für die Abschätzung des Potentials für Geothermieanlagen. Hochauflösende lokale Untersuchungen mit flachen Wärmesonden sind bisher nur für Störungen am Westrand des Oberrheingraben bei Edenkoben publiziert [Andl, 1982].

Genauigkeit der Methode

Die Kartierung von Thermalquellen kann, wenn diese als störungsgebundene Quellen identifizierbar sind, in Verbindung mit anderen Methoden der geologischen Kartierung, zur

Lokalisierung von Störungen dienen. Die erreichbare Genauigkeit hängt von den Aufschlussverhältnissen ab. Bei Untersuchungen mit flachen Wärmeleitsonden hängt die erreichbare Genauigkeit bei der Lokalisierung der Störung vom Abstand der Sonden zueinander ab.

Betrachtete Größenskalen

Die Kartierung von Thermalquellen kann im lokalen bis regionalen Maßstab erfolgen. Untersuchungen mit Wärmeflusssonden in Flachbohrungen sind aufgrund des Aufwands zum Niederbringen der Bohrungen nur für lokale Untersuchungen praktikabel. Da im einzigen publizierten Beispiel Messzeiten von mehreren Wochen erforderlich waren, sind nach Auffassung der Autoren Methoden mit geringerem Aufwand (z.B. Geoelektrik oder Georadar) vorzuziehen.

Grenzen der Methode

Bereiche mit erhöhter Wärmeleitfähigkeit oder auf Lineamenten angeordnete Thermalquellen sind ein Hinweis auf junge, möglicherweise rezent aktive Störungen. Der Nachweis einer Störung und der Nachweis der Störungsaktivität müssen mit anderen Methoden erfolgen. Da die Methode oberflächennah arbeitet, kann auch nur der (vermutete) Störungsverlauf nahe der Oberfläche festgestellt werden. Um die Störung/Störungszone im relevanten Tiefenbereich zu lokalisieren, muss das Einfallen mit anderen Methoden (z.B. Seismik, Bohrungen) bestimmt werden. Die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit ist daher keine eigenständige Erkundungsmethode für Störungen, aber in Kombination mit weiteren erhobenen Daten können mögliche Hinweise auf Störungen ausgewertet werden.

5.1.6 Fotolineationen

Methodik

Die Nutzung von Satellitenbilddaten und Luftbildern für die Detektion von Lineationen und somit für die tektonische Analyse ist bereits seit Jahrzehnten eine Standardanwendung der Geofernerkundung. Die flächendeckende Auswertung von Lineationen, die aus Landsat-7-Daten in Norwegen gewonnen wurden, ergab beispielsweise, dass alle mittels Fernerkundung ermittelten und interpretierten Lineationen tektonische Störungen darstellen [Gabrielsen et al., 2002].

Die fotogeologische Interpretation von Kluftzonen und Lineamenten ist entweder eine Ergänzung zur geologischen Kartierung durch Geländebegehungen oder eine Methode, um

im Vorfeld von Geländebegehungen potentiell tektonisch beeinflusste Bereiche zur genaueren Untersuchung auszuwählen. Stereobildpaare oder Grauwertunterschiede in Luftbildern (Ursache für diese sind Feuchte- bzw. Vegetationsanomalien durch die veränderte Durchlässigkeit des Untergrunds an Störungen/Störungszonen) werden ausgewertet, die statistische Verteilung der Lineamente ermittelt und Richtungsrosen und Lineamentkarten konstruiert. Neben der einfachen Detektion und Darstellung von Lineationen durch manuelle Auswertung von Luft-/Satellitenbildern können auch abgeleitete Parameter aus diesen Daten sowie aus Geländemodellen berücksichtigt und als thematische Karten miteinander verschnitten werden. Im Beispiel von [Gupta et al., 2006] aus Rajasthan wurden zunächst für die Parameter Geomorphologie, Geologie, Hangneigung (slope) und Vegetationsindex (NDVI) gewichtete Werte vergeben, diese in Einzelkarten dargestellt und anschließend zu einer Karte der vermuteten tektonischen Zonen miteinander verschnitten.

In Mitteleuropa ist die Anwendung durch die fast vollständige Verdrängung der natürlichen Vegetation, die ausgedehnten Waldgebiete und die zeitweilige Schneebedeckung erschwert. In Wäldern können meist keine Vegetationsanomalien festgestellt werden. Auf landwirtschaftlich genutzten Flächen sollten Bilder aus der Wachstumsperiode der jeweiligen Feldfrüchte (in der Regel Frühjahr oder Frühsommer) ausgewertet werden, da sich in dieser Phase am ehesten Vegetationsanomalien (z.B. durch erhöhte Wasserretention in der Zerrüttungszone von Störungen/Störungszonen) zeigen.

Vorhandene Daten

Für Deutschland liegen landesweit Luft- und Satellitenbilder in verschiedensten Auflösungen vor.

Publizierte Auswertungen von Fotolineamenten sind für verschiedene Regionen in Deutschland verfügbar:

- Mosel-Saar-Nahe-Raum [Wahba and Zöller, 1983],
- Süddeutschland westlich des Königssees/Berchtesgadener Alpen [Bodechtel et al., 1984],
- Teile des Vogtlands und der Oberpfalz [Bankwitz et al., 1998],
- Ostholstein [Jäger et al., 2004],
- Schwarzwald und Oberrheingraben [Franzke et al., 2003].

In diesen Publikationen wird versucht, die detektierten Fotolineamente mit bereits bekannten (z.B. durch Geländekartierung) tektonischen Elementen in Beziehung zu setzen. Das Ziel ist

die Lokalisierung bisher unbekannter Störungen/Störungszonen, bzw. das Erkennen von Fortsetzungen bereits bekannter Strukturen.

Genauigkeit der Methode

Abhängig von der Auflösung der Luftbilder ist eine genaue bis sehr genaue Lokalisierung von Störungen/Störungszonen an der Geländeoberfläche (potentiell auf wenige Meter) möglich. Durch den großen Interpretationsspielraum dessen, was als linienhafte Strukturen im Luftbild interpretiert wird, sind die Ergebnisse stark von der Erfahrung des Bearbeiters abhängig. Da diese Methode an der Oberfläche arbeitet, ist eine genaue Lokalisierung der Störung/Störungszone im relevanten Tiefenbereich nur dann möglich, wenn unter Verwendung weiterer Methoden (z.B. Seismik, Bohrungen) das Einfallen bestimmt wird.

Betrachtete Größenskalen

Je nach Auflösung der verwendeten Luft- oder Satellitenbilder können lokale bis landesweite Untersuchungen durchgeführt werden.

Grenzen der Methode

Aufgrund der großen Spanne des Interpretationsspielraumes sind die gewonnenen Ergebnisse kritisch zu hinterfragen und mit anderen Daten zu prüfen. In Gebieten mit dichter Vegetation (v.a. Wald) und bei starker anthropogener Veränderung der Landoberfläche sind nur eingeschränkt fotogeologische Analysen möglich. Es wurde versucht, Bewertungskriterien zu finden, welche es ermöglichen, neotektonische Störungsmuster von älteren tektonischen Strukturen zu unterscheiden. Diesbezügliche Untersuchungsergebnisse wurden in [Franzke et al., 2003] für das Gebiet des Schwarzwalds und des angrenzenden Oberrheingrabens vorgelegt. Dabei konnten durch ihre morphologische Ausprägung jungtertiäre bis rezente, meist blattverschiebende aktivierte SSW–NNE-Brüche und NW–SE-Brüche in den Satellitenbildern nachgewiesen werden. Im Gegensatz dazu waren duktil verformte Strukturen des kristallinen Grundgebirges (variszische Scherzonen und die metamorphe Foliation) mit den verwendeten Fernerkundungsdaten nur ansatzweise zu erfassen. Wenn die Fotolineamente im Verbreitungsbereich von Gesteinen jünger als 34 Millionen Jahre auftreten, kann die Störungsaktivität mit hoher Wahrscheinlichkeit belegt werden, vorausgesetzt, die Interpretation des Lineaments als Störung/Störungszone kann mit anderen Methoden (z.B. Kartierung, Seismik, Bohrungen) bestätigt werden.

5.1.7 Geobiologische Methoden

Methodik

Es liegen Untersuchungen vor [Brennholt, 2008, Berberich, 2010], wonach eine positive Korrelation zwischen der Lage von Nestern hügelbauender Waldameisen (*Formica* sp.) und geologischen Störungszonen gegeben ist. So wird für das komplexe tektonische Gebiet im Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge) als Ergebnis von Geländekartierungen ausgeführt, dass dort eine signifikante Häufung von Ameisen-Nestern auf geologischen Störungen im Vergleich zu nicht durch Störungen beeinflussten Bereichen vorliegt. Dabei zeigte sich eine höhere Affinität der Waldameisennester (höhere Nestdichte) zu den rezent offenen Störungen im Vergleich zu den variszischen Störungen [Brennholt, 2008]. Aktuelle Untersuchungen belegen, dass die Korrelation sowohl für Gebiete in Südeuropa und Skandinavien zutrifft [Uni Duisburg - Essen, 2018], als auch für Gebiete mit größerer Überdeckung von Lockersedimenten (Westjütland, Dänemark) [Del Toro et al., 2017].

Vorhandene Daten

Über die Geländekartierung von Ameisennestern im Hinblick auf tektonische Fragestellungen wurde in Deutschland bisher nur für ein Gebiet in der West- und Hocheifel publiziert. Hier konnten rezent aktive Störungszonen durch Nestverbände der hügelbauenden Waldameisen (Gattung *Formica*) nachgewiesen werden, auch wenn diese Störungen durch Bodenschichten im Gelände überdeckt waren [Berberich, 2010].

Genauigkeit der Methode

Bisher liegen nicht ausreichend Untersuchungen zur Verifizierung der Genauigkeit unter verschiedenen geologischen Verhältnissen (Mächtigkeit und Gaspermeabilität der ggf. vorhandenen Überdeckung über der Störung/Störungszone) vor. Da eine erhöhte Nestdichte an der Störung im Gegensatz zum störungsfreien Gebiet gesucht wird, hängt die erreichbare Genauigkeit von der Anzahl und dem mittleren Abstand der Nester im Untersuchungsgebiet ab.

Betrachtete Größenskalen

Da die Kartierung der Ameisenhügel durch Geländebegehungen erfolgen muss, ist die Methode nur für lokale Untersuchungen einsetzbar.

Grenzen der Methode

Bisher ist nicht bekannt, ob die Methode allgemein einsetzbar ist. Falls die bisherigen Vermutungen zutreffen, dass Ausgasungen oder der Wärmestrom an Störungen die Ursache für die Häufung der Nester sind, wäre die Methode nur als Hinweisgeber für Störungen mit diesen Eigenschaften brauchbar. Unterstützend könnte eine direkte Messung der Ausgasungen (Bodenluft- oder Emanationsmessungen) vorgenommen werden. In jedem Fall sollte die Methode nur in Verbindung mit anderen Methoden der geologischen Kartierung im Gelände genutzt werden.

5.2 Methoden zur Feststellung von geogenen Bewegungen jünger als 34 Ma

In diesem Kapitel werden Methoden zur Feststellung junger geogener Bewegungen beschrieben, die unter bestimmten Voraussetzungen den Nachweis einer Störungsaktivität gestatten. Hierzu ist in Kombination mit weiteren Methoden zu zeigen, dass die festgestellte Bewegung an einer Störung/Störungszone auftritt und nicht durch anderweitige Bewegungsvorgänge erklärbar ist. Der Nachweiszeitraum dieser Methoden reicht von wenigen Jahren bis zu wenigen Millionen Jahren in die Vergangenheit. Da diese Methoden nicht den gesamten Nachweiszeitraum von 34 Millionen Jahren abdecken, sind sie nicht geeignet, eine Störungsaktivität mit Sicherheit auszuschließen (was für die Anwendung des Ausschlusskriteriums auch nicht erforderlich ist).

5.2.1 *Bewegungsraten und zeitlicher Bewegungsablauf*

Im Gegensatz zu Störungen an aktiven Kontinentalrändern, die Bewegungsraten von mehreren Millimetern pro Jahr aufweisen können, sind die gemessenen Bewegungsraten an Störungen in Deutschland gering. Daher sind einige Methoden, die in Regionen mit höheren Bewegungsraten zur Messung von Bewegungen an Störungen verwendet werden (z.B. InSAR), nur bedingt einsetzbar. Die erreichbare Genauigkeit dieser Methoden gewährleistet nicht die Erkennung aller aktiven Störungen. Die Ursache detektierter Bewegungen muss sorgfältig geprüft werden, da Bewegungen an aktiven Störungen von anderen Prozessen mit ähnlichen oder höheren Bewegungsraten überlagert werden können. Dazu zählen vor allem die isostatische Hebung in Folge der letzten Eiszeit sowie regionale tektonisch gesteuerte Hebungsbewegungen (insbesondere in der Eifel). Senkungsbewegungen von vergleichbarer Größenordnung treten auch durch die Kompaktion in Sedimentbecken sowie lokal durch

Änderungen des Grundwasserstands, Subrosion, Betrieb von Untergrundspeichern, Förderung von Kohlenwasserstoffen und/oder andere Einflussfaktoren auf. Daher sind, wenn Bewegungen festgestellt werden, auch diese Prozesse als Erklärung in Betracht zu ziehen. Da die post-seismische Deformation (abklingende Kriechbewegung an der Störung/Störungszone) nur während eines relativ kurzen Zeitraums nach einem tektonischen Ereignis (postseismische Phase) messbar ist, muss das tektonische Ereignis selbst innerhalb eines historischen Zeitraums erfolgt sein (Abbildung 23). Die interseismische Phase zwischen zwei seismischen Ereignissen, während derer keine Bewegungen an der Störung/Störungszone auftreten, kann wenige Hundert Jahre bis zu Tausenden von Jahren dauern. Mit Präzisionsnivellements können nur vertikale Bewegungen erfasst werden. Mit Netzen von GNSS-Stationen und InSAR können auch horizontale Bewegungen (Blattverschiebungen) erfasst werden, allerdings ist sowohl die erreichbare Genauigkeit als auch die Dichte des GNSS-Stationsnetzes kaum ausreichend, um die Bewegung an einzelnen Störungen zu quantifizieren.

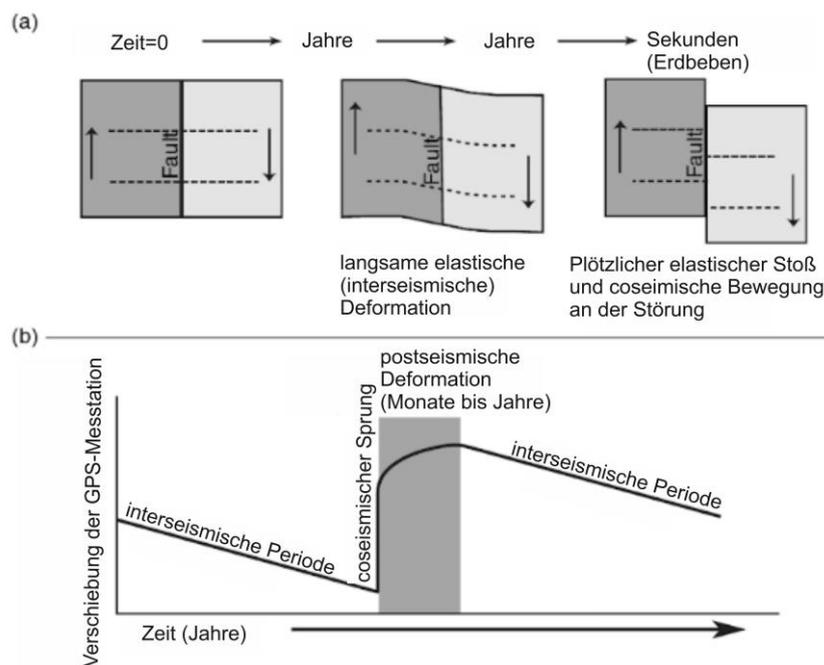


Abbildung 23: (a) Idealisierte Darstellung der Krustendeformation während eines seismischen Zyklus unter Zugrundelegung eines elastischen Mediums. Die beiden Blöcke bewegen sich dabei entlang einer Blattverschiebung. (b) Darstellung der hypothesierten Lageänderung eines GPS-Punktes während eines Erdbebenzyklus; aus [Connor et al., 2009].

Direkte Messungen an Störungen durch Verformungsmessgeräte (s. Kapitel 5.3.1) geben einen auf wenige damit ausgerüstete Störungen beschränkten Einblick in den zeitlichen

Ablauf des Bewegungsverhaltens (s. Abbildung 24). Es zeigt sich, dass zumindest in diesen Fällen die Blattverschiebungskomponenten (strike slip) von gleicher Größenordnung wie die vertikalen Bewegungen sind. Neben Phasen von wenigen Monaten bis etwa einem Jahr Dauer mit erhöhter Bewegung lassen sich auch relative Ruhephasen von einem bis mindestens sechs Jahren Dauer feststellen. Es gibt Anzeichen, dass diese Phasen erhöhter Bewegung überregional korrelierbar sind, jedoch sind die Stationsdichte und die Dauer der Aufzeichnungen zu gering, um diese Bewegungsphasen genauer zu charakterisieren. Aus der Existenz der relativen Ruhephasen ergibt sich die Notwendigkeit, direkte Bewegungsmessungen an Störungen, aber auch geodätische Messungen zum allgemeinen Nachweis von geogenen Bewegungen über mehrere Jahre auszuführen, bevor Aussagen zur Aktivität getroffen werden können.

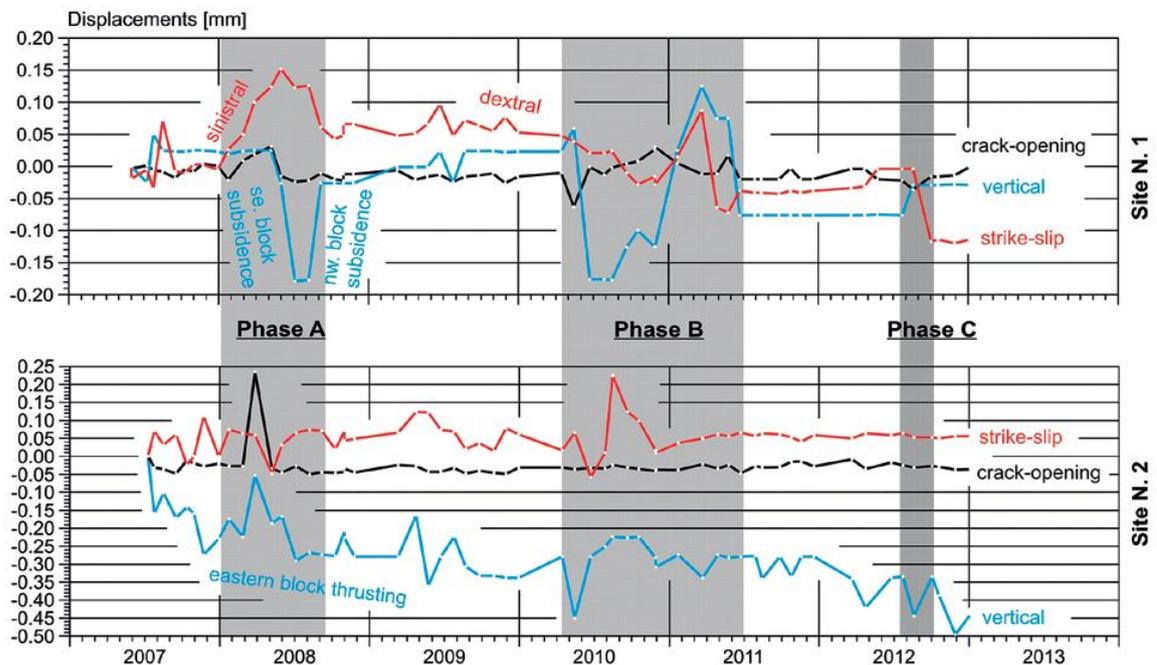


Abbildung 24: Die mit dem Verformungsmessgerät TM71 gemessenen Bewegungen an einer Störung in der Západni-Höhle in unmittelbarer Nähe der Lausitzer Überschiebung bei Liberec, Tschechische Republik, zeigen erhöhte Aktivität der Störung in monatelangen Bewegungsphasen, die mit ein-bis zweijährigen Phasen geringer Bewegung abwechseln [Briestensky et al., 2014].

5.2.2 Seismologie

Methodik

Grundlage ist die Aufzeichnung von Erschütterungen, die sich wellenförmig von einem Erdbebenherd ausbreiten, durch Seismometer. Durch die Erfassung eines Erdbebens in mehreren Messstationen und die Auswertung der Laufzeiten kann der Erdbebenherd lokalisiert werden.

Vorhandene Daten

Die BGR hat im Erdbebenkatalog *Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten* (https://www.bgr.bund.de/DE/Themen/Erdbeben-Gefaehrdungsanalysen/Seismologie/Seismologie/Erdbebenauswertung/Erdbebenkataloge/historische_Kataloge/germany.html) mehr als 21.000 seit dem Jahr 800 dokumentierte Erdbeben erfasst. Darunter befinden sich 15.900 tektonisch verursachte Erdbeben. Die weiteren Beben sind durch Bergbau induziert, durch Sprengungen verursacht oder von unbekannter Ursache. Erfasst werden neben der Ursache das Datum, die Magnitude sowie die Koordinaten und die Tiefe des Hypozentrums. Die heutige Erfassung erfolgt durch drei von der BGR in Kooperation mit weiteren Einrichtungen betriebenen Stationsnetzen. Neben dem Deutschen Seismologischen Regionalnetz (German Regional Seismic Network – GRSN) mit 20 Breitbandstationen existieren noch das Gräfenberg Array (Gruppe von Seismometern in bestimmten geometrischen Anordnungen) mit 13 Breitbandstationen in der Fränkischen Alb sowie das GERES Array im Bayerischen Wald mit einer Breitbandstation und 25 kurzperiodischen Stationen. Die Auswertung und Archivierung der Daten erfolgt zentral bei der BGR, wo sie im *Deutschen Erdbebenkatalog* (https://www.bgr.bund.de/DE/Themen/Erdbeben-Gefaehrdungsanalysen/Seismologie/Seismologie/Erdbebenauswertung/D_seit_1968/d_1968_node.html) verfügbar gemacht werden.

Der *Seismologie-Verbund zur Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland* betreibt weitere 31 Stationen in Thüringen, Sachsen und Nordbayern. Die Daten werden durch den interaktiven Kartendienst *Erdbeben in Mitteldeutschland* (<https://antares.thueringen.de/cadenza/seismo>) verfügbar gemacht.

Genauigkeit der Methode

Entscheidend für den Nachweis der Störungsaktivität durch seismologische Methoden ist die Genauigkeit bei der Bestimmung des Hypozentrums. Bei Erdbeben, die nur aus historischen Aufzeichnungen bekannt sind, kann das Hypozentrum oft nur sehr ungenau eingegrenzt

werden. Bei instrumentell aufgezeichneten Beben ist in Abhängigkeit von der Anzahl und Entfernung der registrierenden Stationen eine genauere Positionsbestimmung möglich. Abbildung 25 zeigt die im Katalog des Seismologie-Verbunds zur Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland angegebenen Fehler der Positionsbestimmung von 11.926 Erdbeben, die ab dem 01.01.2010 registriert wurden. Die Fehler in den drei Raumachsen liegen für die Mehrzahl der Beben im Bereich von 0,5 bis 1,5 km, können aber auch mehrere Kilometer betragen.

Betrachtete Größenskalen

Aufgrund der beschränkten Genauigkeit bei der Positionsbestimmung der Erdbebenherde ist es oft nicht möglich, die bebenverursachende Aktivität einer bestimmten Störung zuzuweisen. Die Methode eignet sich zur regionalen und landesweiten Erfassung von Regionen mit erhöhter seismischer Aktivität. Sofern diese Aktivität auf tektonische oder atektonische Bewegungen an einer Störung/Störungszone, deren Lage bereits bekannt ist, zurückgeführt werden kann, können diese Bereiche mit einer oder mehrerer aktiven Störungen dann abgegrenzt und mit anderen Methoden detaillierter untersucht werden.

Grenzen der Methode

Wie oben beschrieben, ist die Methode in der Regel nicht zum Nachweis der Aktivität einer bestimmten Störung geeignet, da die Hypozentren nicht ausreichend genau lokalisiert werden können. Durch die Kombination mit Methoden der Geomorphologie und der Geländekartierung können die als bebenverursachend in Frage kommenden Störungen genauer eingegrenzt werden.

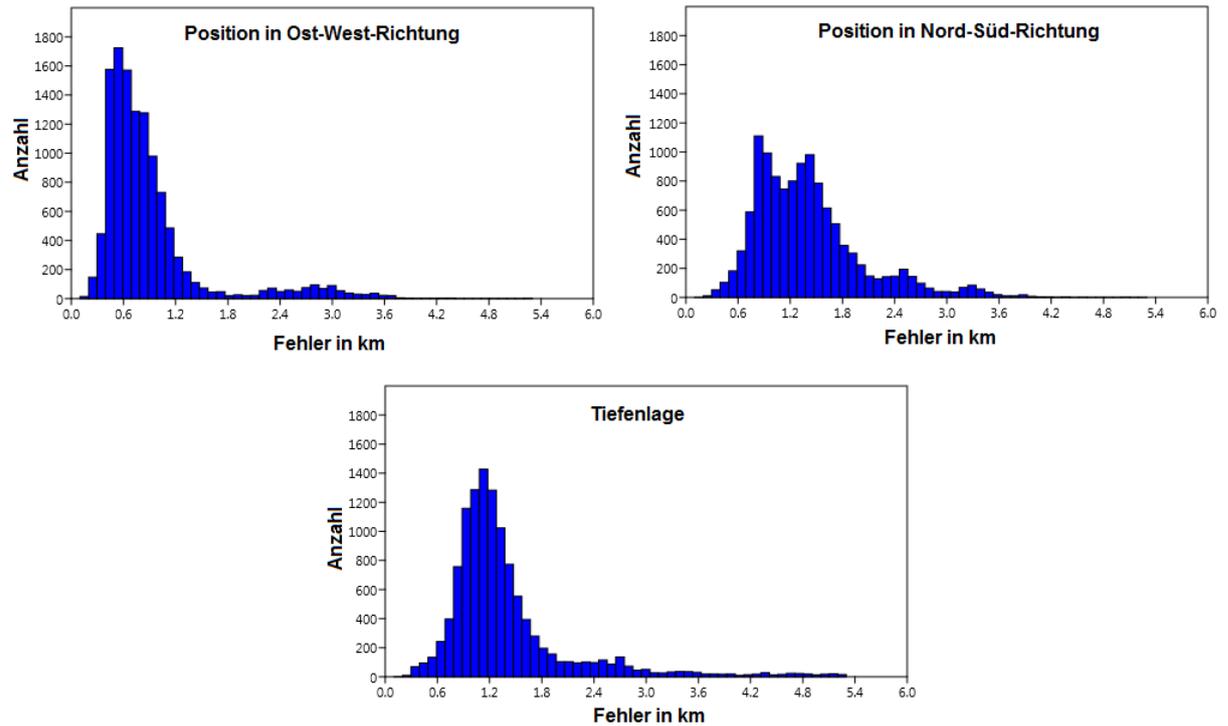


Abbildung 25: Fehler der Positionsbestimmung von 11.926 Erdbeben-Hypozentren aus dem Katalog des Seismologie-Verbands zur Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland.

5.2.3 Präzisionsnivellement

Methodik

Die grundlegende Methodik des Präzisionsnivellements ist die Messung von Höhenunterschieden zwischen zwei Punkten. Das Nivelliergerät wird in der Mitte zwischen zwei Fixpunkten (vermarktete Höhenfestpunkte oder Zwischenpunkte) aufgestellt und exakt horizontal ausgerichtet. Durch die Optik des Nivelliergeräts wird eine vertikal auf dem Höhenfestpunkt aufgestellte Messlatte (Rod 1 und Rod 2 in Abbildung 26) mit Höheneinteilung anvisiert und die Höhe abgelesen. Die Differenz der rückwärts abgelesenen Höhe r_{back} und der vorwärts abgelesenen Höhe r_{for} ist die gemessene Höhendifferenz zwischen den beiden Punkten. Ausgehend von einem Basispunkt H_0 mit genau bekannter absoluter Höhe (z.B. Amsterdamer Pegel) oder einem Höhenanschlusspunkt mit definierter Höhe (z.B. Nivellementpunkt an der Kirche Wallenhorst für das DHHN92) kann die Höhe der anderen Höhenfestpunkte durch Addierung der gemessenen Höhenunterschiede entlang der Nivellementlinie ermittelt werden [Fuhrmann, 2016].

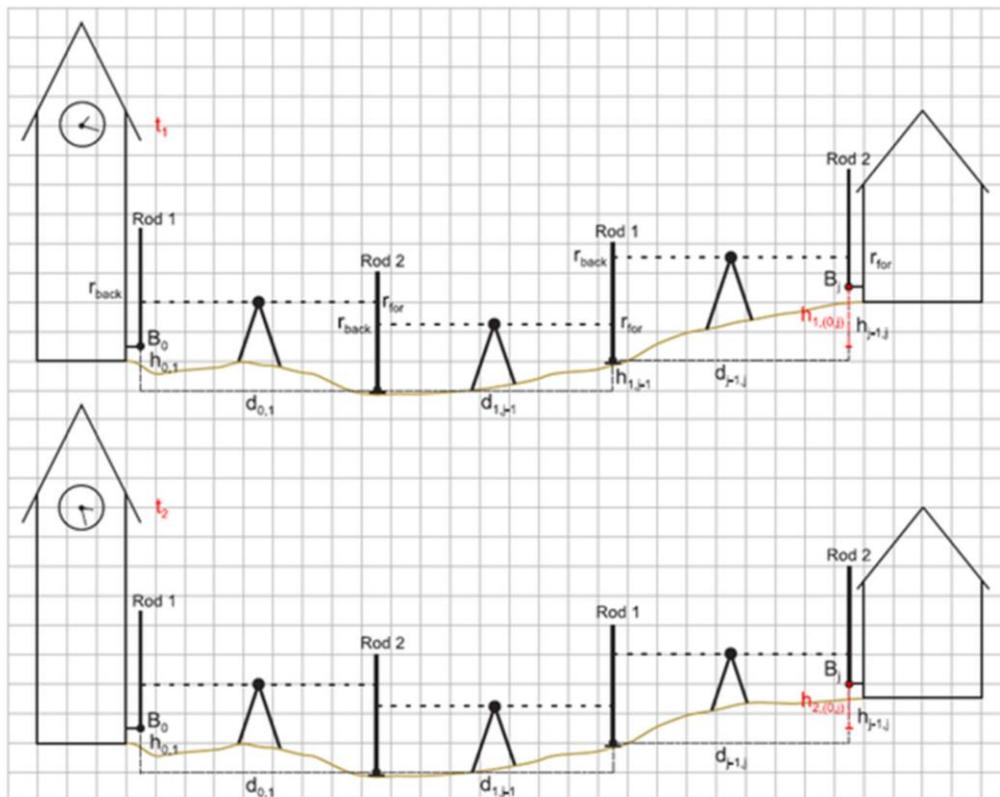


Abbildung 26: Prinzipskizze zum Präzisionsnivellement, siehe Erläuterungen im Text aus [Fuhrmann, 2016].

Durch Vermaschung der Nivellementlinien können die Fehler der Höhenbestimmung in geschlossenen Schleifen bestimmt und nach verschiedenen Verfahren ausgeglichen werden, so dass ein landesweit optimiertes Höhenbezugssystem berechnet werden kann (aktuell das Deutsche Haupthöhennetz 2016, DHHN2016). Da sich die Höhen der Höhenfestpunkte durch Hebung und Subsidenz ändern können, sind regelmäßige Neuvermessungen der Nivellementlinien notwendig. Bewegungen können nur durch Vergleich der Höhenänderung zwischen diesen Wiederholungsmessungen festgestellt werden. Das Messnetz in Deutschland gliedert sich in Linien erster, zweiter und dritter Ordnung, die mit höherer Ordnungszahl zunehmend feinmaschiger werden. Im Liniennetz erster Ordnung (Abbildung 27) finden Neuvermessungen im Abstand von wenigen Jahrzehnten (zuletzt 2006 bis 2012) statt. Auf Linien der zweiten und dritten Ordnung erfolgen Neuvermessungen zu unterschiedlichen Zeiträumen, teils im Abstand vieler Jahrzehnte. Aus den Unterschieden der gemessenen Höhen kann unter Berücksichtigung des Einflusses des verwendeten Geoids und anderer Faktoren die physische Höhenänderung an den Höhenfestpunkten zwischen zwei Messkampagnen bestimmt werden.

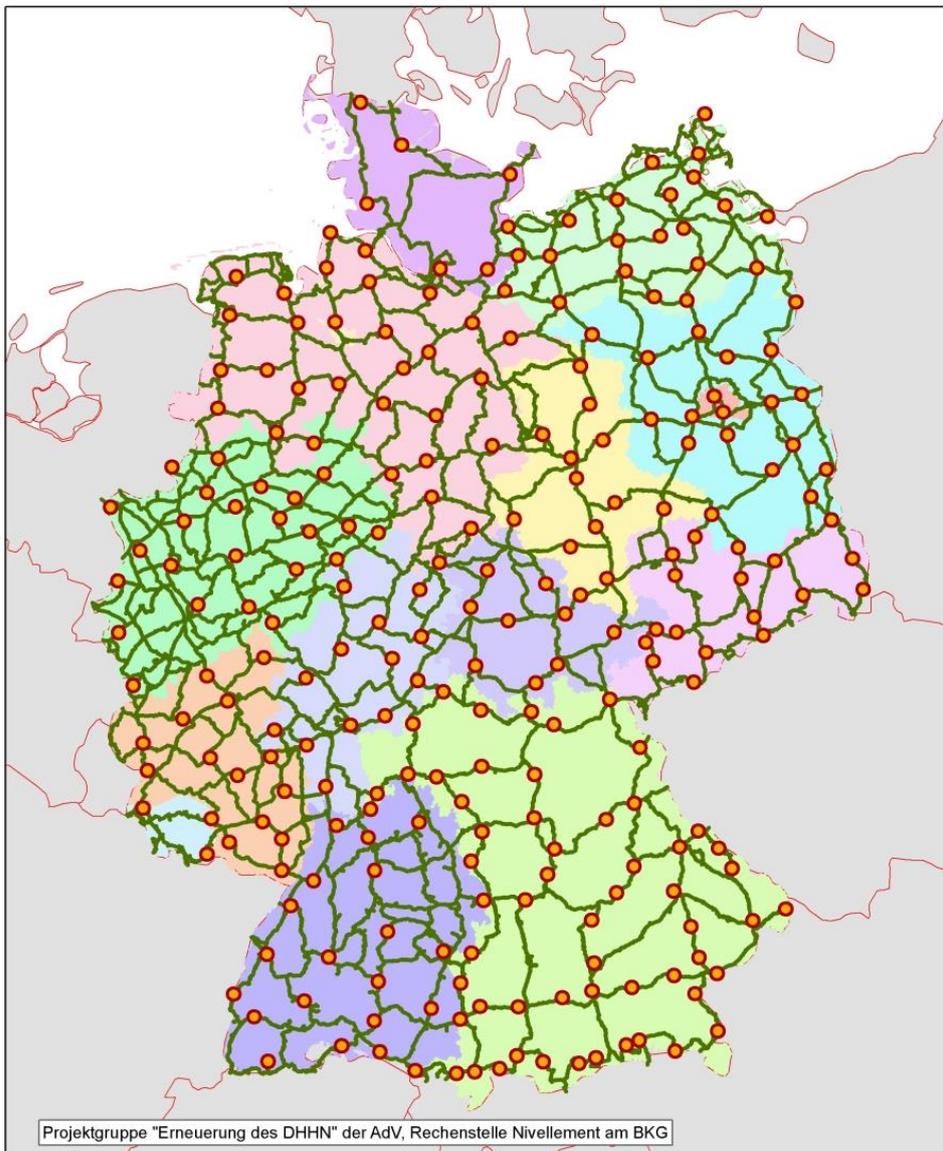
Messfehler treten durch unzureichende Justierung des Messgeräts, die Eigenschaften der Messlatte und durch atmosphärische Effekte auf. Die Fehler werden reduziert durch die Einhaltung gleicher Abstände bei der Vorwärts- und Rückwärts-Messung, einen standardisierten Ablauf der Messung und die Kalibrierung des Instruments und der Messlatte. Der Einfluss der thermischen Ausdehnung der Messlatte und der atmosphärischen Refraktion beeinträchtigt vor allem ältere Messungen. Während der Messungen für das DHHN2016 in den Jahren 2006 bis 2012 wurde daher zusätzlich die Temperatur gemessen, um die Messwerte entsprechend korrigieren zu können. Messungen aus den 1980er Jahren mit magnetgedämpften Kompensatoren können außerdem durch den Einfluss des variablen Erdmagnetfelds beeinträchtigt sein [Fuhrmann, 2016].

Während zufällige Messfehler sich über eine Messlinie tendenziell ausgleichen, können systematische Fehler sich über eine Messlinie addieren und damit erhebliche Größen (mehrere mm bis cm) erreichen. Daher müssen systematische Fehler bei der Konstruktion von Messnetzen durch Betrachtung der Schleifenschluss-Fehler erkannt und eliminiert werden. Stochastische Modelle zur Behandlung von zufälligen und systematischen Fehlern beschreiben [Fuhrmann und Zippelt, 2013].

Messausrüstung und ausgeführte Vermessungen

Wie oben dargestellt, ergeben sich die Höhenänderungen durch den Vergleich von teils viele Jahrzehnte alten Messungen. Daher werden hier auch die älteren Geräte kurz erläutert. Die ersten Präzisionsnivellements wurden im Deutschen Reich von 1865 bis Ende des 19. Jahrhundert mit verschiedenen optischen Instrumenten und hölzernen Messlatten ausgeführt. Die zweite Vermessung erfolgte, unterbrochen durch die beiden Weltkriege, von 1912 bis 1956 und resultierte im Höhenbezugssystem DHHN12. Durch die Einführung von Stellschrauben konnte die horizontale Ausrichtung der Nivelliergeräte verbessert werden. Die Höheneinteilung auf den Messlatten wurde aus Materialien mit geringem thermischem Ausdehnungskoeffizienten hergestellt, ab 1936 waren Messlatten aus Invar in Gebrauch. In der DDR wurde das Netz erster und zweiter Ordnung mit einer Gesamtlänge von 15.800 km in den Jahren 1954 bis 1959 und 1974 bis 1982 zweimal neu vermessen. Bei der zweiten Neuvermessung waren bereits Nivelliergeräte mit Kompensatoren im Einsatz, die eine automatisierte horizontale Ausrichtung ermöglichten. In den Jahren 1980 bis 1985 wurden die Linien erster Ordnung in Westdeutschland neu vermessen für die Berechnung des DHHN85. Bei der letzten Vermessung 2006 bis 2012 wurde nochmals eine deutliche

Verbesserung durch die Verwendung von digitalen Nivelliergeräten, die automatisch die Höhe von der Messlatte ablesen, erreicht [Fuhrmann, 2016].



— Linien des DHHN2006-2012 ● GNSS-Station mit gemessenem Schwerewert
Abbildung 27: Darstellung der Nivellementlinien 1. Ordnung und der angeschlossenen GNSS-Stationen.

Vorhandene Daten

Für die Nivellementlinien erster Ordnung in Deutschland liegen die Daten der oben genannten Wiederholungsmessungen vor, die teilweise bereits im Hinblick auf vertikale Höhenänderungen ausgewertet wurden:

- Die Auswertung der Nivellements erster und zweiter Ordnung in der DDR führte zur Erstellung der Karte der rezenten vertikalen Erdkrustenbewegungen vom Territorium der Deutschen Demokratischen Republik 1:1.500.000 sowie der Detektion von vertikalen Bewegungen an verschiedenen großen Störungszonen und in Subrosionsgebieten [Bankwitz and Bankwitz, 1985; Bankwitz, 1971; Ellenberg, 1992, 1988, 1986; Ihde et al., 1987],
- Die Auswertung der Nivellements erster Ordnung in Bayern in Karten im Maßstab 1:500.000 und 1:800.000 [Mälzer et al., 1987],
- Die Auswertung einiger Nivellements erster Ordnung in Westdeutschland für die Karte Recent vertical crustal movement 1:2.500.000 [Blundell et al., 1992].

Für die Nivellementlinien zweiter und dritter Ordnung sowie die grenznahen Gebiete der Nachbarstaaten liegen regional unterschiedlich häufige Wiederholungsmessungen mit verschiedenen Zeitabständen vor. Publierte Auswertungen dieser Daten im Hinblick auf zeitliche Höhenänderungen gibt es nur für wenige Regionen:

- Oberrheingraben: Präzisionsnivellements sind verfügbar aus den Jahren 1867 bis 2012. Für die Bestimmung von Höhenänderungen wurden 40.049 Messungen an 14.098 wiederholt vermessenen Punkten in Deutschland sowie in grenznahen Gebieten der Schweiz und Frankreichs ausgewertet. Die französischen Daten stammen überwiegend aus den Jahren 1920 bis 1980, während die deutschen Daten hauptsächlich ab 1960 gemessen wurden. Karten der Höhenänderungen liegen für den Oberrheingraben, Teile der Pfalz, des Schwarzwalds, der Bodenseeregion sowie des Elsass und der Nordschweiz vor [Fuhrmann, 2016; Fuhrmann et al., 2014; Fuhrmann and Zippelt, 2013],
- Schleswig-Holstein: Eine nicht spezifizierte Anzahl an Messungen an 5035 Punkten aus den Jahren 1923 bis 1985 wurde ausgewertet und daraus eine interpolierte Karte der horizontalen Erdkrustenbewegung erzeugt [Lehné and Sirocko, 2010],
- Grenze zur Tschechischen Republik: Für das Territorium der Tschechischen Republik liegt eine Karte der Höhenänderungen vor, die einige grenzübergreifende Störungszonen abdeckt [Vanko et al., 1988; Vanko and Vyskočil, 1987; Vyskočil, 1991].

Für drei kleine Gebiete wurden spezielle Messlinien mit Wiederholungsmessungen in kürzeren Zeitabständen angelegt:

- In den nordöstlichen Ardennen (Belgien) wurden 48 km Nivellementlinien von 1993 bis 2002 jährlich vermessen, um die Dynamik tektonischer Bewegungen auf kurzen Zeit-

skalen zu untersuchen. In dem Gebiet liegen aktive Störungen des westlichen Randabbruchs der Niederrheinischen Bucht, der sich über die Grenze nach Deutschland fortsetzt [Demoulin, 2004; Demoulin and Collignon, 2000],

- Bei Nový Kostel, Tschechische Republik, wurde 1994 ein Netz von Nivellementlinien über der dortigen Schwarmbebenregion angelegt. Die dort verlaufende Mariánské Lázně-Störungszone setzt sich nach Norden ins Vogtland fort [Mrlina, 2000],
- Bei Onstmettingen (Baden-Württemberg) wurde ein Messnetz über dem Hohenzollerngraben eingerichtet [Zippelt, 2003].

Bei den beiden letztgenannten Messnetzen werden auch laterale Bewegungen erfasst, wodurch sich potentiell aktive Transversalbewegungen an Störungen nachweisen lassen.

Bei den jeweiligen Vermessungsämtern liegen wahrscheinlich weitere unpublizierte Daten aus Wiederholungsmessungen vor, die nach den Methoden in [Fuhrmann, 2016; Heck et al., 2010] auf zeitliche Höhenänderungen ausgewertet werden könnten.

Genauigkeit der Methode

Für die Karte der rezenten vertikalen Erdkrustenbewegungen vom Territorium der Deutschen Demokratischen Republik M 1:1.500.000 wird die mittlere quadratische Abweichung der Geschwindigkeiten an den Knotenpunkten der Messlinien mit 0,57 mm/a angegeben [Ihde et al., 1987]. Der digital verfügbare Datensatz für den deutschen Anteil der Karte Recent Vertical crustal movement M 1:2.500.000 enthält 1404 Punkte mit Standardabweichungen von 0,05 bis 0,90 mm/a mit einem Median von 0,32 mm/a [Blundell et al., 1992].

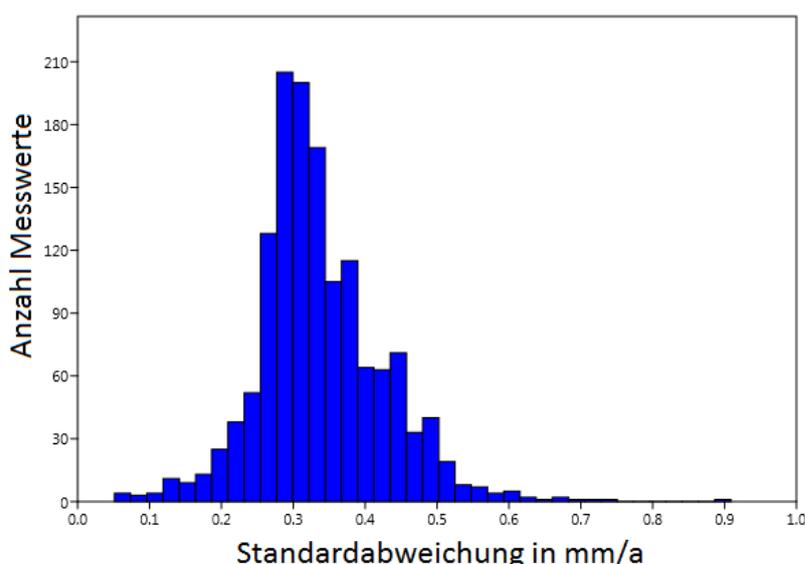


Abbildung 28: Histogramm der Standardabweichung der Höhenänderungen von 1404 in der Karte Recent Vertical crustal movement M 1:2.500.000 verwendeten Messpunkten. Daten aus: <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.860351>.

Für die regionalen Untersuchungen am Oberrheingraben wurde eine mittlere Standardabweichung von 0,15 mm/a in Deutschland und der Schweiz sowie 0,34 mm/a in Frankreich festgestellt. 93% der bestimmten Höhenänderungen liegen im Bereich von -0,5 bis +0,5 mm/a [Fuhrmann, 2016].

In Schleswig–Holstein wurde an einzelnen Punkten eine Genauigkeit von 0,01 bis 1,9 mm/a festgestellt mit einer mittleren Genauigkeit von 0,08 mm/a. Allerdings lagen für 1603 der 5035 Punkte keine Angaben zur Genauigkeit vor, so dass die tatsächliche mittlere Genauigkeit auch schlechter sein kann. Die höchsten Genauigkeiten wurden hier für Punkte aus dem Nivellement erster Ordnung festgestellt, während die Höhenänderung im Nivellement dritter Ordnung deutlich weniger präzise bestimmbar war [Lehné und Sirocko, 2010].

Bei den Spezialmessungen in den Ardennen konnten Bewegungen an Störungen von 0,06 bis 0,09 mm/a ermittelt werden [Demoulin, 2004]. Die 2σ -Fehler der von Jahr zu Jahr ermittelten Bewegungen liegen jedoch im Bereich von 1 bis 1,5 mm/a [Camelbeeck et al., 2002], weshalb die angenommenen jährlichen Änderungen in der Bewegung zweifelhaft sind. Im Messnetz bei Onstmettingen werden ebenfalls Genauigkeiten von 0,1 mm/a erreicht [Zippelt, 2003].

Zusammenfassend ist die erreichbare Genauigkeit durch die Methodik des Präzisionsnivelements höher als bei den anderen geodätischen Verfahren (Satellitenpositionierungssysteme und Radarinterferometrie). Grundsätzlich bietet sie daher die höchste Sensitivität für den Nachweis von rezenten Bewegungen.

Betrachtete Größenskalen

Das Nivellement erster Ordnung hat Abstände zwischen den Linien im Bereich von zehner Kilometern, wodurch in der Regel nur an größeren Störungen oder Störungszonen Bewegungen nachweisbar sind. Durch Einbeziehung der Daten zweiter und dritter Ordnung, die aber meist nicht ausgewertet bzw. publiziert sind, kann eine Verdichtung des Netzes auf Abstände von teilweise wenigen Kilometern erreicht werden. Regionale Untersuchungen bzw. der Nachweis von Bewegungen auf kleineren Störungen sind damit nur begrenzt möglich, sowie abhängig von der lokalen Netzdichte und den verfügbaren Wiederholungsmessungen und unter der Voraussetzung, dass die Existenz und Lage der Störungen bereits bekannt ist. Für lokale Untersuchungen können Spezialmessnetze eingerichtet werden, die allerdings über mehrere Jahre vermessen werden müssen, bevor Ergebnisse vorliegen.

Grenzen der Methode

Der Nachweis vertikaler Bewegungen ist nur auf den Messlinien möglich und daher nur bei Störungen, die diese Linien queren (wobei die Existenz der Störung selbst mit anderen Methoden nachgewiesen werden muss). Eine Interpolation der Daten in die Fläche gibt zwar generelle Bewegungstrends wieder, kann aber nicht zum Nachweis von Bewegungen an bestimmten Störungen dienen. Da zur Detektion der zu erwartenden langsamen Bewegungen Wiederholungsmessungen über viele Jahre notwendig sind, ist die Methode weitgehend auf bereits etablierte Messlinien beschränkt. Auf neu eingerichteten Messlinien wäre erst nach mehreren Jahren mit brauchbaren Ergebnissen zu rechnen. Die Genauigkeit der Methode kann nicht kurzfristig verbessert werden, da die Genauigkeit der verwendeten Altdaten als limitierender Faktor wirkt. Da mit den derzeit vorliegenden publizierten Daten vertikale Bewegungen nur bei Geschwindigkeiten über etwa 0,1 mm/a nachgewiesen werden können, werden viele aktive, aber langsam bewegte Störungen mit der Methode nicht als aktiv erkennbar sein. Aktive Störungen/Störungszonen, die keine rezente Bewegung zeigen, können nicht nachgewiesen werden.

Wenn vertikale Bewegungen festgestellt werden, muss deren Ursache geklärt werden. Abhängig vom lokalen Kontext kommen neben tektonischen Bewegungen auch Subrosion, Bergbau bzw. Erdöl/Erdgasgewinnung, der Betrieb von Kavernenspeichern, Hangbewegungen, Autokompaktion von Sedimentbecken oder Änderungen des Grundwasserspiegels in Frage. Daher ist eine differenzierte Bewertung der einzelnen Messpunkte hinsichtlich ihrer Stabilität notwendig, zum Beispiel nach dem in [Fuhrmann und Zippelt, 2013] beschriebenen Verfahren. Die Form der Höhenänderungskurve kann zur Einschätzung der Bewegungsursache ebenfalls herangezogen werden [Bankwitz und Bankwitz, 1985]. Falls damit die genannten alternativen Bewegungsursachen nicht ausgeschlossen werden können, ist der Nachweis von aktiven Störungen/Störungszonen nicht möglich.

Nach den Untersuchungen von [Demoulin et al., 2000] kann auch der im Jahresgang schwankende Bodenwassergehalt eine Höhenänderung bis zu mehreren Millimetern bewirken. Diese Bewegungen finden jedoch auf größeren Längenskalen (mehrere Kilometer) statt, als bei an Störungen fokussierte Bewegungen. Bei der Auswertung von Messlinien mit nur wenigen Wiederholungsmessungen bzw. großen Messpunktabständen ist auch dieser Effekt als mögliche Erklärung einer beobachteten Bewegung zu betrachten.

5.2.4 Satellitenpositionierungssysteme

Methodik

Bei diesem geodätischen Verfahren wird prinzipiell mit Hilfe einer Satellitenkonstellation die Position einer Bodenstation wiederholt eingemessen. Positionsänderungen einer Station relativ zu einem Stationsnetz können mit großer Genauigkeit und hoher zeitlicher Auflösung erkannt werden. Es sind mehrere Satellitenkonstellationen verschiedener Betreiber verfügbar (GPSA, GLONASS) und im Aufbau (Galileo, BeiDou). Die Bodenstation besteht aus einem Empfänger für die im Mikrowellenbereich liegenden Signale der Satelliten. Für GPS sind das beispielsweise die Bänder L1 (1575.42 MHz) und L2 (1227.60 MHz). Durch die exakte Bestimmung der Signallaufzeit zu drei Satelliten können die Entfernungen zu diesen Satelliten (d_1, d_2, d_3) bestimmt werden. Mit Hilfe der Position der Satelliten (x_1, x_2, x_3) zum Messzeitpunkt kann die Position der Bodenstation bestimmt werden (im Schnittpunkt von Kugeloberflächen des Radius d_1, d_2 und d_3 um die jeweiligen Satellitenpositionen x_1, x_2, x_3). Da die Empfänger über keine ausreichend genauen Uhren zur Laufzeitbestimmung verfügen, ist mindestens das Signal eines vierten Satelliten als Zeitgeber erforderlich. In der Praxis sind meist noch weitere Satelliten verfügbar und die Positionsbestimmung erfolgt z.B. durch die Methode der kleinsten Quadrate, bezogen auf die Kugelschnittpunkte der möglichen Satellitenkombinationen. Für genauere Positionsbestimmungen kann zusätzlich die Phasenverschiebung des Trägersignals analysiert werden. Weitere Faktoren, die bei einer exakten Positionsbestimmung berücksichtigt werden müssen, sind die Genauigkeit der Satellitenposition, die Ganggenauigkeit der Uhren in den Satelliten, die Verzögerung und Refraktion des Signals in der Atmosphäre und die Reflektion des Signals an Hindernissen im Umfeld der Bodenstation (Multipath-Effekt). Der Einfluss dieser Faktoren wird durch entsprechende Verfahren bei der Datenauswertung minimiert [Fuhrmann, 2016]. Zur Vermeidung von Multipath-Effekten sollte die Bodenstation entfernt von möglichen Reflektoren eingerichtet werden.

Messausrüstung

Aktuelle Empfehlungen zur Einrichtung von zusätzlichen Empfangsstationen, deren optimaler Platzierung und deren Ausstattung mit Geräten gibt UNAVCO (<https://kb.unavco.org/kb/category/gnss-permanent-stations/12/>). Mit der dort empfohlenen Ausstattung liegen die Kosten für die Einrichtung einer neuen Station bei etwa 30.000 US-\$ (mit Auslegung für die Witterungsbedingungen im mittleren Westen der USA). Alternativ

können auch fest vermarkte Basispunkte wiederholt mit mobilen Empfangsstationen gemessen werden [Wendt and Dietrich, 2003]. In diesem Fall ist aber keine kontinuierliche Messung der Bewegungen an jeder Station möglich.

Vorhandene Daten

In Deutschland betreiben die Bundesländer für den gemeinsamen Satellitenpositionierungsdienst (SAPOS) etwa 270 GNSS-Referenzstationen, deren relative Bewegungen zueinander wöchentlich ausgewertet werden (s. Abbildung 27). Diese Stationen wurden seit etwa 2004 sukzessive in Betrieb genommen. Vergleichbare Netzwerke von Referenzsystemen existieren in den Nachbarländern. Es liegen folgende Auswertungen, teilweise unter Einbeziehung von Stationen im Ausland oder von speziell errichteten Stationen vor:

- 76 Stationen des GURN (GNSS Upper Rhine Graben Network) im Bereich des Oberrheingrabens, des Schwarzwalds, der Pfalz sowie grenznahen Gebieten Frankreichs und der Schweiz wurden von [Fuhrmann, 2016] ausgewertet und in eine Darstellung der horizontalen Bodenbewegungen einbezogen,
- Von 1994 bis 2001 erfolgten Messungen an 16 Stationen im Bereich der Schwarmbebenzone im Vogtland. Dabei konnten horizontale Bewegungen von mehreren Millimetern sowie das diskontinuierliche Auftreten dieser Bewegungen nachgewiesen werden [Wendt & Dietrich, 2003],
- Von 1993 bis 2000 wurden Bewegungen an 24 Stationen im Bereich der Niederrheinischen Bucht gemessen (davon 13 Stationen in einem lokalen Netzwerk an der Störung Donatussprung). Es wurden Bewegungen bis 2,2 cm/a festgestellt, die aber auf die Grundwasserabsenkung im Zuge des Braunkohlenabbaus zurückgeführt wurden [Campbell et al, 2002],
- Das HARD-Netzwerk mit 10 Stationen in den Ardennen unmittelbar westlich der deutschen Grenze wurde 1999 bis 2005 jährlich vermessen. Dabei wurden Bewegungen bis 1mm/a festgestellt, die sich aber weder durch tektonische Bewegungen noch durch Schwankungen des Grundwasserspiegels erklären lassen [Demoulin et al., 2005; 2006].

Genauigkeit der Methode

Mit einem Netzwerk von 11 Stationen im Góry-Stołowe-Nationalpark (Niederschlesien, Polen) erreichten [Cacon et al., 2009] eine Genauigkeit von 1,1 mm in Nord-Süd-Richtung, 1,3 mm in Ost-West-Richtung und 2,9 mm in der Höhe. Abbildung 29 zeigt beispielhaft die

Bewegung einer SAPOS-Station relativ zum gesamten Netzwerk (Klaffung). Die horizontale Position (rote und grüne Kurve) kann auf ca. 1 mm genau bestimmt werden. Bei der Höhenbestimmung (blaue Kurve) ergibt sich ein größerer Fehler und ein scheinbarer Höhengsprung durch Änderungen an der Antenne.

Die Auswertung der horizontalen Geschwindigkeiten im oben beschriebenen GURN erbrachte eine Genauigkeit von $\pm 0,35$ mm/a (2σ), wobei 90% aller gemessenen horizontalen Geschwindigkeiten im Bereich von $-0,5$ mm/a bis $+0,5$ mm/a lagen. Frühere Auswertungen der horizontalen Geschwindigkeiten zeigten, dass selbst mit einer 8 Jahre langen Zeitreihe Geschwindigkeiten unter $0,5$ mm/a nicht aufgelöst werden können. Durch die Kombination mit Daten des Präzisionsnivellements kann die Genauigkeit bei der Bestimmung der horizontalen Geschwindigkeiten jedoch auf $0,1$ mm/a verbessert werden [Fuhrmann et al., 2015, 2013].

Ältere Messkampagnen sind mit Fehlern von $0,5$ mm/a und mehr (z.B. [Campbell et al., 2002] $\pm 0,5$ bis ± 2 mm/a vertikal und $\pm 0,4$ bis $\pm 1,0$ mm/a horizontal) behaftet, weshalb sie kaum zur Detektion von aktiven Störungen geeignet sind.

Betrachtete Größenskalen

Grundsätzlich sind Positionsbestimmungen mit GNSS weltweit und durch mobile Empfänger an fast allen Standorten möglich. Die erforderliche Genauigkeit zum Nachweis aktiver Störungen mit ihren in Mitteleuropa üblichen Bewegungsraten erfordert jedoch speziell eingerichtete ortsfeste Empfangsstationen. Die Verteilung dieser Stationen in Deutschland geht aus Abbildung 27 hervor. Die Abstände betragen meist mehrere zehner Kilometer. Daher ist das bestehende Stationsnetz nur für landesweite und eingeschränkt regionale Betrachtungen brauchbar, bei denen generelle Bewegungstrends von tektonischen Blöcken festgestellt werden. Die möglicherweise aktiven Störungen/Störungszonen, die diese Blöcke begrenzen, können aufgrund der mangelnden Stationsdichte in der Regel nicht identifiziert werden. Für regionale oder lokale Untersuchungen müsste ein eigenes Stationsnetz eingerichtet werden, wobei die Standorte der Bodenstationen auf die bereits bekannten Lagen der potentiell aktiven Störungen/Störungszonen abgestimmt sind.

Grenzen der Methode

Wie bei den anderen geodätischen Verfahren muss im Fall einer festgestellten Bewegung untersucht werden, ob diese tektonischen oder anderen Ursprungs ist. Sofern die Empfangsstation nicht auf Festgestein gegründet ist, kommen Kompaktion des Untergrunds,

Beckensubsidenz, Hangbewegungen, Änderungen des Grundwasserspiegels, Einfluss von Bergbau, Subrosion oder Setzungenbewegungen im Fundament der Station in Frage. [Demoulin et al., 2007] stellten bei Messkampagnen in den Ardennen Höhenänderungen bis zu 7,5 mm, verursacht durch Schwankungen des Grundwasserspiegels, fest.

Über die Analyse des Deformationsfeldes (Strain Rate Pattern) können Stationen mit mutmaßlich nicht-tektonisch bedingter Bewegung erkannt und von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen werden [Araszkievicz et al., 2016].

Aufgrund der erreichbaren Genauigkeit, der im Vergleich zu Präzisionsnivellements nicht sehr lange zurückreichenden Datenbasis und der geringen Stationsdichte ist der Nachweis von Bewegungen an bestimmten Störungen/Störungszonen, deren Existenz und Lage mit anderen Methoden zunächst festgestellt werden muss, in der Regel nicht möglich. Durch die Möglichkeit, horizontale Bewegungen zu detektieren, können aber grob die Grenzen von starr reagierenden Krustenblöcken, zwischen denen sich ggf. aktive Störungszonen befinden, bestimmt werden. Die wesentlichen Vorteile gegenüber dem Präzisionsnivellement sind die wesentlich höhere zeitliche Auflösung und der geringere Personalbedarf durch die automatisierte Datenaufzeichnung. Die Kombination von GNSS-, Präzisionsnivellement- und InSAR-Daten ist möglich und gleicht teilweise die Schwächen der einzelnen Verfahren aus [Fuhrmann 2016; Fuhrmann u. a. 2015]. Wie bei den anderen geodätischen Verfahren können nicht alle aktiven Störungen nachgewiesen werden, sondern nur jene, die auch im Beobachtungszeitraum Bewegungen zeigen.

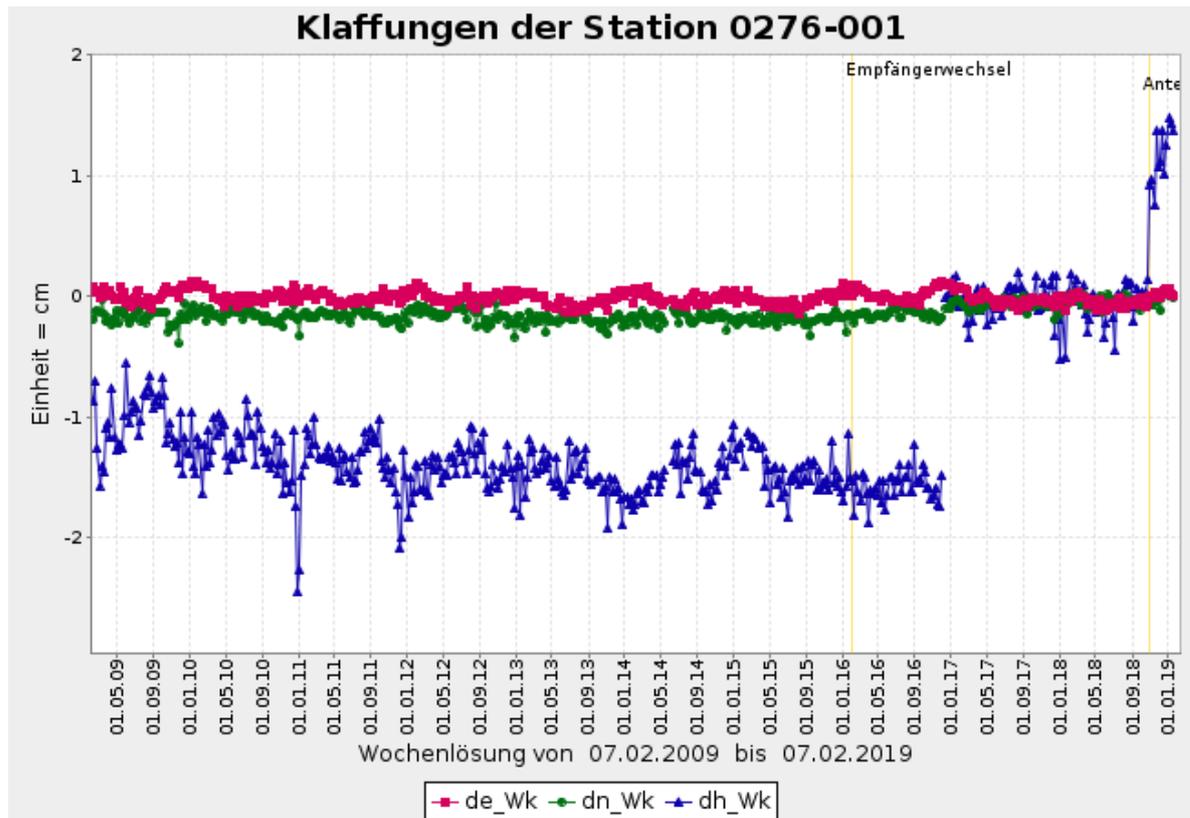


Abbildung 29: Relative Bewegung der SAPOS-Station Nördlingen in den letzten 10 Jahren. Dargestellt sind die Wochenlösungen der Bewegung in Ost-West-Richtung (grün), in Nord-Süd-Richtung (rot) und in der Höhe (blau). Deutlich erkennbar sind jahreszeitliche Schwankungen und die höhere Genauigkeit der horizontalen Bewegungsmessung verglichen mit der vertikalen Bewegungsmessung (<https://sapos.bayern.de/samos.php>).

5.2.5 Radarinterferometrie

Methodik

Satelliten mit Synthetic Aperture Radar (SAR) strahlen ein gepulstes elektromagnetisches Signal hoher Leistung ab und empfangen das von der Erdoberfläche rückgestreute Signal. Die gemessenen Größen sind die Signallaufzeit (und damit die Entfernung) zu einem Objekt auf dem Boden und die Intensität des rückgestreuten Signals. Durch die Konfiguration des Empfängers („Blickrichtung“ zur Seite senkrecht zur Flugrichtung des Satelliten) kann das Signal in eine zweidimensionale Darstellung umgerechnet werden. Die Position senkrecht zur Umlaufbahn (Range) ergibt sich aus der Signallaufzeit, die Position in Richtung der Umlaufbahn (Azimut) ergibt sich aus der Fortbewegung des Satelliten selbst. Die Auflösung in Range-Richtung hängt von der Wellenlänge des Senders und der Dauer des gepulsten

Signals ab. Die Auflösung in Azimut-Richtung hängt neben der Wellenlänge des Senders von der Größe der Antenne und der Entfernung zum gemessenen Objekt ab. Da die beiden Auflösungen in der Regel unterschiedlich sind, zeigen SAR-Bilder häufig rechteckige Pixel, im Gegensatz zu den quadratischen Pixeln optischer Satelliteninstrumente. Die Auflösungen liegen dabei im Bereich von 1 bis 20 m [Fuhrmann, 2016]. Eine Übersicht über die SAR-Satelliten, deren Daten öffentlich verfügbar und für die Radarinterferometrie geeignet sind, gibt Tabelle 6.

Um Bewegungen der Erdoberfläche feststellen zu können, ist der wiederholte Überflug des Zielgebiets und die Erstellung von mindestens zwei SAR-Aufnahmen zu verschiedenen Zeitpunkten notwendig. Aus der Phasenverschiebung des von einem Objekt während der beiden Aufnahmen zurückgestreuten Signals kann unter Verwendung weiterer Parameter (s. Abbildung 30), die die Flugbahn des Satelliten beschreiben, ein Interferogramm berechnet werden, aus dem sich die Bewegung des Objekts ablesen lässt. Dabei entspricht ein Phasendurchgang des Interferenzmusters einer Bewegung von der Größe der halben Wellenlänge des Senders. Größere Bewegungen können durch Auszählen der Interferenzbänder zwischen zwei Punkten auf dem Interferogramm festgestellt werden.

Voraussetzung für die Erstellung des Interferogramms ist die Korrelierbarkeit des Rückstreusignals des Objekts zwischen den verwendeten Aufnahmen. Geeignet sind hier Objekte, die sich über die Zeit nicht verändern (sogenannte Persistent Scatterer, PS), wie Gebäude und andere Bauwerke oder Felsoberflächen. Vegetationsbedeckte Oberflächen, schneebedeckte Oberflächen und Gewässeroberflächen unterliegen dagegen der ständigen Veränderung ihres Rückstreuverhaltens, wodurch eine Korrelation des Signals zwischen zwei Aufnahmen häufig nicht möglich ist. Zusätzlich können in diesen Fällen Radarreflektoren aufgestellt werden, um in Gebieten ohne PS zumindest punktuell Bewegungsmessungen zu ermöglichen.

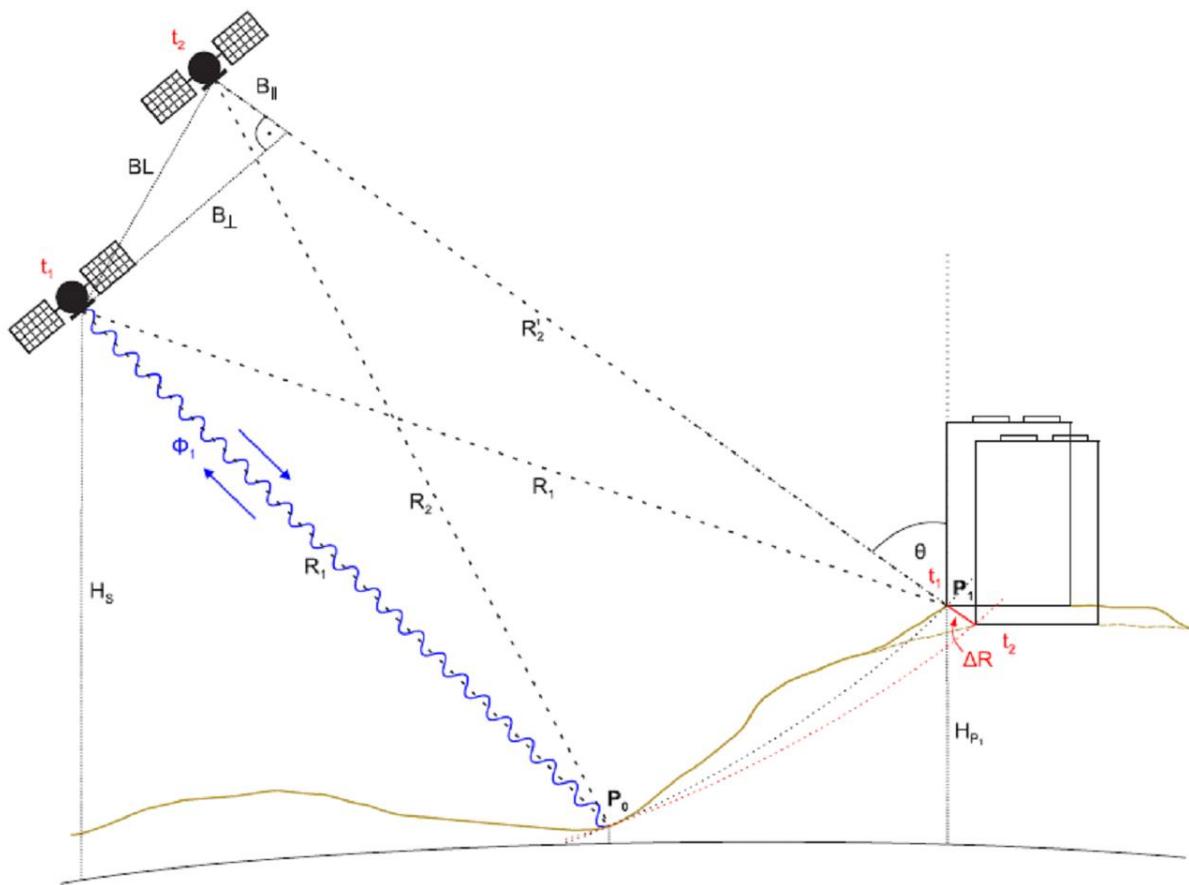


Abbildung 30: Prinzip der Radarinterferometrie: Die relative Höhe H_p des Punktes P_1 bezogen auf den Referenzpunkt P_0 kann bestimmt werden aus der komplexen Messung der Entfernungen R_1 , R_2 und R_2' sowie der Satellitenhöhe H_s . Im Beispiel sei bei der ersten Messung zum Zeitpunkt t_1 die Entfernung vom Satelliten zu P_0 und P_1 jeweils die Strecke R_1 . Bei der zweiten Messung zum Zeitpunkt t_2 befindet sich der Satellit an einer geringfügig anderen Position als zum Zeitpunkt t_1 . Der Abstand zwischen den Positionen ist die Baseline BL , die sich in eine parallele und eine senkrechte Komponente aufteilen lässt. Der Interferenzwinkel θ wird bestimmt aus der interferometrischen Phasenverschiebung. Eine Bewegung des Punktes P_1 relativ zum Punkt P_0 zwischen den Messungen zum Zeitpunkt t_1 und t_2 führt zu einer Änderung der Entfernung ΔR entlang der Sichtlinie zum Satelliten [Fuhrmann, 2016].

Vorhandene Daten

Die nachfolgende Tabelle enthält eine Auflistung von SAR-Satellitenmissionen, deren Daten für die Radarinterferometrie geeignet sind. Die Wiederholdauer gibt hierbei an, in welchen Zeitabständen ein Gebiet erneut überflogen und vermessen wird. Dadurch wird die zeitliche Auflösung bestimmt, mit der etwaige Bewegungen erfasst werden können.

Tabelle 6: Übersicht über SAR-Satellitenmissionen, deren Daten für die Radarinterferometrie geeignet sind, aus Fuhrmann 2016.

Mission	Institution, Land	Zeitraum	Wellenlänge [cm]	Band	Inzidenzwinkel θ	Schwadbreite [km]	Wiederholdauer [Tage]	Orbithöhe [km]	Auflösung [m]
ERS-1	ESA, Europa	1991-2000 ^a	5,6	C	23	100	35	785	4x20
ERS-2	ESA, Europa	1995-2011 ^b	5,6	C	23	100	35	785	4x20
Radar-sat-1	CSA, Kanada	1995-2013	5,6	C	20-49	100	24	795	5,1x21,1
Envisat	ESA, Europa	2002-2012	5,6	C	23	100	35	785	4x20,1
ALOS-1	JAXA, Japan	2006-2011 ^c	23,6	L	8-90	40-70	46	691	3,1x7,5
Terra-SAR-X ^d	DLR, Deutschland	2007-	3,1	X	20-45	30	11	514	1,9x2,1
Radar-sat-2	CSA, Kanada	2007-	5,5	C	20-49	100	24	798	4,9x21,1
COSMO-Skymed	ASI, Italien	2007-	3,1	X	20-60	40	4 ^e	620	2,3x2,2
Kompsat-5	KARI, Korea	2013-	3,2	X	20-45	30	28	550	< 3x3
Sentinel-1	ESA, Europa	2014-	5,5	C	29-46	250	6 ^f	693	17,4x3,7
ALOS-2	JAXA, Japan	2014-	22,9	L	8-70	55-70	11	628	< 5,3x9,1 ^g

^a nutzbar für Interferometrie in den Zeitabschnitten 1993-1994 und 1995-2000

^b eingeschränkt nutzbar für Interferometrie nach dem Gyroskopausfall im Februar 2000

^c Verlängerte Mission 2010-2012 mit anderer Schwadposition

^d im Formationsflug mit TanDEM-X

^e Wiederholungsdauer der aus vier Satelliten bestehenden Konstellation

^f Wiederholungsdauer der aus zwei Satelliten bestehenden Konstellation

^g verschiedene Auflösungen im Stripmap-Modus verfügbar, höchste Auflösung ist 3 m

Auswertungen der Radarinterferometrie im Hinblick auf möglicherweise tektonisch verursachte Bodenbewegungen sind publiziert für:

- den Oberrheingraben [Fuhrmann, 2015, 2016, Fuhrmann et al., 2015] und
- Teile von Niedersachsen [Lege et al., 2016].

Im Rahmen des Projekts *BodenBewegungsdienst Deutschland* (BBD) (https://www.bgr.bund.de/DE/Themen/GG_Fernerkundung/Projekte/laufend/Radar/BBD.html)

werden die Sentinel-1-Daten systematisch ausgewertet und deutschlandweite Bodenbewegungskarten zur Verfügung gestellt (mit Stand Januar 2020 liegt die Auswertung der Satellitendaten aus dem Zeitraum 2014 bis 2018 vor).

Genauigkeit der Methode

Die Methode ist sehr gut geeignet, um Bewegungen in der Größenordnung der verwendeten Wellenlängen (3 – 24 cm) festzustellen. Diese können leicht aus einem Interferogramm von zwei Aufnahmen abgelesen werden. Für kleinere Bewegungen ist eine rechenintensivere Auswertung nötig, da hier z.B. Störungen durch die atmosphärische Refraktion des Signals berücksichtigt werden müssen [Fuhrmann, 2016]. Durch eine Korrelation der Persistent Scatterer (PS) über zahlreiche Aufnahmen hinweg lassen sich diese Effekte teilweise eliminieren und auch Bewegungen deutlich unterhalb der verwendeten Wellenlänge feststellen. Während sich die Genauigkeit durch die Verwendung längerer Datenreihen erhöhen lässt, nimmt die Zahl der PS, die über die gesamte Datenreihe korrelierbar sind (und damit die erreichbare räumliche Auflösung), tendenziell ab [Fuhrmann, 2016].

Durch eine kombinierte Auswertung der Daten von ERS und Envisat konnten im Oberrheingraben Bewegungen mit einer Genauigkeit von 0,5 bis 0,6 mm/a festgestellt werden [Fuhrmann, 2016]. Für den *BodenBewegungsdienst Deutschland* wird eine Genauigkeit von 1 mm/a angestrebt, wobei durch Spezialauswertungen unter Hinzuziehung weiterer Satellitendaten lokal auch höhere Genauigkeiten möglich sein sollen [Lege et al., 2016].

Betrachtete Größenskalen

Durch den *BodenBewegungsdienst Deutschland* werden in den nächsten Jahren Daten für eine landesweite Auswertung der Sentinel-1-Daten zur Verfügung stehen. Für regionale und lokale Untersuchungen könnten dann bei Bedarf auch Daten der höher auflösenden Satelliten ausgewertet werden.

Grenzen der Methode

Die räumliche Auflösung der Methode wird durch das Vorhandensein von Persistent Scatterer (PS) begrenzt. Während PS in bebauten Gebieten häufig sind und eine räumliche Auflösung der Bewegungen nahe an der tatsächlichen Auflösung des SAR-Systems möglich ist, ist in ländlichen Gebieten und besonders in Waldflächen mit nur wenigen PS zu rechnen, wodurch Bewegungen dort nur punktuell erfasst werden können. Da es sich bei den PS im Wesentlichen um Bauwerke handelt, können die gemessenen Bewegungen auch individuelle

Setzungsbewegungen des jeweiligen Bauwerks sein. Um geogene Bewegungen nachzuweisen, ist eine Mittelung über benachbarte PS, die mehrere Bauwerke repräsentieren, notwendig. In Regionen mit einzelnen verstreuten PS ist es ohne weitere Untersuchungen zweifelhaft, ob festgestellte Bewegungen geogener Natur sind. Wie bei den anderen geodätischen Verfahren sind zum Nachweis einer aktiven Störung/Störungszone noch weitere Informationen nötig: Zum einen muss der Verlauf der Störung/Störungszone an der Erdoberfläche bekannt sein, zum anderen müssen nicht-tektonische Ursachen der Bewegung ausgeschlossen werden können. Neben den genannten Setzungsbewegungen fallen darunter auch Subrosion, Bergbau bzw. Erdöl/Erdgasgewinnung, der Betrieb von Kavernenspeichern, Hangbewegungen, Autokompaktion von Sedimentbecken und Höhenänderungen durch Grundwasserentnahme.

Die erreichbaren Genauigkeiten im Bereich von 0,5 bis 1mm/a sind derzeit zu gering, um Bewegungen bei den meisten in Deutschland bekannten aktiven Störungen nachzuweisen. Mit der Verfügbarkeit längerer Datenreihen ist in den kommenden Jahren mit einer langsamen Verbesserung der Genauigkeit zu rechnen.

Wie bei den anderen geodätischen Verfahren können nur rezente Bewegungen an aktiven Störungen/Störungszone nachgewiesen werden. Aktive Störungen/Störungszone, die sich derzeit nicht bewegen, können mit dieser Methode nicht nachgewiesen werden.

5.2.6 Geomorphologie

Methodik

Diese Methodik wird angewandt, um Informationen zu jüngerer tektonischer Entwicklung eines Gebietes zu erhalten. In diesem Kapitel werden Methoden beschrieben, die sich mit der flächenhaften Auswertung von Geländeformen befassen. In Kapitel 5.2.6 folgt die Beschreibung von geomorphologischen Methoden, die sich mit der Auswertung von Längsprofilen von Fließgewässern befassen.

Ältere Literatur zur Geomorphologie, vor der routinemäßigen Bereitstellung von Digitalen Geländemodellen (DGM) vor etwa 20 Jahren, repräsentiert vor allem die Ergebnisse aus Geländebeobachtungen und einer sehr arbeitsaufwändigen, da analogen statistischen Auswertung von topographischen Daten. Es wurden bereits die Grundlagen und Modelle der Entwicklung von Drainage-Netzen und Landschaften entwickelt und formuliert, die später Eingang in die digitale Auswertung fanden. Die klassischen Methoden der Geomorphologie dienten als Mittel, um bestimmte Flächen und ihre Merkmale abzugrenzen. Aus den analo-

gen Interpretationen des Gewässernetzes entstanden sogenannte Lineament-Karten z.B. [Hartsch, 1989], die z.T. sehr subjektiv beurteilt wurden (s. Abbildung 31).

Moderne Forschungen zur geomorphologischen Entwicklung eines Gebietes verwenden DGM unterschiedlicher räumlicher Auflösung aus LiDAR-Befliegungen und/oder Satellitendaten. Die DGM werden mit Softwarepaketen bearbeitet, die neben den klassischen Methoden auch neuentwickelte Indizes und Auswertemethoden enthalten. Man kann das gegenwärtige Methodenspektrum in drei Hauptgruppen gliedern:

- Integrierte Bearbeitung von digitalen Höhendaten zur morphometrischen Charakterisierung von Flächen verschiedener Entwicklungsstadien und Erosionstiefe,
- Interpretation von Streifen-Profilen (swath profiles) zur Interpretation von Erosionstiefen, Paläo-Oberflächen, Lage von aktiven Störungen,
- Interpretation des Drainage-Netzes hinsichtlich tektonischer Einflüsse auf die Anlage der Flussprofile (z.B. Hebungsraten an den Blockgrenzen); diese Methoden werden in Kapitel 5.2.6 separat dargestellt.

Die Forschungen und Entwicklungen zu den geomorphologisch signifikanten Parametern haben in den letzten Jahren stark an Bedeutung gewonnen. Zahlreiche geomorphologische Indizes wurden zur Untersuchung verschiedener Fragestellungen entwickelt. Tabelle 5 gibt einen Überblick der Indizes, die in der ausgewerteten Literatur zur Beurteilung der Aktivität von Störungen/Störungszonen herangezogen wurden. Viele Indizes können und müssen den jeweiligen Aufgabenstellungen und Gebieten angepasst werden. Zur Auswertung stehen verschiedene Software-Pakete wie TecDEM [Shahzad and Gloaguen, 2011], TopoToolbox [Schwanghart and Kuhn, 2010] oder TecGEM in Verbindung mit GIS-Software (Esri ARCGIS, Open Source: QGIS oder SAGA GIS) zur Verfügung. Die Indizes (morphometrischer Parameter) wie u.a. das hypsometrische Integral, die Oberflächenrauigkeit und der Oberflächenindex werden mit der Methode des gleitenden Fensters dargestellt und ermöglichen die Begrenzung von reliktsch erhaltenen Paläo-Oberflächen, von Gebieten mit gesteigerter Erosion und die Begrenzung von tektonischen Blöcken [Perez-Pena et al., 2009; Mahmood and Gloaguen, 2012; Demoulin, 2011].

Bei der Konstruktion von Streifenprofilen werden senkrecht zu einer ausgewählten Linie alle Höhenwerte bis zu einem definierten Abstand von der Profillinie erfasst. Damit können in einem Arbeitsgang maximale, minimale und Durchschnittswerte (Median) der auftretenden Höhenwerte dargestellt werden. Mit Hilfe dieser Darstellung können Erosionstiefen, Paläo-Oberflächen und ihre Neigung sowie die Lage von aktiven Störungen interpretiert werden.

Tabelle 7 Geomorphologische Indizes

Name	Eigenschaft	Literatur
Stream Length Gradient Index	Der nach Hack (1973) definierte Gradientenindex SL kann direkt aus Längsprofilen gemessen und nach Keller & Pinter (2002) zur Bewertung relativer tektonischer Aktivität verwendet werden.	Käßner et al., 2007, Stepancikova et al., 2008, Mahmood & Gloaguen, 2011, Hürtgen et al., 2013, Koukouvelas et al., 2018
Stream Power Law	Berechnungen mittels Concavity Index und des Steepness Index.	Käßner et al., 2007, Shahzad & Gloaguen, 2011
(Normalized) Steepness Index	Wird verwendet, um Änderungen des Gefälles in einem unregelmäßigen Flusslängsprofil zu quantifizieren.	Käßner et al., 2007, Fraefel, 2008, Shahzad & Gloaguen, 2011
Concavity Index	Die Bestimmung der Konkavität eines Strömungsprofils erfolgt, indem die Höhe durch das gesamte Beckenrelief und der Abstand durch die Gesamtlänge des Profils geteilt werden.	Fraefel, 2008, Hürtgen et al., 2013
Asymetry Factor	Über den Asymetry-Faktor lässt sich die tektonische Bewegung anhand des Einzugsgebietes bewerten. Diese Methodik lässt sich auf große Gebiete anwenden [Hare & Gardner 1985].	Mahmood & Gloaguen, 2011, Koukouvelas et al., 2018
Hypsometric Integral	Der Index ist als der Bereich unterhalb der hypsometrischen Kurve definiert und drückt somit das Volumen eines Beckens aus, das nicht abgetragen wurde.	Perez-Pena et al., 2009, Demoulin, 2011, Mahmood & Gloaguen, 2011, Andreani et al, 2014
Surface Roughness	Über diesen Index lässt sich die Oberflächenrauheit berechnen.	Andreani et al, 2014
Surface Index	Um gleichzeitig abgelagerte und erodierte Teile einer erhöhten Landschaft abzubilden, wurde der Oberflächenindex entwickelt.	Andreani et al, 2014
Higher Level Indices	Dieser Index ist ein Verhältnis der Unterschiede zwischen den drei Integralen, die jeweils mit der hypsometrischen Kurve des klassischen Beckens verknüpft sind. Zum langen Profil des Hauptflusses und auf der Zwischenebene zu einer hypsometrischen Kurve des Entwässerungsnetzes. Der Index ist stark mit der Beckengröße korreliert.	Demoulin, 2011
Valley floor width-to-height ratio	Verhältnis der Talbodenbreite zur Höhe. Über diese Methodik kann zwischen V-förmigen und U-förmigen flachen Tälern unterschieden werden.	Mahmood & Gloaguen, 2011, Hürtgen et al., 2013, Koukouvelas et al., 2018
Basin Shape Index	Quantifizierung der horizontalen Ausdehnung eines Beckens, um tektonische Vorzugsrichtungen zu erkennen.	Mahmood & Gloaguen, 2011, Koukouvelas et al., 2018
Fractal Dimension of Drainage Patterns	Ziel ist es, den Einfluss der neotektonischen Aktivität auf das Entwässerungsnetz zu quantifizieren.	Mahmood & Gloaguen, 2011

Name	Eigenschaft	Literatur
Mountain Front Sinuosity Index	Krümmungen einer Gebirgsfront geben Hinweise auf durch Störungen versetzte Blöcke.	Mahmood & Gloaguen, 2011, Hürtgen et al., 2013
Hydraulic Gradient	Dient dazu, um die Bereiche mit ähnlichem hydraulischem Verhalten zu bestimmen.	Roy & Sahu, 2015
T-Index (Transverse topographic symmetry factor)	TTSF ist ein wichtiger Beckenasymmetrieindex, welcher die Abweichung des Flusses von der Mittellinie des Beckens angibt.	Roy & Sahu, 2015
Regional Sinuosity Index (and flow turn angle map)	Gibt das Verhältnis der Entfernung des Kanals zur kürzesten Weglänge wieder.	Roy & Sahu, 2015

Vorhandene Daten

In Deutschland sind flächendeckend die digitalen Geländemodelle DGM1 oder DGM2 vorhanden (räumliche Auflösung 1 m bzw. 2 m). Die DGM stehen als korrigierte Versionen zur Verfügung, d.h. anthropogene Veränderungen der Erdoberfläche wurden weitestgehend eliminiert und die Vegetation wurde rechnerisch bereinigt. Bei Überblicksuntersuchungen in kleineren Maßstäben und großen Gebieten werden Satelliten-Daten (SRTM, ASTER, ALOS für ein DGM30, TanDEM-X für DGM15) genutzt. Die ALOS-Modelle sind im Vergleich zu anderen Satellitendaten (SRTM, ASTER) aufgrund ihrer Genauigkeit besser für die Geomorphologie-Analysen geeignet [Koukouvelas et al., 2018].

Die geomorphologische Interpretation von Geländeformen ist ein wichtiges Hilfsmittel bei der geologischen Kartierung und insofern in zahlreiche geologische Karten eingeflossen. Je nach Alter der Karten kam die geomorphologische Analyse bei Geländebegehungen, aus detaillierten topographischen Karten oder aus digitalen Geländemodellen, zum Einsatz. Daneben liegen regionale Auswertungen für viele Gebiete in Deutschland vor, wobei v.a. im Norddeutschen Becken der Zusammenhang von nachgewiesenen Bewegungen mit aktiven Störungen/Störungszonen nicht belegt, jedoch wahrscheinlich ist:

- Alpen und Alpenvorland [Bodechtel et al., 1984; Hoffmann, 2017; Winkler-Hermaden, 1960],
- Oberrheingraben [Müller et al., 2002; Nivière et al., 2008; Peters, 2007; Peters and van Balen, 2007a],
- Grundgebirgsregion Bayerischer Wald – Fichtelgebirge – Vogtland – Erzgebirge – Lausitz [Andreani et al., 2014; Bankwitz and Bankwitz, 2000; Käßner et al., 2007; Lehrberger et al., 2003; Pflug und Härtwig, 2013; Stanek et al., 2016; Suhr, 2003],
- Niederrheinische Bucht [Grützner et al., 2016],

- Norddeutsches Becken [Grim, 2012; Grim und Sirocko, 2012; Kupetz, 2003; Reicherter et al., 2005; Stackebrandt, 2016; Szeder, 2003; Szeder und Sirocko, 2005],
- Rheinisches Schiefergebirge und Ardennen [Demoulin, 2003; Demoulin und Hallot, 2009].

Genauigkeit der Methode

In einem Gebiet mit geeignetem Relief lassen sich mit den digitalen Auswerteverfahren Flächen und Drainage-Netze gut und relativ schnell mithilfe der in Tabelle 5 genannten Indizes charakterisieren. Indem diese auf linienhafte Strukturen ausgewertet werden, können Strukturen erkannt werden, bei denen eine tektonische Ursache zu vermuten ist. In Abhängigkeit von der räumlichen Auflösung des DGM, den klimatischen Bedingungen (Niederschlagsrate) sowie dem Grad der anthropogenen Landschaftsveränderungen können die prognostizierten Strukturen bis auf wenige Dekameter eingegrenzt werden. In Kombination mit weiteren Daten (Geologie, Geophysik) können aktive Störungen mit einer hohen Wahrscheinlichkeit nachgewiesen werden.

Betrachtete Größenskalen

Je nach Auflösung des DGM können lokale, regionale und überregionale Untersuchungen durchgeführt werden.

Grenzen der Methode

Ein zu starkes oder fehlendes Relief und zu großer anthropogener Einfluss erschweren geomorphologische Interpretationen. Die Überformung neotektonischer Strukturen vor allem durch glaziale und periglaziale Prozesse schränkt die Anwendung geomorphologischer Methoden auf prä-glaziale Strukturen durch den „Glättungseffekt“ der glazigenen Erosion ein. Daneben können die bewegungsnachweisenden Geländeformen auch durch andere Prozesse erodiert oder durch Sedimentation verschüttet werden. Daher können in Mitteleuropa in der Regel nur Bewegungen nachgewiesen werden, die nicht älter als einige hunderttausend Jahre sind (sehr große Bewegungen auch über mehrere Millionen Jahre). Aktive Störungen, die sich in diesem Zeitraum nicht mehr bewegt haben, können nicht nachgewiesen werden.

Um die tektonische Natur der festgestellten Bewegungen nachzuweisen, ist der Abgleich mit weiteren zum Nachweis von Störungen/Störungszonen geeigneten Daten (geologische

Karten, geophysikalische Erkundungen) oder die Verifizierung durch Geländekartierung und ggf. paläoseismologische Untersuchungen (Trenching) notwendig.

Technisch ist die Auswertung durch die zum Teil erforderlichen enormen Rechenleistungen bei DGM mit hoher Auflösung begrenzt.

5.2.7 Geomorphologische Auswertung von Gewässernetzen

Methodik

Hier erfolgt die Anwendung morphometrischer Parameter (Strömungsordnung, Stromlänge, Bifurkationsverhältnis etc.) und morphotektonischer Parameter (hypsometrisches Integral, Beckendehnungsverhältnis, Einzugsgebietsasymmetrie, Stromgradientenindex, Flusslängsprofilierung etc.) von Fließgewässern unter Verwendung von DEM-Daten (ASTER, SRTM), topografischen Karten, Geländemodellen, GIS und statistischer Methoden/Software. Geeignet für dieses Vorgehen sind Gebiete mit geringen anthropogenen Veränderungen der Landschaft und einer moderat ausgeprägten Morphologie (Mittelgebirge, Hügelländer, Schichtstufenländer). Im Unterschied zu den flächenhaft arbeitenden geomorphologischen Verfahren (Kapitel 5.2.5) wird hier das Gefälle entlang von Wasserläufen betrachtet. Charakteristische Gefälleänderungen (Knickpunkte) können extrahiert werden (manuell oder mit der Matlab-Toolbox TecDEM [Shahzad & Gloaguen, 2011]). Diese Knickpunkte können auf die Hebung an aktiven Störungen, auf Festigkeitskontraste im Gestein oder auf anthropogene Veränderungen des Wasserlaufs zurückgehen. Durch die Auswertung von geologischen und topographischen Karten sowie gegebenenfalls von Luftbildern und Geländebegehungen können diese Alternativen bestätigt oder ausgeschlossen werden. Falls ein Knickpunkt auf eine aktive Störung zurückgeführt werden kann, muss deren Orientierung und Ausdehnung durch Korrelation mit Knickpunkten in benachbarten Gewässern, geologische Kartierungen oder andere geomorphologische Indikatoren bestimmt werden. Unterstützend kann die Auswertung der Form des Drainagenetzes und die Analyse von Vorzugsrichtungen herangezogen werden, um das tektonische Bruchmuster in einem Gebiet zu charakterisieren ([Hartsch, 1989], Abbildung 31). Diese Mustererkennung ist allerdings subjektiv und von den Vorkenntnissen des Bearbeiters abhängig.

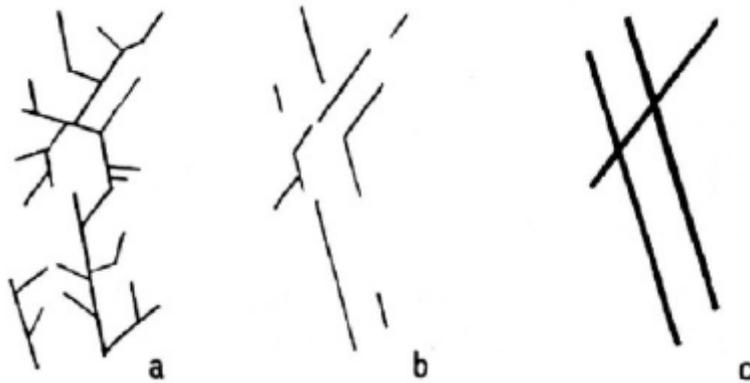


Abbildung 31: Auswertemethodik des Drainagenetzes nach (Hartsch, 1989). a) Darstellung des Drainagesystems; b) systematisch orientierte Elemente des Drainagesystems; c) Ableitung von Lineationen.

Neben internationalen Erfahrungen (z.B. [Bhat et al., 2013]) liegen gute Ergebnisse für Südostdeutschland (Erzgebirge, Lausitz) vor, wo in den letzten Jahren unter Zuhilfenahme morphotektonischer Analysen aktive Störungssysteme nachgewiesen und Versatzbeträge abgeschätzt werden konnten. Bei diesen Arbeiten erfolgte zunächst die Erstellung topographischer Streifenprofile (swath profiles) und im Anschluss Oberflächenanalysen unter Verwendung der Oberflächenrauigkeit und die Analyse von Drainagenetzen. Mittels der Analyse von Flusslängsprofilen konnten letztlich Relativbewegungen erkannt und deren Versatzbeträge abgeschätzt werden [Andreani et al., 2014, Stanek et al., 2016].

Vorhandene Daten

In Deutschland sind flächendeckend die digitalen Geländemodelle DGM1 oder DGM2 vorhanden. Gute Ergebnisse lassen sich aber bereits mit weniger hochauflösenden Modellen wie dem DGM10 erzielen, wodurch auch der Rechenaufwand gesenkt wird. Publierte Auswertungen von Gewässernetzen im Hinblick auf die Bewegung an aktiven Störungen/Störungszonen liegen vor für:

- Osterzgebirge [Hartsch, 1989] unter Verwendung topographischer Karten,
- Hunsrück/Taunus [Peters und van Balen 2007],
- Erzgebirge/Egergraben [Andreani et al., 2014; Stanek et al., 2016],
- Lausitz [Andreani et al., 2014; Stanek et al., 2016].

Genauigkeit der Methode

In [Käßner et al., 2007] wurde eine Aufwärtsrate des nördlichen Eger-Rifts zwischen 0,03 und etwa 1 mm pro Jahr ermittelt. In der Studie von [Peters und van Balen 2007] konnten für den Hunsrück-Taunus-Grenzbruch und für die Störungen im Nordosten des Mainzer Beckens Verformungsraten von 0,01 bis 0,08 mm im Jahr berechnet werden.

Betrachtete Größenskalen

Die geomorphologische Analyse von Gewässernetzen eignet sich für regionale bis überregionale Untersuchungen, wobei zur Reduktion des Rechenaufwandes nicht auf die höchstauflösenden DGM (DGM1, DGM2) zurückgegriffen werden sollte. Da die erzielbaren Ergebnisse im Wesentlichen von der Dichte des Gewässernetzes abhängen, ist durch die Verwendung von höchstauflösenden DGM nicht mit einer weiteren Verbesserung der Ergebnisse zu rechnen.

Grenzen der Methode

Der Einfluss von Bebauung (Kanalisation, Staustufen, Wehre) und lithologischen Kontrasten muss berücksichtigt werden und kann tektonisch verursachte Morphologien verdecken [Rabin et al., 2015]. Bisherige Untersuchungen beschränken sich auf Regionen mit moderat ausgeprägter Topographie (Mittelgebirge, Hügelländer, Schichtstufenländer). Ob die Methodik auch bei flacher Morphologie, z.B. im Norddeutschen Becken anwendbar ist, muss noch durch Untersuchungen in tektonisch gut erkundeten repräsentativen Untersuchungsgebieten ermittelt werden.

Nach dem Abklingen der Bewegung schneidet sich das Fließgewässer weiter ein. Durch die rückschreitende Erosion wandert der Knickpunkt flussaufwärts und wird zunehmend abgeflacht, bis er nicht mehr erkennbar ist. Die Zeitskalen für diesen Prozess hängen von der Höhe des Versatzes und der Erosionsbeständigkeit des Gesteins ab. Außerdem können durch Änderung des Base Levels (Höhe des Vorfluters, z.B. durch Meeresspiegelschwankungen infolge der Eiszeiten) die Unterläufe von Gewässern zusedimentiert und mögliche Knickpunkte dadurch verborgen werden. Daher können tektonische Bewegungen, die älter als einige hunderttausend Jahre sind, nicht mehr sicher nachgewiesen werden. Aktive Störungen/Störungszonen, die sich in diesem Zeitraum nicht mehr bewegt haben, können nicht nachgewiesen werden.

5.2.8 Terrassenstratigraphie

Methodik

Flüsse und Bäche, die sich in das Relief einschneiden, hinterlassen häufig Flussterrassen auf den Talhängen, wenn sich der Flusslauf im Zuge der Eintiefung wiederholt seitlich verlagert. Durch Phasen tektonischer Aktivität und Inaktivität, aber auch durch klimatische Einflüsse auf die Erosionsleistung des Gewässers wechseln sich Phasen der Akkumulation von Flusssedimenten mit Phasen der verstärkten Eintiefung ab. Während der Eintiefung wird ein Teil der akkumulierten Sedimente ausgeräumt, während ein Rest als Terrasse an den Talflanken über dem nun tiefer eingeschnittenen Fluss erhalten bleibt. Durch diese phasenweise Terrassenbildung lassen sich diese nach ihrer Höhe über der Talsohle stratigraphisch in Terrassenzüge gliedern. Mit geochronologischen und ggf. auch paläontologischen und archäologischen Methoden können die Alter dieser Terrassenzüge für das jeweilige Flusssystem bestimmt werden.

Die Alter der Terrassen decken oft einen Zeitraum von einigen hunderttausend bis über einer Million Jahre ab. Wenn in diesem Zeitraum tektonische Bewegungen stattgefunden haben, können die älteren Terrassen versetzt werden, während die jüngeren Terrassen nicht oder weniger stark versetzt werden, wenn diese sich erst in der Spätphase oder nach Ausklang der tektonischen Aktivität bilden. Damit kann das Alter bzw. die Geschwindigkeit der tektonischen Bewegung näherungsweise bestimmt werden.

Maßgeblich für die tektonische Analyse ist die Höhe der Terrassenbasis, da die Oberkante durch Erosion oder weitere Sedimentakkumulation in ihrer Höhe verändert sein kann. Außerdem kann eine Terrasse zufällig auf das Niveau einer anderen Terrasse bewegt werden. Daher muss immer die stratigraphische Einstufung anhand sedimentologischer/lithologischer Eigenschaften oder geochronologisch verifiziert werden. Eine terrassenstratigraphische Interpretation allein aus einem Geländemodell ist daher, wie in Abbildung 32 dargestellt, nicht ausreichend aussagekräftig [Houtgast et al., 2002].

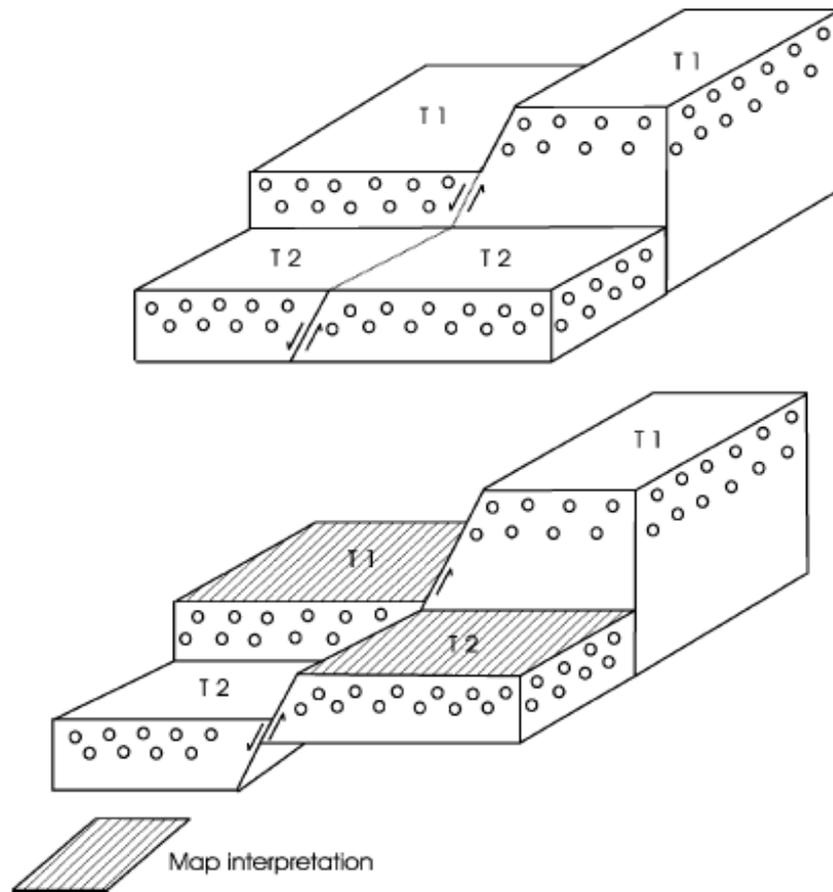


Abbildung 32: Einfluss der Störungsaktivitäten auf die Terrassenhöhen. Eine Korrelation von Terrassen basierend einzig auf Höhen (hier als Map interpretation bezeichnet) kann zu falschen Ergebnissen und Interpretationen führen [Houtgast et al. 2002].

Vorhandene Daten

Voraussetzung sind die kartographische Erfassung der Terrassen und ihre stratigraphische Untersuchung im betrachteten Flusssystem. In Deutschland sind diese Informationen durch die geologische Landesaufnahme oder spezielle Untersuchungen für die meisten Flusssysteme vorhanden. Publierte Auswertungen der Terrassenstratigraphie im Hinblick auf Störungsaktivität liegen vor für:

- Eichsfelder Becken [Hempel, 1956],
- Rheinisches Schiefergebirge [Zapp, 2003],
- Oberrheingraben, Rheinhessen und Neuwieder Becken [Michon and Van Balen, 2005; Peters and van Balen, 2007b], s.a. Abbildung 33,
- Eifel [Meyer and Stets, 2007],

- Grenzgebiet Niederlande-Deutschland, Niederrheinische Bucht [Houtgast et al., 2002]; Cohen et al., 2002],
- Grenzgebiet Belgien-Deutschland, Ardennen [Demoulin, 1989].

Genauigkeit der Methode

Die erreichbare Genauigkeit hängt bei korrekter stratigraphischer Einstufung der Terrassen von der Genauigkeit bei der Höhenbestimmung der Terrassenbasis ab. Neben dem Verfahren der Höhenbestimmung (Ablesen aus Karte, GPS, Nivellement) spielt auch das natürliche Relief der Terrassenbasis, also die Morphologie des ursprünglichen Flussbetts, eine Rolle. Zweckmäßig ist daher die Mittelwertbildung aus mehreren benachbarten Messungen oder die Bestimmung der mittleren Höhe in einem größeren Aufschluss. Die Terrassenbasis folgt dem Gefälle des Flusslaufs. Daher muss durch eine ausreichende Anzahl von Terrassenbasishöhen entlang des Flusslaufs das Gefälle ermittelt werden. Lokal eng begrenzte Sprünge der Terrassenbasishöhe können dann als Störungen interpretiert werden. Bei ausreichender Datendichte können Versätze ab einigen Metern Höhe sicher nachgewiesen werden.

In der Studie von [Peters und van Balen, 2007b] konnten für den Hunsrück-Taunus-Grenzbruch und für die Störungen im Nordosten des Mainzer Beckens Verformungsraten von 0,01 bis 0,08 mm im Jahr berechnet werden. In [Cohen et al., 2002] wurden im südöstlichen Rhein-Maas-Delta tektonische Bewegungsraten von 0,09 bis 0,15 mm im Jahr dokumentiert.

Betrachtete Größenskalen

Die Methodik kann auf lokale und regionale Gebiete angewendet werden, beschränkt durch das Gewässernetz und das Vorhandensein von Flussterrassen.

Grenzen der Methode

Da Fließgewässer, die sich in ihr Umland eintiefen können, für die Bildung von Flussterrassen notwendig sind, sind Tiefebene ohne ausreichendes Relief und Karstgebiete ohne ausreichende Oberflächengewässer nicht für terrassenstratigraphische Untersuchungen geeignet.

Starke quartäre Oberflächenprozesse und menschlicher Einfluss auf das Relief erschweren die Untersuchungen. Des Weiteren sind umfangreiche Datierungen der Terrassenablagerungen wichtig, um die zeitliche Entwicklung der Terrassen und die tektonischen Bewegungen besser einzuschränken.

In Subrosionsgebieten ist die Unterscheidung von tektonischem und atektonischem Anteil problematisch, da eine Absenkung der Terrassen sowohl durch Störungsaktivität als auch durch Bildung von Subrosionssenken erfolgen kann.

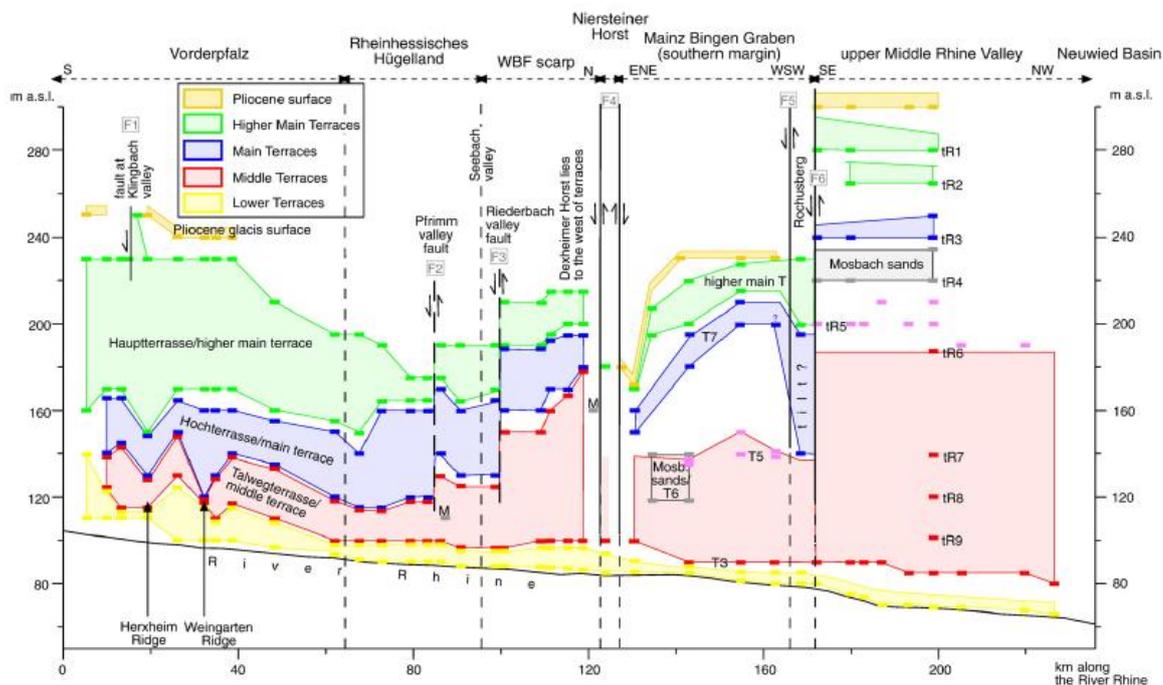


Abbildung 33: Längsprofil von den Flussterrassen im nördlichen Oberrheingraben, Main-Bingen-Graben und oberen Mittelrheintal. Die niedrigste und höchste morphologische Position jeder Terrassengruppe wird aufgezeichnet. Die Störungen, welche die Terrassen horizontal versetzen, sind mit senkrechten schwarzen Linien markiert [Peters und van Balen, 2007b].

5.2.9 Archäoseismologie

Methodik

Es werden Untersuchungen von Schäden an Gebäuden durchgeführt, welche nach historischen Aufzeichnungen durch Erdbeben erzeugt worden sein könnten. Durch Erfassung der entstandenen Strukturen (zum Beispiel lange Spalten entlang der Wand) kann im Idealfall geklärt werden, ob die Schäden seismischen oder nicht seismischen Ursprungs sind (Abbildung 34, Abbildung 35). Eine Zusammenfassung der Schadbilder, für die eine seismische Genese in Frage kommt, geben [Rodriguez-Pascua et al., 2009], s. auch Abbildung 36.

Diese Methodik wird oftmals als Hilfsmittel genutzt, um die Erkenntnisse der paläoseismologischen Untersuchungen eines Gebiets zu stützen. In manchen Gebieten

scheint die archäoseismologische Untersuchung zuverlässiger zu sein als die paläoseismologischen Beobachtungen [Grützner et al., 2010].

Vorhandene Daten

Archäoseismologische Untersuchungen konzentrieren sich im Wesentlichen auf den Mittelmeerraum und dort auf antike Fundstätten. In Deutschland wurden archäoseismologische Befunde bisher nur vereinzelt publiziert. Die Befunde in Köln [Hinzen et al., 2011; Hinzen et al., 2013; Schreiber & Hinzen, 2011] und Aachen [Reicherter et al., 2011] lassen sich wahrscheinlich auf seismische Aktivitäten in der Niederrheinischen Bucht zurückführen. Untersuchungen an der Kirche in Wittstock in NW-Brandenburg führten zu widersprüchlichen Ergebnissen [Korjenkov & Kaiser, 2003; Meier & Franzke, 1995].

Die sehr umfangreiche Literatur zu archäologischen Ausgrabungen in Deutschland könnte weitere Befunde beinhalten, die archäoseismologisch deutbar wären.

Genauigkeit der Methode

Die Methode befasst sich nicht mit der Quantifizierung von Bewegungen, sondern mit dem Nachweis, dass Bodenbewegungen mit hoher Beschleunigung (z.B. Erdbeben) stattgefunden haben. Die Deutung von Schadensbildern als seismisch induziert ist teilweise umstritten. Bei größeren archäologischen Stätten mit mehreren charakteristischen Schadbildern lässt sich seismische Aktivität relativ sicher belegen und ggf. die Intensität abschätzen. Problematisch ist die Anwendung auf Einzelbauwerke, wo auch strukturelle Defizite als Erklärung in Frage kommen, z.B. die Kirche in Wittstock [Korjenkov & Kaiser, 2003; Meier & Franzke, 1995].

Um die Wahrscheinlichkeit zu erfassen, dass eine archäologische Stätte durch ein Erdbeben beschädigt wurde, sind Entscheidungsbäume entwickelt worden, in die das Schadbild und die Hintergrundinformationen zu bekannten Ereignissen und der regionalen geologischen Situation einfließen [Grützner et al., 2010; Hinzen et al., 2011; Sintubin and Stewart, 2008; Yerli et al., 2011].

Betrachtete Größenskalen

Die Methode liefert nur die Information, dass ein seismisches Ereignis in der Region stattgefunden hat. Damit ist die Methode zur groben Abgrenzung von Regionen mit Störungsaktivität in historischen Zeiträumen möglich. Die Identifikation oder auch Lokalisierung der

potentiell verursachenden aktiven Störung ist ohne weitergehende Untersuchungen kaum möglich.

Grenzen der Methode

Die Archäoseismologie liefert detaillierte Informationen zu Auftreten und Intensität von seismischen Ereignissen und bietet bei Nachweis bestimmter Schadbilder eine hohe Sicherheit der Nachweisbarkeit. Im regionalen Bezug und zur regionalen Korrelation von Daten weist diese Methodik deutliche Schwächen auf, da die Datierung des seismischen Ereignisses problematisch sein kann, wenn nach dem Ereignis keine datierbaren Reparaturen vorgenommen wurden. Auch wenn ein Ereignis sicher nachgewiesen und datiert werden kann, ist ein Nachweis der potentiell verursachenden aktiven Störung nur durch andere Verfahren möglich.

Archäoseismologische Ergebnisse sind ein Nebenprodukt von archäologischen Ausgrabungen und aufgrund des damit verbundenen Aufwands keinesfalls eine dezidierte Erkundungsmethode für aktive Störungen.

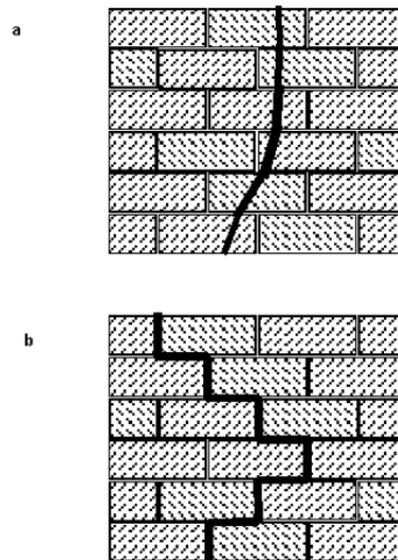


Abbildung 34: Verschiedene Arten von Rissen an den Wänden. (a) durchgehender Spalt, entstanden durch seismische Aktivität; (b) orthogonale Risse, diese können durch eine statische Belastung, aber auch durch seismische Schwingungen entstehen [Korjenkov and Kaiser, 2003].

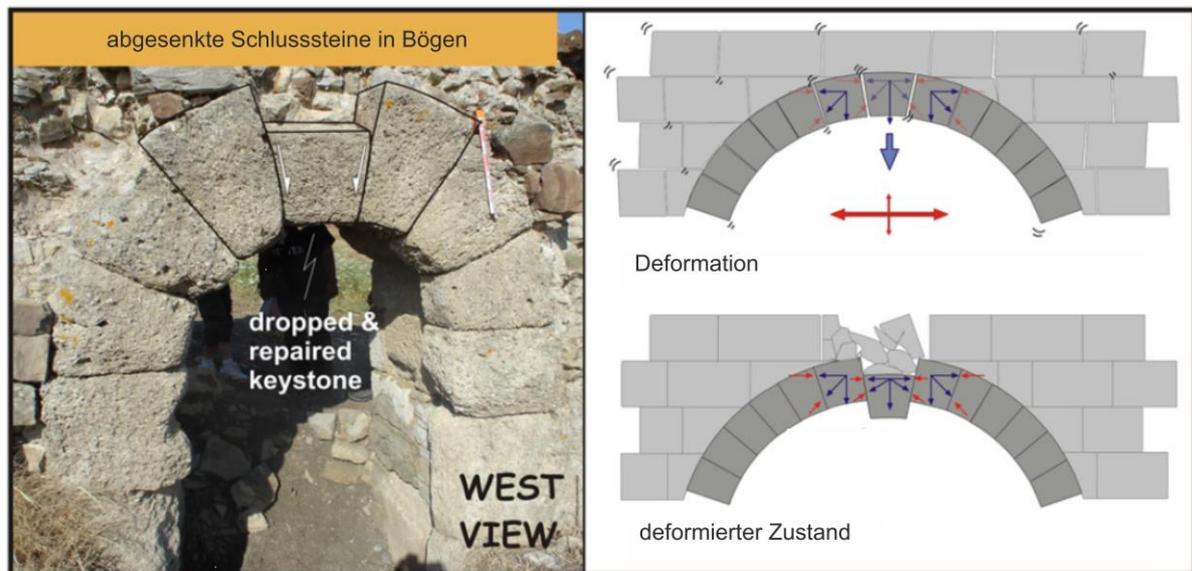


Abbildung 35: Abgesenkter und im Anschluss reparierter Schlüsselstein eines Bogens in der Verteidigungsmauer (Gibraltar-Straße, Südost-Spanien, aus [Rodríguez-Pascua et al., 2011]. Rechts eine Interpretationsskizze.

Nächste Seite:

Abbildung 36 Eine umfassende Klassifizierung der archäologischen Erdbebeneffekte nach [Rodríguez-Pascua et al., 2009]. Basierend auf den primären und sekundären geologischen Auswirkungen von Erdbeben (nach ESI07 makroseismischer Skala, [Michetti et al. 2007]) und Bauschäden. Rote Pfeile zeigen die mögliche Orientierung der seismischen Welle an.

erdbebenverursachte archäoseismische Effekte (EAE)		coseismische primäre Effekte (direkte Effekte)		
		Geologische Effekte	<ul style="list-style-type: none"> - Bruchstufen - Seismische Hebung/Senkung 	
		Sekundäre geologische Effekte	<ul style="list-style-type: none"> - Liquefaktion und Injektionsgänge - Hangrutsch - Felssturz - Tsunami/Schaukelwellen(Seiche) - Höhleneinstürze 	
		Effekte an Bauwerken	durch Bodenbewegung verursachte Deformationen	<ul style="list-style-type: none"> - gefaltete Mörtelböden - Brüche, Falten und Aufbrüche auf regulärem Pflaster - Brüche, Falten und Aufbrüche auf irregulärem Pflaster - schockinduzierte Ausbrüche in Feldsteinen - rotierte und verschobene Stützmauern - geneigte Mauern - verschobene Mauern - verfaltete Mauern
			in der Bausubstanz verursachte Deformationen	<ul style="list-style-type: none"> - durchgängige Brüche in Mauersteinen - Konjugierte Brüche in Ziegel- oder verputzten Mauern - umgefallene Säulen mit gleicher Orientierung - rotierte und verschobene Abschnitte in Säulen - verschobene Mauersteine - abgesenkte Schlusssteine in Bögen, abgesenkte Fenster- und Türstürze - gefaltete Stufen oder Bordsteine - eingestürzte Mauern (mit menschlichen Überresten oder Wertsachen unter dem Schutt) - eingestürzte Gewölbe - Einschlagmarken von Mauerblöcken - zerbrochene Keramik in situ am Ort des Herabfallens - schräg abgebrochene Ecken
postseismische sekundäre Effekte (indirekte Effekte)		<ul style="list-style-type: none"> - Brände - reparierte Gebäude - Recycling anomaler Konstruktionselemente - plötzliches Verlassen der Siedlung - stratigraphische Lücke in der archäologischen Überlieferung - Überflutungen durch den Zusammenbruch natürlicher oder menschengemachter Dämme - erdbebensichere Gebäude 		

5.3 Methoden zum Nachweis von Aktivität

Generell gilt, dass tektonische Störungen entlang der Oberfläche nur in den seltensten Fällen eindeutig und über längere Strecken verfolgt werden können. Generell gilt aber auch, dass Störungen oft Schwächezonen folgen (welche im eigentlichen Sinn die Störung nachbilden), welche sich in der Landschaft mehr oder weniger markant abheben. Die Feststellung des Verlaufs einer Störung (Ausbiss an der Oberfläche) ist oft nur durch Feldbegehung oder geophysikalische Verfahren möglich, ebenso wie die Bestimmung der räumlichen Lage (Einfallrichtung und -winkel). Zu beachten ist hierbei ebenfalls die Genese von Störungszonen und die Strukturierung entlang ihres Verlaufs. Der Kenntnisstand zu Störungszonen und der Detaillierungsgrad ihrer Beschreibung hängen vom Erkundungsstand und der geologischen/wirtschaftlichen Bedeutung ab.

5.3.1 Direkte Verformungsmessung an Störungen

Methodik

Die direkte Verformungsmessung ist eine Standardmethode in der Bautechnik (z.B. Setzung von Fundamenten) und anderen Fachgebieten. Dazu wird eine Vielzahl von Verfahren kontinuierlich fortentwickelt. Für die Messung der Bewegungen an Störungsflächen ergeben sich jedoch besondere Anforderungen an die Robustheit und den Wartungsaufwand der eingesetzten Geräte. Da bislang auch der Bedarf an solchen Geräten gering war, sind die Entwicklungen in diesem Sektor überschaubar. Die weiteste Verbreitung hat das Gerät TM71, das an einigen Standorten bereits seit den 70er Jahren im Einsatz ist und sich daher in den Punkten Robustheit und Zuverlässigkeit bewährt hat. Das Prinzip besteht darin, dass das Gerät in einem natürlichen oder künstlichen Hohlraum (Höhle, Stollen usw.) zwischen die an der Störung versetzten Gesteinspakete montiert wird. Das Gerät (Abbildung 37) besteht aus zwei ineinandergreifenden gegeneinander beweglichen Metallrahmen. In diese sind Glasplatten mit einer feinen gravierten Spirale eingesetzt, so dass sich die Glasplatten auf beiden Rahmen überdecken. Die Überlagerung der Spiralen auf beiden Platten erzeugt Moirémuster, deren Gestalt sehr empfindlich auf kleinste Relativbewegungen zwischen den Platten reagiert. Indem mehrere Plattenpaare auf zueinander senkrecht stehenden Achsen angeordnet werden, können die Bewegungskomponenten in drei Raumrichtungen erfasst werden.

Die Auswertung der Moirémuster erfolgte ursprünglich durch Ablesen vor Ort. In den letzten Jahren wurden automatisierte webcambasierte Ausleseeinrichtungen [Klimeš et al., 2012] und eine automatisierte Auswertung der Moirémuster entwickelt [Marti et al., 2013], wodurch

das manuelle Ablesen entfallen kann. Da die Geräte in schwer zugänglichen Orten installiert werden müssen, kann der Personalaufwand gesenkt und gleichzeitig das Ableseintervall reduziert werden. Der Nachteil ist die notwendige Bereitstellung von Stromversorgung und Internetverbindung am Installationsort. Die Robustheit der automatisierten Geräte ist derzeit in der Testphase.

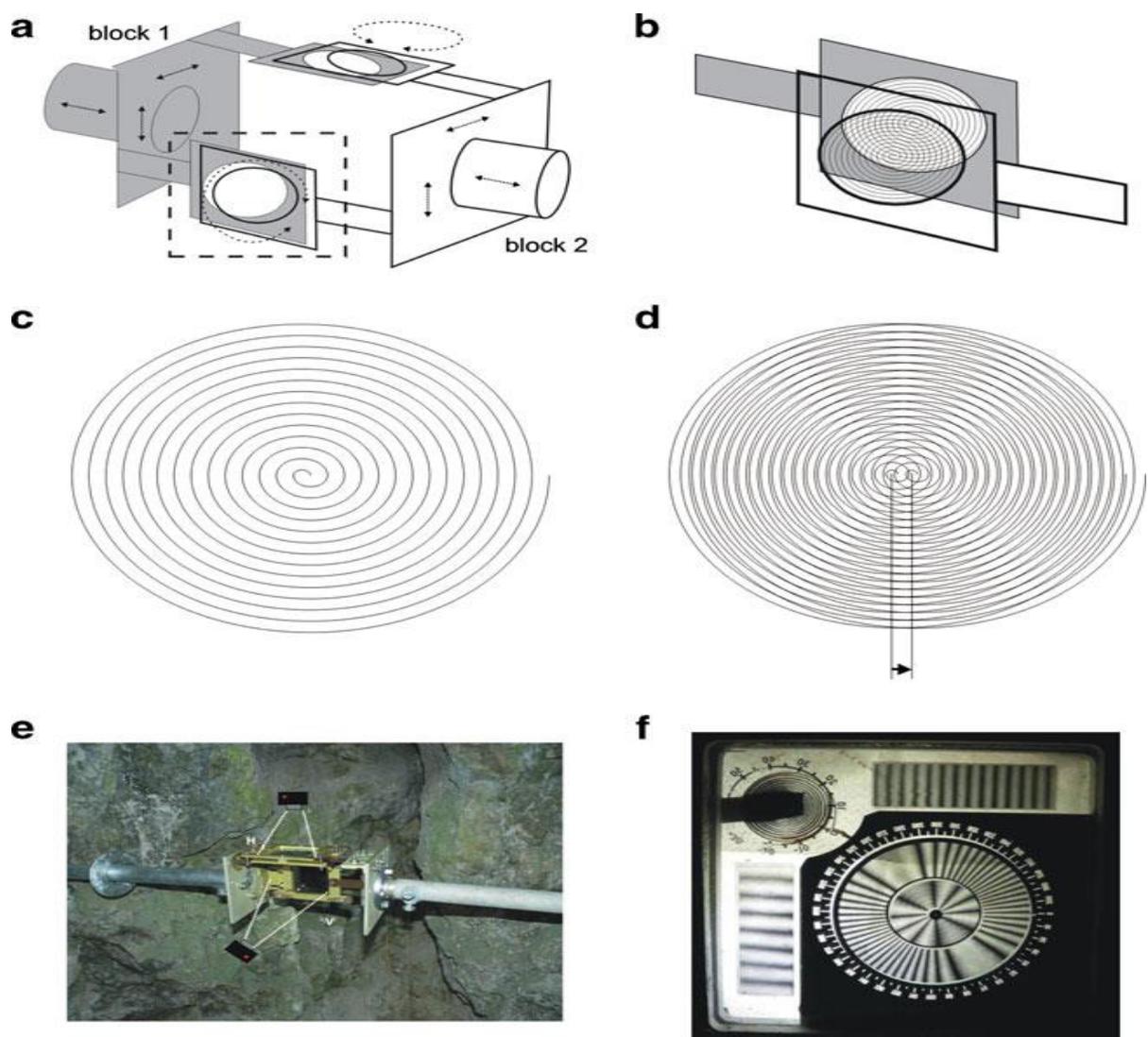


Abbildung 37: a) Aufbau der zweiteiligen Metallrahmen des TM71, b) die überlappenden gravierten Platten in beiden Rahmen, c) die in die Platten gravierte Spirale (schematisch, die reale Spirale hat viel engere Windungen), d) schematische Darstellung des Moirémusters bei Verschiebung, e) das installierte TM71 mit automatischer Ablesung, f) das Moirémuster, dessen geometrische Auswertung den Versatzbetrag ergibt [Klimeš et al., 2012].

Vorhandene Daten

Das Messnetz EU TecNet (www.tecnet.cz) betreibt mehr als 100 Messstationen, die sich im Wesentlichen auf die Tschechische Republik, die Slowakei und Slowenien konzentrieren. In Deutschland sind bislang nur vier Stationen am Oberrheingraben in Betrieb, deren älteste im Wattkopftunnel bei Ettlingen seit 1993 existiert [Fecker et al., 1999].

In der Západní-Höhle bei Liberec wird die südwestliche Fortsetzung der Lausitzer Überschiebung durch ein TM71 überwacht [Briestensky et al., 2014].

Genauigkeit der Methode

Wenn die Montage des TM71 an einer Störung-/Störungszone möglich ist, ist es die genaueste Methode für die Erfassung von rezenten Bewegungen an Störungen. Bei Verwendung der automatisierten Auswertung ist die Genauigkeit besser als 5 μm [Rowberry et al., 2016]. Um tatsächlich tektonische Bewegungen mit dieser Genauigkeit zu erfassen, muss die Temperatur möglichst konstant gehalten und aufgezeichnet werden, damit die Messung um den Effekt der thermischen Ausdehnung korrigiert werden kann.

Betrachtete Größenskalen

Die Methode registriert punktuell die Bewegung an einer ausgewählten Störung und ist damit für lokale Anwendungen geeignet. Da auch sehr kleine Bewegungen registriert werden, ist unklar, ob gemessene Bewegungen für eine regional ausgedehnte Störungszone repräsentativ sein können oder ob es lokal schwach aktive Bereiche in einer ansonsten inaktiven Störungszone gibt. So können z.B. am Südostende der Lausitzer Überschiebung geringe Bewegungen nachgewiesen werden [Briestensky et al., 2014], während der Hauptteil der Störung nach geomorphologischen Kriterien als rezent inaktiv gilt [Krentz and Stanek, 2015].

Grenzen der Methode

Die Methode setzt voraus, dass die beiden an der Störung/Störungszone gegeneinander bewegten Flächen so ausgebildet sind, dass in diesen das Gerät verankert werden kann. Daher kommen in erster Linie Standorte im Festgestein in Frage. Im Lockergestein wäre die Installation zwischen zwei Fundamenten oder anderen größeren Baukörpern möglich, wobei Setzungsbewegungen dieser Körper ausgeschlossen werden müssen. Die Notwendigkeit einer möglichst konstanten Temperatur prädestiniert unterirdische Hohlräume an Störungen (Höhlen, Stollen) als Aufstellungsorte. Das Beispiel der Lausitzer Störung zeigt, dass größere Störungen womöglich nur lokal eine rezente Bewegung zeigen, was die Installation von

mehreren Geräten im Störungsverlauf zum Nachweis einer möglichen Aktivität der gesamten Struktur notwendig macht.

5.3.2 Paläoseismologie

Methodik

Bewegungen an Störungen, die zu einem Versatz von oberflächennahen Schichten oder zur Bildung von Spalten führen und über ihre später erfolgte Füllung mit Sediment nachweisbar sind, können mit paläoseismologischen Methoden nachgewiesen und ggf. zeitlich eingeordnet werden. Das Trenching (Anlage von Schürfen über Störungen hinweg) zählt zu den paläoseismologischen Analysen (Untersuchung von prähistorischen Erdbeben) und ist eine der effektivsten Werkzeuge, um oberflächennahe Störungen in Gebieten mit hoher Vegetation sowie geringer Aufschlussrate zu untersuchen. Die Lokation des Schurfs wird anhand vorangegangener Studien (z.B. DGM-Analysen, geomorphologische Felduntersuchungen, geophysikalische Untersuchungen wie Georadar und Geoelektrik) festgelegt. Im Beispiel von [Štěpančíková et al., 2010] besaß der Graben des Schurfs (Profil 2, s. Abbildung 38 und Abbildung 39) für die Detailuntersuchungen eine Länge von 110 m, eine Tiefe von 2,5 m und eine Breite von 1,2 m. Dessen Wände wurden zur Einmessung mit einem Netz von 0,5 x 0,5 m Maschenweite bestückt und genau dokumentiert. Zuvor wurden geophysikalische Untersuchungen zur Lokalisierung der Störung und zur Auswahl des Standorts des Grabens genutzt. Aus detaillierten Aufnahmen der lithologischen sowie tektonischen Parameter in Verbindung mit Datierungen der einzelnen Einheiten können die Entwicklung einer Störung und ihre Aktivitätsphasen über einen Zeitraum von einigen tausend bis einigen zehntausend Jahren rekonstruiert werden.

Nach [Livio et al., 2018] ist eine Faltenverstärkung im Lockergestein mit der Entstehung und dem Wachstum von Störungen im Festgesteinsuntergrund verbunden. Im Idealfall können aus der paläoseismologischen Analyse der Betrag und der Zeitpunkt des fortschreitenden Biegens und der damit einhergehenden Verschiebung der darunter liegenden Tiefenstrukturen abgeleitet werden, auch wenn die Störung selbst nicht an der Oberfläche nachweisbar ist.

Multispektralaufnahmen der Grabenwände eines Schurfes [Schneiderwind et al., 2016] sind eine ergänzende Möglichkeit der Dokumentation, die die geologische Feldaufnahme unterstützen, jedoch nicht ersetzen können. Bei der geologischen Dokumentation ist insbesondere der Kenntnisstand zur Quartärgeologie der jeweiligen Region zu berücksichtigen. Insbesondere in eiszeitlich beeinflussten Gebieten muss auf die Unterscheidung von glazigenen

Strukturen wie z.B. Eiskeilen und echten tektonischen Strukturen geachtet werden, um Fehlinterpretationen zu vermeiden.

Vorhandene Daten

Bisher wurden in Deutschland nur wenige Störungen mit diesen Methoden untersucht. Das Projekt PalSeisDB der BGR in Kooperation mit der RWTH Aachen zielt darauf, bis 2030 regional bedeutsame Störungszonen in Deutschland und der näheren Umgebung mit diesen Methoden zu untersuchen. Für einige Gebiete liegen publizierte Ergebnisse vor:

- Osning am südlichen Rand des niedersächsischen Beckens [Brandes und Winse-
mann, 2013],
- nördlicher Oberrheingraben in Deutschland [Peters et al., 2005],
- Grenzregion Deutschland/Niederlande/Belgien [Vanneste et al., 2013; Camelbeeck
und Meghraoui, 1998; Atakan et al., 2000].

Genauigkeit der Methode

Die Nachweisgrenzen hängen von der lokalen geologischen Situation, insbesondere von Korngröße und Schichtung der Sedimente ab. Unter günstigen Bedingungen können Bewegungen im Zentimeterbereich nachgewiesen werden. Aktive Störungen können mit einer hohen Wahrscheinlichkeit erkannt werden, wenn die Versätze im Dezimeter- bis Meterbereich liegen. Im Beispiel von [Štěpančíková et al., 2010] wiesen die geomorphologischen Daten bereits auf eine Aktivität hin. Mit Hilfe von Datierungsmethoden sowie durch petrologische, sedimentologische und strukturelle Analysen konnten aktive tektonische Vorgänge nachgewiesen werden. In dieser Untersuchung wurden Bewegungsraten der sudetischen Randstörung in Tschechien/Polen von ca. 0,03 mm im Jahr ermittelt. Für den Roer-Graben wird bei einer zeitlichen Gleichmäßigkeit der Erdbeben von einer Bewegungsrate von 0,02 bis 0,12 mm pro Jahr ausgegangen [Camelbeeck und Meghraoui, 1998].

Betrachtete Größenskalen

Die Methode kann naturgemäß nur punktuelle Informationen zur Störungsaktivität liefern und ist daher vor allem für lokale Untersuchungen geeignet. Wenn größere Störungen/Störungszonen untersucht werden, können die Ergebnisse auch für regionale Untersuchungen relevant sein.

Grenzen der Methode

Aufgrund des Aufwands können nur ausgewählte Störungen untersucht werden. Der Einsatz der Methode ist nur in einem abgestuften Auswahlverfahren, beginnend mit geomorphologischen Analysen oder Geländebefunden sinnvoll. Neben dem Aufwand der vorhergehenden Untersuchungen (Geomorphologie, lokale geophysikalische Untersuchungen zur Positionierung des Grabens), ggfs. notwendige Genehmigungen zur Anlage des Grabens und dem Bau des Grabens unter Berücksichtigung der Standsicherheit sind auch Kosten und Zeitaufwand für Laboruntersuchungen (v.a. Datierungen) zu berücksichtigen.

Die Dokumentation des Aufschlusses sollte durch Geologen mit Kenntnissen der lokalen quartärgeologischen Verhältnisse erfolgen, damit z.B. glazigene Strukturen nicht als tektonische Strukturen fehlinterpretiert werden.



Abbildung 38: Ein angelegter Schurf im tektonisch aktiven Bereich [Štěpančíková et al. 2010].

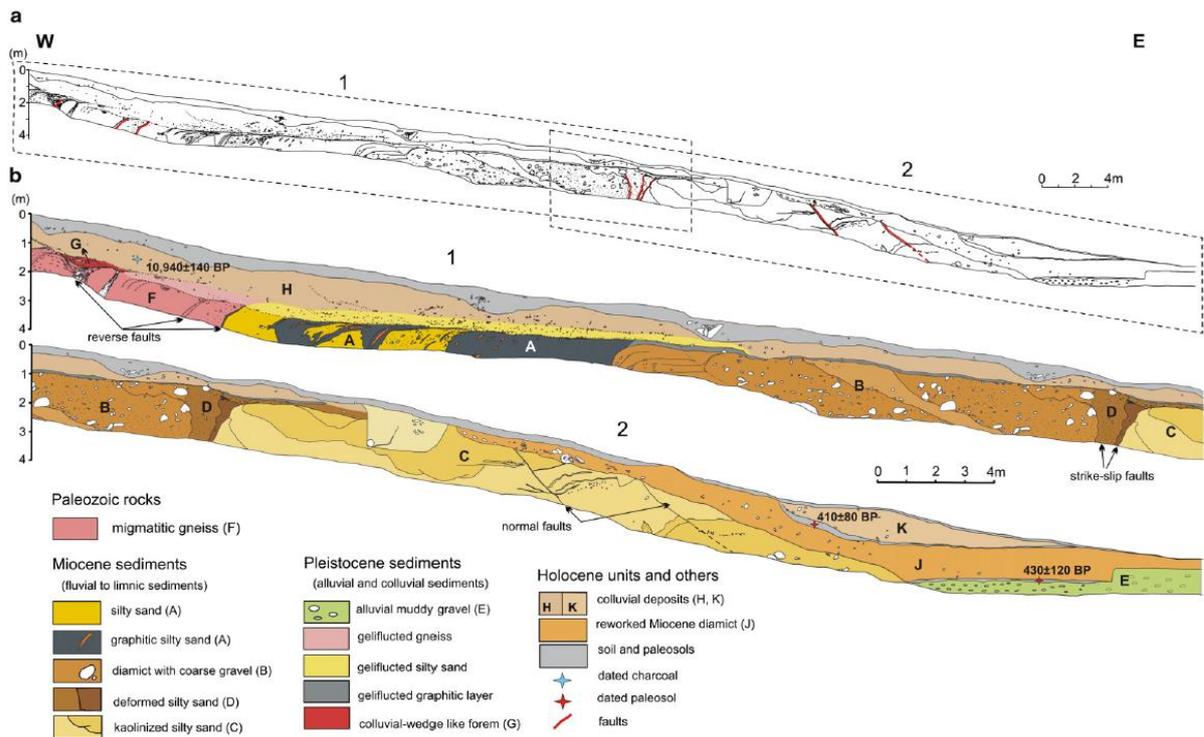


Fig. 6. Log of the Trench P2 in Vřeice site, unexaggerated: a) Overall log of the southern wall; and b) two parts 1 and 2 of the log with geological information.

Abbildung 39: Profil des in Abbildung 38 dargestellten Grabens. (a) Gesamtes Profil der Südwand; (b) Die zwei Abschnitte mit den geologischen Informationen. Durch die Analyse der Lagerungsverhältnisse können Rückschlüsse auf die tektonische Aktivität gezogen werden, z.B. stellt die Einheit D eine Spaltenfüllung in einer vermutlich im Zuge eines Erdbebens an der darunterliegenden Störung geöffneten Spalte dar [Štěpančíková et al. 2010].

5.3.3 Direkter Nachweis von Versätzen durch Kartierung

Methodik

Die geologische Kartierung besteht im Kern aus einer Geländebegehung, bei der alle verfügbaren Aufschlüsse in einem Gebiet im Hinblick auf die im Untergrund vorkommenden Gesteine untersucht werden. Im Lockergestein finden sich Aufschlusspunkte in Tagebauen und Sandgruben sowie an Geländeabbrüchen. Im bewachsenen Gelände ist ggf. die Anlage von Schürfen bzw. Schürfgräben oder eine Sondierung erforderlich. Für Gebiete mit anstehendem Prätertiär sind die Art und Ausbildung der Gang- und Klufffüllungen entscheidend, um den Zeitpunkt der letztmaligen Bewegung an diesen Strukturen eingrenzen zu können. Bei Kenntnis des Alters der Gesteine und/oder Mineralisation der Füllung ist auch eine zeitliche Zuordnung der tektonischen Bewegung möglich. Nach Erfordernis werden zusätzlich Bohrungen und geophysikalische Erkundungsergebnisse ausgewertet, um die Informati-

onsdichte in aufschlussarmen Gebieten zu erhöhen. Ferner kann die Auswertung der Geomorphologie Hinweise auf Strukturen im Untergrund erbringen. Hilfreich hierbei können verschiedene Möglichkeiten der Altersdatierung sein, wobei eine möglichst gute Kenntnis der geologischen und mineralogischen Rahmenbedingungen für eine sachgerechte Probennahme entscheidend ist.

Bei den in Deutschland vorherrschenden Verhältnissen mit punktuellen oder linienhaften Aufschlüssen in einem weitgehend vegetationsbedeckten Gebiet ist die Konstruktion einer Karte aus diesen Informationen bereits ein Interpretationsschritt, da die geologischen Verhältnisse in den nicht aufgeschlossenen Gebieten aus diesen Daten abgeleitet werden müssen. Daher können zugrundeliegende Modellvorstellungen vom geologischen Bau eines Gebietes und auch stilistische Präferenzen des Kartierers wesentlichen Einfluss auf das Ergebnis haben.

Insbesondere sind Störungen häufig nicht aufgeschlossen und/oder nicht über ihre gesamte Erstreckung verfolgbar. Ihre Existenz und Lage muss dann aus dem beobachteten Gesteinsversatz in naheliegenden Aufschlüssen erschlossen werden. Ist dies nicht möglich, da die Aufschlussdichte zu gering ist oder wegen fehlender markanter Horizonte keine Versätze in einer eintönigen Gesteinsabfolge erkannt werden können, können Störungen auch nach indirekten Hinweisen interpretiert werden. Dazu zählen geomorphologische Strukturen, Lineamente in Luftbildern und die Lesesteinkartierung von Störungsgesteinen (z.B. Mineralgänge).

Meist wird bei der kartographischen Darstellung in vermutete und sichere Störungen unterschieden. Die Störungsauswahl der indirekt ermittelten Störungen und die Klassifizierung in sichere und vermutete Störungen ist vom Bearbeiter abhängig, da hier die subjektive Gewichtung von verschiedenen Beobachtungen eine Rolle spielt. Störungen, die nicht an der Oberfläche austreichen, aber durch Tiefeninformationen nachgewiesen oder vermutet sind, werden in der Regel nur in abgedeckten Karten dargestellt, bei denen die ungestörten Deckschichten nicht zur Darstellung kommen.

Das Grundprodukt der geologischen Landesaufnahme in Deutschland ist die Geologische Karte im Maßstab 1:25.000 (GK25), die dem Blattschnitt der Topographischen Karte im Maßstab 1:25.000 (TK25) folgt. In der Regel wird zu jeder Karte ein Erläuterungsheft mit Informationen zur vorhandenen Schichtfolge und zum tektonischen Bau herausgegeben. Aus diesen Karten wurden verschiedene kleinermaßstäbliche Werke wie die Geologische Übersichtskarte im Maßstab 1:200.000 (GÜK200) durch Generalisierung abgeleitet. Daneben werden auch Spezialkartierungen in verschiedenen Maßstäben mit verschiedenen

Zielstellungen angefertigt. Hierzu zählen neben der Oberflächenkartierung auch die Untertagekartierung in Bergwerken und Karten, die Informationen aus Bohrungen und geophysikalischer Erkundung einbeziehen, z.B. Schichtlagerungskarten bestimmter geologischer Horizonte.

Als Zeitaufwand für die Neukartierung eines Blattes der GK25 und der Erstellung der Erläuterungen durch einen Bearbeiter muss mindestens ein Jahr angesetzt werden. Bei komplizierten geologischen Verhältnissen oder anspruchsvollem und schlecht zugänglichem Gelände können auch mehrere Jahre notwendig sein. Wenn eine Revisionskartierung von bereits vorhandenen Aufnahmen angestrebt wird, verkürzt sich der Zeitaufwand abhängig von der Qualität des Ausgangsmaterials.

Vorhandene Daten

Geologische Karten mit Maßstab 1:25.000 (GK25) sind für Deutschland nahezu flächendeckend vorhanden, wenn unpublizierte Manuskriptkarten in den Archiven der geologischen Landesämter einbezogen werden. Daneben sind zahlreiche Karten in kleineren Maßstäben und lokal auch Spezialkartierungen in größeren Maßstäben vorhanden.

Die Geländeaufnahmen für die GK25 und die davon abgeleiteten kleinermaßstäblichen Karten sind über einen sehr langen Zeitraum entstanden. Manche Kartenblätter werden in unregelmäßigen Abständen durch Revisionskartierungen aktualisiert, während für andere Kartenblätter noch immer die Erstkartierung die aktuellste publizierte Bearbeitung ist. Der Aktualitätsstand reicht damit von Erstkartierungen der 1870er Jahre bis zu gegenwärtig vorgenommenen Überarbeitungen. Die beigegebenen Erläuterungshefte unterscheiden sich hinsichtlich der Qualität der Aussagen zur Tektonik. Zeitliche Einordnungen der tektonischen Aktivität in älteren Erläuterungsheften fehlen z.T. oder können fachlich überholt sein und sollten mit der neuesten Literatur für das betreffende Gebiet abgeglichen werden.

Genauigkeit der Methode

Entscheidend für die Genauigkeit der Kartierung ist die Dichte und Qualität der Aufschlüsse (natürliche Aufschlüsse und künstliche Aufschlüsse wie Bohrungen, Schürfe, Baugruben). Wenn in der Erläuterung zur Kartierung diese Informationen fehlen, kann die Genauigkeit der Lage einer eingetragenen Störung nur schlecht bzw. mit großem Aufwand (Geländebegehung zur Lokalisierung von Aufschlüssen und Auswertung des Bohrkatasters) erfolgen. Neben der Lagegenauigkeit der Störung ist auch die Genauigkeit beim Nachweis von Versätzen wichtig. Abhängig von den Aufschlussverhältnissen, der Bohrdichte und den

lokalen geologischen Gegebenheiten können Versätze von geologischen Grenzflächen ab wenigen Metern kartiert werden. Bei fehlenden Aufschlüssen oder ungeeigneten Gesteinen (v.a. fehlende Schichtung oder eintönige Gesteinsfolgen ohne markante Grenzen) können aber auch Störungen mit mehreren Zehnermetern Versatz unerkant bleiben. Wenn mehrere Auflagen eines Kartenblatts vorliegen, zeigt sich ein Trend zur Ausweisung einer größeren Anzahl von Störungen in den neueren Auflagen. Neben einer zunehmenden Bohrpunktdichte spielt auch die feinere Untergliederung von geologischen Einheiten eine Rolle, da dadurch zunehmend kleinere Versatzbeträge anhand des kartierbaren Versatzes von geologischen Grenzflächen erkannt werden können.

Der Nachweis der Aktivität erfordert neben dem Nachweis des Versatzes auch den Nachweis, dass die Bewegung jünger als 34 Millionen Jahre ist. Dazu muss die jeweils jüngste versetzte geologische Einheit datiert werden. Neben absoluten Datierungsverfahren, die in Kapitel 5.4 dargestellt werden, gibt es auch die Möglichkeit der relativen Datierung mit lithostratigraphischen, biostratigraphischen und anderen Methoden. Der Kenntnissstand zu den relativen Datierungsmethoden ist für den interessierenden Zeitabschnitt in der Regel gut, und durch die Korrelation mit absolut datierten Einheiten kann das Alter der relativ datierten Einheiten meist auf wenige Millionen Jahre genau oder noch genauer festgelegt werden.

Betrachtete Größenskalen

Da ein großer Bestand von geologischen Karten mit verschiedenen Maßstäben vorliegt, können lokale, regionale und auch landesweite Auswertungen des tektonischen Inventars vorgenommen werden. Wenn Neuaufnahmen durch Geländebegehungen erforderlich sind, können abhängig vom Zeitaufwand und der Ausgangssituation (Revisionskartierung oder Neukartierung) nur lokale bis regionale Untersuchungen durchgeführt werden.

Grenzen der Methode

Keine direkte Möglichkeit des Nachweises der Aktivität einer Störung/Störungszone besteht in Bereichen mit fehlender tertiärer und quartärer Überdeckung (Kristallingebiete und Gebiete mit anstehendem Prätertiär).

Bei größeren Rutschungen ist eine Unterscheidung zwischen tektonischem (seismischen) und atektonischem Ereignis nicht immer eindeutig möglich.

Durch Erosionsprozesse können tektonische Prozesse verdeckt werden (durch Einebnung oder Überschütten von Geländestufen). Über längere Zeiträume hinweg betrachtet ist dabei

eine Beschleunigung der Erosionsprozesse vorstellbar, wenn weniger erosionsresistente Gesteine an die Oberfläche gelangen [ENSI, 2014].

Aufgrund der methodischen Beschränkungen, der langen Bearbeitungszeit durch verschiedene Bearbeiter und der notwendigen Interpretationsschritte durch den Kartierer kann die GK25 keinesfalls als homogenes Werk aufgefasst werden. Abschätzungen zur Lagegenauigkeit von Störungen und zur Vollständigkeit der Störungserfassung in einem Gebiet erfordern immer eine Einzelfallbewertung.

5.3.4 Speläotheme

Methodik

Die Speläogenese befasst sich mit dem Ursprung und der Entwicklung von Höhlen. Karsthöhlen bilden sich oft entlang von Schwächezonen wie Brüchen und Störungen, da an diesen Wasserwegsamkeiten die Lösung des Gesteins beginnen kann. Daher können Höhlen den Zugang zu Störungen erlauben, die an der Oberfläche wegen jüngerer Überdeckung nicht aufgeschlossen sind.

Die Speläoseismologie untersucht Erdbebennachweise in Höhlen, zu solchen Strukturen zählen z.B. gebrochene Speläotheme (Tropfsteine, Sinterbildungen), Wachstumsanomalien in Speläothemen, Deformationsstrukturen von Höhlensedimenten, Verschiebungen entlang von Frakturen und Schichtflächen. Wo der Ursprung eines Erdbebens nachgewiesen werden kann, bilden solche Spuren wichtige Archive lokaler und sogar regionaler Erdbebenaktivitäten. Andere Prozesse, welche dieselben oder sehr ähnliche Verformungsmerkmale erzeugen, müssen ausgeschlossen werden können, bevor ein Höhlenschaden als erdbebenbedingt interpretiert werden kann [Becker et al. 2006].

Wenn an Sinterbildungen tektonische Bewegungen belegt sind, können diese durch geochronologische Methoden relativ genau datiert werden.

Vorhandene Daten

Publizierte Untersuchungen liegen vor allem aus Gebieten mit starker neotektonischer Aktivität vor. In Mitteleuropa liegt der Schwerpunkt der Erkundung bisher in der Tschechischen Republik und der Slowakei. Dort wurden an geeigneten Störungsflächen in den Höhlen auch häufig Verformungsmessgeräte eingebaut (s. Kapitel 5.3.1). In Deutschland liegen Untersuchungen zur Bruchtektonik in Höhlen der Schwäbischen Alb vor [Ufrecht, 2009]. Verschiedentlich publizierte indirekte Belege (Sinterschäden) für seismische Aktivität

sind nach [Becker et al., 2006] kritisch zu betrachten und daher kaum zum Nachweis von Störungsaktivität geeignet. In der sehr umfangreichen Literatur zur Höhlenforschung in Deutschland können weitere Hinweise auf tektonische Aktivität vorliegen.

Genauigkeit der Methode

Versätze in Speläothemen können potentiell zentimetergenau erfasst werden. Änderungen des Höhlenquerschnitts durch tektonische Bewegungen lassen sich ab Versatzbeträgen von wenigen Dezimetern erkennen. Bei indirekten Indikatoren für seismische Aktivität wie Sinterschäden ist ein sicherer Nachweis oft nicht möglich, da die Beschädigung auch andere Ursachen haben kann.

Betrachtete Größenskalen

Die Methodik ist naturgemäß durch das Vorhandensein und die Ausdehnung von Höhlen eine lokale Methode. Wenn die Höhlen auf einem regionalen Störungssystem entwickelt sind, lassen sich auch Aussagen im regionalen Maßstab gewinnen.

Grenzen der Methode

Die Anwendbarkeit der Methode wird im Wesentlichen durch das Vorkommen von Höhlen limitiert. Karstgebiete sind ungleichmäßig über Deutschland verteilt mit Schwerpunkten im Alpenraum, in der Schwäbischen und Fränkischen Alb und den Rändern einiger Sedimentbecken, wie z.B. dem Thüringer Becken. Besonders in der Norddeutschen Tiefebene ist die Anzahl der bekannten Höhlen gering. Je nach Zugänglichkeit der Höhle können der Untersuchungsaufwand und die Anforderungen an die physischen und technischen Fähigkeiten des Personals sehr hoch sein. Eine systematische Untersuchung von Höhlen in einem größeren Gebiet wäre sehr aufwändig. Zweckmäßig wäre die Untersuchung von Höhlen, die auf größeren, regional bedeutsamen und vermutlich aktiven Störungszonen liegen. Wenn in diesen aktive Störungen nachgewiesen werden, kann durch den Einbau von Verformungsmessgeräten die weitere Bewegung an diesen Störungen überwacht werden.

5.3.5 Gangmineralisationen/Ganggesteine

Methodik

Bei vulkanischer Aktivität können Schmelzen in bestehende und sich neu bildende Störungen eindringen und zu Gesteinsgängen erstarren. Störungen können auch als Wegsamkei-

ten für mineralisierte Fluide dienen. Aus diesen können Minerale auskristallisieren, die die Störung ganz oder teilweise verschließen. Wenn diese Gesteins- bzw. Mineralgänge nicht weiter tektonisch deformiert sind, entspricht ihr Bildungsalter dem Alter der letzten Störungsaktivität. Eine tektonische Deformation dieser Gänge belegt eine Störungsaktivität noch über das Alter der Gangbildung hinaus. Wenn die Öffnung der Störung in mehreren Phasen erfolgt, können auch zusammengesetzte Gänge mit Mineralisationen mehrerer Altersstufen entstehen. Durch die Kartierung von Gesteins- und Mineralgängen und geochronologischen Altersbestimmungen kann die Störungsaktivität sicher nachgewiesen und datiert werden.

Vorhandene Daten

Die Erfassung von Gesteins- und Mineralgängen erfolgt durch geologische Kartierung und bei entsprechendem ökonomischem Interesse durch eine Vielzahl von Detailerkundungen wie Bohrungen und untertägigen Auffahrungen. Grundsätzlich treffen die entsprechenden Aussagen zur Datenlage in Kapitel 5.3.3 auch hier zu. In Deutschland führte die känozoische vulkanische Aktivität häufig zur Bildung von Basaltgängen, die in Scharen von einigen hundert bis einigen tausend Quadratkilometern Ausdehnung auftreten. Diese sind in der Fachdatenbank (s. Kapitel 3.3) erfasst.

Mineralgänge känozoischen Alters sind bisher vor allem im Erzgebirge und im Schwarzwald bekannt. Datierungen an Uranmineralen im Bereich der Gera-Jáchymov-Störungszone zeigen, dass dort vom Perm bis ins Neogen immer wieder Umlagerungen der Mineralisation stattgefunden haben [Hiller et al., 2008]. Weitere junge Mineralisationen stellt [Kuschka, 1998] zum neoiden Mineralisationszyklus, für den känozoisches Alter angenommen wird, aber nicht sicher ist, ob der Zyklus bis in die Zeit nach 34 Ma anhält. Nach paragenetischen Vergleichen tritt diese Mineralisation eventuell auch im Schwarzwald auf [Kuschka, 1996; Kuschka and Gehlen, 1994]. Eine weitere junge Mineralisation mit vermutlich känozoischem Alter sind die Barytgänge im Spessart [Schwarzmeier und Weinelt, 1993; Teuscher und Weinelt, 1972].

Genauigkeit der Methode

Der Öffnungsbetrag einer Störung kann aus der Mächtigkeit der Gangfüllung prinzipiell millimetergenau bestimmt werden. Die Versatzbeträge sind meist nur mit Methoden der geologischen Kartierung zu erfassen, weshalb die dort gegebenen Angaben zur Genauigkeit auch hier gelten.

Betrachtete Größenskalen

Abhängig von der Ausbreitung der Gangsysteme sind lokale bis regionale Untersuchungen möglich.

Grenzen der Methode

Voraussetzung ist das Auftreten von Gesteins- und Mineralgängen mit Alter unter 34 Ma im betrachteten Gebiet. Aus dem Fehlen dieser Gänge kann nicht auf eine fehlende Störungsaktivität geschlossen werden, da die Gangbildung zusätzlich magmatische oder hydrothermale Aktivität erfordert. Die Kartierung von Gängen unterliegt denselben Problemen wie die geologische Kartierung im Allgemeinen. Während Magmatite in Gesteinsgängen in der Regel gut radiometrisch datierbar sind, treten bei Mineralgängen Probleme auf, wenn keine zur Datierung geeigneten Minerale vorhanden sind oder wenn durch mehrphasige Mineralisationszyklen ein teilweiser Isotopenaustausch und damit „Mischalter“ entstehen.

5.4 Geochronologische Methoden

Dieses Kapitel gibt einen Überblick über geochronologische Methoden, die zur Datierung der Aktivität von Störungen eingesetzt werden können. Neben der direkten Datierung des Störungsinhalts (Störungsletten oder Mineral-/Gesteinsgang) kann auch die indirekte Datierung der letzten Störungsaktivität über das Alter der jüngsten versetzten Einheit erfolgen. Die Methoden sind an bestimmte Voraussetzungen und Modellannahmen gebunden, deren Erfüllung im Einzelfall geprüft werden muss. Daher lässt sich keine generelle Einschätzung geben, welche Methode optimal ist.

5.4.1 Radiometrische Datierung

Hierbei wird der Zerfall eines radioaktiven Isotops zu einem Tochterisotop, der mit einer bestimmten Halbwertszeit abläuft, betrachtet. Wenn die Menge des Tochterisotops in einem Mineral zum Zeitpunkt Null bekannt (oder vernachlässigbar klein) ist, kann aus den Gehalten an Mutter- und Tochterisotop die seit dem Zeitpunkt Null vergangene Zeit bestimmt werden. Der Zeitpunkt Null kann der Zeitpunkt der Mineralbildung (bzw. der Bildung des organischen Materials bei der ^{14}C -Datierung) sein, oder der Zeitpunkt, zu dem das Mineral letztmalig unter die Schließungstemperatur abkühlte. Dies ist die Temperatur, unterhalb der die Diffusion der betrachteten Isotope vernachlässigbar klein ist. Abhängig von dem betrachteten Mineral und dem Isotopensystem gibt es unterschiedliche Schließungstemperaturen. Daraus folgt, dass das Alter der letztmaligen Bewegung an einer Störung/Störungszone nur dann bestimmt

werden kann, wenn zu diesem Zeitpunkt eine Erwärmung über die Schließungstemperatur des untersuchten Minerals stattgefunden hat, z.B. durch hydrothermale oder magmatische Aktivität.

Eine Variante ist die Datierung einer Oberfläche durch den Gehalt an kosmogenen Isotopen (vor allem ^{10}Be und ^{36}Cl). Diese werden durch die kosmische Strahlung in der Atmosphäre gebildet und anschließend auf exponierten Oberflächen abgelagert. Dadurch kann bei freiliegenden Störungsflächen das Alter der Freilegung bestimmt werden.

5.4.2 Optisch stimulierte Lumineszenz (OSL-Datierung)

Die OSL nutzt ein natürliches Chronometer, das durch direkte Sonneneinstrahlung zurückgesetzt werden kann. Die letzte Sonneneinstrahlung vor der Ablagerung des Materials wird als „Bleichen“ bezeichnet. Die Intensität des Lumineszenzsignals hängt von der Exposition gegenüber natürlicher Radioaktivität ab. Die Abschätzung des Lumineszenzalters ist eine Frage der Berechnung von zwei Parametern: der Menge der absorbierten Dosis, die als "Paläodosi" bezeichnet wird, und der Rate, mit der die Dosis aufgenommen wurde, also die "Dosisrate". In Bezug auf die Paläodosisschätzung ist das Single Aliquot Regenerated (SAR)-Dosisprotokoll für sedimentären Quarz [Murray & Wintle 2000] die am weitesten verbreitete Methodik. Im Zusammenhang mit dem Nachweis aktiver Störungen ist diese Methode vor allem geeignet, um das Alter von quartären Lockersedimenten zu bestimmen, die an einer aktiven Störung versetzt und anschließend im Rahmen paläoseismischer Untersuchungen freigelegt wurden. Die Proben müssen unter Lichtabschluss entnommen werden.

5.4.3 Thermolumineszenz - TL und Elektronen-Spin Resonanz - ESR

Die dosimetrischen Datierungsmethoden TL und ESR basieren auf der zeitabhängigen Anhäufung von Strahlungsschäden in Mineralien. Darunter versteht man elektrisch nicht leitende Feststoffe mit Gitterfehlern, die die reguläre Ordnung des Kristallgitters stören.

Ionisierende Strahlung, die von natürlicher Radioaktivität und kosmischer Strahlung herrührt, interagiert mit den Gitteratomen und führt zu einem allmählich zunehmenden Strahlungsschaden. Die Intensität des Strahlungsschadens ist ein Maß für die natürliche Energiedosis (Einheit Gray – Gy).

Wenn die Dosisrate DR (Gy/a oder die praktischere Einheit Gy/ka) der natürlichen Strahlung bekannt ist, wird das Alter nach folgender Gleichung ermittelt:
Alter (ka) = Energiedosis (Gy) / Dosisrate (Gy/ka).

Normalerweise sind die zu datierenden Mineralien viel älter als der Altersbereich, der von diesen „Strahlendosimetrieuhren“ abgedeckt wird (nicht mehr als einige 100 ka), da der durch diese Mineralien angesammelte Strahlungsschaden durch bestimmte Ereignisse gelöscht werden kann. Ein teilweises oder sogar vollständiges Zurücksetzen der TL- und ESR-Signale kann durch Erwärmung, Belichtung oder Druck verursacht werden. Folglich kann im Falle wiederholter thermischer Aktivität (z.B. Vulkanismus) nur das letzte Ereignis der thermischen Rücksetzung datiert werden [Wagner et al. 2002]. Im Zusammenhang mit dem Nachweis aktiver Störungen können diese Methoden ähnlich wie die OSL-Datierung eingesetzt werden.

5.4.4 Alpharückstoßspuren - ART

Uran und Thorium kommen in den meisten natürlichen Mineralien als radioaktive Spurenelemente vor. Ihr vorherrschender Zerfallsmodus ist die Emission von Alpha-Teilchen.

Ein Alpha-Zerfall von schweren Kernen führt zur Bildung eines Alpha-Partikels und eines schweren Rückstoßkerns. Unter Berücksichtigung von Energie und Impuls wird dem Alpha-Teilchen eine Energie von circa 5 MeV verliehen, wodurch es eine Reichweite von ungefähr 20 µm hat. Der Rückstoßkern trägt eine Energie von nur circa 100 keV mit sich und hat eine Reichweite von 30 bis 40 nm. Der Rückstoßkern verliert den größten Teil seiner Energie durch atomare Kollisionen mit den umgebenden Gitteratomen.

In Phlogopit kann dieser Strahlungsschaden durch Ätzen und Phasenkontrastmikroskopie sichtbar gemacht werden (s. Abbildung 40).

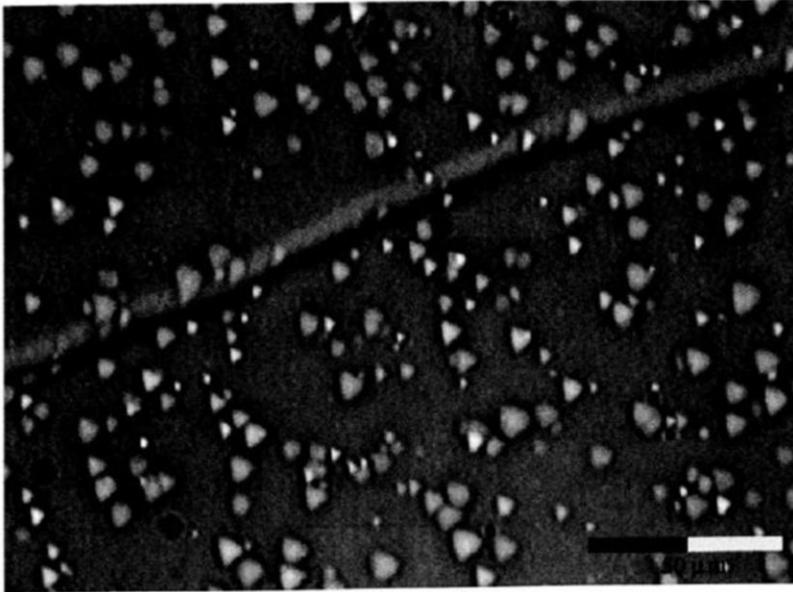


Abbildung 40: Phlogopit vom Eisenbühl, geätzt 10 min bei 25°C in 40%-iger Flußsäure, Alpha-Rückstoßspuren sichtbar in der Phasenkontrastmikroskopie [Wagner, 2002].

Form und Größe der geätzten Alpha-Recoil-Bahnen (ART) hängen von den Ätzbedingungen, den Eigenschaften der geätzten Oberfläche und der Mineralchemie ab. Die Anzahl (p^{ART}) von ART pro Volumeneinheit steigt mit dem Uran- und Thorium-Gehalt sowie mit der Zeit, die seit der Mineralbildung vergangen ist. Die Bestimmung des auf den Uran- und Thorium-Gehalt normierten p^{ART} ermöglicht daher die Bestimmung des Alters des Minerals [Wagner, 2002]. Mit dieser Methode können junge magmatische Gesteine, die in aktive Störungen/Störungszonen eingedrungen sind, datiert werden.

5.4.5 Spaltspurenanalyse (Fission Tracks) - FT

Kristalle, die Spuren von Uran enthalten, registrieren die spontane Kernspaltung von ^{238}U in Form von Spaltspuren, bei denen es sich um submikroskopische, lineare, ungeordnete Bereiche in dem Kristallgitter handelt, die entlang der Bahnen der vom Kern ausgeworfenen Spaltfragmente gebildet werden.

Die Länge der Spaltspuren beträgt etwa 10 bis 20 μm . Die Forschung an natürlichen Kristallen beschäftigt sich mit dem Ziel, das Alter und die thermische Geschichte zu bestimmen. Die Anzahl der fossilen Spaltspuren korreliert mit der Zeit, die seit der Abkühlung des Kristalls unter die kritische Ausheil-Temperatur vergangen ist.

Um diese Zeit berechnen zu können, muss der Urangehalt bestimmt werden. Dazu werden die Probe und ein Mineral-Standard in einem Kernreaktor mit thermischen Neutronen

bestrahlt. Diese Bestrahlung führt zur Spaltung von ^{235}U und führt zur Bildung induzierter Spaltspuren, die mit den durch spontane Spaltung von ^{238}U erzeugten fossilen Spuren identisch sind. Die induzierten Spaltspuren werden geätzt und auf dieselbe Weise gezählt wie die fossilen Spuren.

Das Alter der Spaltspuren berechnet sich aus dem Verhältnis der fossilen und der induzierten Spurdichte. Die Methode kann an Mineralen durchgeführt werden, die Uran einbauen und die im An- bzw. Dünnschliff transparent genug sind, um die Spaltspuren sehen zu können. Daher werden meist Apatit und Zirkon mit dieser Methode untersucht. Dabei wird nicht die Störung selbst, sondern das Nebengestein beprobt. Die erhaltenen Alter sind Abkühlalter, die anzeigen, wann das Mineral letztmalig (durch Hebung des Gesteinsblocks und Erosion des überlagernden Gesteins) unter die Ausheiltemperatur abgekühlt ist. Wenn die Entwicklung des geothermischen Gradienten über die Zeit bekannt ist oder abgeschätzt werden kann, können Hebungs- bzw. Versatzbeträge mit einer Genauigkeit von einigen hundert Metern abgeschätzt werden.

6 Unsicherheiten bei der Identifizierung aktiver Störungen/Störungszonen

Die Identifizierung von aktiven Störungen/Störungszonen und ihre Bewertung ist mit Unsicherheiten verbunden, die zum einen auf der Schwierigkeit des Erkennens einer Verwerfung mit deutlichem Gesteinsversatz und/oder einer ausgedehnten Zerrüttungszone beruhen und zum anderen auf dem schwierigen Nachweis einer Aktivität über den vergangenen Zeitraum von 34 Ma, wie im §22 (2) StandAG gefordert. Die Wissenslücken, die zur Klärung dieser Unsicherheiten zu beheben wären, werden in Kapitel 7 identifiziert.

Aus Sicht der Autoren ist für einen validen Nachweis deshalb die Klärung grundlegender Fragestellungen notwendig:

- Unsicherheiten bei der Bestimmung der Aktivität im Sinne des StandAG
 - Ist das Erkennens einer Verwerfung mit deutlichem Gesteinsversatz und/oder einer ausgedehnten Zerrüttungszone immer eindeutig möglich?
 - Ist ein wissenschaftlich belegter Nachweis einer Aktivität über den Zeitraum von 34 Millionen Jahren zweifelsfrei möglich?
- Unsicherheiten bei der Identifizierung und Lokalisierung von Störungen
 - Wie kann die Lagegenauigkeit von aktiven Störungen/Störungszonen sichergestellt werden?

- Möglichkeit der Anwendung von Gefährdungsanalysen auf aktive Störungen/Störungszonen zur Abschätzung, ob diese „das Endlagersystem und seine Barrieren beeinträchtigen können“ (§22 (2) StandAG)

Die genannten Fragestellungen werden nachfolgend erläutert und damit verbundene Probleme für das Erkennen bzw. das Bestimmen der Aktivität aufgezeigt.

6.1 Unsicherheiten bei der Bestimmung der Aktivität im Sinne des StandAG

Methoden zur Identifizierung von aktiven Störungen/Störungszonen bzw. des Vorhandenseins von Störungen/Störungszonen und zur Feststellung von deren Aktivität sind in Kapitel 5 dargestellt. Dort sind auch die Grenzen der Methoden, sowohl hinsichtlich ihrer Genauigkeit als auch hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit für den Nachweis einer Aktivität von Störungen/Störungszonen im vergangenen Zeitraum von 34 Millionen Jahren beschrieben.

Ist eine Störung/Störungszone festgestellt, muss anschließend entsprechend den Anforderungen aus §22 (2) StandAG die Frage geklärt werden, ob nach Größe des Versatzes bzw. der Auflockerungszone die Störung/Störungszone als „aktiv“ zu bewerten ist und ob dieser Versatz bzw. diese Zerrüttungszone innerhalb der letzten 34 Millionen Jahre entstanden sind. Bei der Beschreibung der Methoden wurde bereits darauf hingewiesen, dass es oft schwierig ist, die Größe des Versatzes bzw. der Zerrüttungszone festzustellen. Zudem wird die Bewertung dadurch erschwert, dass die Formulierungen „Verwerfungen mit deutlichem Gesteinsversatz“ und „ausgedehnte Zerrüttungszonen“ nicht eindeutig definiert sind. Das Antreffen nur geringer Versatzbeträge muss kein Hinweis auf nur geringe tektonische Bewegung sein. Bei Inversionstektonik können sich ehemals große, aber gegenläufige Bewegungen in rezent nur geringen Versatzbeträgen darstellen.

Neben der Lokalisierung eines Versatzes oder einer Zerrüttungszone an einem konkreten Ort oder über eine bestimmte begrenzte Distanz ist es für die flächendeckende Anwendung des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszonen“ in Deutschland erforderlich, die Erstreckung der aktiven Störungszone zu bestimmen. Hierfür ist eine Extrapolation auf der Grundlage des vorhandenen allgemeinen Kenntnisstandes und des geologischen Wissensstandes des Bearbeiters erforderlich. Aus Sicht der Autoren ist es deshalb sehr wichtig, für die Bewertung von aktiven Störungen/Störungszonen diese Auswirkungen/Einflüsse im Umfeld (Nah-/Fernfeld) zu verstehen: **welche** Mechanismen können **wie** zu Brüchen im jeweiligen Gesteinsverband führen?

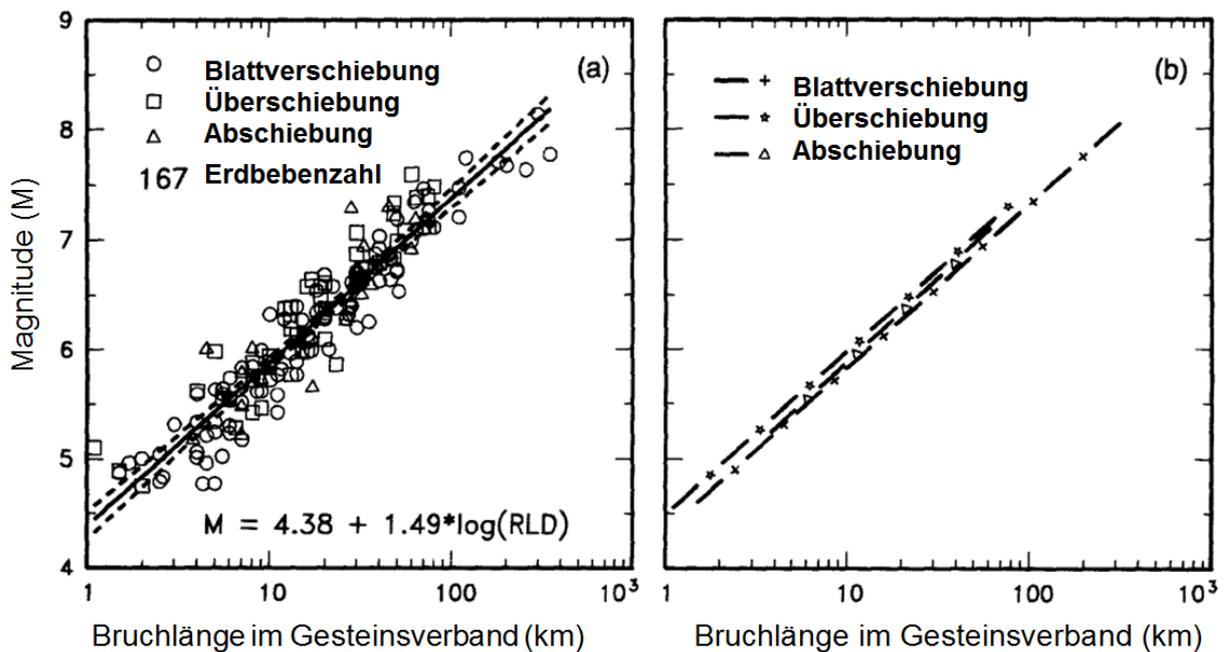


Abbildung 41 Abhängigkeit der Bruchlänge einer Störung im Gesteinsverband von der Magnitude (M) eines Erdbebens, aus [Wells & Coppersmith, 1994].

Erdbeben der jüngeren Geschichte haben gezeigt, dass aktive Störungen nicht erkannt wurden, weil Versätze entlang dieser Störungen nicht an der Oberfläche/im Gelände sichtbar waren und somit nicht erkannt wurden. Beispielhaft seien hier die Erdbeben von San Fernando (1971) und Northridge (1994) genannt, welche sich an Überschiebungen ereigneten, welche erst nach den Erdbeben erkannt wurden [FEMA, 2006].

In einfacher Betrachtung ist die Versatzhöhe (Größe der Bewegung) an einer Störungsfläche abhängig von der Länge der Störungsfläche und diese wiederum von der Magnitude eines Erdbebens (Abbildung 41, Abbildung 42).

Aus Abbildung 41 ist gut zu erkennen, dass Erdbeben mit einer Magnitude < 6 Bruchlängen von nur wenigen Kilometern (< 10 km) bewirken und diese wiederum zu Versätzen im Zentimeter-Bereich führen (s. Abbildung 42). Nach [SRC, 2019] beträgt der Versatzbetrag bei einem Erdbeben mit der Magnitude M_w 4,0, welches eine Störungsfläche von etwa 1 x 1 km erzeugt, nur etwa 5 Zentimeter, etwa 1/20.000 der Länge der Störung. Nur größere Erdbeben mit Störungslängen von 100 km und mehr können Versatzhöhen von mehreren Metern erreichen. Dabei ist die lineare Extrapolation des Versatzbetrages mit der Länge der Störung nicht unumstritten [Kim & Wesnousky, 2007].

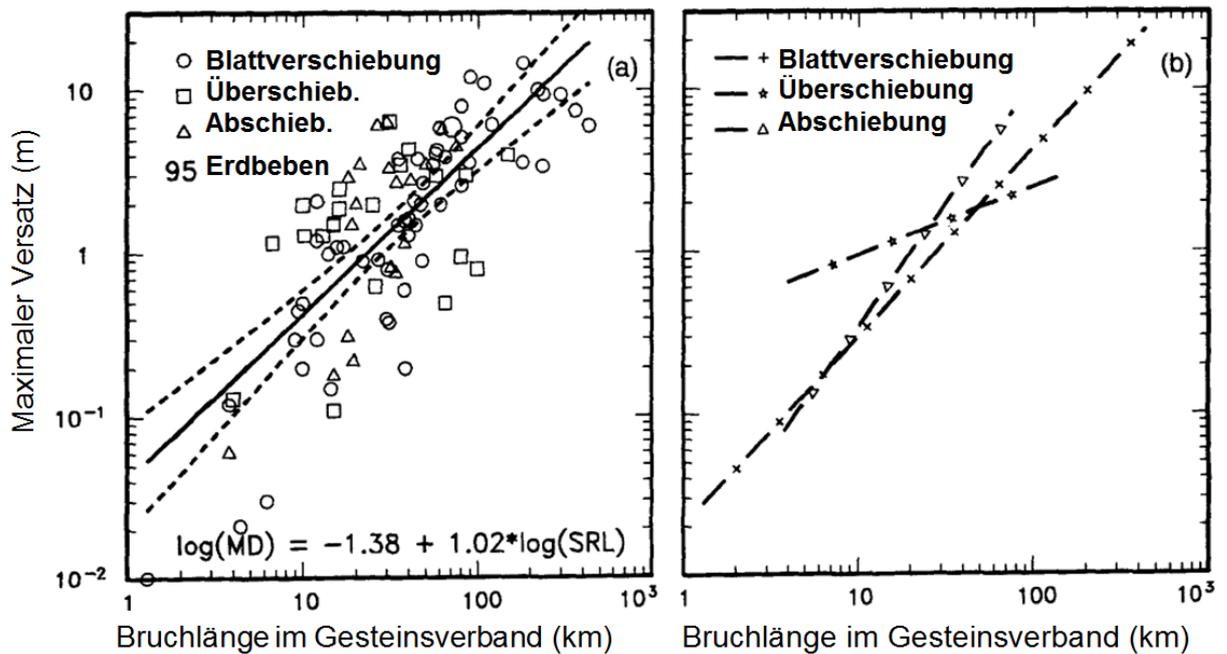


Abbildung 42 Abhängigkeit des maximalen Versatzbetrags von der Bruchlänge einer Störung, aus [Wells & Coppersmith, 1994].

Trotz der vergleichsweise geringen Bruch- und Versatzlängen bei Einzelereignissen können solche Störungen bedeutsam sein im Sinne des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszonen“, wenn im Verlauf der Zeit durch zahlreiche Erdbeben ein hoher Versatzbetrag akkumuliert wird.

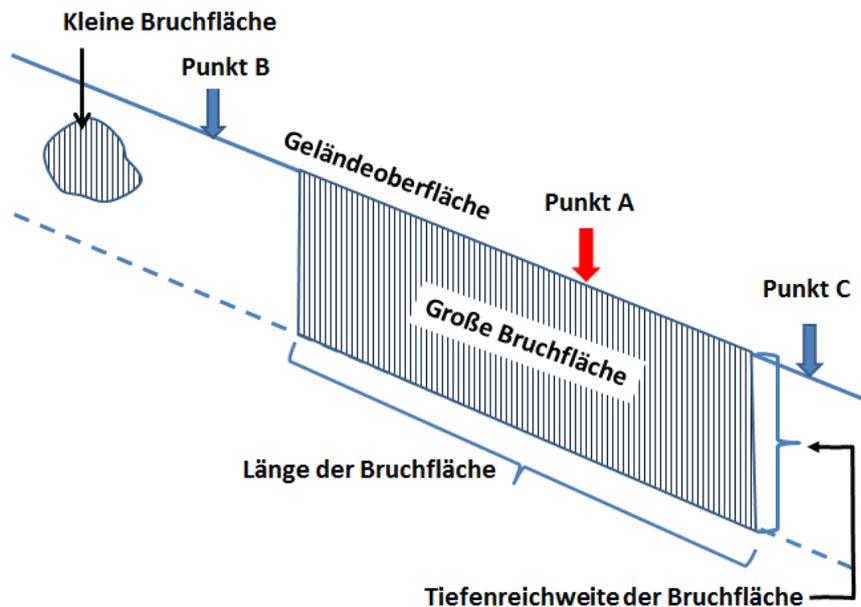


Abbildung 43 Lage der Bruchflächen in Bezug zur Störungsfläche einer tektonischen Störung, geändert und ergänzt nach [Uni München, 2018].

Dabei ist zu beachten, dass der eindeutige Nachweis der Aktivität einer Störung an einem Punkt „A“ der Störungsfläche keine direkte Extrapolation auf die gesamte Länge der Störungsfläche zulässt (Punkte B und C in Abbildung 43), auch wenn der Verlauf der Störungsfläche sicher nachgewiesen wurde oder weitestgehend sicher angegeben werden kann.

Ist die Abgrenzung der Bruchfläche an der Geländeoberfläche durch Geländebegehung oder Methoden der Geofernerkundung häufig noch möglich, so ist dieser Nachweis für Bruchflächen im Gesteinsverband (kleine Bruchfläche in Abbildung 43) deutlich schwieriger und oft nur mittels Bohrungen zu erbringen. Die Auswertung von Versatzbeträgen an Bruchstrukturen kleiner Erdbeben, welche im Zeitraum 1969 bis 1994 in Kalifornien registriert wurden zeigt, dass im Teufenbereich bis 2 km Tiefe ab Geländeoberfläche nur sehr geringe Versatzbeträge deutlich kleiner 5 mm auftreten [Kim & Wesnousky, 2007]. Im Falle älterer Bewegungen (> 100 Jahre) ist ein solcher Versatz an einer Störungsfläche nicht nachweisbar. Der kumulierte Versatz zahlreicher solcher Beben über die letzten 34 Millionen Jahre sollte jedoch nachweisbar sein, wenn die Störung entsprechend junge Gesteine durchschlägt. Dabei nimmt der beobachtbare Versatz zur Tiefe hin zu, da die Störungsfläche im älteren Gestein bereits mehr Versatz akkumuliert hat als im oberflächennahen jüngeren Gestein. Wenn nur Informationen zum jungen oberflächennahen Gestein vorliegen, wird der Versatz möglicherweise nicht erkannt, da er zu gering ist, obwohl in die Tiefe ein deutlicher Versatz vorliegt. Wenn entlang der Störung keine Gesteine jünger als 34 Millionen Jahre vorhanden sind, können auch große Versätze, die im fraglichen Zeitraum stattgefunden haben, unter Umständen nicht erkannt werden.

Aus den vorgenannten Erläuterungen wird deutlich, dass der eindeutige Nachweis einer Aktivität innerhalb des Zeitraums der letzten 34 Millionen Jahre nicht immer zu führen ist. Da bei Beachtung der Ausführungen in Kapitel 4.4 die Möglichkeit besteht, dass auch an Störungen/Störungszonen, die nicht nachweisbar aktiv im Sinne des StandAG sind, Bewegungen stattgefunden haben, sollte die mögliche Bedeutung dieser nicht direkt nachweisbaren Bewegungen für die Sicherheit des Endlagers im Rahmen der Sicherheitsuntersuchungen geklärt werden. Die Anwendbarkeit des Ausschlusskriteriums wird dadurch nicht beeinträchtigt.

6.2 Unsicherheiten bei der Identifizierung und Lokalisierung von Störungen

Wie bereits in Kapitel 4.3. beschrieben, ist nach § 22 (2) StandAG für den Endlagerbereich ein Sicherheitsabstand zu aktiven Störungszonen einzuhalten, damit „das Endlagersystem und seine Barrieren“ nicht beeinträchtigt werden. Die in einem ersten Schritt erkannte aktive

Störung/Störungszone ist deshalb in einem zweiten Schritt in ihrer räumlichen Lage möglichst genau zu bestimmen. In Abbildung 44 sind die Faktoren dargestellt, welche dabei zu beachten sind:

- Breite der Zerrüttungszone,
- Lageunsicherheit der Störung/Störungszone an der Geländeoberfläche und
- Einfallen der Störung/Störungszone inkl. Unsicherheit des Einfallens.

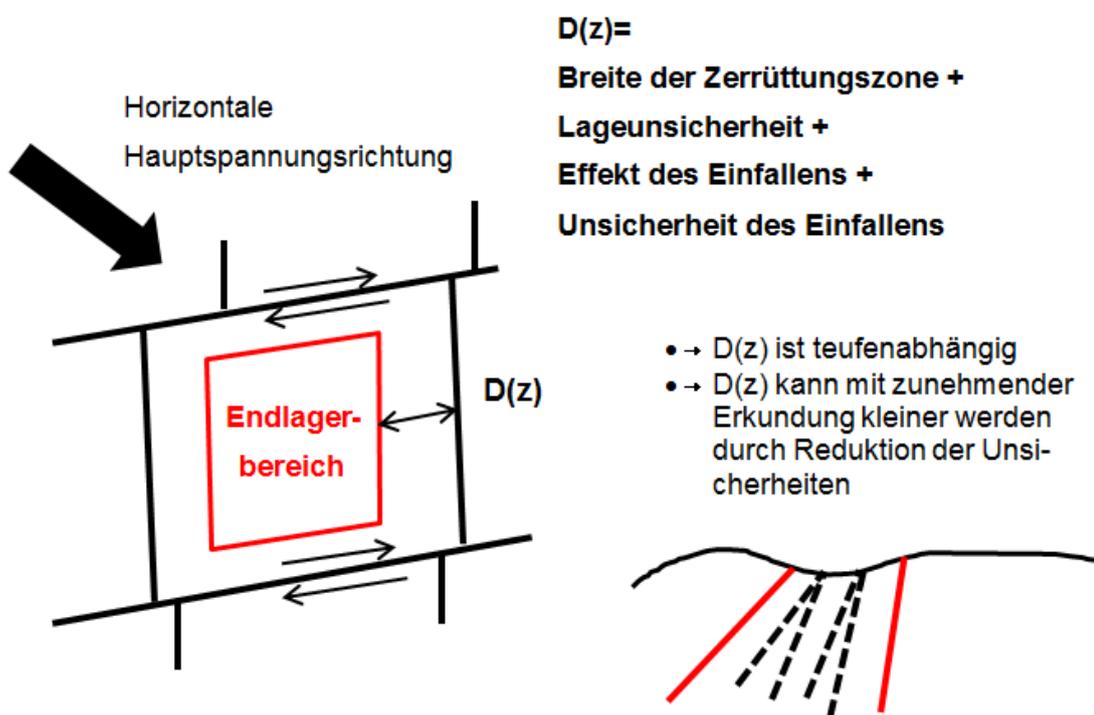


Abbildung 44 Einflussfaktoren für die Bestimmung der Mindestabstände von aktiven Störungen zum Endlagerbereich

Hinsichtlich der Breite der Zerrüttungszone wird auf die Kapitel 2.5, 2.6 und 4.3 verwiesen, hinsichtlich der Lageunsicherheit auf Kapitel 4.3 und 6.1. Bereits hingewiesen wurde in Kapitel 6.1 auch auf die Schwierigkeiten bei der Feststellung des Verlaufs der Störungsflächen im tieferen Untergrund. Hier sind insbesondere die Einfallrichtung und der Einfallswinkel zu beachten.

Um bei planarem Verlauf einer 30° einfallenden Störungsfläche den möglichen Endlagerbereich in Einfallrichtung nicht zu schneiden, muss sich dieser bei einer maximalen Tiefe von 1.500 m mindestens 3.000 m entfernt von der an der Oberfläche ausgewiesenen Kernzone der aktiven Störung befinden (Distanz, gemessen an der Oberfläche: 2.600 m). Für flacher einfallende Störungen ist der Abstand entsprechend zu vergrößern, bei einem Einfallen entgegengesetzt zur Lage des Endlagerbereichs wäre ein Abstand größer der Übergangszone (s. Abbildung 7) ausreichend. Eine Visualisierung der Lage der Störungen/Störungs-

zonen lässt sich am geeignetsten im 3D-Raum realisieren. Weiterhin wäre zu beachten, dass es bei flach einfallenden Störungen zu Sekundärbewegungen im Gebirgsbereich oberhalb der Störungsfläche kommen kann, was viele Kilometer entfernt von der an der Oberfläche austreichenden aktiven Störung/Störungszone zu Verwerfungen im Gesteinsverband oberhalb der Störungsfläche führen kann. Als Beispiel sei hier das Gorkha-Erdbeben von 2015 in Nepal aufgeführt [Kobayashi et al., 2015]. Hier ereignete sich ein Erdbeben mit der Magnitude $M_w=7,8$ an der Himalaya-Hauptüberschiebung (MHT) in einer Tiefe von > 10 km. Dies führte bei der nur ca. 10° einfallenden Überschiebung in einer Tiefe zwischen 10 km und 20 km zur Bruchbildung entlang der Störungsfläche (Horizontalversatz), welche an der Geländeoberfläche großflächige Bodenhebungen und -senkungen bis 1,4 m und Horizontalverschiebungen bis 1,1 m in einer Entfernung etwa 40 km von der im Gelände sichtbaren Störungszone verursachte.

6.3 Möglichkeit der Anwendung von Gefährdungsanalysen auf aktive Störungen/Störungszonen

Zur Bewertung von Unsicherheiten/Ungewissheiten wird in der Literatur beispielhaft auf das PIRT-Verfahren verwiesen und auf die Anwendung der probabilistischen seismischen Gefährdungsanalyse (PSHA) z.B. im Rahmen des PEGASOS-Projektes [Coppersmith et al., 2009]. Es wurde der Frage nachgegangen, ob derartige Gefährdungsanalysen einen Beitrag zum Umgang mit Unsicherheiten bei der Anwendung des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszonen“ leisten können.

Die durch die Auswertung im Rahmen der Literaturrecherche gewonnenen umfangreichen Daten zur möglichen Störungsreaktivierung durch Gletscherauflast während der letzten Eiszeiten, erfordern jedoch eine geänderte Anwendung dieser Methoden im Rahmen möglicher Risikoanalysen für aktive Störungen/Störungszonen.

Grundsätzlich ist darauf hinzuweisen, dass sich über 90 % der terrestrischen Erdbeben in der Nähe tektonischer Störungen ereignen [Wu & Chen, 2001]. Weiterhin gilt, dass sich das Hypozentrum stets auf einer Störungsfläche befindet und der Versatz dieser Störung/dieser Störungsfläche folgt (nicht zwingend in der gleichen Größenordnung). Dabei ist es im Sinne der Gefährdungsanalyse unerheblich, ob der Versatz entlang einer reaktivierten (bereits bestehenden, älteren) Störung/Störungsfläche erfolgt, oder im Ergebnis einer neuen Störung entsteht. Damit verbundene Bodenbewegungen (Bodenbeschleunigung, kein Versatz) sind nur von sekundärer Bedeutung, da der Endlagerbereich die Beschleunigung im Gesteinsverband erfährt und diese Einbettung Schutz gegen eine mögliche freie Schwingung bietet

[Vrettos, C., 2008; Corigliano, W., Scandella, L., Lai, C.G., Paolucci, R., 2011]. Eine signifikante Spannungsänderung im spröden Gestein (der spröden Kruste) führt zwangsläufig zum Bruch. Ein Bruch entlang einer Störung, d.h. die Bewegung einer aktiven Störung, bedingt zwingend ein Erdbeben. Dabei gilt: je größer die Spannungsänderung, desto größer das Erdbeben. Da in Deutschland innerhalb der letzten 2,6 Millionen Jahre (Quartär) möglicherweise sämtliche Störungen durch Gletscherauflast reaktiviert wurden und im Betrachtungszeitraum des StandAG (nächste 1 Million Jahre) sämtliche Störungen wieder reaktiviert werden könnten, stellen sämtliche Störungen /Störungszonen aus Sicht der Autoren potentielle Quellen für Erdbeben dar, so dass probabilistische Verfahren (PSHA) unerheblich sind. Da probabilistische Verfahren von der Verteilung bekannter Erdbeben ausgehen und die existierenden Erdbebenkataloge nur für historische Zeiträume näherungsweise vollständig sind, ist eine Extrapolation der berechneten Wahrscheinlichkeiten auf mehrere Millionen Jahre sehr fragwürdig. Wenn das Szenario einer Reaktivierung durch Eisauflast zutrifft, sich also die Eintrittswahrscheinlichkeiten über Zeitspannen, die nicht in den vorhandenen Erdbebenkatalogen repräsentiert sind, ändern, sind die Voraussetzungen für eine probabilistische Analyse nicht mehr gegeben. Auch ist wegen der Lage des Endlagerbereichs unter Tage der Bezug zur KTA 2201.1 [KTA, 2011], die die Grundsätze für die Auslegung von Kernkraftwerken gegen seismische Einwirkungen beschreibt, nur bedingt gegeben, da die generelle Erdbebengefährdung aufgrund der Bodenbeschleunigung von geringer Bedeutung für unterirdische Bauwerke ist [Vrettos, C., 2008; Corigliano, W., Scandella, L., Lai, C.G., Paolucci, R., 2011]. In diesem Zusammenhang wird darauf hingewiesen, dass die Ergebnisse vorhandener PSHA nach Meinung mehrerer Autoren vom Grundsatz her kritisch zu hinterfragen sind [Mulargia et al., 2017; Console et al., 2018; Mulargia et al., 2018]. In der zitierten Literatur wird darauf hingewiesen, dass sich in den letzten 30 Jahren sehr schwere Erdbeben in Gebieten ereignet haben, welche nach den Erdbebengefährdungskarten als Gebiete mit nur geringem Risiko ausgewiesen waren. Probabilistische Verfahren sind zwar geeignet, Gebiete erhöhten Risikos auszuweisen, jedoch sagen sie nichts darüber aus, ob und innerhalb welchen Zeitraums ein schweres Erdbeben auch in einem Gebiet mit nur geringem Risiko auftreten kann

Aus Sicht der Autoren ist festzustellen, dass für die Abschätzung von Unsicherheiten bzw. Ungewissheiten gemäß der Aufgabenstellung sowohl seismische Gefährdungsanalysen (PSHA), wie sie z.B. im Rahmen des PEGASOS-Projektes durchgeführt wurden, als auch PIRT-Verfahren nicht zielführend sind. Es ist unerheblich, ob ein Erdbeben innerhalb der nächsten Jahrzehnte oder wenigen Tausend Jahren eintritt, wenn es mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit innerhalb des Betrachtungszeitraums auftreten wird bzw. auftrat. Von Bedeu-

tung ist das Wissen, wo sich generell Störungen/Störungszonen befinden, da Erdbeben entlang dieser Störungen/Störungszonen auftreten werden und dann auch nur in deren Bereich sicherheitsrelevante Versätze im Gestein bewirken (die generelle Erdbebengefährdung aufgrund der Bodenbeschleunigung ist aus Sicht der Autoren für ein Bauwerk im Untergrund von geringer Bedeutung).

Dies trifft auch auf alle Erkenntnisse zum Alter tektonischer Störungen zu. Auch diese sind nur nachrangig von Bedeutung, da wegen der möglichen Störungsaktivierung durch Gletscherauflast im Pleistozän (s. Kapitel 4.4), nur das Wissen über die Lage und Ausbildung von Störungen/Störungszonen für die Gefährdungsanalyse entscheidend wäre.

7 Identifizierung von Wissenslücken

Bereits in den vorangegangenen Kapiteln wurde durch die Autoren wiederholt darauf hingewiesen, dass sowohl bei der Literaturrecherche als auch beim methodischen Nachweis der Aktivität einer Störung/Störungszone teils erhebliche Unsicherheiten bestehen, welche sowohl aus der lückenhaften Anwendung bzw. den Limitierungen der in Kapitel 5 beschriebenen Methoden, als auch aus der Beschränkung auf publizierte Quellen resultieren. Ein erheblicher Wissensfundus liegt auch in Form von analogen Karten und Berichten, sowohl bei den geologischen Landesämtern der Bundesländer als auch an universitären Einrichtungen vor. Hier wird auf Kapitel 8.2.2 verwiesen.

Nachfolgend werden die Wissenslücken identifiziert und Möglichkeiten zu Schließung der Wissenslücken aufgezeigt.

7.1 Welche Fehlerquellen sind bei der Erhebung der Ausgangs-/ Rohdaten von aktiven Störungszonen zu betrachten?

Bereits bei der Erhebung der Ausgangsdaten bzw. der Bewertung vorhandener Rohdaten ist auszuschließen und sicherzustellen, dass Gebiete mit potentiell aktiven Störungen/Störungszonen nicht aus der weiteren Betrachtung fallen. Folgende Gründe für eine mögliche fehlerhafte Bewertung können hier genannt werden (s.a. Limitierung der Erkundungsmethoden in Kapitel 5):

- a) Vorhandene tektonische Störungen werden nicht erfasst:
 - Wegen der Überdeckung mit mächtigen Lockergesteinssedimenten ist ein direkter Nachweis von Störungen mangels Aufschluss eingeschränkt,

- Aktive Störungen (mit Versatz) reichen nicht bis an die derzeitig sichtbare Oberfläche und werden nicht erkannt,
 - Geomorphologische Indikatoren werden durch Überlagerung verfälscht,
 - Geophysikalische Anomalien können nur mit großer Variationsbreite interpretiert werden,
 - Gebiete ohne wirtschaftliches und/oder wissenschaftliches Interesse wurden bzw. werden nicht in der gleichen Erkundungstiefe untersucht (wie z.B. strukturgeologische Untersuchungen für die Lagerstättensuche, Linienbauwerke (Brücken, Tunnel, Wasserstraßen), oder Standorte für Sonderbauwerke (KKW, Deponien, Talsperren u.a.)),
 - Eine Nichterfassung von Störungen ist für die Anwendung des Ausschlusskriteriums und die Durchführung des Standortauswahlverfahrens jedoch unkritisch, da die Fläche im Verfahren bleibt und – falls sie als Standortregion ausgewählt wird – nochmals eingehend erkundet wird.
- b) Vorhandene tektonische Störungen werden nicht als aktiv erkannt:
- Junge Schichten zur Identifizierung junger Bewegungen sind nicht vorhanden,
 - Subjektive Bewertung des deutlichen Gesteinsversatzes bzw. der ausgedehnten Zerrüttungszone,
 - Die Methode zur Identifizierung der Aktivität wurde falsch gewählt.
- c) Fehlinterpretation geologischer/geomorphologischer Strukturen als tektonische Störung:
- Insbesondere in Gebieten mit gegliedertem Relief können Rutschungen fehlinterpretiert werden (Rutschungen als Resultat von aufgetautem Permafrost; verfüllte Erdfälle oder Dolinen über verkarstungsfähigen Gesteinen bzw. Paläokarst; Rutschungen infolge anthropogener Aktivität),
 - Interpretation von Glaziotektonik in Lockersedimenten als endogene Tektonik.
- d) Vorhandene (relevante) atektonische Störung wird nicht erfasst:
- Deformation und Materialfluss über und im Randbereich von Salzdiapiren,
 - Subrosion in verkarstetem Untergrund,
 - Volumenzunahme von Gesteinen durch Wasserzutritt.
- e) Atektonische Störung ist nicht relevant i.S. § 22 (2) StandAG, wird aber als solche erfasst:
- Verformung in Salzdiapiren oder deren Randbereich ohne entsprechende Tiefenreichweite.

- f) Gebiete wurden als tektonisch inaktiv angesehen, so dass eine weiterführende Untersuchung und Bewertung vorhandener „alter“ Störungen unterblieb:
- Beispiele hierfür sind Nord-/Nordostdeutschland und das Fränkische Schichtstufenland, wo bis in die jüngere Zeit tektonische Betrachtungen auf das Prätertiär und Scheitelstörungen von Salzstöcken begrenzt blieben (Nord-/Nordostdeutschland) bzw. keine weiterführenden Untersuchungen zur Tektonik des Untergrundes erfolgten (Fränkisches Schichtstufenland).

7.2 Welche Fehlerquellen sind bei der Verwendung interpretierter Daten zu aktiven Störungszonen zu betrachten?

Liegen Daten bzw. Angaben zur Aktivität oder Inaktivität von Störungen/Störungszonen vor, so sind diese bezüglich ihrer Aussagefähigkeit für den gesamten Bereich der angegebenen Störung/Störungszone zu hinterfragen. Bereits in Kapitel 2.3 wurde darauf hingewiesen, dass der zur Feststellung der Aktivität im Sinne des StandAG geforderte deutliche Versatz eine subjektive Größe darstellt und dass verschiedene Nachweismethoden unter Umständen nicht geeignet sind, um einen kleinen, aber dennoch deutlichen Versatz nachzuweisen. Einzelheiten zur erreichbaren Genauigkeit der verschiedenen Methoden sind Kapitel 5 zu entnehmen. Besondere Schwierigkeiten beim Nachweis des Versatzes treten dort auf, wo Gesteinsschichten, die jünger als 34 Millionen Jahre sind, fehlen. Außerdem ist zu berücksichtigen (s. Kapitel 2.1.3), dass keine einheitliche Definition von Störungen und Störungszonen existiert und daher Schwierigkeiten bei der Zuordnung von Angaben verschiedener Bearbeiter auftreten können, da z.B. bestimmte tektonische Elemente verschiedenen Störungszonen zugerechnet wurden.

Weiterhin sind folgende Fehlerquellen zu beachten:

- a) Lagegenauigkeit der Störungen/Störungszonen:
- Je nach Literatur- bzw. Datenquelle ist die Genauigkeit der Darstellung der Störung/Störungszone sehr unterschiedlich. Die Unterschiedlichkeit in der Genauigkeit resultiert dabei einerseits aus den Angaben der Literatur- bzw. Datenquelle selbst (Ortsbeschreibung bzw. Maßstäblichkeit der Darstellung in der Unterlage), andererseits kann der interpolierte Verlauf zwischen zwei Aufschlusspunkten der gleichen Störung z.T. nur angenommen werden,
 - Ungenauigkeiten können sich schon bei der Verarbeitung von digitalen Geofachdaten, z.B. bei der Georeferenzierung großmaßstäblicher Karten ergeben, so dass

- dadurch die Lageungenauigkeiten größer sind, als es nach dem Maßstab der Originalquelle zu erwarten wäre,
- Ungenauigkeiten ergeben sich auch durch in der Literatur oder der Datenquelle idealisierte Liniendarstellungen.
- b) Nachweis der Aktivität für den gesamten Bereich der Störungszone (zum Begriff Störungszone siehe Kapitel 2.3):
- Insbesondere bei größeren und komplexen Störungszonen muss davon ausgegangen werden, dass alle Parallel- und Fiederstörungen nicht zum gleichen Zeitpunkt aktiv waren. Bei der generellen spät- bis postkretazischen Reaktivierung einer variszisch angelegten Störungszone (z.B. Lausitzer Hauptabbruch) ist es möglich, dass Bereiche der Störung bereits prä-Rupel aktiviert wurden und andere inaktiv blieben.
 - Unabhängig hiervon bleibt die Bewertung einer möglichen Reaktivierung von Störungen im Ergebnis der Dynamik während der letzten Eiszeiten.
- c) Geometrie der Störungszone:
- Die Darstellung des räumlichen Verlaufs der Störungsfläche ist nur in seltenen Fällen möglich. Angaben zum Streichen, zu Einfallrichtung und -winkel sind nur begrenzt auf entferntere Bereiche der Störung extrapolierbar.
 - Eine Extrapolation des räumlichen Verlaufs einer Störungsfläche auf Parallelstörungen ist nur begrenzt möglich. Im Fall von Graben- oder Horststrukturen können für das Einfallen von Parallelstörungen nur Annahmen getroffen werden.
 - Die Extrapolation des räumlichen Verlaufs einer Störungsfläche in die Tiefe ist bei fehlenden Zusatzinformationen (z.B. Geophysik) nicht möglich. Hier können nur Annahmen als Analogieschluss zu vergleichbaren Störungen getroffen werden.
 - Der Verlauf bis an die Oberfläche reichender, reaktivierter, variszisch angelegter Störungen im Basement Norddeutschlands ist nur grob darstellbar. Nach vorliegenden Untersuchungen kann der Versatz in der Lage der Störung mehrere Hundert Meter betragen.
- d) Mögliche Reaktivierung alter Störungen nicht erkannt:
- Aktive Störungen sind für alle Gebiete als wahrscheinlich anzunehmen, welche rezente Aktivität aufweisen (seismisch und vulkanisch aktive Gebiete) und für Strukturen, welche im Oligozän/Miozän tektonisch angelegt wurden.
 - Aber auch für viele ältere (cadomisch bis variszisch angelegte) Störungen ist eine Reaktivierung im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung nachgewiesen, so dass auch diese alten Störungen als aktiv i.S. § 22 (2) StandAG gelten können.

7.3 Mit welchen Methoden können die ermittelten Unsicherheiten bzw. Ungewissheiten ausgeräumt und zugehörige Wissenslücken geschlossen werden?

In Kapitel 5 werden Methoden zur Erkundung von Störungen/Störungszonen und zur Untersuchung ihrer Aktivität erläutert und bewertet. Um die ermittelten Unsicherheiten bzw. Ungewissheiten auszuräumen bzw. Wissenslücken zu schließen, wird der nachfolgend beschriebene methodische Ansatz vorgeschlagen (s. a. Kapitel 8.2.2. für ein generelles Ablaufschema der Erkundung). Entsprechend der im StandAG festgelegten Methodik des Standortauswahlverfahrens würden die genannten Methoden erst ab der Phase der überträgigen Erkundung (§ 16 StandAG) zur Anwendung kommen.

- a) Ergänzung der Datenbasis zu aktiven Störungszonen in der Standortregion
 - Entsprechend den jeweiligen geologischen Verhältnissen sind die Methoden für eine detaillierte Bewertung zu wählen (§ 15 StandAG):
 - Geomorphologische Methoden für Kristallingebiete bzw. Gebiete mit vergleichsweise geringer Lockergesteinsbedeckung und ausreichend geneigten Profilen der Fließgewässer,
 - Paläoseismologie für Gebiete mit mächtiger Lockergesteinsbedeckung oder ohne geeignete Längsprofile von Fließgewässern, ggf. mit Unterstützung durch Geoelektrik und Georadar zur Auffindung der Störungen,
 - Ergänzende Methoden (Kartierung/Feldaufnahme, Terrassenstratigraphie, Altersbestimmung, biogeologische Methoden) sind bei Erfordernis hinzuzuziehen,
 - Der Einsatz von Reflexionsseismik zur Bestimmung der Geometrie der Störungsflächen der aktiven Störungszone und, falls Gesteine jünger als 34 Millionen Jahre vorhanden sind, zum direkten Nachweis der Aktivität (ggf. in Verbindung mit Bohrungen und Beprobungen zur Altersbestimmung).
- b) Neubewertung von Störungszonen
 - Da zwischen der Datenerfassung für die Ausweisung von Teilgebieten (§ 13 (2) StandAG) und der Festlegung der ersten Erkundungsprogramme (§ 15 (4) StandAG) neue Erkenntnisse zu aktiven Störungen/Störungszonen bzw. der Aktivität von Störungszonen vorliegen könnten, sollte eine Fortschreibung des aktuellen Kenntnisstandes zu aktiven Störungszonen erfolgen.

7.4 Welche internationalen Erfahrungen gibt es beim Umgang mit den ermittelten Fehlerquellen?

In Kapitel 4 wurde dargestellt, nach welchen Kriterien in verschiedenen Ländern, für die diesbezügliche Publikationen vorliegen, Störungen als aktiv angesehen werden. Im Ergebnis der Literaturrecherche konnten jedoch weder Veröffentlichungen aus Deutschland noch in internationaler Literatur gefunden werden, in welchen eine Diskussion zu Fehlerquellen im Hinblick auf die Ausweisung aktiver Störungszonen geführt wird. Neben der unterschiedlichen Definition, wann eine Störung als aktiv anzusehen ist, wird auch die Anwendung dieses Kriteriums unterschiedlich gehandhabt. Die folgenden Beispiele zu nationalen Standortauswahlverfahren für ein mögliches Endlager verdeutlichen dies:

Für die Tschechische Republik wurde das Standortauswahlverfahren 1990 begonnen und dauert bis heute an. In [Alt et al., 2017] wird das Verfahren detailliert beschrieben, inklusive genehmigungsrechtlicher Fragestellungen sowie Fragen der Öffentlichkeitsbeteiligung. Die Auswahl der Endlagerstandorte erfolgte zunächst durch den geologischen Landesdienst Česká geologická služba, wobei Kristallinformationen als prioritäre Wirtsgesteinsoptionen identifiziert wurden. In einem ersten Schritt wurden aus geologisch-tektonischer Sicht ungeeignete Regionen ausgeschlossen, danach erfolgte die Auswahl nach geologischen Bedingungen und schließlich wurden Gebiete aufgrund von Rechtsvorschriften und Schutzstatus ausgeschlossen und in einem letzten Schritt erfolgte die Beurteilung potentiell vorteilhafter oder nachteiliger, nicht sicherheitsrelevanter Aspekte (u.a. Infrastruktur, Akzeptanz der Öffentlichkeit).

In Finnland wurde die Standortauswahl einer Tochterfirma der Kernkraftwerksbetreiber übertragen (Posiva Oy, [McEwen & Äikäs, 2000]). In einem Auswahlprozess sind zunächst Standorte kategorisiert und miteinander verglichen worden, um aus einer anfänglichen großen Zahl von Optionen zu einer kleinen Anzahl an Standortkandidaten und letztlich zu einer Standortentscheidung zu kommen. Dabei kamen geowissenschaftliche, an der Endlagersicherheit orientierte Kriterien mehrfach abwechselnd mit Kriterien aus dem planungsrechtlichen Raum (Transportlogistik, Bevölkerungsdichte, Akzeptanz) zur Anwendung. Die Auswahl der für weitere Untersuchung interessanten sogenannten „Target Areas“ erfolgte dann anhand der zwei zentralen Kriterien Vorhandensein „felsischer“ kristalliner Gesteine und Störungszonen als Grenzen für tektonische Blöcke ([Alt et al., 2017], s.a. Kapitel 4.3).

Auch in Schweden tragen die Abfallerzeuger die Verantwortung für Standortauswahl und Durchführung der Endlagerung der radioaktiven Abfälle. Hier übernimmt dies SKB (Svensk Kärnbränslehantering Aktiebolag) als Tochterfirma der Kernkraftwerksbetreiber. In Schwe-

den erfolgte keine landesweite Standortauswahl, sondern aus Akzeptanzgründen die Festlegung auf Standorte kerntechnischer Anlagen. Kristallingestein war hier als Wirtsgestein vorgegeben, Sicherheitsabstände zu tektonischen Störungen wurden vergleichbar wie in Finnland ermittelt ([Lampinen, 2007; Alt et al., 2017], s.a. Kapitel 4.3).

In der Schweiz wird die Endlagersuche von der Nagra (Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle) übernommen. Nachdem die Standortsuche zunächst auf das Kristallin beschränkt wurde, wird seit 2004 trotz der behördlichen Feststellung, eine Endlagerung im Kristallin in der Schweiz sei grundsätzlich machbar [Alt et al., 2017], die Option eines Endlagers im Kristallin nicht mehr verfolgt. Inzwischen sind einige Regionen im Verbreitungsgebiet der Opalinuston-Formation als Zielgebiet für die Endlagersuche für hochradioaktive Abfälle ausgewählt [NAGRA, 2002] und zur detaillierten Erkundung vorgesehen. Für den Abstand des Endlagerbereichs zu aktiven Störungen/Störungszonen ist ein Sicherheitsabstand als Richtwert definiert, s. Kapitel 4.3.

Hieraus ist ersichtlich, dass in anderen Ländern für die Endlagerung hochradioaktiver Abfälle keine ergebnisoffene, gleichwertige Betrachtung des gesamten Staatsgebiets erfolgte, und auch keine vergleichbaren Fehlerdiskussionen, wie sie für Deutschland geplant sind, geführt wurden. Lediglich für ausgewählte, potentielle Standorte wurden frühzeitig komplexe Betrachtungen angestellt (ähnlich bzw. entsprechend den Kriterien in §§ 22-25 StandAG) und standortspezifische Untersuchungen durchgeführt, so dass mögliche Fehlerquellen durch das Untersuchungsprogramm stark eingegrenzt wurden und keine umfassenden Fehlerbetrachtungen erfolgten. Für Deutschland stellen die Anforderungen des StandAG, das gesamte Staatsgebiet einheitlich anhand geowissenschaftlich begründeter Ausschlusskriterien zu untersuchen, somit ein Alleinstellungsmerkmal dar.

8 Schlussfolgerungen und Empfehlungen

8.1 Schlussfolgerungen

Regionale Unterschiede im Wissensstand

In Kapitel 5.3.3 werden der Nutzen und die Anwendung von geologischen Karten für das Erkennen aktiver Störungen/Störungszonen ausgeführt. Für Deutschland liegt fast flächendeckend eine geologische Kartierung im Maßstab 1:25.000 vor, was die Darstellung geologischer Strukturen bis in den Dekameter-Bereich erlaubt. Allerdings ist die Aktualität der Karten sehr unterschiedlich (Ende 19. Jahrhundert bis Anfang 21. Jahrhundert), so dass eine Vergleichbarkeit nur bedingt gegeben ist. Weiterhin zeigen die Karten Störungslinierungen

nur an der Oberfläche an, Angaben zu Einfallrichtung und -winkel der Störung finden sich nur in wenigen Fällen. Ebenso sind Angaben zur „Aktivität“ im Sinne des § 22(2) StandAG nur in den Fällen ableitbar, wo jüngere Gesteine (< 34 Millionen Jahre) versetzt sind. Je nach Wissensstand (vorliegende Aufschlüsse, Einbeziehung geophysikalischer Untersuchungen, Ergebnisse rohstoffgeologischer Erkundungen) sind oberflächlich oder oberflächennah ausstreichende Störungen in unterschiedlicher Genauigkeit erfasst und dargestellt. Einen Überblick über den allgemeinen Kenntnisstand zum tieferen geologischen Untergrund in Deutschland gibt [BGR, 2014]. Dort ist ersichtlich, dass vor allem die känozoischen Sedimentbecken (Norddeutsches Becken, Süddeutsches Molassebecken und Oberrheingraben) relativ dicht durch Tiefbohrungen und seismische Profile erforscht sind. Eine geringere Erkundungsdichte liegt im Thüringer Becken und dem Saar-Nahe-Becken vor. Dagegen sind große Teile der deutschen Mittelgebirgsregionen nur punktuell in der Tiefe erkundet, meist im Zusammenhang mit der Lagerstätten erkundung.

Nutzung der GÜK 200 als Übersichtsdarstellung

Für große Teile der Mittelgebirgsregionen liegen im Hinblick auf die Bewertung aktiver Störungen/Störungszonen nur Ergebnisse der oberflächennahen Erkundung, insbesondere der geologischen Kartierung vor (im Maßstab 1:25.000) vor. Die GK 25 wurden für das Gebiet der Bundesrepublik harmonisiert und liegen inzwischen flächendeckend im Maßstab 1:200.000 vor. Mit der GÜK 200 wird ein Überblick über die Gesteinsverbreitung und Tektonik in ganz Deutschland gegeben, weshalb sie als Grundlage für großräumige Planungen gut geeignet ist. Nach Auswertung der GÜK 200 können Regionen mit hoher Störungsdichte und auch nahezu störungsfrei kartierte Regionen unterschieden werden. Neben dem unterschiedlichen Bearbeitungsstand können auch die in Kapitel 5.3.3 beschriebenen Schwierigkeiten bei der geologischen Kartierung dazu führen, dass in einigen Regionen die Störungsdichte unterschätzt wird. Dies kann insbesondere der Fall sein durch die geringe Verbreitung von jungen känozoischen Sedimenten, welche den relativ einfachen und zuverlässigen Nachweis der Störungsaktivität ermöglichen würden (s. Kapitel. 7.1).

Nutzung der Literaturdatenbank

Auf der Grundlage der GÜK 200 wurden gemäß der Aufgabenstellung Störungen/Störungszonen des gesamten Bundesgebietes hinsichtlich des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszone“ bewertet, wofür eine umfangreiche Literaturrecherche durchgeführt wurde. Die Ergebnisse dieser Recherche sind in der Literaturdatenbank zusammengeführt, wo sie über einen Link zur Fachdatenbank einfach abgerufen werden können. Hierdurch wird

es einfach möglich, innerhalb des Standortauswahlverfahrens weiterführende Informationen zu den Teilgebieten und den Standortregionen schnell abzurufen und neu hinzukommende Informationen einzupflegen.

8.2 Empfehlungen

8.2.1 Weiterentwicklung geomorphologischer Auswertungen als Indikator für junge Bewegungen

Aus Sicht der Autoren ist ein optimales Mittel, um anhand vorhandener Daten junge und ggf. aktive Störungen flächendeckend zu erfassen, die geomorphologische Auswertung der landesweit verfügbaren hochauflösenden Digitalen Geländemodelle (DGM). Diese Auswertungen können mit relativ geringem Aufwand im regionalen Maßstab durchgeführt werden, um zeitnah die regionalen Unterschiede im Wissensstand um junge und aktive Störungen /Störungszonen auszugleichen. Besonders bisher als störungsfrei oder störungsarm angenommene Bereiche können durch die geomorphologische Auswertung auf bisher unbekannte Störungsindikatoren untersucht werden. Unter günstigen Bedingungen (z.B. Versatz in jungen Sedimenten) kann nach Prüfung durch Geländebegehung direkt der Nachweis der Aktivität mit hoher Wahrscheinlichkeit erbracht werden.

Die in Kapitel 5.2.5 und 5.2.6 genannten geomorphologischen Methoden wurden in allen tektonisch aktiven Regionen der Erde, dabei überwiegend in Regionen mit Mittelgebirgs- bis Hochgebirgsrelief, sowohl in Deutschland als auch international bereits eingesetzt. Da die geomorphologischen Methoden nur die Auswertung bereits vorhandener Daten erfordern und dabei in einem breiten Spektrum von landesweiten bis hin zu lokalen Untersuchungen einsetzbar sind, können aus Sicht der Autoren diese Methoden in allen Phasen des Standortauswahlverfahrens eingesetzt werden.

Aufgrund der hohen Genauigkeit der in Deutschland flächendeckend verfügbaren digitalen Geländemodelle wird empfohlen, die breite Anwendbarkeit dieser Methoden im Flachland (wie von Grützner et al. 2016 exemplarisch für die Rurrand-Störung in der Niederrheinischen Bucht demonstriert) zu untersuchen, damit geomorphologische Auswertungen in Zukunft flächendeckend nach einheitlichen Kriterien vorgenommen werden können. Zu diesem Zweck sollten repräsentative Regionen mit flachem Relief (z.B. im Norddeutschen Becken und im Molassebecken) mit diesen Verfahren auf Störungsindikatoren untersucht werden. Durch die Einbeziehung von Regionen mit flachem Relief und bereits bekannten aktiven Störungen (z.B. Oberrheingraben und Niederrheinische Bucht) kann die Nutzbarkeit der

verschiedenen geomorphologischen Indizes und Verfahren getestet und ein optimiertes Analyseverfahren entwickelt werden.

8.2.2 Notwendigkeit der Erfassung des kompletten Störungsinventars

Ausgehend von dem in Kapitel 4.4 dargelegten Kenntnisstand zur Möglichkeit der Störungsreaktivierung während der vergangenen Eiszeiten und dem Auslegungsspielraum in der Definition des Kriteriums „Verwerfungen mit deutlichem Gesteinsversatz sowie ausgedehnte Zerrüttungszonen“ in Verbindung mit der beschränkten Genauigkeit einiger Nachweismethoden werden während der ersten Phase des Standortauswahlverfahrens wahrscheinlich nicht alle aktiven Störungen/Störungszonen als solche erkannt. Die Autoren empfehlen daher in dieser ersten Phase auch alle Störungen/Störungszonen zu erfassen, für die keine Informationen zur Aktivität vorliegen, um dann im weiteren Verlauf des Standortauswahlverfahrens in den verbleibenden Gebieten die mögliche Aktivität der Störungen/Störungszonen mit einem auf die jeweiligen geologischen Randbedingungen angepasstem Erkundungsprogramm zu untersuchen.

Im vorliegenden Bericht wurde bereits darauf hingewiesen, dass ein erheblicher Wissensfundus zu Störungen/Störungszonen sowohl bei den geologischen Landesämtern der Bundesländer, als auch an universitären Einrichtungen vorliegt, welcher für das vorliegende Forschungsvorhaben nicht genutzt werden konnte. Es wird empfohlen, auch diesen Wissensstand in eine Bewertung von aktiven Störungen /Störungszonen mit einzubeziehen.

Weiterhin ist zu bedenken, dass das nach § 22 Abs. 2 Nr. 2 StandAG definierte Kriterium der „Verwerfungen mit deutlichem Gesteinsversatz sowie ausgedehnte Zerrüttungszonen“ nicht in jedem Fall eindeutig bestimmbar ist. Derzeit laufende Forschungsarbeiten der TU Bergakademie Freiberg im Erzgebirge unter Prof. Dr. Klaus Stanek, Dr. Louis Andreani und Dr. Leomaris Dominguez-Gonzales zu „Kenntnisstandsanalyse zum tektonischen Bau Sachsens“ und „Geomorphologische Analyse tektonischer Einheiten in Sachsen“ zeigen, dass im Ergebnis mehrfacher tektonischer Aktivität unter richtungsverschiedenen tektonischen Spannungsverhältnissen ursprüngliche Versatzbeträge von mehreren Dekametern in den jetzigen Lagerungsverhältnissen nicht mehr erkennbar oder nur aufwändig nachweisbar sind.

Mit der Erfassung aller potentiell reaktivierbaren Störungen werden gleichzeitig Eckdaten für die Sicherheitsuntersuchungen bereitgestellt, welche im weiteren Standortauswahlverfahren durchgeführt werden: bereits während der letzten Eiszeiten reaktivierte Störungen würden mit hoher Wahrscheinlichkeit auch während kommender Eiszeiten eine Reaktivierung erfahren und sind danach „aktivierbare Störungen“ (s.a. Kapitel 4.1). Die mögliche Aktivier-

barkeit ist für die Anwendung des Ausschlusskriteriums ohne Bedeutung, sollte jedoch im Rahmen der Sicherheitsuntersuchungen hinsichtlich der möglichen Auswirkungen auf den einschlusswirksamen Gebirgsbereich überprüft werden.

8.2.3 Modellierung des Effekts der Eiszeiten auf die mögliche Reaktivierung von Störungen im Rahmen der Sicherheitsuntersuchungen

Wie bereits in Kapitel 4.4 ausgeführt, betrifft die mögliche Reaktivierung älterer Störungen/Störungszonen durch Eisauflast nicht nur das Umfeld von Salzstrukturen, sondern auch die anderen Wirtsgesteine wie Ton- und Kristallingestein [Weitkamp & Bebiolka, 2017]. Untersuchungen zu durch Eisauflast induzierten tektonischen Störungen liegen sowohl im Zusammenhang mit geowissenschaftlichen Langzeitprognosen für die Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben vor [Mrugalla, 2011; Kleemann, 2011], als auch im Ergebnis aktueller Modellbetrachtungen zur Neotektonik in Europa [Steffen et al., 2016; Hampel et al., 2010], s.a. Kapitel 4.4.

Da die gegebenenfalls reaktivierte Störung sich nach dem Abschmelzen des Eises wieder näherungsweise in die Ausgangsposition zurückbewegt, sind diese Bewegungen nicht zwingend durch einen heute nachweisbaren deutlichen Versatz erkennbar und die Störung wäre damit nicht als aktiv im Sinne des § 22 Abs. 2 Nr. 2 StandAG einzustufen. Würden sich derartige Bewegungen bei zukünftigen Eiszeiten wiederholen, besteht jedoch die Möglichkeit einer nachteiligen Beeinflussung des Endlagers (z.B. durch Schaffung neuer Wegsamkeiten für Fluide). Ob dieser Fall eintreten kann und wie er zu bewerten ist, sollte daher im Rahmen der Sicherheitsuntersuchungen geklärt werden.

Derzeit laufende DFG-Forschungsvorhaben im Norddeutschen Becken und der Tornquist-Teyssere-Zone zur strukturellen Entwicklung und Fluidmigration [DFG, 2018] und zu verfüllten Quartärrinnen in der südwestlichen Ostsee (BurVal-Baltic) [DFG, 2014] untersuchen die durch Eisauflast induzierte Tektonik bzw. den Einfluss von rezent-aktiven Störungen auf die Entstehung glazialer Rinnenstrukturen. Dabei wird einerseits der Möglichkeit nachgegangen, dass seit dem Einsetzen der Vergletscherung im Mittleren Pleistozän die lateral differentielle Eisauflast zur Reaktivierung alter oder zur Entstehung neuer Störungssysteme führte, die heute teils bis zum Ostseeboden reichen. Andererseits soll nachgewiesen werden, dass die steil stehenden Störungen und damit verbundenen Antiklinen in den post-permischen Sedimenten aufgrund der durch Eisauflast induzierten Tektonik entstanden.

Es wird daher von den Autoren empfohlen, die Methoden und Ergebnisse dieser Forschungen soweit möglich auf das gesamte Bundesgebiet anzuwenden (s.a. Kapitel 8.2.2).

8.2.4 Möglicher Erkundungsablauf im Hinblick auf das Ausschlusskriterium „aktive Störungszone“

Entsprechend dem Standortauswahlverfahren wird über das Erkundungsprogramm erst nach Auswahl der Standortregionen entschieden (§ 15 StandAG). Bis zu diesem Zeitpunkt findet die Anwendung der Ausschlusskriterien nur durch Auswertung vorhandener Daten statt. Wie in Kapitel 8.2.2 dargelegt, sollten zunächst alle Störungen erfasst werden, da diese auch bei nicht nachweisbarer Aktivität für die Anwendung der Abwägungskriterien benötigt werden. Da während der Erkundung der Standortregion weitere Störungen/Störungszonen angetroffen werden können, für welche das Ausschlusskriterium „aktive Störungszone“ neu anzuwenden ist, wird von den Autoren nachfolgender Ablauf für die Erkundung empfohlen. Dieser Erkundungsablauf (Abbildung 45) folgt den Vorgaben von [Decker et al. (2017)].

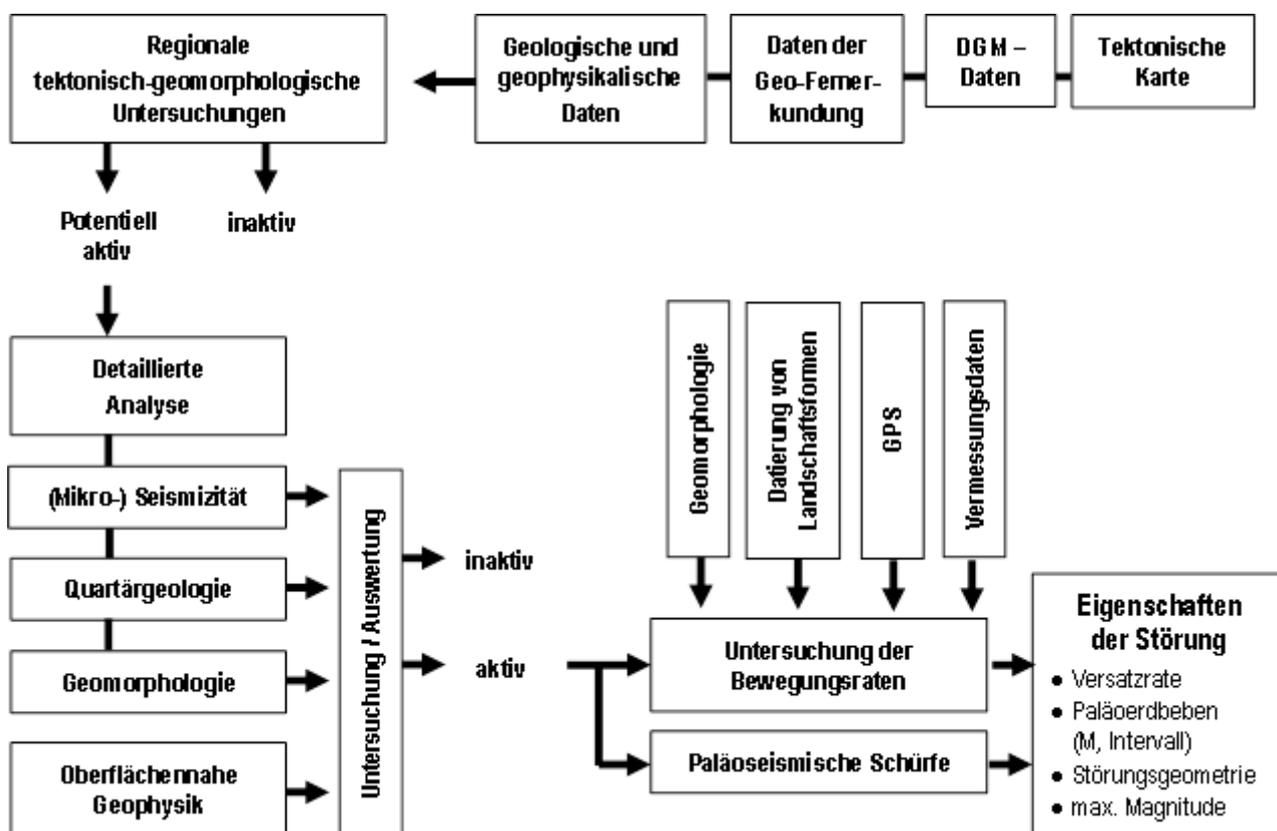


Abbildung 45: Ablaufschema für die Erkundung potentiell aktiver Störungen, geändert nach [Decker et al., 2017]

Wie aus Kapitel 5 zu entnehmen ist, können bei vielen Erkundungsmethoden keine wesentlichen Verbesserungen des Standes von Wissenschaft und Technik über den für die Standortsuche relevanten Zeitraum erwartet werden. Methoden, die direkt die Geschwindigkeit von geogenen Bewegungen messen, müssen aufgrund der langsamen Geschwindigkeiten auf

eine Datenbasis von mehreren Jahren bis Jahrzehnten zugreifen. Daher ist die Genauigkeit dieser Methoden durch die Genauigkeit der zu verwendenden älteren Daten limitiert. Es besteht zudem Forschungsbedarf bei Unterscheidung von tektonischen und sonstigen geogenen Bewegungen. Ein erster Schritt hierbei wäre die geotechnische Charakterisierung des Untergrunds der verwendeten Messpunkte/Reflektoren.

Direkte Nachweismethoden durch geologische Kartierung profitieren zwar von Weiterentwicklungen der technischen Ausrüstung des Kartierers, doch der Zeit- und Arbeitsaufwand der Geländebegehungen bleibt unverändert hoch.

Deutliche Fortschritte sind bei der Weiterentwicklung geomorphologischer Methoden zu erwarten. Das Potential der in den letzten Jahren erstellten hochauflösenden Geländemodelle wurde bisher nur ansatzweise für Untersuchungen zur aktiven Tektonik genutzt. Die zu erwartende Steigerung der Rechenkapazität wird voraussichtlich neue Analysemethoden und die Anwendung vorhandener Methoden auf größere Gebiete oder mit höherer Auflösung ermöglichen.

Paläoseismologische Untersuchungen haben ein hohes Entwicklungspotential durch die Integration mit geomorphologischen und geophysikalischen Methoden zur Auffindung der Störungsausstriche und verbesserten Methoden der Aufschlussdokumentation (z.B. durch Multispektralaufnahmen).

Die weitere Verbesserung der Datenverarbeitung wird insbesondere auch die Anwendungsmöglichkeiten der 3D-Seismik erweitern. Neben der Möglichkeit größere Gebiete zu untersuchen, kann auch die Tiefenauflösung weiter gesteigert werden. In Gebieten mit geeigneten Reflektoren sollte dann die vollständige Erfassung des Störungsinventars ab Versatzbeträgen von wenigen Metern möglich sein.

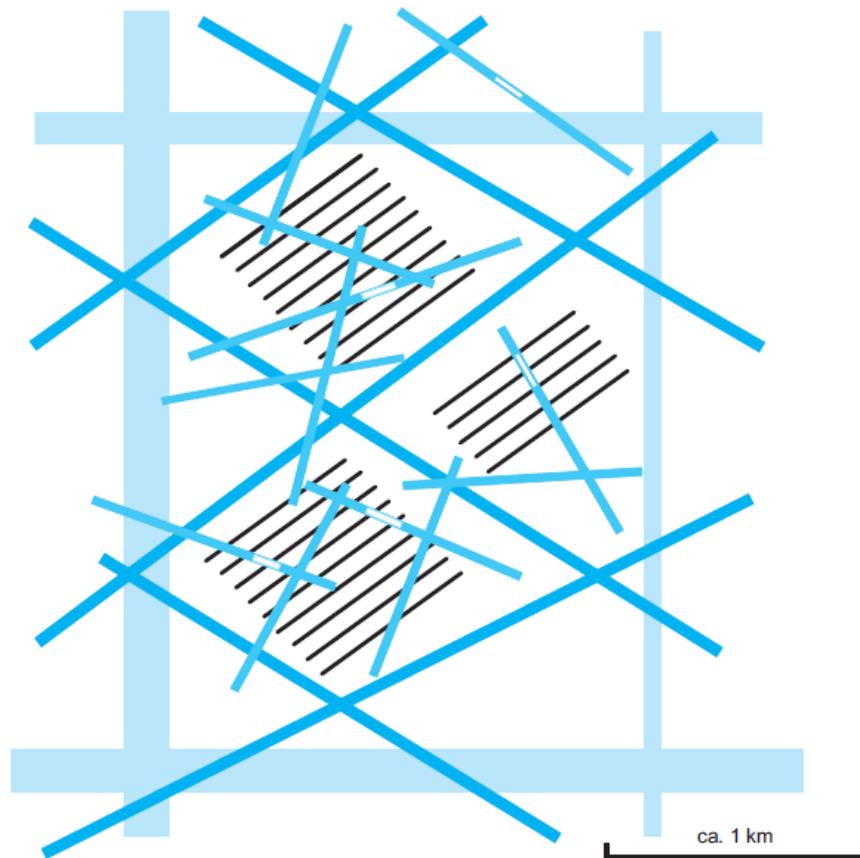
Aufgrund des Entwicklungspotentials dieser Verfahren wird die Qualität der Ergebnisse aus den jeweiligen Erkundungsmethoden in Zukunft deutlich steigen.

8.2.5 Suche nach „kleinen störungsfreien Blöcken“

Durch die wiederholten Phasen tektonischer Aktivität und die mehrfache Anlage und Reaktivierung von Störungszonen ist der Untergrund von Deutschland durch vergitterte Störungen in Blöcke unterschiedlicher Größe zerteilt. Diese Zerblockung setzt sich auch in die mesozoischen Sedimentbecken, in unterschiedlichem Ausmaß auch in die känozoischen Sedimentbecken fort und kann daher in allen Wirtsgesteinen auftreten. Je kleiner ein - nach geologischer Einschätzung zunächst störungsfreier - Gebirgsblock ist, desto geringer ist die

Wahrscheinlichkeit, dass dieser möglicherweise durch weitere unerkannte Störungen zerteilt ist. Auch für die Zukunft ist die Wahrscheinlichkeit der Zerteilung eines solchen Blocks durch Neuanlage von Störungen als gering einzuschätzen. Diese Feststellungen sind, insbesondere auch im Hinblick auf eine mögliche Reaktivierung von Störungen durch Eisauflast, wesentlich. Ein kleiner, aber für das letztendlich gewählte Endlagerkonzept ausreichend großer Block bietet damit aus Sicht der Autoren Vorteile sowohl bei der Erkundung (geringeres Risiko, in einem fortgeschrittenen Erkundungsstadium doch noch auf sicherheitsrelevante Störungen zu stoßen) als auch voraussichtlich bei der Langzeitsicherheit (geringeres Risiko der Neuanlage von Störungen in der Zukunft und Kompensation von Spannungsänderungen in den blockbegrenzenden Störungen).

Wie in Kapitel 7.4 erläutert, wurde auch in Schweden und Finnland dieses Prinzip bei der Standortsuche berücksichtigt, wobei dort nur das Wirtsgestein Kristallin betrachtet wurde. Die NAGRA betrachtet das Prinzip der Identifikation kleiner störungsfreier/störungsarmer Blöcke aber auch für andere Wirtsgesteine als relevant (Abbildung 46, [NAGRA, 2008]). Wie ebenfalls in Kapitel 7.4 festgestellt wurde, sind diese internationalen Erfahrungen wegen der Verschiedenheit der Standortauswahlverfahren und auch wegen des unterschiedlichen Platzbedarfs der jeweils konzipierten Endlager nicht direkt übertragbar. Aus Sicht der Autoren könnte aber im Rahmen der Sicherheitsuntersuchungen geklärt werden, inwieweit es zweckmäßig ist, diese Vorgehensweise bei der Abgrenzung von Standortregionen und Standorten zu berücksichtigen.



Signatur	Beschreibung	Bedeutung	Nachweis
	Regionale Störungszone	bereichsbegrenzend	machbar
	Auslegungsbestimmende Störungszone	bestimmt Anordnung der Lagerstollen	
	kleinere wasserführende Störungszone	sicherheitsrelevant	bedingt machbar
	kleinere wasserführende Störungszone mit Channels	sicherheitsrelevant	
	Lagerstollen	-	-

Abbildung 46: Klassifizierung von Diskontinuitäten im Wirtgestein, [NAGRA, 2008]. Mögliche Endlagerbereiche (hier: Lagerstollen) werden jeweils in Blöcken innerhalb einer „Auslegungsbestimmenden Störungszone“ angegeben. Diese Blöcke entsprechen den empfohlenen „kleinen störungsfreien Blöcken“. Die darin vorhandenen oder vermuteten kleineren Störungszone werden zwar als sicherheitsrelevant betrachtet, jedoch nicht als auslegungsbestimmend.

9 Quellenangaben

- Al Hseinat, M., Hübscher, C., 2015: Ice-load Induced Tectonics Controlled Tunnel Valley Evolution – Instances from the Southwestern Baltic Sea, Conference Paper, 2015, <https://www.researchgate.net/publication/275348868>
- Alt, S., Kallenbach-Herbert, B., Ustohalova, V., 2017: Vergleichende Analyse der tschechischen Endlagerkriterien, Gutachten im Auftrag der Landesregierungen von Oberösterreich und Niederösterreich, Öko-Institut Darmstadt, 80 S.
- Andl, U., 1982: Geologische, geophysikalische und geochemische Untersuchung einer aktiven Verwerfung bei Edenkoben (Pfalz). Oberrheinische geologische Abhandlungen 31, 19–30.
- Andreani, L., Stanek, K., Gloaguen, R., Krentz, O., Domínguez-González, L., 2014: DEM-Based Analysis of Interactions between Tectonics and Landscapes in the Ore Mountains and Eger Rift (East Germany and NW Czech Republic), Remote Sensing 2014, 6, 7971-8001; doi:10.3390/rs6097971
- ANSI, 2015: ANSI/ANS-2.30-2015, American National Standard: Criteria for Assessing Tectonic Surface Fault Rupture and Deformation at Nuclear Facilities, American Nuclear Society, 26. May 2015.
- ANSI, 2008: ANSI/ANS-2.27-2008, American National Standard: Criteria for Investigations of Nuclear Facility Sites for Seismic Hazard Assessments, American Nuclear Society, Juli 2008.
- Araszkiewicz, A., Figurski, M., Jarosiński, M., 2016: Erroneous GNSS Strain Rate Patterns and their Application to Investigate the Tectonic Credibility of GNSS Velocities. Acta Geophysica 64, 1412–1429. <https://doi.org/10.1515/acgeo-2016-0057>
- Atakan, K., Midzi, V., Moreno Toiran, B., Vanneste, K., Camelbeeck, T., Meghraoui, M., 2000: Seismic hazard in regions of present day low seismic activity: uncertainties in the paleoseismic investigations along the Bree Fault Scarp (Roer Graben, Belgium). Soil Dynamics and Earthquake Engineering 20, 415–427. [https://doi.org/10.1016/S0267-7261\(00\)00081-6](https://doi.org/10.1016/S0267-7261(00)00081-6)
- Auer, M., Eisbacher, G.H., 2003: Deep structure and kinematics of the Northern Calcareous Alps (TRANSALP Profile). International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau) 92, 210–227. <https://doi.org/10.1007/s00531-003-0316-0>

- Bachmann, G.H., Ehling, B.-C., Eichner, R., Schwab, M. (Hrsg.), 2010: Geologie von Sachsen-Anhalt. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- Baldschuhn, R., Binot, F., Fleig, S., Kockel, F., 2001: Geologischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor, Geologisches Jahrbuch Reihe A. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Bankwitz, E., Bankwitz, P., 1985: Bewertung von Signalfolgen rezenter Erdkrustenbewegungen. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen Reihe III, 50–65.
- Bankwitz, P., 1971: Geologische Auswertung von geodätisch ermittelten rezenten Krustenbewegungen im Gebiet der DDR. Petermanns geographische Mitteilungen 115, 130–140.
- Bankwitz, P., Bankwitz, E., 2000: Erkennbarkeit neogener oder älterer Bruchtektonik als Problem der Fernerkundung (Fallbeispiele SW-Schweden, NW-Böhmen), in: Rauminformationen für das 21. Jahrhundert, Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung. 20. Wissenschaftlich-technische Jahrestagung der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung, Berlin, pp. 354–363.
- Bankwitz, P., Wetzel, H.-U., Kämpf, H., 1998: Fototektonische Interpretation des Schwarmbeben- und Quellengebietes am NW-Rand des Böhmisches Massivs. Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung, Band 6, 95–102.
- BAS, 2014: методика за оценка на геоложкия риск, Българска Академия на Науките
- Bayer, U., Scheck, M., Rabbel, W., Krawczyk, C.M., Götze, H.-J., Stiller, M., Beilecke, Th., Marotta, A.-M., Barrio-Alvers, L., Kuder, J., 1999: An integrated study of the NE German Basin. *Tectonophysics* 314, 285–307. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00249-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00249-8)
- Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft, Energie und Technologie (Ed.), 2018: Bayerischer Geothermieatlas. Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft, Energie und Technologie, München.
- Becker, A., Davenport, C. A., Eichenberger, U., Jeannin, P., Gilli, E., Lacave, C., 2006: Speleoseismology: A critical perspective. *Journal of Seismology* 10, 371–388. <https://doi.org/10.1007/s10950-006-9017-z>
- Berberich, G., 2010: Identifikation rezenter gasführender Störungszonen in der West- und Hocheifel mithilfe von Bioindikatoren, Dissertation, Universität Duisburg-Essen.

- BfE, 2017: Bundesamt für kerntechnische Entsorgungssicherheit: Leistungsbeschreibung zum Thema: Evaluierung des Kenntnisstandes von aktiven Störungszonen in Deutschland (KaStör), 11.12.2017.
- BGE mbH, 2017: Zusammenstellung der Antworten der Landesbehörden und der Bundesgesellschaft für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) auf die Abfrage der Daten für die Anwendung der Ausschlusskriterien durch die Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH (BGE mbH) vom 2. August 2017.
- BGR, 2014: Der tiefere geologische Untergrund von Deutschland: Kurzübersicht über Verteilung und Dichte geowissenschaftlicher Daten und Informationen. Vorlage für die Kommission „Lagerung hoch radioaktiver Abfallstoffe“ Hannover, Oktober 2014.
- Bhat, F.A., Bhat, I.M., Sana, H., Iqbal, M., Mir, A.R., 2013: Identification of geomorphic signatures of active tectonics in the West Lidder Watershed, Kashmir Himalayas: Using Remote Sensing and GIS, *International Journal of Geomatics and Geosciences*, Volume 4, No 1, 2013.
- Bisch, P., Carvalho, E., Degee, H., Fajfar, P., Fardis, M., Franchin, P., Kreslin, M., Pecker, A., Pinto, P., Plumier, A., Somja, H., Tsionis, G., 2011: Eurocode 8: Seismic Design of Buildings, Worked examples presented at the Workshop “EC 8: Seismic Design of Buildings”, Lisbon, 10-11 Feb. 2011, Support to the implementation, harmonization and further development of the Eurocodes, EUR 25204 EN – 2012.
- Blundell, D.J., Freeman, R., Mueller, S., 1992: A Continent Revealed the European Geotraverse, Structure and Dynamic Evolution. Cambridge University Press, Cambridge.
- Bodechtel, J., Jaskolla, F., Kohlhammer, G., Tomschi, H.P., Volk, P., 1984: Zur Tektonik des Gebietes westlich des Königssees/Berchtesgadener Alpen. *Geologische Rundschau* 73, 337–349. <https://doi.org/10.1007/BF01820374>
- Bracke, G., Charlier, F., Geckeis, H., Harms, U., Heidbach, O., Kienzler, B., Liebscher, A., Müller, B., Prevedel, B., Röckel, T., Schilling, F., Sperber, A., 2016: Tiefe Bohrlöcher (GRS-423). Gesellschaft für Anlagen und Reaktorsicherheit (GRS) gGmbH.
- Brandes, C., Steffen, H., Sandersen, P.B.E., Wu, P., Winsemann, J., 2018: Glacially induced faulting along the NW segment of the Sorgenfrei-Tornquist Zone, northern Denmark: Implications for neotectonics and Lateglacial fault-bound basin formation, *Quaternary Science Reviews* 189 (2018) 149e168.
- Brandes, C., Winsemann, J., Roskosch, J., Meinsen, J., Tanner, D.C., Frechen, M., Steffen, H., Wu, P., 2012: Activity along the Osning Thrust in Central Europe during the Lateglacial: ice-sheet and lithosphere interactions, *Quaternary Science Reviews* 38 (2012) 49e62.

- Brandes, C., Polom, U., Winsemann, J., 2011: Reactivation of basement faults: interplay of ice-sheet advance, glacial lake formation and sediment loading, *Basin Research* 23, 53–64, doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00468.x
- Brandes, C., Winsemann, J., 2013: Soft-sediment deformation structures in NW Germany caused by Late Pleistocene seismicity. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 102, 2255–2274. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0914-4>
- Bregmann, E.P.H., Smit, F.W.H., 2012: Genesis of the Hondsrug, a Saalian Megaflute, Drenthe, the Netherlands, Utrecht University.
- Brennholt, N., 2008: Geologische Störungszonen als Kriterium der Standortwahl Hügelaufbauender Waldameisen unter Berücksichtigung spezieller mikrobieller Gemeinschaften, Dissertation, Universität Duisburg-Essen.
- Briestensky, M., Hochmuth, Z., Littva, J., Hók, J., Dobrovic, R., Stemberk, J., Petro, L., Bella, P., 2018: Present-day stress orientation and tectonic pulses registered in the caves of the Slovensky kras Mts. (South-Eastern Slovakia). *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 15, 93–103. <https://doi.org/10.13168/AGG.2018.0007>
- Briestensky, M., Stemberk, J., Rowberry, M.D., 2014: The use of speleothem damage and in situ fault displacement monitoring to characterise active tectonic structures: an example from Západní Cave, Czech Republic. *Acta Carsologica* 43. <https://doi.org/10.3986/ac.v43i1.626>
- Cacon, S., Wojewoda, J., Kaplon, J., 2009: Geodynamic studies in the Góry Stołowe National Park area. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 6, 331–338.
- Camelbeeck, T., Meghraoui, M., 1998: Geological and geophysical evidence for large palaeo-earthquakes with surface faulting in the Roer Graben (northwest Europe). *Geophysical Journal International* 132, 347–362. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00428.x>
- Camelbeeck, T., Van Camp, M., Jongmans, D., Francis, O., Van Dam, T., 2002: Comment on “Nature of the recent vertical ground movements inferred from high-precision leveling data in an intraplate setting: NE Ardenne, Belgium” by A. Demoulin and A. Collignon. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 107, 2281. <https://doi.org/10.1029/2001JB000397>
- Campbell, J., Kümpel, H.-J., Fabian, M., Fischer, D., Görres, B., Keyzers, C.J., Lehmann, K., 2002: Recent movement pattern of the Lower Rhine Embayment from tilt, gravity and GPS data. *Netherlands Journal of Geosciences* 81, 223–230. <https://doi.org/10.1017/S0016774600022472>

- Carpenter, N.S., Wang, Z., Lynch, M., 2014: Earthquakes in Kentucky: Hazards, Mitigation, and Emergency Preparedness, Kentucky Geological Survey and the Kentucky Division of Emergency Management, Special Publication 17 Series XII, 2014.
- Chapman, N., Berryman, K., Vilamor, P., Epstein, W., Cluff, L., Kawamura, H., 2014: Active Faults and Nuclear Power Plants, *EOS* 95, 33-34.
- Cohen, K.M., Stouthamer, E., Berendsen, H.J.A., 2002: Fluvial deposits as a record for Late Quaternary neotectonic activity in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences* 81, 389–405. <https://doi.org/10.1017/S0016774600022678>
- Connor, C.B., Chapman, N.A., Connor, L.J., 2009: Volcanic and Tectonic Hazard Assessment for Nuclear Facilities, Cambridge University Press.
- Console, R., Parsons, T., Falcone, G., Murru, M., Yamashina, K., 2018: Comments on ‘Why is Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) still used?’ by F. Mulargia, P.B. Stark and R.J. Geller. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 274 (2018) 214–215.
- Coppersmith, K.J., Youngs, R.R., Sprecher, C., 2009: Methodology and main results of seismic source characterization for the PEGASOS Project, Switzerland. *Swiss Journal of Geosciences* 102, pp. 91-105.
- Corigliano, W., Scandella, L., Lai, C.G., Paolucci, R., 2011: Seismic analysis of deep tunnels in near fault conditions: a case study in Southern Italy. *Bulletin of Earthquake Engineering* 9(4):975-995.
- Craig, T.J., Calais, E., Fleitout, L., Bollinger, L., Scotti, O., 2016: Evidence for the release of long-term tectonic strain stored in continental interiors through intraplate earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 43, doi:10.1002/2016GL069359.
- Cunha, T.A., Sarti, F., 2003: Sar Interferometry as a Tool for the Detection of Active Tectonic Regions: Preliminary Results on the Algarve Region of the South Portugal, *Proceedings of FRINGE 2003 Workshop, Frascati, Italy, 1 – 5 December 2003 (ESA SP-550, June 2004)*.
- Decker, K. Hirata, K., Groudev, P., 2017: Guidance document on practices to model and implement EARTHQUAKE hazards in extended PSA (final version) Volume 1, Technical report Advanced Safety Assessment Methodologies: extended PSA.
- Del Toro, I., Berberich, G.M., Ribbons, R.R., Berberich, M.B., Sanders, N.J., Ellison, A.M., 2017: Nests of red wood ants (*Formica rufa*-group) are positively associated with tectonic faults: a double-blind test. *PeerJ* 5:e3903; DOI 10.7717/peerj.3903

- Demoulin, A., 2004: Reconciling geodetic and geological rates of vertical crustal motion in intraplate regions. *Earth and Planetary Science Letters* 221, 91–101. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00110-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00110-4)
- Demoulin, A., 1989: Quaternary tectonics in the northern Ardennes, Belgium. *Tectonophysics, Paleoseismicity and Neotectonics* 163, 315–321. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90266-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90266-7)
- Demoulin, A., 2003: Paleosurfaces and residual deposits in Ardenne-Eifel: historical overview and perspectives. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2003, 17–21.
- Demoulin, A., Collignon, A., 2000: Nature of the recent vertical ground movements inferred from high-precision leveling data in an intraplate setting: NE Ardenne, Belgium. *Journal of Geophysical Research* 105, 693–706. <https://doi.org/10.1029/1999JB900345>
- Demoulin, A., Ducarme, B., Everaerts, M., 2007: Seasonal height change influence in GPS and gravimetric campaign data. *Journal of Geodynamics, Potential Fields in Geostatistics and Geodynamics* 43, 308–319. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.008>
- Demoulin, A., Hallot, E., 2009: Shape and amount of the Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (western Europe). *Tectonophysics* 474, 696–708. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.05.015>
- Demoulin, A., Launoy, T., Zippelt, K., 1998: Recent crustal movements in the southern Black Forest (western Germany). *Geologische Rundschau* 87, 43–52. <https://doi.org/10.1007/s005310050188>
- Demoulin, A., Vliegen, B., Charlier, R., 2000: Tectonic vs. shallow origin of geodetically inferred ground movements: an NE Ardenne (Belgium) case. *Earth and Planetary Science Letters* 181, 217–228. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00202-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00202-8)
- DFG, 2014: Projektnummer 262442046, Verfüllte Quartärrinnen in der südwestlichen Ostsee (BurVal-Baltic), <https://gepris.dfg.de/gepris/projekt/262442046>
- DFG, 2018: Projektnummer 396852626, Der marine Sektor des Norddeutschen Beckens und der Tornquist Zone: Strukturelle Entwicklung und Fluidmigration, <https://gepris.dfg.de/gepris/projekt/396852626>
- Ellenberg, J., 1992: Recent fault tectonics and their relations to the seismicity of East Germany. *Tectonophysics* 202, 117–121. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90089-O](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90089-O)
- Ellenberg, J., 1988: Some aspects of recent crustal movements in the GDR. *Journal of Geodynamics, Recent Crustal Movements* 9, 153–164. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(88\)80058-9](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(88)80058-9)

- Ellenberg, J., 1986: Zur zeitlichen Fixierung von Subrosionsprozessen im Quartär. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 14, 193–198.
- ENSI, 2014: Abklärung tektonischer und neotektonischer Prozesse, Technisches Forum Sicherheit, Eidgenössische Nuklearsicherheitsinspektorat, <https://www.ensi.ch/de/technisches-forum/abklaerung-tektonischer-und-neotektonischer-prozesse/>
- ENSI, 2013: Umgang mit unvorhersehbaren Naturgefahren, Technisches Forum Sicherheit, Eidgenössische Nuklearsicherheitsinspektorat, <https://www.ensi.ch/de/technisches-forum/umgang-mit-unvorhersehbaren-naturgefahren/>
- Eurocode 8, 2004: EN 1998-1, Design of structures for earthquake resistance-Part 1_General rules, seismic actions and rules for buildings.
- Fecker, E., Košťák, B., Rybář, J., Stemberk, J., 1999: Beobachtung rezenter tektonischer Bewegungen im Wattkopftunnel bei Ettlingen. *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins* 81, 355–364.
- FEMA, 2006: FEMA 454: Designing for Earthquakes, A Manual for Architects, 386 pp.
- Franzke, H.-J., Werner, W., Wetzel, H.-U., 2003: Die Anwendung von Satellitenbilddaten zur tektonischen Analyse des Schwarzwalds und des angrenzenden Oberrheingrabens. *Jahreshefte des Landesamts für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg* 39, 25–54.
- Frischbutter, A., 2001: Explanatory notes on the “Map of Recent vertical Crustal Movements around the Baltic Sea Depression” - Complementary Map within the IGCP-Project No. 346. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 29, 83–92.
- Frischbutter, A., Schwab, G., 1995: Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der Umrahmung der Ostsee-Depression. Ein Beitrag zu IGCP-Projekt Nr. 346 “Neogeodynamica Baltica.” *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 2, 59–67.
- Fuhrmann, T., 2016: Surface Displacements from Fusion of Geodetic Measurement Techniques Applied to the Upper Rhine Graben Area. Dissertation, Karlsruhe Institute of Technology, Karlsruhe.
- Fuhrmann, T., Caro Cuenca, M., Knöpfler, A., van Leijen, F.J., Mayer, M., Westerhaus, M., Hanssen, R.F., Heck, B., 2015: Estimation of small surface displacements in the Upper Rhine Graben area from a combined analysis of PS-InSAR, levelling and GNSS data. *Geophysical Journal International* 203, 614–631. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv328>
- Fuhrmann, T., Heck, B., Knöpfler, A., Masson, F., Mayer, M., Ulrich, P., Westerhaus, M., Zippelt, K., 2013a: Recent surface displacements in the Upper Rhine Graben — Pre-

- liminary results from geodetic networks. *Tectonophysics*, TOPO-EUROPE III 602, 300–315. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.012>
- Fuhrmann, T., Knöpfler, A., Mayer, M., Schenk, A., Westerhaus, M., Zippelt, K., Heck, B., 2013b: An Inventory of Surface Movements in the Upper Rhine Graben Area, Southwest Germany, from SAR-Interferometry, GNSS and Precise Levelling, in: IAG 150 Years Proceedings of the 2013 IAG Scientific Assembly, Postdam, Germany, 1–6 September, 2013, International Association of Geodesy Symposia. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 419–425.
- Fuhrmann, T., Westerhaus, M., Zippelt, K., Heck, B., 2014: Vertical displacement rates in the Upper Rhine Graben area derived from precise leveling. *Journal of Geodesy* 88, 773–787. <https://doi.org/10.1007/s00190-014-0721-0>
- Gabrielsen, R.H., Braathen, A., Dehls, J., Roberts, D. 2002: Tectonic lineaments of Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 82, 153-174.
- Galadini, F., Falucci, E., Galli, P., Giaccio, B., Gori, S., Messina, P., Moro, M., Saroli, M., Scardia, G., Sposato, A. 2012: Time intervals to assess active and capable faults for engineering practices in Italy, *Engineering Geology* 139–140, 50–65.
- GeoMol Team, 2018: GeoMol MapViewer <http://maps.geomol.eu/?view=geomol2&lang=de>
- GeoMol Team, 2015a: GeoMol – Assessing subsurface potentials of the Alpine Foreland Basins for sustainable planning and use of natural resources – Project Report. Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- GeoMol Team, 2015b: GeoMol — Geopotenziale für die nachhaltige Nutzung des tieferen Untergrundes in den alpinen Vorlandbecken - Abschlussbericht des Pilotgebiets Bodensee-Allgäu, LGRB-Informationen 30. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (RP Freiburg, Baden-Württemberg), Stuttgart.
- GeORG-Projektteam, 2013: Fachlich-Technischer Abschlussbericht des Interreg-Projekts GeORG, Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (RP Freiburg, Baden-Württemberg), Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (Mainz), Bureau de recherches géologiques et minières (Orléans et Strasbourg) Abteilung Angewandte & Umweltgeologie (AUG) der Universität Basel, Freiburg i. Br. / Mainz / Strasbourg / Basel.
- Gosatomnadzor, 2002: Nuclear Power Plant Siting. Main Criteria and Safety Requirements, NP-032-01, Gosatomnadzor, Moscow, 2002. <http://en.gosnadzor.ru/framework/nuclear/NP-032-2001.pdf>
- Gosatomnadzor, 2018: Руководство по безопасности РБ-019-18 "Руководство по безопасности при использовании атомной энергии "Оценка исходной сейсмичности

района и площадки размещения объекта использования атомной энергии при инженерных изысканиях и исследованиях”, <https://meganorm.ru/Data2/1/4293738/4293738953.pdf>

- Grim, S., 2012: Abflusslose Senken – Instrumente in der Landschaftsanalyse und Indikatoren rezenter Krustenbewegungen, Dissertation, Universität Mainz.
- Grim, S., Sirocko, F., 2012: Natural depressions on modern topography in Schleswig-Holstein (Northern Germany) – indicators for recent crustal movements or “only” kettle holes? *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 163, 469–481. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2012/0163-0469>
- Grünthal, G., Stromeyer, D., Wylegalla, K., Kind, R., Wahlström, R., Yuan, X., Bock, G., 2007: The Mw 3.1–4.7 earthquakes in the southern Baltic Sea and adjacent areas in 2000, 2001 and 2004, *Journal of Seismology* 12: 413-429.
- Grützner, C., Fischer, P., Reicherter, K., 2016: Holocene surface ruptures of the Rurrand Fault, Germany—insights from palaeoseismology, remote sensing and shallow geophysics. *Geophysical Journal International* 204, 1662–1677. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv558>
- Grützner, C., Reicherter, K., Silva, P.G., 2010: Comparing semiquantitative logic trees for archaeoseismology and paleoseismology: The Baelo Claudia (southern Spain) case study, in: *Geological Society of America Special Papers*. Geological Society of America, pp. 129–143. [https://doi.org/10.1130/2010.2471\(12\)](https://doi.org/10.1130/2010.2471(12))
- GÜK 200: Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200.000 (GÜK200), https://www.bgr.bund.de/DE/Themen/Sammlungen-Grundlagen/GG_geol_Info/Karten/Deutschland/GUEK200/guek200_inhalt.html
- Gupta, N., Jena, J.K., Jain, S., Verma, P.K., 2006: Identification and mapping of tectonically active potential zones in Northeastern part of Aravalli Mountain Range, Symposium of ISPRS Commission IV, Goa, September 25-30, 2006.
- Haimberger, R., Hoppe, A., Schäfer, A., 2005: High-resolution seismic survey on the Rhine River in the northern Upper Rhine Graben. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 94, 657–668. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0514-z>
- Halpaap, F., Paschke, M., Bleibinhaus, F., 2018: Shallow reflection seismic evidence of tectonic activity in the Cheb Basin, NW Bohemia. *Studia Geophysica et Geodaetica* 62, 80–101. <https://doi.org/10.1007/s11200-016-0386-7>
- Hampel, A., Hetzel, R., Maniatis, G., 2010: Response of faults to climate-driven changes in ice and water volumes on Earth’s surface, *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 368, 2501–2517, doi: 10.1098/rsta.2010.0031

- Hansen, M.B., 2006: Structure and evolution of the northern part of the Northeast German Basin revealed from seismic interpretation and 3D structural modelling. Universität Hamburg.
- Hartmann, H. von, Tanner, D.C., Schumacher, S., 2016: Initiation and development of normal faults within the German alpine foreland basin: The inconspicuous role of basement structures. *Tectonics* 35, 1560–1574. <https://doi.org/10.1002/2016TC004176>
- Hartsch, J., 1989: Zur Beziehung von Bruchtektonik und Minerogenie im Osterzgebirge. *Zeitschrift für Angewandte Geologie* 35, 97–101.
- Heck, B., Mayer, M., Westerhaus, M., Zippelt, K., 2010: Karlsruhe Integrated Displacement Analysis Approach Towards a rigorous combination of different geodetic methods. FIG Congress 2010, Sydney.
- Hemeda, S., 2013: Electrical Resistance Tomography (ERT) Subsurface Imaging for Non-destructive Testing and Survey in Historical Buildings Preservation. *Australian Journal of Basic and Applied Sciences* 7, 344–357.
- Hempel, L., 1956: Junge pleistozäne Tektonik am Rand des Eichsfelder Beckens. *Geologisches Jahrbuch* 72, 235–240.
- Hiller, A., Schuppan, W., Krejny, I., 2008: Geologie und Uranbergbau im Revier Schlema-Alberoda, Bergbau in Sachsen. Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie Sachsen, Dresden.
- Hintersberger, E., Decker, K., Lomax, J., Lüthgens, C., 2018: Implications from palaeoseismological investigations at the Markgrafneusiedl Fault (Vienna Basin, Austria) for seismic hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 18, 531–553. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-531-2018>
- Hintersberger, E., Iglseider, C., Schuster, R., Huet, B., 2017: The new database “Tectonic Boundaries” at the Geological Survey of Austria. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 157, 195–207.
- Hinzen, K.-G., Fleischer, C., K. Reamer, S., Schreiber, S., Schütte, S., Yerli, B., 2011: Quantitative methods in archaeoseismology. *Quaternary International* 242, 31–41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.11.006>
- Hinzen, K.-G., Schreiber, S., Fleischer, C., Reamer, S.K., Wiosna, I., 2013: Archeoseismic study of damage in Roman and Medieval structures in the center of Cologne, Germany. *Journal of Seismology* 17, 399–424. <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9327-2>

- Hloušek, F., Hellwig, O., Buske, S., 2015: Three-dimensional focused seismic imaging for geothermal exploration in crystalline rock near Schneeberg, Germany. *Geophysical Prospecting* 63, 999–1014. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12239>
- Hoffmann, M., 2017: Young tectonic evolution of the Northern Alpine Foreland Basin, southern Germany, based on linking geomorphology and structural geology. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- Hoth, P., Wirth, H., Reinhold, K., Bräuer, V., Krull, P., Feldrappe, H., 2007: Untersuchung und Bewertung von Tonsteinformationen, Endlagerung radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Berlin, Hannover.
- Houtgast, R.F., van Balen, R.T., 2000: Neotectonics of the Roer Valley Rift System, the Netherlands. *Global and Planetary Change, Environmental Tectonics and Climate: The Netherlands Environmental Earth System Dynamics Initiative* 27, 131–146. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00063-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00063-7)
- Houtgast, R.F., Van Balen, R.T., Bouwer, L.M., Brand, G.B.M., Brijker, J.M., 2002: Late Quaternary activity of the Feldbiss Fault Zone, Roer Valley Rift System, the Netherlands, based on displaced fluvial terrace fragments. *Tectonophysics* 352, 295–315. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00219-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00219-6)
- Houtgast, R.F., Van Balen, R.T., Kasse, C., 2005: Late Quaternary evolution of the Feldbiss Fault (Roer Valley Rift System, the Netherlands) based on trenching, and its potential relation to glacial unloading. *Quaternary Science Reviews, Neotectonics and Quaternary fault-reactivation in Europe's intraplate lithosphere* 24, 489–508. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.01.012>
- Hübscher, C., 2018: Hebungen, Senkungen und eiszeitliche Auswirkungen auf den Untergrund, Workshop des Nationalen Begleitgremiums, 18.06.2018.
- IAEA, 2015: The Contribution of Palaeoseismology to Seismic Hazard Assessment in Site Evaluation for Nuclear Installations, IAEA-TECDOC-1767.
- IAEA, 2010: Seismic Hazards in Site Evaluation for Nuclear Installations, SSG-9.
- Ihde, J., Steinberg, J., Ellenberg, J., Bankwitz, E., 1987: On recent vertical crustal movements derived from relevellings within the territory of the G.D.R. *Gerlands Beiträge zur Geophysik* 96, 206–217.
- Ishiwatari, A., 2015: New Regulation Standards against Natural Hazards, NRA International Symposium, 21.05.2015.

- Jäger, K., Lehné, R., Sirocko, F., Rein, B., 2004. Linearanalytische Untersuchungen an fernerkundlichen Strukturen in Ostholstein. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 32, 413–415.
- JANSI, 2013: JANSI-FDE-03: Assessment Methods for Nuclear Power Plant against Fault Displacement, Japan Nuclear Safety Institute.
- Johnson, K., Nissen, E., Saripalli, S., Arrowsmith, J.R., McGarey, P., Scarer, K., Williams, P., Blisniuk, K. 2014: Rapid mapping of ultrafine fault zone topography with structure from motion, *Geosphere* 10(5) 1–18; doi:10.1130/GES01017.1
- Jordan, H., Siemon, B., 2002: Die Tektonik des nordwestlichen Harzrandes - Ergebnisse der Hubschrauber-Elektromagnetik. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 153, 31–50.
- Jungk, V., Zippel, M., Bieck, C., 2014: Geologisches, Hydrogeologisches und Numerisches Modell für das Umfeld der Produktions- und Haldenstandorte des Werkes Werra, Teilgebiet 1: Hattorf / Unterbreizbach, Auswertung und Dokumentation der im Werra-Kaligebiet durchgeführten aerogeophysikalischen Messungen (Fachgutachten No. Band 3.13.1 der Antragsunterlage), Nachhaltiges Rückstandsmanagement am Standort Hattorf (Haldenerweiterung Hattorf). Jungk Consult GmbH, Berlin.
- Kaiser, A., Reicherter, K., Hübscher, C., Gajewski, D., 2005: Variation of the present-day stress field within the North German Basin—insights from thin shell FE modeling based on residual GPS velocities. *Tectonophysics, Integration of Geophysical and Geological Data and Numerical Models in Basins* 397, 55–72. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.10.009>
- Käbner, A., Gloaguen, R., Stanek, K., 2007: Remote sensing analysis of recent tectonics in the Eger Rift (Czech Republic), in: 2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1636–1639. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2007.4423128>
- Keiding, M.O., Olesen, O., Dehls, J., 2018: Neotectonic map of Norway and adjacent areas. Geological Survey of Norway.
- King, G.C.P., Wesnousky, S.G., 2007: Scaling of Fault Parameters for Continental Strike-Slip Earthquakes. *Bulletin of The Seismological Society of America* 97, 1833-1840. 10.1785/0120070048.
- Kleemann, 2011: Bewertung des Endlager-Standortes Gorleben Geologische Probleme und offene Fragen im Zusammenhang mit einer Vorläufigen Sicherheitsanalyse Gorleben (VSG), Rechtshilfe Gorleben e.V.
- Klemenz, 1993: Erosionsszenarien Wellenberg, Technischer Bericht 93-34, NAGRA

- Klimeš, J., Rowberry, M.D., Blahůt, J., Briestenský, M., Hartvich, F., Košťák, B., Rybář, J., Stemberk, J., Štěpančíková, P., 2012: The monitoring of slow-moving landslides and assessment of stabilisation measures using an optical–mechanical crack gauge. *Landslides* 9, 407–415. <https://doi.org/10.1007/s10346-011-0306-4>
- Knospe, S., Hebel, H.-P., Schäfer, M., Schäfer, T., Walter, D., Busch, W. 2011: Die Anwendung der satellitengestützten Radarinterferometrie zur großräumigen Erfassung von Höhenänderungen, TU Clausthal, GeoMonitoring 2011.
- Kobayashi, T., Morishita, Y., Yarai, H., 2015: Detailed crustal deformation and fault rupture of the 2015 Gorkha earthquake, Nepal, revealed from ScanSAR-based interferograms of ALOS-2, *Earth, Planets and Space* 67, 201, DOI 10.1186/s40623-015-0359-z
- Korjenkov, A.M., Kaiser, D., 2003: Historical-macroseismic study of the town church in Wittstock, Northern Germany, in: *Proceedings 11th FIG Symposium on Deformation Measurements*, Patras University, Santorini.
- Kossow, D., 2001: Die kinematische Entwicklung des invertierten, intrakontinentalen Nordostdeutschen Beckens : Ergebnisse seismisch-stratigraphischer Untersuchungen und einer Profilbilanzierung. Dissertation, Universität Potsdam.
- Köthe, A., Hoffmann, N., Krull, P., Zirngast, M., Zwirner, R., 2007: Description of the Gorleben site Part 2 - Geology of the overburden and adjoining rock of the Gorleben salt dome. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Krentz, O., Stanek, K., 2015: Die Lausitzer Überschiebung zwischen Meißen und Jeschken – neue Aspekte. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz* 23, 123–137.
- Kropp J., Roithmeier O., Hattermann F., Rachimow C., Lüttger A., Wechsung F., Lasch P., Christiansen E.S., Reyer C., Suckow F., Gutsch M., Holsten A., Kartschall T., Wodinski M., Hauf Y., Conradt T., Österle H., Walther C., Lissner T., Lux N., Tekken V., Ritchie S., Kossak J., Klaus M., Costa L., Vetter, T., Klose M., (2009): „Klimawandel in Sachsen-Anhalt - Verletzlichkeiten gegenüber den Folgen des Klimawandels“. Abschlussbericht des Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung (PIK).
- KTA, 2011: Kerntechnischer Ausschuss (KTA) KTA 2201.1 Auslegung von Kernkraftwerken gegen seismische Einwirkungen - Teil 1 Grundsätze, Sicherheitstechnische Regel des KTA, November 2011.
- Kupetz, M., 2003: Die Geomorphologie des Muskauer Faltenbogens im hochauflösenden digitalen Geländemodell (Airborne Laserscanning). *Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge* 10, 19–28.

- Kuschka, E., 1998: Neoide hydrothermale Gangmineralisationen im Vogtland-Erzgebirge. *Geoprofil* 8, 50–61.
- Kuschka, E., 1996: Hydrothermalite des Schwarzwaldes und Erzgebirges im paragenetischen Vergleich. *Freiberger Forschungshefte Reihe C* 467, 177–200.
- Kuschka, E., Gehlen, K. von, 1994: Comparison of Erzgebirge and Schwarzwald vein parageneses, Germany, in: *Metallogeny of Collisional Orogens*. Czech Geological Survey, Prag, pp. 174–180.
- Kuschka, E., 1989: Zur Tektonik der Spatgänge im paläozoischen Grundgebirge Südwest- und Mittelsachsens. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 17, 267–290.
- Lagerbäck, R., Sundh, M., Svedlund, J. O., Johansson, H., 2005: Searching for evidence of late- or postglacial faulting in the Forsmark region: results from 2002–2004. Site investigation report R-05-51. Stockholm: Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company.
- Lampinen, H. 2007: Terminology Report, Respect Distance, The Use of the Term Respect Distance in Posiva and SKB, Working Report 2007-69, POSIVA OY.
- Lehné, R.J., Sirocko, F., 2010: Recent vertical crustal movements and resulting surface deformation within the North German Basin (Schleswig-Holstein) derived by GIS-based analysis of repeated precise leveling data. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 175–188. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2010/0161-0175>
- Lehrberger, G., Saurle, A., Hartmann, U., 2003: Anwendung des SAR-DGM bei der tektonischen Interpretation des Moldanubikums am Westrand der Böhmisches Masse. *Geologica Bavarica* 107, 269–280.
- LfULG, 2011: Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie: Erdbebenbeobachtung im Freistaat Sachsen Dreijahresbericht 2007–2009.
- Liedtke, 2003: Deutschland zur letzten Eiszeit, in: *Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland/Institut für Länderkunde, Leipzig (Hrsg.)*. Heidelberg: Spektrum Akad. Verl., S.66-67.
- Livio, F., Kettermann, M., Reicherter, K., Urai, J., 2018: Growth of bending-moment faults due to progressive folding: Insights from sandbox models and paleoseismological implications. *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.02.012>
- Lopes Cardozo, G., Edel, J., Granet, M., 2005: Detection of active crustal structures in the Upper Rhine Graben using Gravimetry and Local Earthquake Tomography. *Quaternary Science Reviews* 24, 337–344. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.03.016>

- Ludwig, A.O., 2001: Recent Positions of surfaces of Holsteinian interglacial and marine sediments, and of Saalian glacial river terraces (map 3). *Brandenburger geowissenschaftliche Beiträge* 8, 21–25.
- Lund, B., Schmidt, P., Hieronymus, C., 2009: Stress evolution and fault stability during the Weichselian glacial cycle, Technical Report TR-09-15, Uppsala University.
- Lund, B., Näslund, J.O., 2009: Glacial isostatic adjustment: Implications for glacially induced faulting and nuclear waste repositories. In: Connor, C.B., Chapman, N.A., Connor, L.J., 2009: *Volcanic and Tectonic Hazard Assessment for Nuclear Facilities*, Cambridge University Press, DOI: 10.1017/CBO9780511635380.006.
- Malehmir, A., Andersson, M., Mehta, S., Brodic, B., Munier, R., Place, J., Maries, G., Smith, C., Kamm, J., Bastani, M., Mikko, H., Lund, B., 2016: Post-glacial reactivation of the Bollnäs fault, central Sweden -- a multidisciplinary geophysical investigation. *Solid Earth* 7, 509–527.
- Mälzer, H., Schellein, H., Röhrich, S., Unterberg, U., Witte, A., Hartmann, P., Fahlbusch, T., Kelm, R., Kersting, N., Welsch, W., 1987: DGK-Arbeitskreis für Rezente Krustenbewegungen: Berechnung von Höhenänderungen im Bayerischen Haupthöhennetz unter Verwendung unterschiedlicher Modelle, Deutsche Geodätische Kommission Reihe B (Angewandte Geodäsie), München.
- Marti, X., Rowberry, M.D., Blahút, J., 2013: A MATLAB® code for counting the moiré interference fringes recorded by the optical-mechanical crack gauge TM-71. *Computers & Geosciences* 52, 164–167. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.09.029>
- McEwen, T., Äikäs, T., 2000: POSIVA 2000-15: The site selection process for a spent fuel repository in Finland - Summary report. Posiva Oy, Helsinki, Finland.
- Megharoui, M., Camelbeeck, T., Vanneste, K., Brondeel, M., Jongmans, D., 2000: Active faulting and paleoseismology along the Bree fault, lower Rhine graben, Belgium. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 13809–13841. <https://doi.org/10.1029/1999JB900236>
- Meier, R., Franzke, H.J., 1995: Das Erdbeben “Prignitz 1409” im Lichte der tektonischen Analyse des Ruptursystems in der Pfarrkirche zu Wittstock. *Brandenburger geowissenschaftliche Beiträge* 2, 33–46.
- Mey, J., Scherler, D., Wickert, A.D., Egholm, D.L., Tesauro, M., Schildgen, T.F., Strecker, M.R., 2016: Glacial isostatic uplift of the European Alps. *Nature Communications* 7, 13382. <https://doi.org/10.1038/ncomms13382>

- Meyer, W., Stets, J., 2007: Quaternary Uplift in the Eifel Area, in: *Mantle Plumes A Multidisciplinary Approach*. Springer Science & Business Media, Berlin, Heidelberg, S. 369–378.
- Meyer, W., Stets, J., 2002: Pleistocene to Recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). *Netherlands Journal of Geosciences* 81, 217–221. <https://doi.org/10.1017/S0016774600022460>
- Michon, L., Van Balen, R.T., 2005: Characterization and quantification of active faulting in the Roer valley rift system based on high precision digital elevation models. *Quaternary Science Reviews, Neotectonics and Quaternary fault-reactivation in Europe's intraplate lithosphere* 24, 455–472. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.11.009>
- Mikko, H., Smith, C.A., Lund, B., Ask, M.V.S., Munier, R., 2015: LiDAR-derived inventory of post-glacial fault scarps in Sweden. *LiDAR-derived inventory of post-glacial fault scarps in Sweden*, *GFF* 137, 334–338. DOI: 10.1080/11035897.2015.1036360
- Mrlina, J., 2000: Vertical Displacements in the Nový Kostel Seismoactive Area. *Studia Geophysica et Geodaetica* 44, 336–345. <https://doi.org/10.1023/A:1022179329713>
- Mrugalla, S., 2011: GRS – 275, *Geowissenschaftliche Langzeitprognose, Bericht zum Arbeitspaket 2, Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben*.
- Mulargia, F., Stark, P.B., Geller, R.J., 2018: Reply to comments by Console et al., *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 274, 216–217. DOI: 10.1016/j.pepi.2017.10.007
- Mulargia, F., Stark, P.B., Geller, R.J., 2017: Why is Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) still used? *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 264, 63–75. DOI: 10.1016/j.pepi.2016.12.002
- Müller, W.H., Naef, H., Graf, H.R., 2002: *Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland (Technischer Bericht No. 99–08)*. Nagra, Wettingen.
- Müller, U., Obst, K. 2008: Junge halokinetische Bewegungen im Bereich der Salzkissen Schlieven und Marnitz in Südwest-Mecklenburg, *Brandenburger geowissenschaftliche Beiträge*, 15 (2008),1/2, S. 147-154.
- Munier, R., Hökmark, H., 2004: R-report SKB R-04-17; *Respect distances. Rationale and means of computation*, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company, Stockholm.
- NAGRA, 2008: *Technischer Bericht 08-03, Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager, Darlegung der Anforderungen, des Vorgehens und der Ergebnisse*, Oktober 2008.

- NAGRA, 2002: Technical Report 02-05, Project Opalinus Clay, Safety Report. Demonstration of disposal feasibility for spent fuel, vitrified high-level waste and long-lived intermediate-level waste (Entsorgungsnachweis), December 2002.
- Nivière, B., Bruestle, A., Bertrand, G., Carretier, S., Behrmann, J., Gourry, J.-C., 2008: Active tectonics of the southeastern Upper Rhine Graben, Freiburg area (Germany). *Quaternary Science Reviews* 27, 541–555. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.018>
- Noseck, U., Brewitz, W., 2005: Wissenschaftliche Grundlagen zum Nachweis der Langzeitsicherheit von Endlagern (GRS 204). Gesellschaft für Anlagen und Reaktorsicherheit (GRS) gGmbH.
- NWMO, 2008: Moving Forward Together: Process for Selecting a Site for Canada's Deep Geological Repository for Used Nuclear Fuel, Informationsbroschüre, Nuclear Waste Management Organization.
- Ostanin, I., Anka, Z., di Primio, R. 2017: Role of Faults in Hydrocarbon Leakage in the Hammerfest Basin, SW Barents Sea: Insights from Seismic Data and Numerical Modelling. *Journal of Geosciences*, 7, 2, <http://doi.org/10.3390/geosciences7020028>
- PAA, 2013: Państwowa Agencja Atomistyki: National Report of Poland on Compliance with the Obligations of the Convention on Nuclear Safety, Polish 7th national report as referred to in Article 5 of the Convention on Nuclear Safety, National Atomic Agency, July 2013.
- PAA, 2014: Państwowa Agencja Atomistyki: Zalecenia techniczne Prezesa Państwowej Agencji Atomistyki dotyczące oceny stabilności tektonicznej podłoża i aktywności uskóków dla lokalizacji obiektów jądrowych (Technical Report).
- Parcharidis, I., Kokkalas, S., Ioannis, F., Foumelis, M., 2009: Detection and Monitoring of Active Faults in Urban Environments: Time Series Interferometry on the Cities of Patras and Pyrgos (Peloponnese, Greece), *Remote Sensing* 2009, 1, 676-696; doi:10.3390/rs1040676
- Peters, G., 2007: Active Tectonics in the Upper Rhine Graben: Integration of paleoseismology, geomorphology and geomechanical modeling. Dissertation, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- Peters, G., Buchmann, T.J., Connolly, P., van Balen, R.T., Wenzel, F., Cloetingh, S.A.P.L., 2005: Interplay between tectonic, fluvial and erosional processes along the Western Border Fault of the northern Upper Rhine Graben, Germany. *Tectonophysics* 406, 39–66. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.028>

- Peters, G., van Balen, R.T., 2007a: Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany. *Global and Planetary Change, TOPO-EUROPE: the Geoscience of Coupled Deep Earth-Surface Processes* 58, 310–334. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.041>
- Peters, G., van Balen, R.T., 2007b: Pleistocene tectonics inferred from fluvial terraces of the northern Upper Rhine Graben, Germany. *Tectonophysics* 430, 41–65. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.008>
- Pflug, N., Härtwig, M., 2013: Untersuchung des Zusammenhangs zwischen den Fließrichtungen der Roten Weißeritz und der Vereinigten Weißeritz und der Orientierung des Kluftsystems im geologischen Untergrund. *Geologica Saxonica* 59, 183–190.
- Premoli Silva, I., Jenkins, D. G., 1993: Decision on the Eocene-Oligocene boundary stratotype. *Episodes* 16/3, 379 - 382.
- Rabin, M., Sue, C., Valla, P.G., Champagnac, J.-D., Carry, N., Bichet, V., Eichenberger, U., Mudry, J., 2015: Deciphering neotectonics from river profile analysis in the karst Jura Mountains (northern Alpine foreland). *Swiss Journal of Geoscience* 108, 401–424. <https://doi.org/10.1007/s00015-015-0200-5>
- Reicherter, K., Schaub, A., Fernández-Steeger, T., Grützner, C., Kohlberger-Schaub, T., 2011: Aquisgrani terrae motus factus est (part 2): Evidence for medieval earthquake damage in the Aachen Cathedral (Germany). *Quaternary International, Earthquake Archaeology and Paleoseismology* 242, 149–157. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.05.006>
- Reicherter, K., Kaiser, A., Stackebrandt, W., 2005: The post-glacial landscape evolution of the North German Basin: morphology, neotectonics and crustal deformation. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 94, 1083–1093. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0007-0>
- Reinhardt, H.-G., 1993: Structure of Northeast Germany: Regional Depth and Thickness Maps of Permian to Tertiary Intervals Compiled from Seismic Reflection Data, in: Spencer, A.M. (Hrsg.), *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons III*, Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 155–165.
- Reinhardt, S., Bebiolka, A.C., Weitkamp, A., 2017: Pleistozäne übertiefte Strukturen in Süddeutschland (Abschlussbericht 9Y2013040000), F+E Endlagerung. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Reuther, C.D., 2012: Grundlagen der Tektonik - Kräften und Spannungen der Erde auf der Spur. Springer, Berlin, Heidelberg, 274 S.

- Rodriguez-Pascua, M., Pérez-López, R., Giner-Robles, J., Silva Barroso, P.G., Garduno-Monroy, V.H., Reicherter, K., 2009: A comprehensive classification of earthquake archaeological effects (EAE) for structural strain analysis in archaeoseismology, in: Archaeoseismology and Palaeoseismology in the Alpine-Himalayan Collisional Zone Archaeoseismology and Palaeoseismology in the Alpine-Himalayan Collision. 1st INQUA-IGCP-567 International Workshop on Earthquake Archaeology and Palaeoseismology, Baelo Claudia, S. 114–117.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Garduño-Monroy, V.H., Reicherter, K., 2011: A comprehensive classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) in archaeoseismology: Application to ancient remains of Roman and Mesoamerican cultures. *Quaternary International, Earthquake Archaeology and Paleoseismology* 242, 20–30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.04.044>
- Rosenbaum, 2016: Geologie im Raum Sterup, Präsentation Geologischer Landesdienst Schleswig-Holstein, Mai 2016.
- Rostekhnadzor, 2006: Accounting of External Natural and Man-Induced Impacts on Nuclear Facilities, NP-064-05, Rostekhnadzor, Moscow 2005. <http://en.gosnadzor.ru/framework/nuclear/NP-064-2005.pdf>
- Rowberry, M.D., Kriegner, D., Holy, V., Frontera, C., Lull, M., Olejnik, K., Marti, X., 2016: The instrumental resolution of a moire extensometer in light of its recent automatization. *Measurement* 91, 258–265. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2016.05.048>
- Rózsa, S., Heck, B., Mayer, M., Seitz, K., Westerhaus, M., Zippelt, K., 2005: Determination of displacements in the upper Rhine Graben Area from GPS and leveling data. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 94, 538–549. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0478-z>
- Rózsa, Sz., Mayer, M., Westerhaus, M., Seitz, K., Heck, B., 2005: Towards the determination of displacements in the Upper Rhine Graben area using GPS measurements and precise antenna modelling. *Quaternary Science Reviews, Neotectonics and Quaternary fault-reactivation in Europe's intrap late lithosphere* 24, 425–438. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.07.007>
- Schaumann, G., Günther, T., Grinat, M., Meyer, R., 2011: Tiefe Erkundung des Leinetal-Störungssystems mit geoelektrischen und elektromagnetischen Messungen. 24. Schmucker-Weidelt-Kolloquium, Neustadt an der Weinstraße, S. 225–232.
- Scheck, M., Bayer, U., Otto, V., Lamarche, J., Banka, D., Pharaoh, T., 2002: The Elbe Fault System in North Central Europe – a basement controlled zone of crustal weakness.

- Tectonophysics, Geophysical Investigations og the Trans-European Suture Zone II 360, 281–299. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00357-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00357-8)
- Schneiderwind, S., Mason, J., Wiatr, T., Papanikolaou, I., Reicherter, K., 2016: 3-D visualisation of palaeoseismic trench stratigraphy and trench logging using terrestrial remote sensing and GPR; a multiparametric interpretation. *Solid Earth* 7, 323–340. <https://doi.org/10.5194/se-7-323-2016>
- Schnellmann, M., 2009: Neotektonik der Nordschweiz: Bisherige und geplante Arbeiten der Nagra und Bedeutung für die Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers.
- Schreiber, S., Hinzen, K.-G., 2011: Damage Assessment in Archaeoseismology: Methods and Application to the Archaeological Zone Cologne, Germany, in: Proceedings 2nd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Earthquake Geology, Archaeology and Engineering, Korinth, pp. 222–225.
- Schreiter, L., Hloušek, F., Hellwig, O., Buske, S., 2015: Characterization of seismic reflections from faults in a crystalline environment, Schneeberg, Germany. *Geophysical Prospecting* 63, 1015–1032. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12255>
- Schwanghart, W., Kuhn, N.J., 2010: TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling & Software* 25, 770–781. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.12.002>
- Schwarzmeier, J., Weinelt, W., 1993: Geologische Karte 1:100000 Naturpark Spessart.
- Shahzad, F., Gloaguen, R., 2011: TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis. *Computers & Geosciences* 37, 250–260. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2010.06.008>
- Sintubin, M., Stewart, I., 2008: A Logical Methodology for Archaeoseismology: A Proof of Concept at the Archaeological Site of Sagalassos, Southwest Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America* 98. <https://doi.org/10.1785/0120070178>
- Sirocko, F., Reicherter, K., Lehné, R., Hübscher, C., Winsemann, J., Stackebrandt, W. 2008: Glaciation, salt and the present landscape, in: Littke, R. (Hrsg.), *Dynamics of Complex Intracontinental Basins, The Central European Basin System*.
- Sirocko, F., Szeder, T., Seelos, C., Lehne, R., Rein, B., Schneider, W.M., Dimke, M., 2002: Young tectonic and halokinetic movements in the North-German-Basin: its effect on formation of modern rivers and surface morphology. *Netherlands Journal of Geosciences* 81, 431–441. <https://doi.org/10.1017/S0016774600022708>
- Sözbilir, H., Özkaymak, C., Uzel, B., Sümer, Ö. 2018: Criteria for Surface Rupture Microzonation of Active Faults for Earthquake Hazards in Urban Areas, in: *Handbook of Research on Trends and Digital Advances in Engineering Geology*, IGI Global, 187-230

- SRC, 2019: Seismology Research Centre: Earthquake Size, <https://www.src.com.au/earthquake-size/>
- Stackebrandt, W., 2016: Nachweis junger geologischer Aktivitäten des Diapirs von Sperenberg (Brandenburg) mittels Laserscanaufnahmen. Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge 23, 77–83.
- Stackebrandt, W., 2009: Subglacial channels of Northern Germany – a brief review, Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 160, S. 203-210.
- Stackebrandt, W., 2005: Neotektonische Aktivitätsgebiete in Brandenburg (Norddeutschland), Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge 1/2-2005, S.165-172.
- Stackebrandt, W., 2004: Zur Neotektonik in Norddeutschland, Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 32, 2-4: 85-95.
- Stackebrandt, W. & Franzke, H. J., 1989: Alpidic reactivation of the variscan consolidated lithosphere – the activity of some fracture zones in central Europe. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 17: 699-712.
- StandAG, 2017: Gesetz zur Suche und Auswahl eines Standortes für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle (Standortauswahlgesetz - StandAG), vom 5. Mai 2017 (BGBl. I S. 1074), das zuletzt durch Artikel 2 Absatz 16 des Gesetzes vom 20. Juli 2017 (BGBl. I S. 2808) geändert worden ist.
- Stanek, K., Domínguez-Gonzalez, L., Andreani, L., Bräutigam, B., 2016: 3D-Modellierung des Tertiärs in der Lausitz, Schriftenreihe des LfULG Heft 19/2016. Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Dresden.
- Stark, L., Jahn, S., Jobmann, M., Lommerzheim, A., Meleshyn, A., Mrugalla, S., Reinhold, K., Rübel, A., 2016: ANSICHT FEP-Katalog für das Endlagerstandortmodell SÜD (TEC-16-2016-TB). KIT (PTKA-WTE).
- Stark, L., Jahn, S., Jobmann, M., Lommerzheim, A., Meleshyn, A., Mrugalla, S., Reinhold, K., Rübel, A., Keller, S., Geradi, J., 2014: ANSICHT FEP-Katalog für das Endlagerstandortmodell NORD (TEC-22-2014-AP). KIT (PTKA-WTE).
- STD, 2016: Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016, Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK), www.stratigraphie.de
- Steffen, R., Steffen, H., Wu, P., Eaton, D.W., 2014: Stress and fault parameters affecting fault slip magnitude and activation time during a glacial cycle, Tectonics 33(7), 1461-1476.
- Steffen, R., Steffen, H., Wu, P., 2016: Comparison of the glacial isostatic adjustment behaviour in glacially induced fault models, Geoscientific Model Development Discussions, doi:10.5194/gmd-2016-43

- Stemberk, J., Kostak, B., Vilímek, V., 2003: 3D monitoring of active tectonic structures. *Journal of Geodynamics* 36, 103–112. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(03\)00042-5](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00042-5)
- Štěpančíková, P., Hók, J., Nývlt, D., Dohnal, J., Sýkorová, I., Stemberk, J., 2010: Active tectonics research using trenching technique on the south-eastern section of the Sudectic Marginal Fault (NE Bohemian Massif, central Europe). *Tectonophysics* 485, 269–282. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.01.004>
- STUK, 2013: Guide YVL B.7, Provisions for Internal and External Hazards at a Nuclear Facility, Radiation and Nuclear Safety Authority (STUK), 15. November 2013.
- Suhr, P., 2003: The Bohemian Massif as a Catchment Area for the NW European Tertiary Basin. *GeoLines* 15, 147–159.
- Szedler, T., 2003: Active tectonics in the NW-German Basin: Evidence from correlations between the modern landscape and deep geological structures (Lower Saxony, river Hunte). Dissertation, Johannes Gutenberg-Universität, Mainz.
- Szedler, T., Sirocko, F., 2005: Evidence for active tilting of the NW-German Basin from correlations between fluvial landscape and geological subground. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 94, 66–93. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0446-z>
- Teuscher, E.O., Weinelt, W., 1972: Die Metallogenese im Räume Spessart - Fichtelgebirge - Oberpfälzer Wald - Bayerischer Wald. *Geologica Bavarica* 65, 5–73.
- Ufrecht, W., 2009: Schichtlagerung und Bruchtektonik im Einzugsgebiet des Blautopfs und dessen Umfeld (Mittlere Schwäbische Alb). *Laichinger Höhlenfreund* 44, 107–148.
- Uni Duisburg-Essen, 2018: Gaspermeable Störungszonen und bevorzugte Siedlungsplätze roter Waldameisen, Erste Erkenntnisse aus Skandinavien und Italien, <https://www.uni-due.de/geologie/forschung/tektonik.shtml>
- Uni München 2018: Vorlesung Seismology - Slide 42, www.geophysik.uni-muenchen.de
- USGS Earthquake Glossary. [https://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=active fault](https://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=active%20fault)
- van Gent, H.W., Back, S., Urai, J.L., Kukla, P.A., Reicherter, K., 2009: Paleostresses of the Groningen area, the Netherlands - Results of a seismic based structural reconstruction. *Tectonophysics, Progress in understanding sedimentary basins* 470, 147–161. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.038>
- Vanko, J., Vyskočil, P., 1987: The map of vertical crustal movements in Czechoslovakia and its interpretation. *Journal of Geodynamics, Recent Crustal Movements In The Carpatho-Balkan Region* 8, 143–150. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(87\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0264-3707(87)90032-9)

- Vanko, J., Vyskočil, P., Zeman, A., 1988: The map of vertical movements in Czechoslovakia. *Journal of Geodynamics, Recent Crustal Movements* 9, 165–170. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(88\)80059-0](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(88)80059-0)
- Vanneste, K., Verbeeck, K., Camelbeeck, T., 2013: Paleoseismology of the Geleen fault, Lower Rhine Graben, in: *Proceedings 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA)*, Aachen, pp. 277–280.
- Vollmayr, T., Jäger, G., 1995: Interpretation seismischer Daten und Modelle zur Vorbereitung und Auswertung der Bohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). *Geologica Bavarica* 100, 153–165.
- Vrettos, C., 2008: Tunnelbauwerke unter Erdbebenbeanspruchung. In: *Taschenbuch für den Tunnelbau 2009*, VGE Verlag 2008, S. 221-254, <https://tunnel.ethz.ch/kolloquien/tunnels-unter-erdbebeneinwirkung-2011.html>
- Vyskočil, P., 1991: Recentní pohyby a deformace zemského povrchu na území České republiky a jejich praktické důsledky. *Geodetický a kartografický obzor* 37 (79), 6–13.
- Wagner, G.A., 2002: Dating of the Quaternary volcanoes Komorní Hurka (Kammerbühl) and Zelezná Hurka (Eisenbühl), Czech Republic, by TL, ESR, alpha-recoil and fission track chronometry. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 30, 191–200.
- Wahba, Y., Zöller, L., 1983: Terrassenverstellungen und tektonische Analyse von Satellitenbildern – ein moderner Versuch, dargestellt an Beispielen aus dem Mosel-Saar-Nahe-Raum. *E&G Quaternary Science Journal* 33, 19–29. <https://doi.org/10.3285/eg.33.1.03>
- Walter, R. 2007: *Geologie von Mitteleuropa*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 511 S.
- Weatherill, G., 2017: *Defining Seismic Sources for Probabilistic Seismic Hazard Assessment (PSHA) Part 2: Seismicity Models & Active Faults*, GeoForschungsZentrum (GFZ), Potsdam.
- Weitkamp, A., Bebiolka, A.C. 2017: Pleistozäne übertiefte Strukturen und ihre Bedeutung für die Langzeitsicherheit möglicher Endlagerstandorte in Süddeutschland, BGR, 01.09.2017.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J. 1994: New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002.
- Wendt, J., Dietrich, R., 2003: Determination of recent crustal deformations based on precise GPS measurements in the Vogtland earthquake area. *Journal of Geodynamics* 35, 235–246. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(02\)00065-0](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(02)00065-0)

