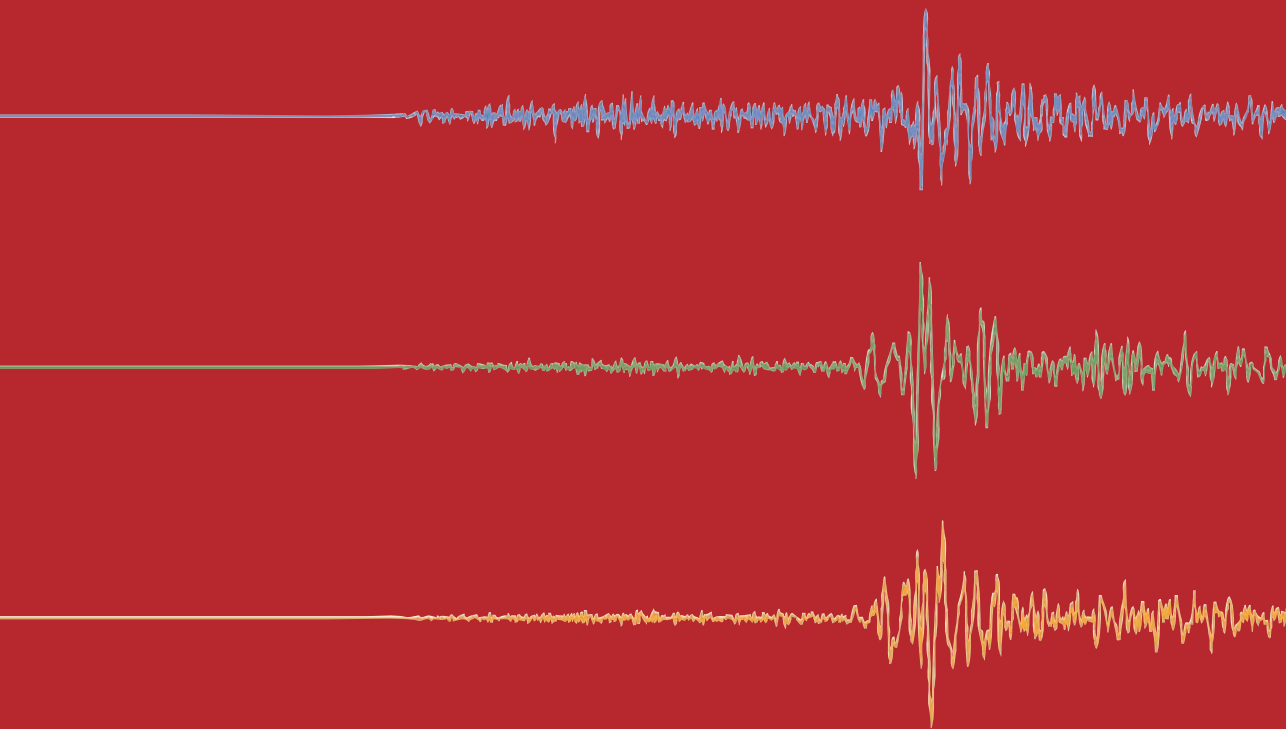


Erdbeben in Nordrhein-Westfalen

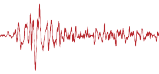
ROLF PELZING



Geologischer Dienst NRW



Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen



Erdbeben in Nordrhein-Westfalen

ROLF PELZING



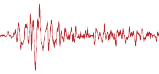
Alle Rechte vorbehalten

© 2008 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
– Landesbetrieb –
De-Greiff-Straße 195, 47803 Krefeld
Postfach 10 07 63, 47707 Krefeld
Fon 02151 897-0, Fax 02151 897-505
E-Mail poststelle@gd.nrw.de
www.gd.nrw.de

Autor: Dr. Rolf Pelzing
Redaktion/Lektorat: Barbara Groß-Dohme, Gabriele Kamp
Text-/Bildbearbeitung: Ursula Amend, Elke Faßbender, Elsa Janaszek,
Sarah Junk, Ulrike Lux
Druck: Joh. van Acken GmbH u. Co. KG · Krefeld

Printed in Germany/Imprimé en Allemagne

ISBN 978-3-86029-971-5



Inhalt

Entstehung von Erdbeben	9
Ausbreitung von Erdbebenwellen	15
Messung von Erdbeben	19
Stärke von Erdbeben	20
Erdbebenregistrierung in der Niederrheinischen Bucht	24
Das Erdbeben von Roermond	29
Paläoseismische Untersuchungen	32
Erdbebenvorhersage	34
Erdbebengefährdung	35
Auswirkungen auf Gebäude und Anlagen	38
Literatur	41

Erdbeben in Nordrhein-Westfalen	42 S.	19 Abb.	1 Tab.	Krefeld 2008
------------------------------------	-------	---------	--------	--------------

Erdbebennachweis im alten China

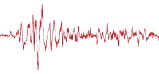
Das älteste Erdbebenanzeigergerät (Seismoskop) der Welt stammt aller Wahrscheinlichkeit nach aus China. Es wurde um das Jahr 132 n. Chr. – etwa 1600 Jahre bevor die ersten Seismografen in der westlichen Welt entwickelt wurden – von Chang Heng, kaiserlicher Astronom der Han-Dynastie, erfunden.

Es handelte sich um eine bewegungsempfindliche Bronze-Urne oder -Vase mit acht nach außen gerichteten Drachen. Diese hielten jeweils eine Kugel im Maul. Unter jedem Drachen hockte ein Frosch mit weit aufgerissenem Maul. Schon durch leichteste Erdschütterungen wurde in dem Gefäß ein Pendel in Schwingung versetzt. Es löste damit wiederum einen Mechanismus aus, welcher die Kugel aus dem Drachens Maul fallen ließ, das in Richtung des Bebens wies. Sie fiel mit einem lauten Geräusch in das Maul des Frosches darunter. Auf diese Weise konnten auch noch Erdbeben nachgewiesen werden, deren Epizentrum sich an weit entfernten Orten des riesigen Reichs befand – lange bevor die ersten Kundschafter mit den entsprechenden Nachrichten eintrafen. Das Gerät lieferte allerdings noch keine Aussage über die Stärke eines Bebens.



Chinesische Erdbebenvase

Das Original-Seismoskop des Chang Heng existiert nicht mehr. Eine Nachbildung mit dem Originaldurchmesser von 2,4 m konstruierte Wang Zhendu 1951.

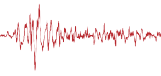


Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Blick in das Innere der Erde	9
Abb. 2	Platten der Erdkruste	10
Abb. 3	Grundtypen der Bewegung zweier Platten gegeneinander	11
Abb. 4	Weltweites Verteilungsmuster der Erdbeben mit einer Magnitude über 5	12
Abb. 5	Geologische Übersicht der Niederrheinischen Bucht	13
Abb. 6	Prinzipskizze eines Erdbebenherdes	15
Abb. 7	Die Erdbebenwellentypen	16
Abb. 8	Erdbebenwellen durch die Erde	18
Abb. 9	Aufbau eines Horizontalseismometers und eines Vertikalseismometers	19
Abb. 10	Magnitudenbestimmung	23
Abb. 11	Erdbebenstationen des Geologischen Dienstes NRW	25
Abb. 12	Epizentren von Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht	26
Abb. 13	Schäden durch das Erdbeben in Lüttich am 8. November 1983	27
Abb. 14	Seismogramm des Erdbebens von Roermond an der Erdbebenstation Großhau	30
Abb. 15	Epizentren der Nachbeben von Roermond	31
Abb. 16	Struktur des Rurrand-Sprunges bei Jülich	33
Abb. 17	Magnituden-Häufigkeitsbeziehung und Bewegungsrate	35
Abb. 18	Maximale horizontale Beschleunigungen in m/s^2 ..	37
Abb. 19	Erdbebenzonen (0 – 3) nach DIN 4149	39

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Erdbebenintensitäten I bis XII der EMS-98-Skala	21
--------	--	----



Entstehung von Erdbeben

Erdbeben gehören zu den Vorgängen in der Natur, die immer wieder viele Menschenleben fordern und große Sachschäden verursachen. Ihre Zahl wird auf ca. 300 000 pro Jahr geschätzt, die meisten Beben sind jedoch zu schwach, um von Menschen gespürt zu werden.

Der Planet Erde besteht im Wesentlichen aus drei Schichten (Abb. 1): innen der Erdkern, darüber der Erdmantel und außen die Erdkruste. Der Erdkern ist mehrere tausend Grad heiß und in seinem äußeren Bereich flüssig. Hier hat das Magnetfeld der Erde seinen Ursprung. Der Erdmantel ist dagegen fest, verhält sich aber langfristig plastisch-zähflüssig. Aufgrund der Aufheizung von unten durch den Erdkern kommt es zu langsamen Konvektionsbewegungen mit Geschwindigkeiten von einigen Zentimetern pro Jahr.

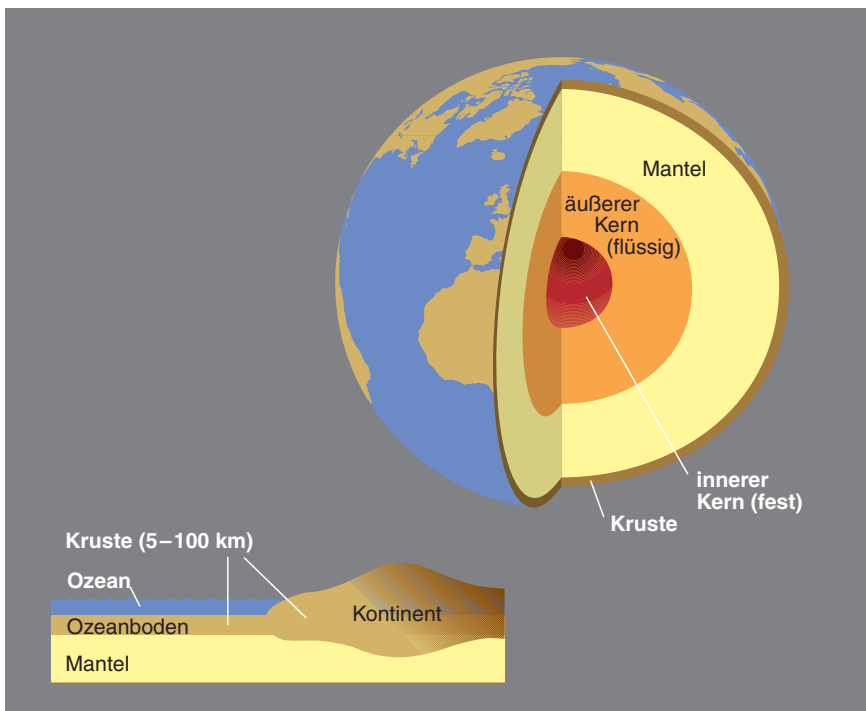
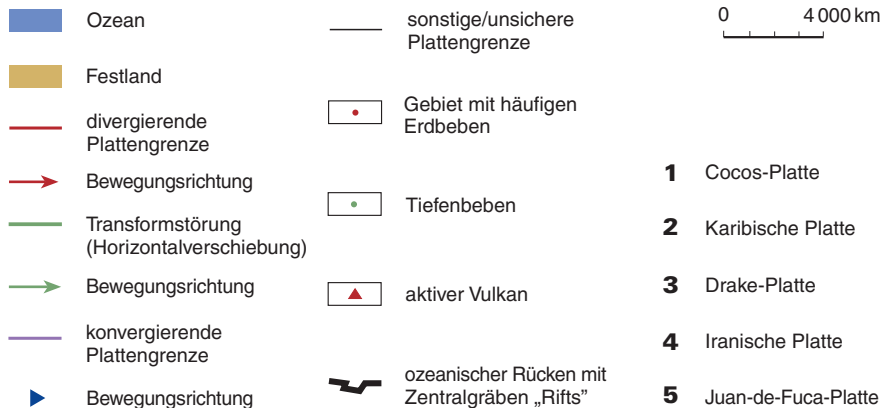
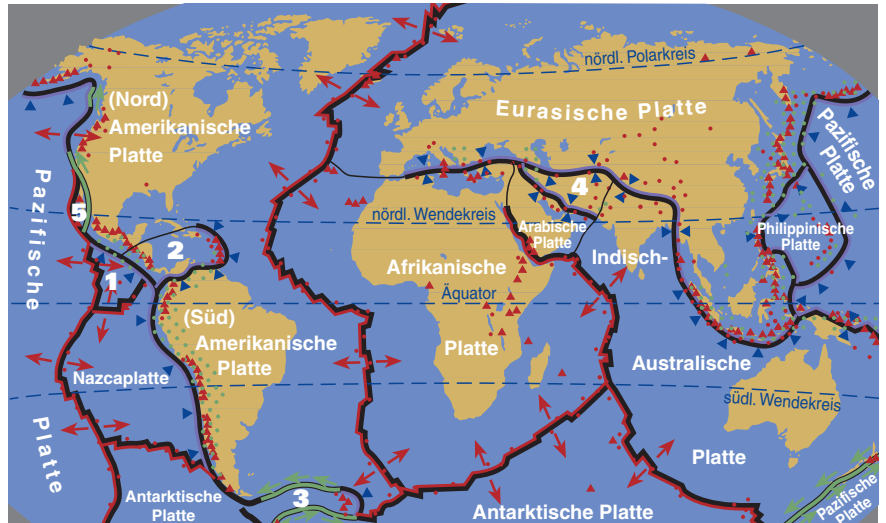


Abb. 1
Blick in das
Innere der Erde

Die Erde ist aus dem inneren Erdkern (fest), dem äußeren Erdkern (flüssig), dem Erdmantel (plastisch-zähfließend) und der darauf schwimmenden Erdkruste (fest) aufgebaut.

Abb. 2
Platten der
Erdkruste



Die roten Linien sind die divergierenden, also die auseinanderstrebenden Plattengrenzen, die blauen Linien stellen sogenannte Subduktionszonen dar, wo die Platten übereinander geschoben werden. Hier treten auch die stärksten Erdbeben auf. Die grünen Linien sind Transformstörungen mit seitlicher Relativbewegung.

Die Erdkruste, die aus Kontinenten und Ozeanböden besteht, schwimmt passiv auf dem Erdmantel. Sie besteht – je nach Einteilung – aus ca. 14 großen und zahlreichen kleineren Gesteinsplatten, die von den Konvektionsströmungen im Erdmantel bewegt werden. An ihren Rändern werden diese Gesteinsplatten auseinandergezerrt, übereinandergeschoben oder auch seitlich gegeneinander verschoben (Abb. 2). Auf diese Weise ändern

die Kontinente ständig ihre Lage, sowohl relativ zueinander als auch in ihrem Abstand zu den Polen und dem Äquator.

Aufgrund des Reibungswiderstandes der Gesteine verläuft diese Bewegung jedoch nicht gleichmäßig, sondern ruckartig in unregelmäßigen zeitlichen Abständen und mit Ruhephasen zwischen den Bewegungsschüben. Während der Ruhephasen bauen sich immer größere Spannungen auf, da die großräumige Plattenbewegung weitergeht. Wird schließlich der Reibungswiderstand überwunden, verschieben sich die Gesteinspartien entlang der vorher blockierten Trennfläche („Verwerfung“ genannt) ruckartig gegeneinander. Ein solches Ereignis bezeichnet man als „tektonisches Erdbeben“. Je nach Richtung der Verschiebung wird zwischen Abschiebung, Aufschiebung und Horizontalverschiebung unterschieden, es können aber auch Mischformen dieser drei Grundtypen auftreten (Abb. 3).

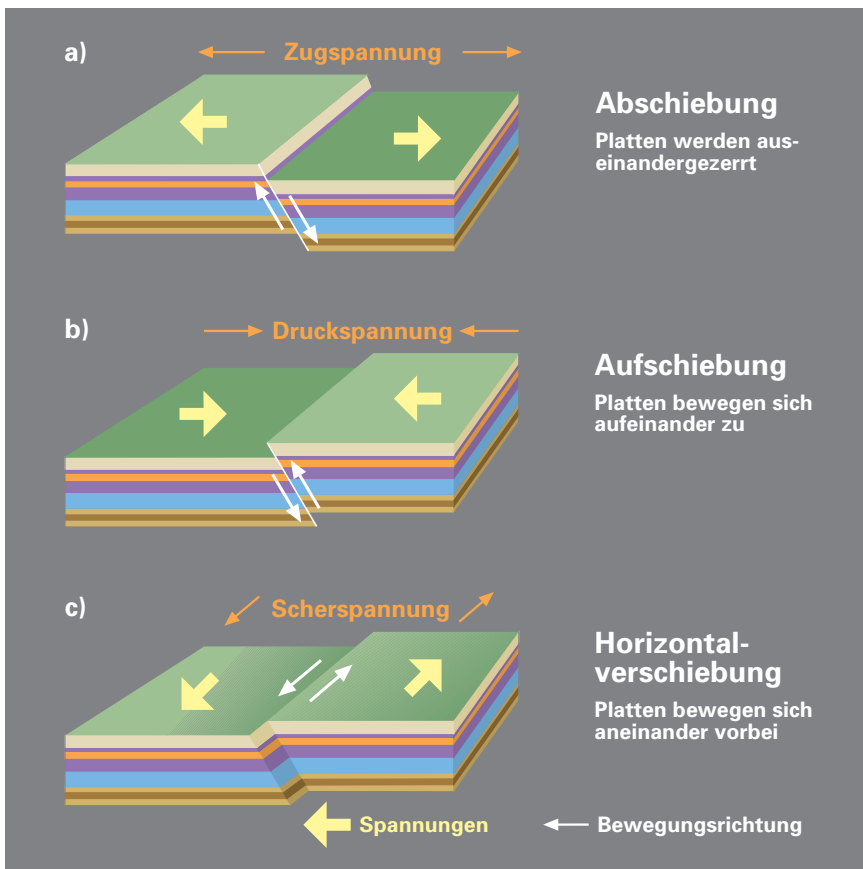
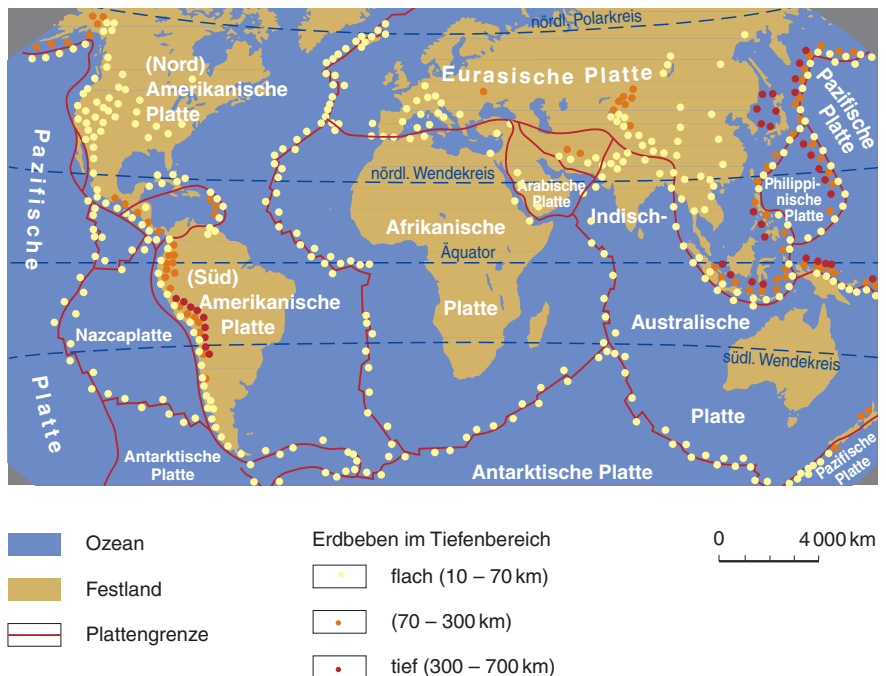


Abb. 3
Grundtypen der Bewegung zweier Platten gegeneinander

Die weltweite Verteilung der Erdbeben ist durch den Gegensatz zwischen schmalen, lang gestreckten Erdbebenzonen, die den Plattengrenzen entsprechen, und erdbebenarmen Gebieten gekennzeichnet (Abb. 4). Die wichtigste Erdbebenzone umgibt den Pazifischen Ozean wie ein Gürtel. In ihr haben 80 % aller Erdbeben ihren Ursprung. Eine zweite Zone – mit ca. 15 % aller Erdbeben – erstreckt sich quer durch Asien und das Mittelmeergebiet. In diesen beiden Zonen kommen Erdbeben bis zu einer Tiefe von 700 km vor. Die restlichen 5 % der Erdbeben ereignen sich entlang der mittelozeanischen Rücken und in den übrigen als erdbebenarm zu bezeichnenden Gebieten der Erde, zu denen auch Nordrhein-Westfalen gehört. In diesen Bereichen treten fast ausschließlich flache Beben in einer Tiefe bis zu 70 km auf.

In den in Abbildung 4 dargestellten Zonen intensiver Erdbeben­­tätigkeit kam es auch zu den stärksten jemals registrierten Erdbeben wie zum Bei-

Abb. 4
Weltweites
Verteilungs-
muster der
Erdbeben mit
einer Magni-
tude über 5



Die Erdbeben finden vorwiegend an den Plattengrenzen statt, und zwar in einem Tiefenbereich von 10 (gelb) bis 700 km (rot).

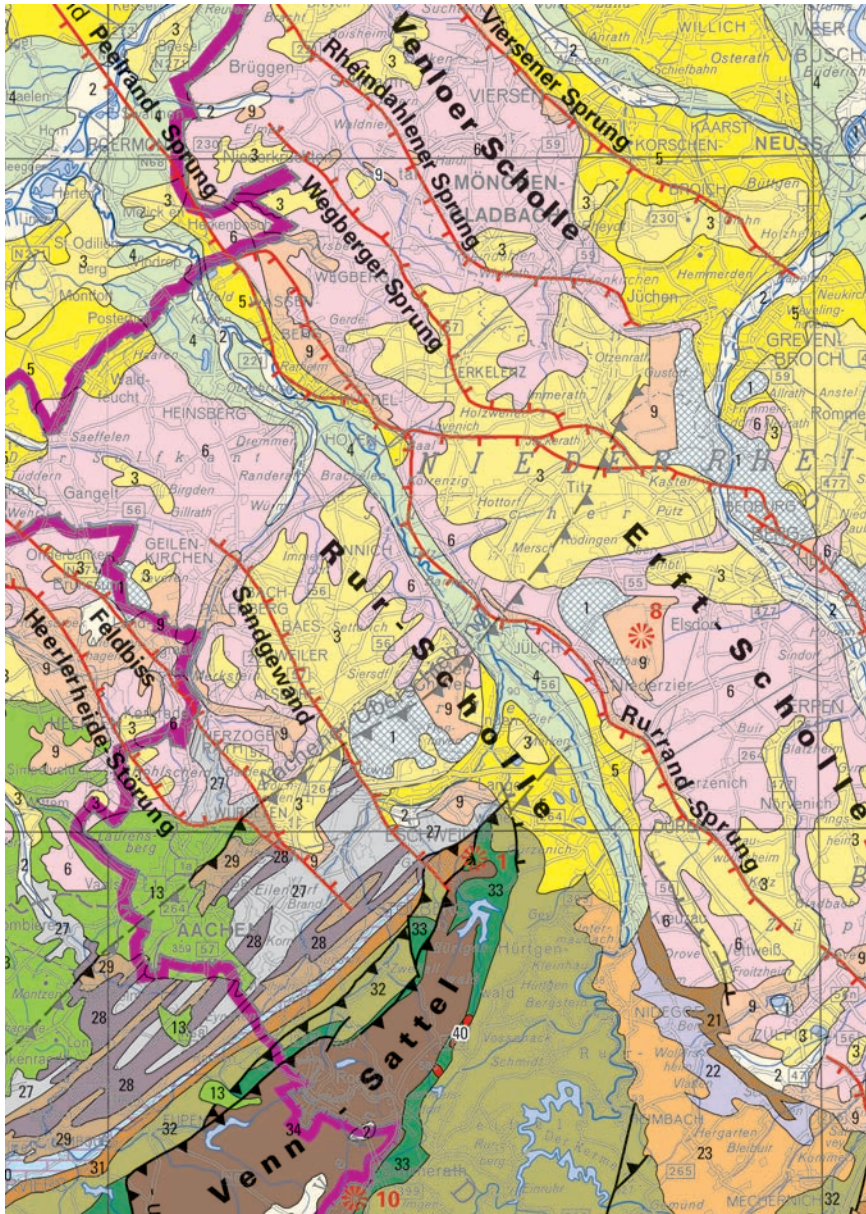


Abb. 5
Geologische
Übersicht der
Niederrheini-
schen Bucht

Die Erdkruste besteht aus einzelnen Schollen (hier z. B. Ertf-Scholle, Rur-Scholle, Venloer Scholle), die sich entlang tief reichender Verwerfungen (rote Linien) langsam gegeneinander verschieben.

spiel 1960 das Beben in Chile mit einer Magnitude von 9,6. In diesen Zonen findet man außerdem die meisten Vulkane und die höchsten Gebirgsketten. Die von hier auf die einzelnen Gesteinsplatten wirkenden Kräfte führen dazu, dass auch innerhalb der Platten, an Stellen mit geringer Bruchfestigkeit der Gesteine, hin und wieder Erdbeben auftreten. So ist die Erdbebentätigkeit in Nordrhein-Westfalen letztlich durch Kräfte verursacht, die von den Plattenrändern der Eurasischen Platte im Nordatlantik und im Mittelmeerraum ausgehen und auf Mitteleuropa übertragen werden.

Das eigentliche Erdbebengebiet in Nordrhein-Westfalen, die Niederrheinische Bucht, ist Teil einer seismisch aktiven Zone, die sich von den Niederlanden und Belgien her über das Mittelrheingebiet bis in den Oberrheingraben erstreckt. Vor etwa 30 Millionen Jahren setzten im Mitteloligozän tektonische Bewegungen ein, die zum Einsinken der Niederrheinischen Bucht und zur Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges führten. Dabei entstand in der Niederrheinischen Bucht ein Mosaik von nach Nordosten gekippten Schollen, die von tief reichenden Verwerfungen begrenzt sind (Abb. 5). Die bedeutendsten Verwerfungssysteme sind der Rurrandsprung (in den Niederlanden Peelrand-Sprung) und der Viersener Sprung. In den am tiefsten abgesunkenen Bereichen der Bruchschollen liegt das Grundgebirge über 1 000 m tief unter tertiär- und quartärzeitlichen Schichten begraben, während in den relativen Hochlagen dieser Schollen die jüngere Bedeckung nur rund 200 m mächtig ist. Die Beben in dieser Zone zählen neben denen in der Schwäbischen Alb und im Vogtland zu den stärksten innerhalb Mitteleuropas. Im weltweiten Maßstab jedoch ist die Seismizität in diesen Gebieten nach Anzahl und Stärke der Beben vergleichsweise als gering einzustufen.

Gegenüber den tektonischen Beben treten die mit Vulkanausbrüchen verbundenen Bodenerschütterungen und die durch das Einbrechen unterirdischer Hohlräume hervorgerufenen Beben, wie sie auch in den Bergbaugebieten Nordrhein-Westfalens vorkommen, in ihrer Bedeutung weit zurück. Wenn sie auch örtlich Schäden anrichten können, so sind doch ihre Energie und ihre Reichweite vergleichsweise gering.

Ausbreitung von Erdbebenwellen

Durch die Verschiebung der Platten beziehungsweise Schollen gegeneinander kommt es an deren Kontaktflächen – den Verwerfungen – zu elastischen Verformungen, die sich aber irgendwann durch einen ruckartigen Bruchvorgang wieder ausgleichen. Die aufgestaute elastische Energie wird dabei in Form elastischer Wellen freigesetzt, die sich nach allen Seiten ausbreiten. Der Punkt, an dem dieser Vorgang beginnt, ist das „Hypozentrum“; das „Epizentrum“ liegt genau darüber an der Erdoberfläche. Die Stärke eines Bebens hängt hauptsächlich von der Größe der Bruchfläche und vom Betrag der Verschiebung, der sogenannten „Dislokation“, ab (Abb. 6). Bei den stärksten auf der Erde registrierten Erdbeben kann die Länge der Bruchfläche bis zu 1 000 km, ihre Tiefenerstreckung bis zu 200 km und die Dislokation bis zu 20 m betragen.

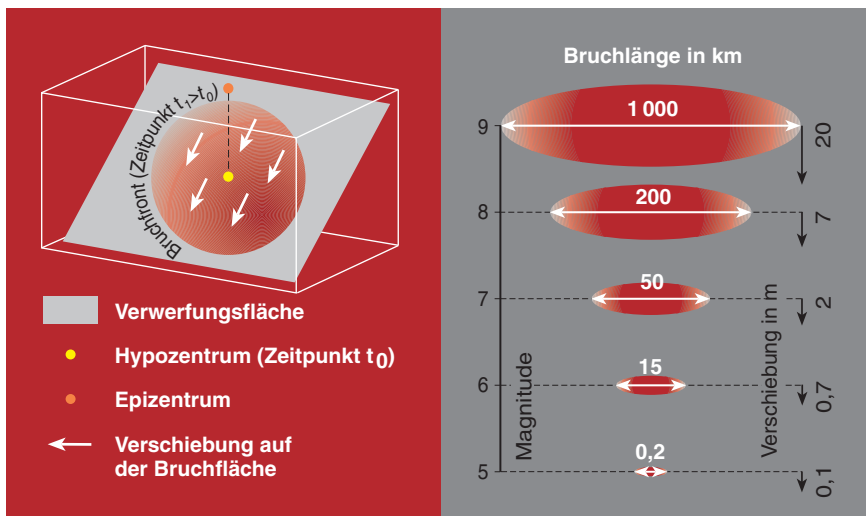
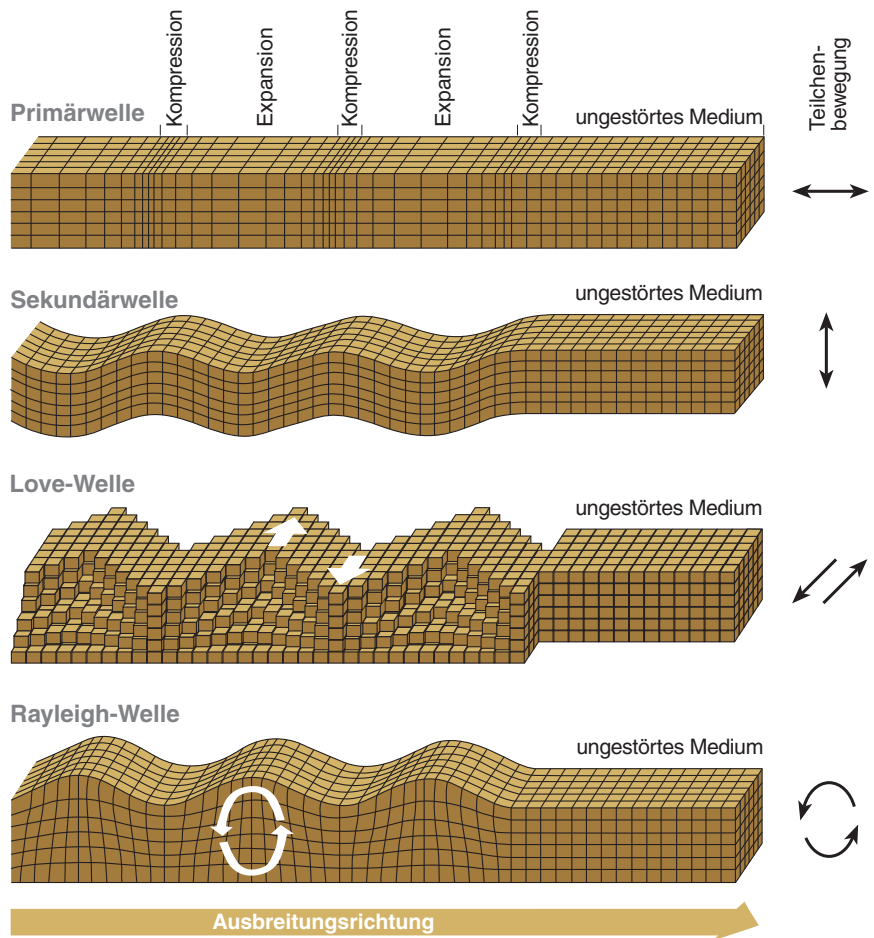


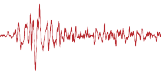
Abb. 6
Prinzipskizze
eines Erd-
bebenherdes

Die Bruchlänge und die Verschiebung sind die Größen, die die Stärke eines Bebens bestimmen. Bei den stärksten bisher bekannten Beben betrug die Bruchlänge mehr als 1 000 km, die Verschiebung bis zu 20 m.

Abb. 7
Die Erdbeben-
wellentypen



Bei einem Erdbeben werden verschiedene Wellentypen erzeugt – Raumwellen und Oberflächenwellen. Die Longitudinal- oder P(rimär)-Wellen (oben) sind die schnellsten Wellen. Ihnen folgen die Transversal- oder S(ekundär)-Wellen (Mitte) und schließlich die Oberflächenwellen (Love- und Rayleigh-Wellen, unten).



Ein Teil der Energie wird in seismische Wellen umgewandelt, die sich dann nach allen Seiten ausbreiten. Mit der Entfernung vom Epizentrum nimmt die Schwingungshöhe der seismischen Wellen ab, Schäden entstehen daher gewöhnlich nur im Epizentralbereich. Empfindliche Messgeräte registrieren seismische Erschütterungen jedoch auch noch in großen Entfernungen, bei starken Beben sogar auf der ganzen Welt.

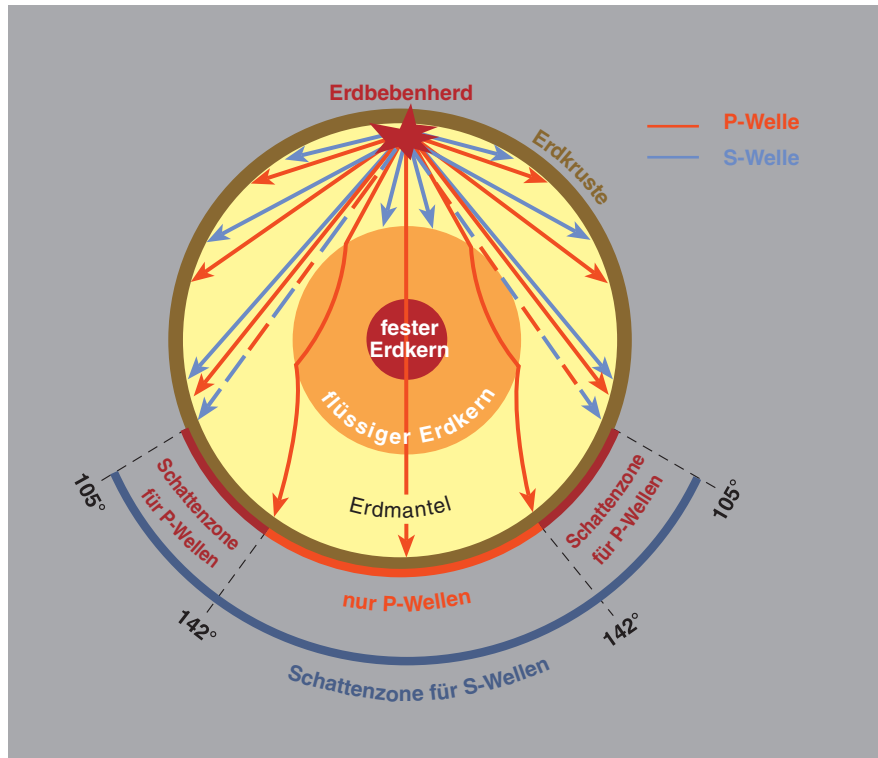
Die im Herd erzeugten seismischen Wellen bestehen aus verschiedenen Wellentypen (Abb. 7). Zwei davon, die Raumwellen, pflanzen sich durch das Erdinnere fort. Bei den sogenannten Longitudinal- oder P-Wellen („P“ für primär) schwingen die einzelnen Bodenteilchen in Richtung der Ausbreitung der Welle. Auch Schallwellen gehören zu diesem Wellentyp. Bei den sogenannten Transversal- oder S-Wellen („S“ für sekundär) schwingen die Bodenteilchen senkrecht zur Ausbreitungsrichtung. Dieser Wellentyp kann nur in festen Medien, nicht dagegen in Luft oder Flüssigkeiten auftreten.

Zwei weitere Wellentypen pflanzen sich ähnlich wie Meereswellen nur an der Erdoberfläche fort und werden nach ihren Entdeckern „Love-Wellen“ und „Rayleigh-Wellen“ genannt.

Die vier Wellentypen breiten sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten aus. An einem Beobachtungsort kommen sie daher nicht zur gleichen Zeit an, sondern je nach Entfernung in mehr oder weniger großem zeitlichem Abstand. Zuerst treffen die P-Wellen, dann die S-Wellen ein. Die Oberflächenwellen erscheinen als letzte, haben aber oft die größten Amplituden. Für die Schadenswirkung ist jedoch auch die Zahl der Schwingungen pro Sekunde von Bedeutung. Diese ist im Allgemeinen bei den Raumwellen größer, sodass die S-Wellen meistens die Schaden verursachenden Wellen sind. Der zeitliche Abstand zwischen dem Eintreffen der P- und der S-Wellen wächst mit der Entfernung zum Herd. Da beide Wellentypen zur gleichen Zeit im Herd erzeugt werden, kann man aus den Zeitdifferenzen zwischen P- und S-Wellen und den Ankunftszeiten der P-Wellen an verschiedenen Messstationen die Lage des Hypozentrums berechnen.

Erdbebenwellen von starken Erdbeben breiten sich durch die gesamte Erde aus und können weltweit mit empfindlichen Messgeräten registriert werden. Durch die instrumentelle Aufzeichnung dieser Wellen und den

Abb. 8
Erdbebenwellen
durch die Erde



Aus den Laufzeiten der Wellen und der Verteilung ihrer Registrierung wurde die Struktur der Erde abgeleitet. Vom Epizentrum aus in einem Winkel von $103 - 143^\circ$ schirmt der Erdkern die Raumwellen ab.

Vergleich mit Modellrechnungen ist der innere Aufbau der Erde nach und nach erforscht worden (Abb. 8). Erst aus solchen Beobachtungen ist bekannt geworden, dass es einen inneren und einen äußeren Erdkern gibt. Vom Epizentrum aus in einem Winkel von $105 - 142^\circ$ gibt es an der Erdoberfläche eine Schattenzone in der keine direkten Raumwellen registriert werden können. Der Erdkern lenkt die P-Wellen seitlich ab und absorbiert die S-Wellen völlig, da er in seinem äußeren Bereich flüssig ist. Nur Oberflächenwellen können diese Zone unmittelbar erreichen.

Messung von Erdbeben

Die durch die seismischen Wellen erzeugten vertikalen und horizontalen Schwingungen des Bodens werden an einer Erdbebenstation mithilfe von „Seismometern“ gemessen. Ein Solches besteht im einfachsten Fall aus einer Masse, die beim Vertikalseismometer an einer Feder und beim Horizontalseismometer an einem Draht aufgehängt ist (Abb. 9).

Bei einem Erdbeben wird die Masse relativ zum Gehäuse in Schwingungen versetzt. Durch einen Stift werden diese Bewegungen auf einer rotierenden, mit Papier belegten Trommel aufgezeichnet. Gewöhnlich werden jeweils drei Instrumente verwendet, eines um die Bodenbewegung in vertikaler Richtung zu messen und zwei weitere, um die horizontalen Bodenbewegungen in Nord-Süd- und in Ost-West-Richtung zu erfassen. An modernen Erdbebenstationen, wie sie auch in Nordrhein-Westfalen bestehen, werden die Schwingungen in elektrische Signale umgewandelt und auf digitale Datenträger aufgezeichnet. Auf diese Weise werden auch noch kleinste Mikrobeben erfasst.

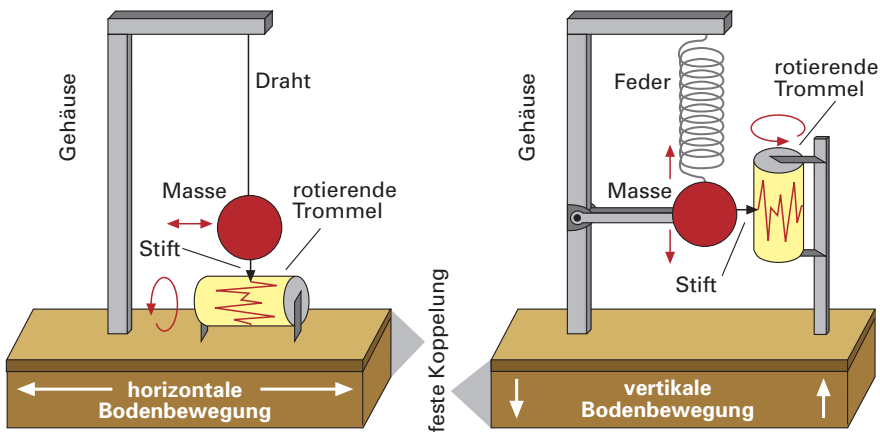


Abb. 9
Aufbau eines
Horizontal-
seismometers
(links) und
eines Vertikal-
seismometers
(rechts)

In beiden Fällen wird die Bewegung einer an einem Draht oder einer Feder aufgehängten Masse relativ zum Erdboden gemessen. Die Basisplatte des Gehäuses ist jeweils fest mit dem Untergrund verbunden.

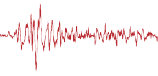
Stärke von Erdbeben

Aus der Bebenaufzeichnung – dem „Seismogramm“ – werden die für den Geowissenschaftler wichtigen Informationen über das Beben abgeleitet. In erster Linie sind das die Lage des Hypozentrums und die Stärke des Bebens. Intensität und Magnitude sind zwei Parameter, mit denen die Stärke eines Bebens festgelegt werden kann und ohne die ein weltweiter Vergleich von Erdbeben nicht möglich wäre.

Die Intensität ist ein Maß für die Auswirkungen eines Bebens auf Menschen, Gebäude und Natur. Man bestimmt sie, indem die an der Erdoberfläche sicht- und fühlbaren Auswirkungen des Bebens mit den Angaben einer Skala, der Intensitätsskala, verglichen werden. In Europa wird die zwölfstufige „MSK-64-Skala“ (benannt nach den Seismologen MEDVEDEV, SPONHEUER und KARNIK; ursprünglich 1964 aufgestellt) in einer 1980 aktualisierten Fassung verwendet oder die neuere „EMS-98-Skala“ („European Macroseismic Scale 1998“). Tabelle 1 zeigt eine Kurzform dieser Skala. Die Intensitätswerte sind eng mit den Bodenbeschleunigungen, die im Epizentralgebiet auftreten, verknüpft.

In der südlichen Niederrheinischen Bucht wurde, seit es Aufzeichnungen gibt, eine maximale Intensität von VIII beobachtet. Intensitäten dieser Größenordnung können auch zukünftige Beben erreichen. Wesentlich für die genaue Festlegung der Intensität eines Bebens ist die Anzahl der Meldungen über beobachtete Auswirkungen, da nur durch eine große Anzahl von Beobachtungen statistisch gesicherte Angaben über die Intensität möglich sind. Liegt eine ausreichende Menge von Beobachtungen vor, kann man die Gebiete gleicher Intensität durch Linien, die Isoleisten, abgrenzen. Aus der räumlichen Intensitätsverteilung lassen sich die Lage des Epizentrums und die Herdtiefe ableiten.

Die Berichte über historische Erdbebenschäden sind in den meisten Fällen jedoch recht spärlich, sodass sich diese „makroseismischen Parameter“ nur ungenau angeben lassen. Insbesondere bei der Beurteilung der Gebäudeschäden ist der damalige Stand der Bautechnik zu berücksichtigen. Als Beispiel seien Angaben über die Beben 1755 – 1757 in der



ERDBEBENINTENSITÄTEN I BIS XII DER EMS-98-SKALA IN KURZFORM

Intensität	Definition	Beschreibung typischer Effekte
I	nicht verspürt	Nicht verspürt.
II	vereinzelt verspürt	Von wenigen ruhenden Personen in Häusern verspürt.
III	schwach	In Häusern von einigen Personen verspürt. Ruhende Personen empfinden ein leichtes Schwingen oder Zittern.
IV	weitgehend bemerkt	In Häusern von vielen Personen verspürt, im Freien nur von sehr wenigen. Einige Personen erwachen. Fenster, Türen und Geschirr klappern.
V	stark	In Häusern von den meisten Personen verspürt, im Freien von wenigen. Einige Personen erschrecken. Gebäude zittern an allen Stellen. Hängende Gegenstände schwingen deutlich hin und her. Kleine Gegenstände werden verschoben. Türen und Fenster öffnen oder schließen sich.
VI	leichte Schäden	Viele Personen erschrecken und laufen ins Freie. Einige Gegenstände fallen zu Boden. Viele Häuser erleiden leichte nicht-strukturelle Schäden wie Putzrisse und das Herausfallen von Putzteilen.
VII	Schäden	Die meisten Personen erschrecken und laufen ins Freie. Möbel werden versetzt und viele Gegenstände auf Regalen fallen zu Boden. Viele solide gebaute Häuser erleiden moderate Schäden: schmale Risse in Wänden, Herunterfallen von Putz und von Schornsteinteilen; einige ältere Gebäude weisen große Risse in Wänden und das Versagen nicht versteifter Wände auf.
VIII	schwere Schäden	Viele Personen haben Schwierigkeiten zu stehen. Viele Häuser haben breite Risse in Wänden. Einige solide gebaute Häuser zeigen erhebliches Versagen von Wänden, einige ältere Gebäude stürzen ein.
IX	zerstörend	Allgemeine Panik. Viele schwache Gebäude stürzen ein. Auch solide gebaute Häuser zeigen sehr schwere Schäden: erhebliches Versagen von Wänden, teilweise strukturelles Versagen.
X	stark zerstörend	Viele solide gebaute Häuser stürzen ein.
XI	Verwüstung	Die meisten solide gebauten Häuser stürzen ein, auch einige besonders auf Erdbeben ausgelegte Gebäude werden zerstört.
XII	schwere Verwüstung	Nahezu alle Gebäude werden zerstört.

Niederrheinischen Bucht angeführt, die SIEBERG (1940) aus alten Chroniken zusammengetragen hat:

„Gegen Ende des Jahres 1755 wurde das Gebiet um Düren und Aachen von einer Erdbebenserie heimgesucht ... Die Erdbebenserie erreichte ihren Höhepunkt am 18. Februar 1756 mit einem Beben der Intensität VIII, dessen Epizentrum in der Nähe von Düren lag. Es stellt das stärkste bisher bekannte Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht dar. Noch in London, Halle und Straßburg wurde es gespürt. In Aachen brachen einige Gebäude zusammen, und über dreihundert Schornsteine stürzten herab, wodurch zwei Personen getötet und einige verletzt wurden ... Die Stadtmauer Dürens bekam große Spalten, während diejenige von Münstereifel an zwei Stellen samt dem Mauerwerk eines Turmes zerstört wurde. Das Schloß zu Nideggen und das Kloster Wenau wiesen in ihren Mauern klaffende Spalten auf, in Köln fielen über hundert Schornsteine ganz oder teilweise ein. In manchen Ortschaften wagte fast niemand mehr in steinernen Häusern zu wohnen. Wochenlang hauste die Bevölkerung ohne Rücksicht auf das Winterwetter, das glücklicherweise recht milde war, in Hütten aus Stroh und sonstigem leichtem Material, die in Gärten und auf Wiesen errichtet wurden. Selbst Gottesdienste wurden dorthin verlegt. Noch bis Mai 1757 hielt die Serie der spürbaren Nachbeben an.“

Eine weitere Größe zur Beschreibung der Bebenstärke ist die Magnitude, häufig die „nach oben offene Richter-Skala“ genannt. Sie wird aus den instrumentellen Aufzeichnungen der Erdbebenstationen bestimmt, und zwar aus den maximalen Amplituden der S-Wellen und aus der Entfernung zum Herd, die sich aus der Zeitdifferenz zwischen dem Eintreffen der P- und der S-Wellen ergibt. Die Magnitudenskala ist eine logarithmische Skala. Das bedeutet, dass von einer Einheit zur nächsten die Schwingungsamplitude um den Faktor 10 anwächst. Der Magnitudenwert kann auch grafisch auf einfache Weise bestimmt werden (Abb. 10).

Durch die Einführung der Magnitude wurde es möglich, die „Stärke“ eines Bebens unabhängig von subjektiven Angaben über Schäden oder makroseismische Wirkungen festzulegen, insbesondere auch in größerer Entfernung vom Epizentrum. Ohne diese Möglichkeit wäre beispielsweise die Angabe der Stärke von Erdbeben in unbewohnten Gebieten der Erde nicht möglich.

Später wurden der Magnitudenbegriff und die Regeln für die Magnitudenbestimmung erweitert und so verallgemeinert, dass heute weltweit alle Beben durch eine Magnitude definiert werden können. Aus empirischen Zusammenhängen zwischen Intensität und Magnitude kann man auch für ältere Erdbeben, von denen es keine instrumentellen Aufzeichnungen gibt, einen Magnitudenwert abschätzen.

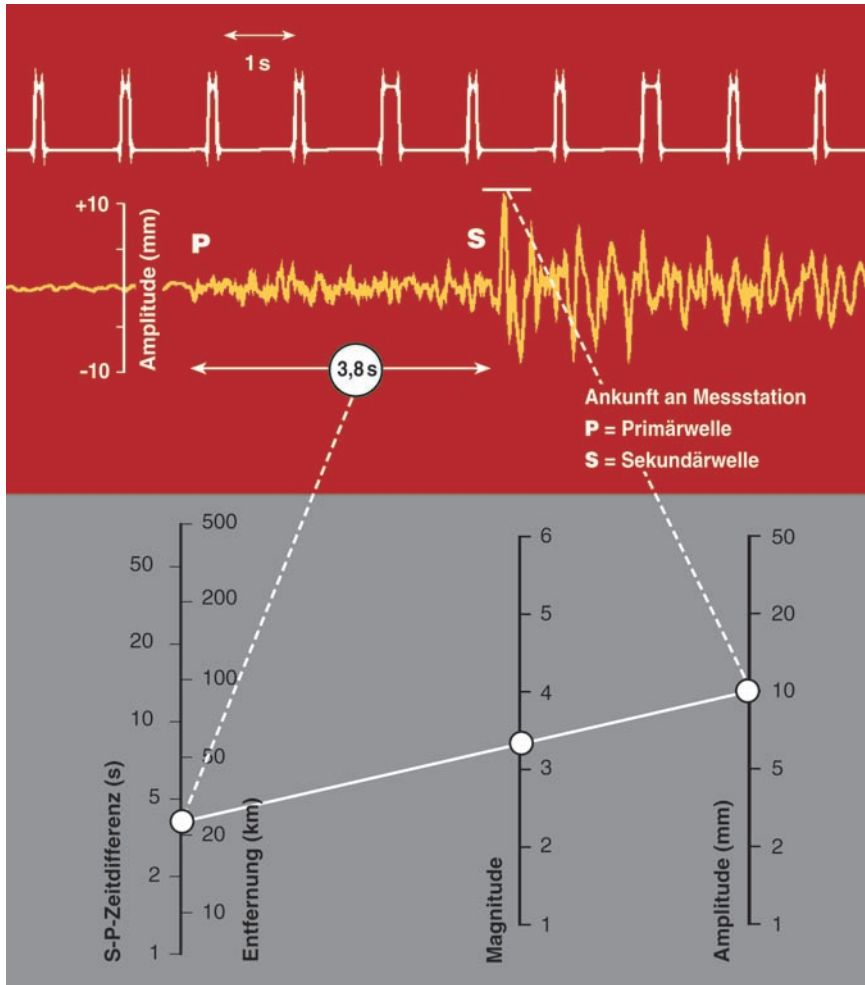


Abb. 10
Magnituden-
bestimmung

Die Eingangsgrößen für die konstruktive Bestimmung der Magnitude sind die Entfernung von der Erdbebenstation zum Herd (errechnet aus der S-P-Zeitdifferenz) und die maximale Amplitude der S-Wellen an der Station. Mithilfe eines Nomogramms kann daraus der Magnitudenwert bestimmt werden. In diesem Beispiel ergibt sich aus der Differenz der Ankunftszeiten von P- und S-Welle (3,8 s) eine Entfernung von 24 km zwischen Messstation und Epizentrum. Zusammen mit der gemessenen Amplitude von 10 mm ergibt sich der Magnitudenwert 3,4. Die Amplitude entspricht der Aufzeichnung eines Wood-Anderson-Seismometers mit 3800-facher Vergrößerung.

Erdbebenregistrierung in der Niederrheinischen Bucht

Obwohl es vereinzelt historische Berichte über Erdbeben im Teutoburger Wald und in Ostwestfalen gibt, sind Beben dort äußerst selten. Das bedeutendste Erdbebengebiet in Nordrhein-Westfalen ist die Niederrheinische Bucht. Um hier die Erdbebentätigkeit besser erforschen und überwachen zu können, wurde das seismische Messstationennetz in der Niederrheinischen Bucht und dem angrenzenden Rheinischen Schiefergebirge in den vergangenen Jahrzehnten erheblich erweitert und mit digitalen Registersystemen ausgestattet. Gegenwärtig betreibt der Geologische Dienst NRW 13 Stationen in diesem Gebiet (Abb. 11). Zwei davon, die 2006 in Betrieb gegangenen Stationen Bürresheim und Wallersheim, liegen in Rheinland-Pfalz. Sie wurden eingerichtet, um eine bessere Erdbebenüberwachung im südwestlichen Grenzgebiet von Nordrhein-Westfalen zu erreichen.

Die Stationen des Geologischen Dienstes auf dem Gebiet Nordrhein-Westfalens befinden sich in Jackerath, Pulheim, Großhau, Krefeld, Wasenberg, Todenfeld und in den Olef-, Wahnbach-, Urft-, Sorpe- und Ennepetalsperren (Abb. 11). Jede Station ist mit drei Seismometern ausgerüstet, die die Schwingungen des Bodens in Nord-Süd-, Ost-West- und in vertikaler Richtung registrieren. Die in elektrische Impulse umgewandelten und verstärkten Messsignale werden auf Festplatten aufgezeichnet und auf Abruf über das ISDN bzw. kontinuierlich über DSL zum Geologischen Dienst NRW in Krefeld übertragen. Aus diesen Aufzeichnungen ist sofort erkennbar, ob an den Stationen Erdbeben registriert wurden, und ob es sich dabei um Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht oder in anderen Gebieten der Erde handelt. Die Stationen sind so empfindlich, dass je nach Standort auch noch Schwingungen erfasst werden können, die ein Hundertstel bis ein Tausendstel unterhalb der Fühlbarkeitsschwelle liegen. Einige Stationen sind zusätzlich mit sogenannten Starkbeben-Messapparaturen ausgestattet, damit bei besonders starken Beben alle Schwingungen unübersteuert aufgezeichnet werden können.

Erdbebenstationen werden in der Regel an Orten eingerichtet, an denen die immer vorhandene Bodenunruhe – etwa durch Verkehrserschütterungen und Maschinenschwingungen von Industrieanlagen – möglichst gering ist. Im Inneren der Niederrheinischen Bucht mit ihrer dichten Besiedlung und ihren zahlreichen Industriegebieten gibt es jedoch keine „ruhigen“ Stellen für die Installation von Seismometern. Deshalb mussten die



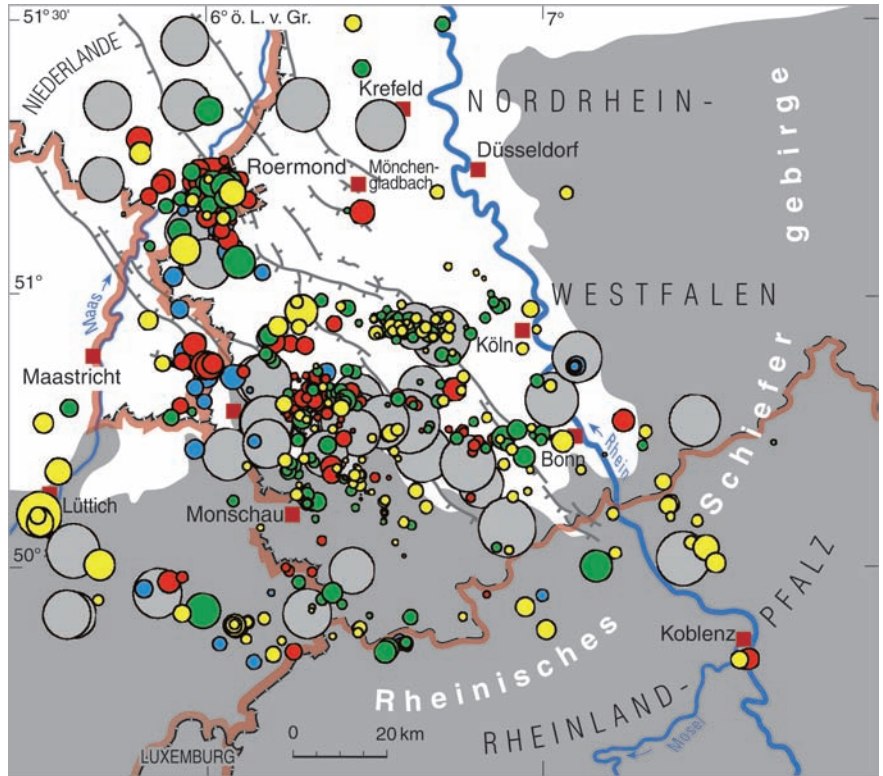
Abb. 11
Erdbeben-
stationen des
Geologischen
Dienstes NRW



Die Stationen sind alle mit hochempfindlichen Messsystemen ausgestattet, damit auch schwache Beben – weit unter der Fühlbarkeitsschwelle – erfasst werden können. Einige Stationen sind zusätzlich mit Starkbeben-Messapparaturen ausgestattet, die den Messbereich zu höheren Bebenstärken erweitern.

der Stationen Jackerath, Pulheim und Krefeld in ca. 400 m tiefen Bohr-
löchern im Festgestein des Paläozoikums, unterhalb der Lockergesteine
des Tertiärs und Quartärs, installiert werden. Die durch Industrie und
Verkehr hervorgerufene Bodenunruhe beträgt in dieser Tiefe nur noch ca.
10 % des Wertes an der Erdoberfläche, während die aus der Tiefe kom-

Abb. 12
Epizentren von
Erdbeben in der
Niederrheinischen Bucht



Magnitude

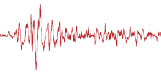


Epizentrum eines
historischen Schadenbebens
(Magnituden z. T. geschätzt)

Herttiefe in km



Die Größe der Kreise ist proportional zur Magnitude (s. Skala), die
Farbe gibt den Hertiefenbereich an. Die grauen Kreise im Hinter-
grund sind die Epizentren von historischen Schadenbeben, soweit
sie sich anhand der überlieferten Berichte lokalisieren lassen
(eine Tiefenangabe ist hier nicht möglich).



menden Erdbebenwellen ohne Abschwächung durch eine Lockergesteinsüberdeckung registriert werden.

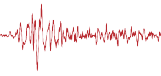
Diese hochempfindlichen Stationen sind in der Lage auch sehr schwache lokale und regionale Beben, sogenannte Mikrobeben, aufzuzeichnen. Denn gerade diese können darüber Auskunft geben, wo im Untergrund tektonische Bewegungen stattfinden und wo für die Zukunft möglicherweise auch stärkere Erdbeben zu erwarten sind. Im Zeitraum von 1980 bis 2005 wurden an diesen Stationen mehr als 1 000 natürliche Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht und ihrer unmittelbaren Umgebung registriert (Abb. 12). Einige davon wurden auch von Menschen gespürt, die meisten blieben jedoch unterhalb der Fühlbarkeitsgrenze von etwa 2,5 auf der



Abb. 13
Schäden durch
das Erdbeben
in Lüttich am
8. November 1983

Richter-Skala. Die Schwerpunkte der Seismizität in diesem Zeitraum lagen in der südwestlichen Niederrheinischen Bucht bei Roermond, im Raum Aachen – Düren und bei Jülich.

Am 8. November 1983 ereignete sich in Lüttich ein Erdbeben der Stärke 5,1, das erhebliche Gebäudeschäden verursachte. Sein Hypozentrum lag in 6 km Tiefe, ein für die Niederrheinische Bucht vergleichsweise geringer Wert. Fast alle Erdbeben in diesem Gebiet ereignen sich in Tiefen zwischen 5 und 25 km mit einer deutlichen Häufung bei 10 – 20 km. Für die Verursachung von Schäden ist also nicht nur die Stärke des Erdbebens maßgebend, sondern auch die Tiefe des Hypozentrums. Abbildung 13 zeigt einen typischen Erdbebenschaden aus Lüttich.



Das Erdbeben von Roermond

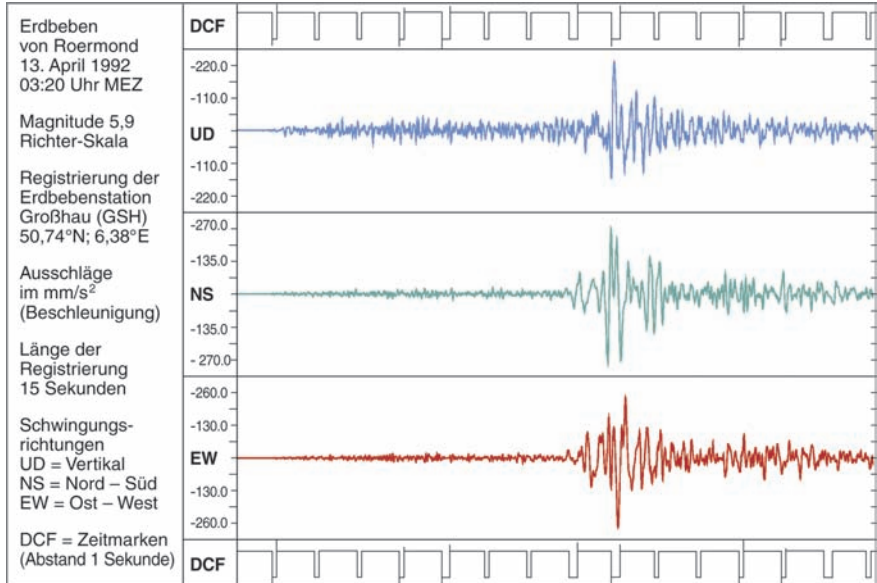
Am frühen Morgen des 13. April 1992, um 3:20 Uhr, weckte ein Erdbeben viele Schlafende im Rheinland auf. Mit dem Wert 5,9 auf der Richter-Skala war es das stärkste Beben in Mitteleuropa seit 1756. Viele Menschen hörten zuerst ein dumpfes Grollen, dann setzten Schwingungen ein, die etwa 15 Sekunden fühlbar anhielten. Selbst in Berlin, München und London wurde das Beben noch verspürt.

Das Hypozentrum des Bebens wurde aus den Seismogrammen von deutschen, belgischen und niederländischen Erdbebenstationen berechnet und lag 4 km südwestlich von Roermond in den Niederlanden ($5^{\circ}56'11''$ Ost und $51^{\circ}9'57''$ Nord) in einer Tiefe von 18 km.

In Nordrhein-Westfalen wurden mehr als 30 Personen durch herabfallende Kamin- und Dachziegel verletzt. Das Schadenzentrum lag in der Umgebung der Stadt Heinsberg. Typische Gebäudeschäden waren herabgestürzte Schornsteine und Dachpfannen, Putzrisse und herausgebrochene Ziegelsteine rund um Fenster und Türen. An einigen älteren Gebäuden entstanden allerdings auch strukturelle Schäden.

Kleinere Schäden richtete das Beben auch im Regierungsviertel in Bonn an. Am Kölner Dom stürzte eine 400 kg schwere Kreuzblume aus Naturstein in die Tiefe und durchschlug 40 m tiefer das Dach eines Seitenschiffes. Insgesamt wurden etwa 1 300 Gebäude beschädigt. Der Gesamtschaden wird von der Versicherungswirtschaft auf ca. 40 Mio. beziffert (SMOLKA 1999). Aufgrund der vergleichsweise großen Herdtiefe von 18 km war die Schadenwirkung im Verhältnis zur Stärke des Bebens aber eher gering. In Abbildung 14 ist das Seismogramm des Erdbebens von Roermond an der Erdbebenstation Großhau in 55 km Entfernung vom Epizentrum dargestellt. Es zeigt die Schwingungsverläufe der Bodenbeschleunigung in mm/s^2 in vertikaler, in Nord-Süd- und in Ost-West-Richtung über eine Dauer von 15 Sekunden. Die Zeit verläuft von links nach rechts. Zuerst treffen die P-Wellen ein. Sie haben das von vielen Menschen vernommene tiefe Grollen verursacht. Nach einigen Sekunden kommen dann die langsameren S-Wellen an, die aufgrund ihrer deutlich höheren Schwingungsamplitude gespürt wurden und auch die Schäden verursacht haben.

Abb. 14
Seismogramm
des Erdbebens
von Roermond
an der Erdbeben-
station Großhau

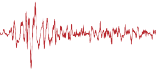


Schwingungsverläufe der Bodenbeschleunigung in mm/s^2 in vertikaler, in Nord-Süd- und in Ost-West-Richtung über eine Dauer von 15 Sekunden. Die Zeit verläuft von links nach rechts. Die Impulsfolgen über und unter den Schwingungsverläufen sind Sekundenmarken des Zeitzeichensenders DCF 77.

Die Impulsfolgen über und unter den Schwingungsverläufen sind Sekundenmarken eines Zeitzeichensenders.

Das Erdbeben war eine ruckartige Verschiebung am Peelrand-Sprung, bei der sich die Rur-Scholle an ihrem nordöstlichen Rand relativ zur Venloer Scholle um 18 cm nach unten bewegt hat. Die Größe der Bruchfläche betrug rund 10 km^2 , das entspricht einem Kreis von etwa 3,5 km Durchmesser. Bei einer Herdtiefe von 18 km bedeutet das, dass der Bruch sich nicht bis zur Erdoberfläche erstreckt hat. Alle Auswirkungen des Bebens an der Oberfläche wurden ausschließlich durch die seismischen Wellen erzeugt.

Nach dem Beben von Roermond fanden bis Ende April mehr als 200 weitere, schwächere Beben statt, die in den ersten Stunden Abstände von nur wenigen Minuten hatten. Viele davon wurden gespürt, das stärkste hatte



die Magnitude 3,6. Außer diesen unmittelbaren Nachbeben im Raum Roermond wurde auch eine Serie von Beben im Gebiet zwischen Heinsberg und Eschweiler ausgelöst (Abb. 15). Das stärkste Beben hatte die Magnitude 3,9 und wurde deutlich gespürt, richtete aber keinen Schaden an. Ende Mai 1992 war die Nachbeben­­tätigkeit weitgehend abgeklungen und die seismische Aktivität in der Niederrheinischen Bucht wieder auf das vorherige Niveau zurückgegangen – bis zum nächsten größeren Erdbeben. Fühlbare Beben – ab Magnitude 2,5 – treten in der Niederrheinischen Bucht im Mittel einmal im Jahr auf, Schaden verursachende Beben – ab Magnitude 4,5 – etwa alle fünfzig Jahre. Sie geraten daher schnell in Vergessenheit. Langfristig ist jedoch auch das Erdbeben von Roermond für die Niederrheinische Bucht ein ganz „normales“ Ereignis.

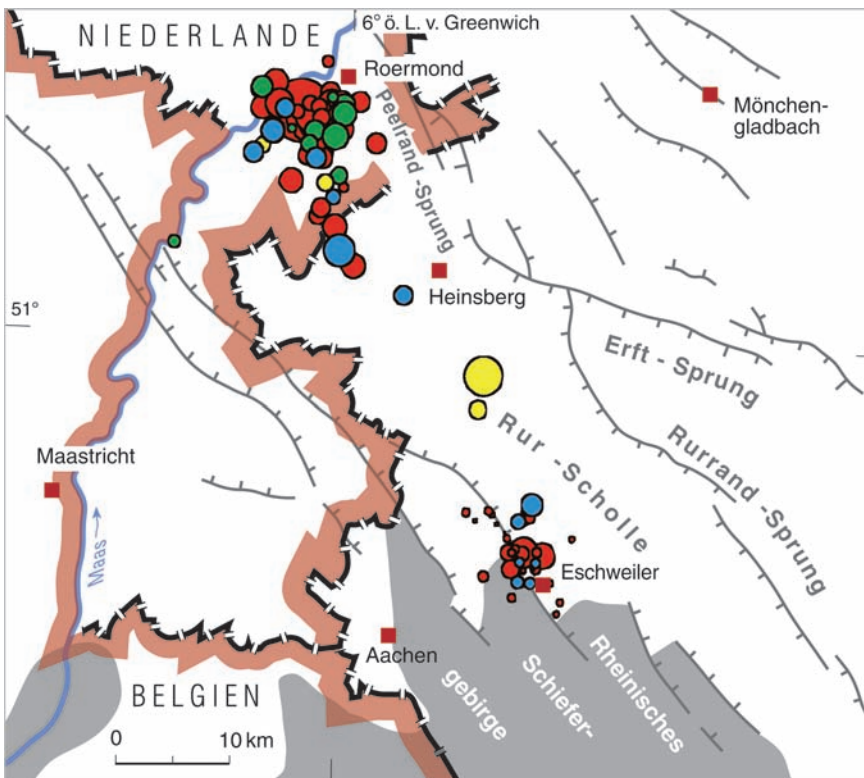


Abb. 15
Epizentren der
Nachbeben von
Roermond

Epizentren des Bebens von Roermond, seiner Nachbeben und der durch das Hauptbeben ausgelösten („getriggerten“) Beben zwischen Heinsberg und Eschweiler.

Paläoseismische Untersuchungen

Die Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht erreichten in historischer Zeit maximal den – aufgrund der Schadenwirkungen geschätzten – Magnitudenwert 6,3. Die Zeitperiode, aus der Chroniken und Berichte über Bebenereignisse überliefert sind, beträgt jedoch nur einige Jahrhunderte, was für geologische Vorgänge ein sehr kurzer Zeitraum ist. Es ist deshalb nicht auszuschließen, das längerfristig auch noch stärkere Erdbeben auftreten können. Bei Magnituden von 6 und mehr ist mit der Möglichkeit zu rechnen, dass sich die Bruchfläche des Erdbebenherdes bis zur Erdoberfläche erstreckt. Am Ort des Bebens ist in so einem Fall im Gelände eine Bruchkante zu erkennen. Obwohl solche Geländestufen wieder erodiert werden, kann sich ihre Fortsetzung in der Tiefe über Jahrtausende als Versatz in der Abfolge der Schichten erhalten.

Der Geologische Dienst NRW hat seit 1999 an mehreren Stellen Schürfe quer zu den aktiven Verwerfungen der Niederrheinischen Bucht angelegt, um die oberflächennahe Struktur dieser Störungsbahnen bis in etwa 5 m Tiefe zu untersuchen. Dabei haben sich in einigen Fällen scharfe Versätze gezeigt, die auf vergleichsweise schnell abgelaufene tektonische Vorgänge schließen lassen, also vermutlich auf Erdbeben. Ein Beispiel zeigt Abbildung 16.

Aus Untersuchungen neuerer Beben in den vergangenen Jahrzehnten wurden empirische Zusammenhänge zwischen der Magnitude eines Bebens und seinem Versatzbetrag ermittelt. Deshalb kann man einem bei paläoseismischen Untersuchungen gefundenen Versatz innerhalb bestimmter Fehlergrenzen eine Magnitude zuordnen. Dabei zeigt sich, dass in der Niederrheinischen Bucht Bebenstärken bis etwa zur Magnitude 7 nicht ausgeschlossen werden können. Obwohl ein endgültiger Beweis für das Auftreten solcher Beben noch nicht vorliegt, werden diese Stärken bei der Berechnung der Erdbebengefährdung sicherheitshalber berücksichtigt.



Abb. 16
Struktur des
Rurrand-Sprunges
bei Jülich

Der scharfe Versatz in der Mitte des oberen Bildes weist auf einen „schnellen“ tektonischen Vorgang – vermutlich ein Erdbeben – hin.

Erdbebenvorhersage

Die negativen Auswirkungen auf Menschen und Bauwerke ließen sich mindern, wenn es gelänge, den Zeitpunkt, die Stärke und den Entstehungsort von Erdbeben vorherzusagen. Eine für die Gesellschaft akzeptable Vorhersage müsste den Zeitpunkt eines Bebens mindestens auf einige Tage genau festlegen, denn die sozialen und ökonomischen Folgen wären erheblich, insbesondere in dicht besiedelten Gebieten mit hohem wirtschaftlichem Potenzial. Deshalb müsste ein Verfahren zur Vorhersage nahezu vollkommen sicher sein, Fehlalarme würden nicht oder nur in geringer Anzahl toleriert.

Die erdbebengefährdeten Zonen der Erde sind seit langem bekannt. Auch die möglichen Stärken in einem bestimmten Erdbebengebiet lassen sich einigermaßen abschätzen. Jedoch konnte bisher kein Verfahren entwickelt werden, mit dem der Zeitpunkt eines Bebens zuverlässig vorhergesagt werden kann, obwohl seit Jahrzehnten auf diesem Gebiet geforscht wird. Bei stärkeren Beben ab Magnitude 6 sind häufig Vorläuferphänomene wie kleine Vorbeben, Änderungen des Magnetfeldes, Ausgasung von Radon, Geländeneigungen und Ähnliches beobachtet worden. Keines dieser Vorläuferphänomene tritt jedoch immer auf. Auch sind solche Erscheinungen nicht immer mit einem Erdbeben verbunden, beziehungsweise der zeitliche Abstand ist äußerst variabel. Viele Beben treten auch ohne jede Vorwarnung auf. Das Verhalten von Tieren vor Erdbeben ist über Jahrzehnte untersucht worden, insbesondere in Japan, jedoch ohne Erfolg. Keine Tierart und kein Verhalten erwies sich als „zuverlässig“. Wenn Tiere überhaupt reagieren, dann vermutlich auf physikalische Phänomene, die man auch direkt messen kann.

Inzwischen sind einige Seismologen der Ansicht, dass sich Erdbeben grundsätzlich nicht vorhersagen lassen. Jedes große Beben beginnt, genauso wie eine Mikrobeben, als kleines Ereignis. Der Bruchvorgang beim Mikrobeben stoppt dann wieder, der beim großen Beben jedoch nicht. Hier liegt möglicherweise chaotisches Verhalten der Gesteinsmechanik im Spannungsfeld der Erdkruste vor, ähnlich wie beim Klima eine kleine Ursache große Wetterphänomene verursachen kann.

Erdbebengefährdung

Die Vorsorge hinsichtlich der Auswirkungen von Erdbeben konzentriert sich aus den zuvor genannten Gründen vorwiegend darauf, das statistische Verhalten der Seismizität in einem Erdbebengebiet zu untersuchen. Über eine sogenannte Magnituden-Häufigkeitsbeziehung kann die mittlere Auftretensrate einer bestimmten Bebenstärke angegeben werden. Je nach Standort und Untergrund eines Bauwerks entspricht diese Stärke einer Wirkung auf das Bauwerk in Form von Kräften beziehungsweise Beschleunigungen. Auf diese potenziellen Einwirkungen können Gebäude von vornherein ausgelegt werden, um sie gegen Erdbeben in ausreichendem Maße standsicher zu machen.

Der Geologische Dienst NRW ermittelte aus der überlieferten historischen Erdbebentätigkeit, seinen eigenen Registrierungen seit 1980 und seinen paläoseismischen Untersuchungen eine Magnituden-Häufigkeitsbeziehung, die in Abbildung 17 dargestellt ist.

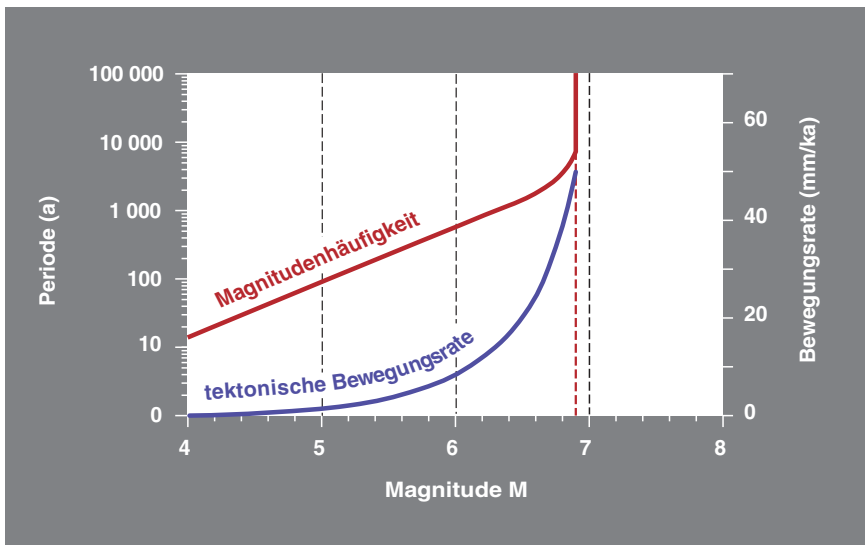


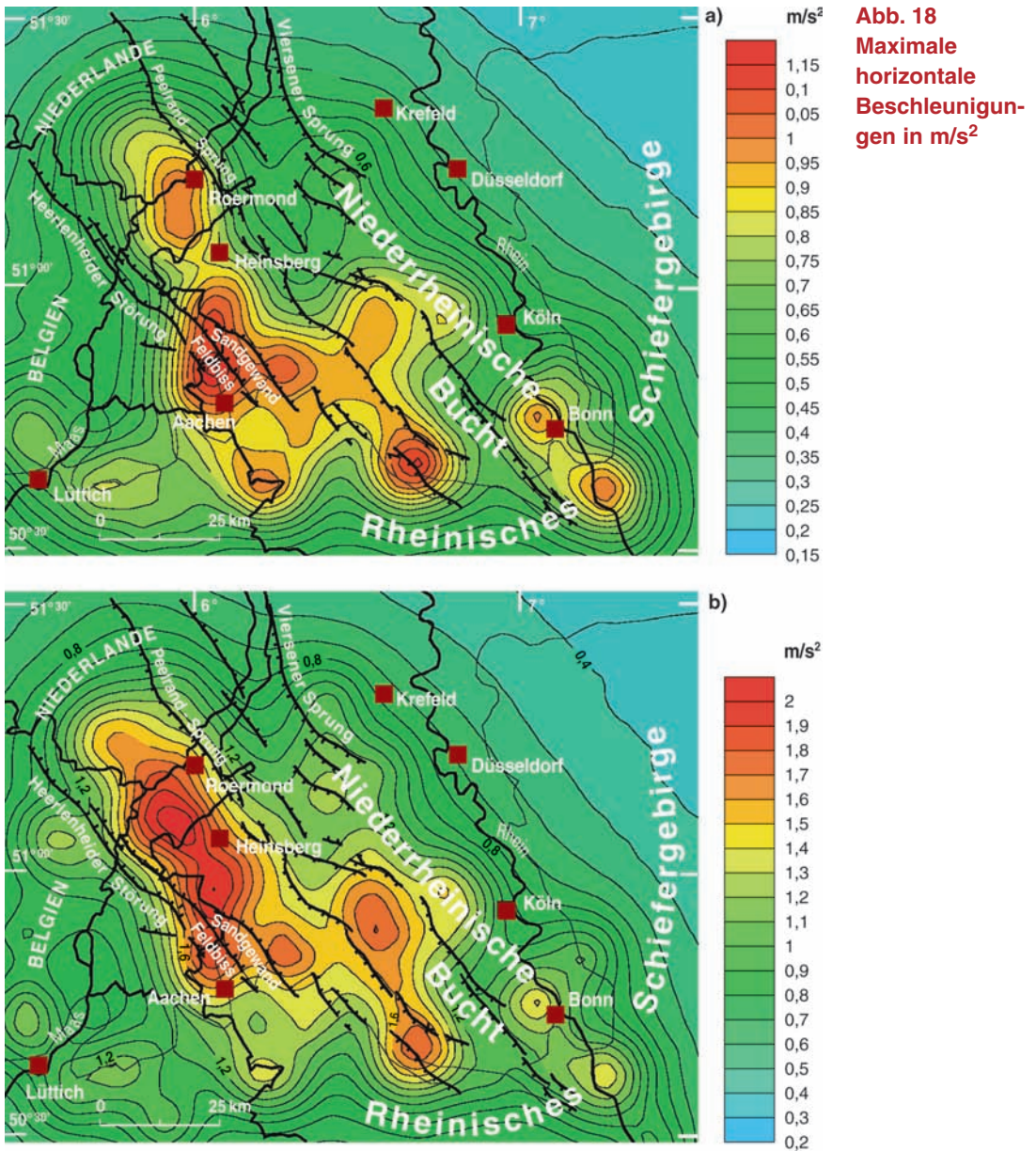
Abb. 17
Magnituden-
Häufigkeits-
beziehung
und Bewegungsrate

Bis zur Magnitude 6,9 addieren sich die durch Erdbeben verursachten Verschiebungen zu einer mittleren Bewegungsrate von 50 mm pro tausend Jahren. Dieser Betrag entspricht der langfristigen, aus geologischen Untersuchungen ermittelten tektonischen Bewegungsrate in der Niederrheinischen Bucht.

Die Magnituden-Häufigkeitsbeziehung ist so zu interpretieren, dass beispielsweise im Niederrheingebiet im Mittel alle 100 Jahre ein Beben mit einer Magnitude von mehr als 5 auftritt, und alle 1 000 Jahre eins mit einer Magnitude von mehr als 6,2. Beben mit Stärke 7 oder mehr treten wahrscheinlich nicht auf, da die durch Beben bis zu dieser Magnitude erzeugten Versätze die langfristige tektonische Bewegungsrate bereits vollständig ausgleichen.

Für die Wirkung eines Erdbebens auf ein Gebäude ist in erster Linie die am Standort des Bauwerks auftretende maximale Schwing- oder Bodenbeschleunigung maßgebend. Daneben spielen auch die Schwingperiode und die Einwirkungsdauer eine Rolle. Bei der Einschätzung der Erdbebengefährdung eines Standortes sind alle potenziellen Erdbebenquellen in der Umgebung zu berücksichtigen, die je nach Entfernung und maximaler Stärke unterschiedlich zur Gefährdung beitragen. Die statistische Auswertung dieser Daten ergibt für jede Bodenbeschleunigung eine bestimmte Auftretenswahrscheinlichkeit beziehungsweise Wiederkehrperiode. Da starke Erdbeben seltener sind als schwache, bedeutet eine geringere Auftretenswahrscheinlichkeit ein höheres Sicherheitsniveau. Die Wahl ist letztlich willkürlich. International übliche Sicherheitsniveaus sind Überschreitenswahrscheinlichkeiten von 10 % in 50 Jahren (mittlere Wiederkehrperiode etwa 500 Jahre) und 2 % in 50 Jahren (mittlere Wiederkehrperiode etwa 2 500 Jahre).

In Abbildung 18 sind für die Niederrheinische Bucht die maximalen horizontalen Beschleunigungen dargestellt, die an einem gegebenen Ort im Mittel einmal in 500 Jahren beziehungsweise einmal in 2 500 Jahren erreicht werden.



Maximale horizontale Beschleunigungen in m/s^2 , die an einem gegebenen Ort im Mittel einmal in 500 Jahren a) beziehungsweise einmal in 2 500 Jahren b) erreicht werden. Die Werte für 500 Jahre entsprechen in etwa den Angaben der Norm DIN 4149 für normale Wohnbauten, die Werte für 2 500 Jahre sind nach DIN 19700 bei großen Stauanlagen zugrunde zu legen (s. folgender Abschnitt).

Auswirkungen auf Gebäude und Anlagen

Schadenbeben sind in Deutschland nur innerhalb einiger Gebiete zu erwarten, in Nordrhein-Westfalen nur in der Niederrheinischen Bucht und – in geringerem Maße – in der nördlichen Eifel. Die Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht erreichten in historischer Zeit maximal den Magnitudenwert 6,3. Weltweit haben die stärksten Beben Magnituden bis zu 9,6 erreicht, das ist eine mehr als tausendfach höhere Schwingungsamplitude. Liegt aber das Epizentrum eines Bebens in einem bewohnten Gebiet – was für nahezu alle Bereiche der Niederrheinischen Bucht gilt –, so können schon ab Magnitude 4,5 im Epizentralgebiet Schäden an Gebäuden entstehen.

Die Norm DIN 4149 „Bauten in deutschen Erdbebengebieten“ gibt Richtwerte für die in Deutschland zu erwartenden Erdbebeneinwirkungen an. Deutschland ist darin in Zonen eingeteilt, denen jeweils Intensitäts- und Beschleunigungswerte beziehungsweise -spektren zugeordnet sind. Sie berücksichtigt auch die jeweiligen Untergrundverhältnisse, die zu einer Verstärkung oder Abminderung der Beschleunigungen führen können. Die Norm gilt für übliche Hochbauten – also auch für Wohngebäude – und wendet sich an Bauingenieure, die sie bei der Errichtung von Gebäuden berücksichtigen müssen. Ziel ist ein ausreichender Personenschutz, das heißt, dass eventuell Schäden auftreten können, diese aber nicht zu einem Einsturz führen dürfen. Bei den in Deutschland zu erwartenden Gebäudeschäden handelt es sich vor allem um schmale Risse in den Wänden, Abbrüche von Schornsteinen und Ausbrüche von Putz und Mauerwerk bei nicht ausreichend ausgesteiften Wänden (Intensität VII), vereinzelt auch um Schäden der Intensität VIII (s. S. 21, Tab. 1).

In der 2006 vom Geologischen Dienst NRW in Zusammenarbeit mit dem Ministerium für Bauen und Verkehr des Landes Nordrhein Westfalen neu herausgegebenen „Karte der Erdbebenzonen und geologischen Untergrundklassen der Bundesrepublik Deutschland 1 : 350 000“ wird das Landesgebiet entsprechend der DIN 4149 nach Zonen gegliedert. Die Gemarkungen Nordrhein-Westfalens sind jeweils einer der Erdbebenzonen

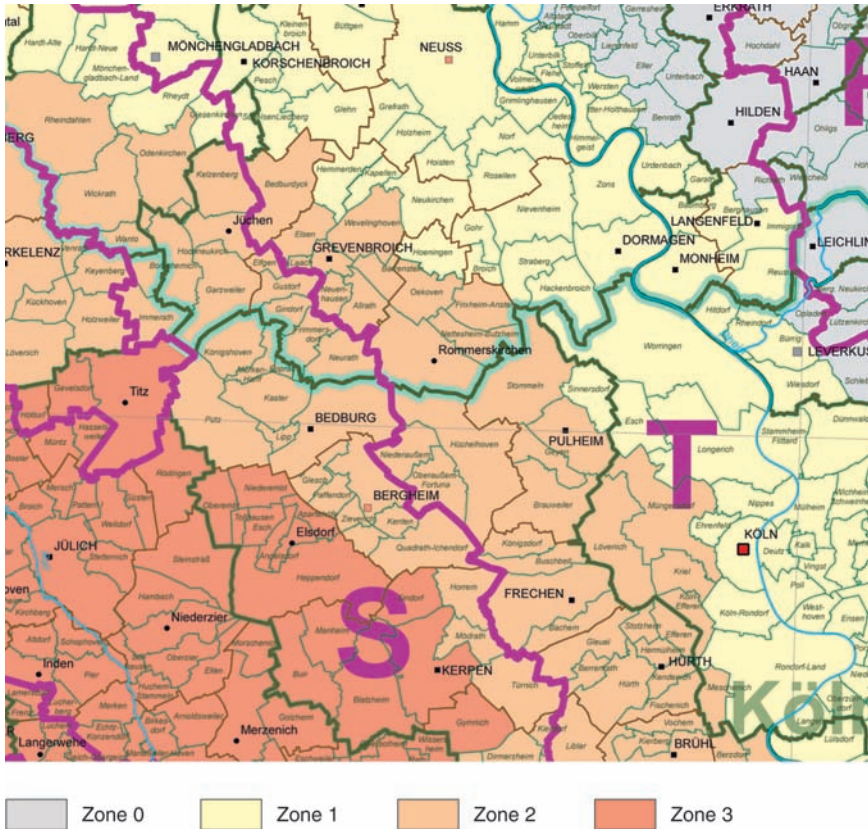


Abb. 19
Erdbebenzonen
(0 – 3)
nach DIN 4149

Der Einfluss des tieferen Untergrundes auf die Bodenbewegung wird durch die Zuordnung zu einer Untergrundklasse berücksichtigt (S = tiefe Sedimentbecken, R = felsentartiger Untergrund, T = Übergangsbereich zwischen S und R).

Null bis Drei und einer von drei Untergrundklassen zugeordnet (Abb. 19) oder liegen außerhalb erdbebengefährdeter Zonen. Die Karte dient Kommunen und Architekturbüros als Planungsgrundlage für die Bemessung und Auslegung neu zu errichtender Gebäude in den erdbebengefährdeten Gebieten Nordrhein-Westfalens.

Die DIN 4149 legt Erdbebeneinwirkungen zugrunde, die mit 90-prozentiger Wahrscheinlichkeit in 50 Jahren nicht überschritten werden. Das ist eine Einwirkungsstärke, die im Mittel in etwa 500 Jahren einmal erreicht

wird. Für Anlagen, von denen bei Schäden durch Erdbeben eine zusätzliche Gefährdung für die Bevölkerung ausgehen kann, wird ein höheres Sicherheitsniveau zugrunde gelegt. So sind beispielsweise große Talsperren gegen Erdbebeneinwirkungen die im Mittel einmal in 2 500 Jahren auftreten, sicher auszulegen. Hier gilt die DIN 19700.

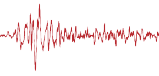
Auch in Zukunft werden in der Niederrheinischen Bucht Erdbeben auftreten, die Schäden verursachen. Für den Bürger ist es wichtig zu prüfen, ob sein Haus den Empfehlungen der DIN 4149 entspricht. Dadurch ist im Gebäude ein ausreichender Personenschutz gewährleistet. Im Falle eines Erdbebens ist es deshalb besser, im Inneren zu bleiben und nicht ins Freie zu laufen. Gerade vor dem Haus ist die Verletzungsgefahr durch herabfallende Bauteile am größten.

Die den Baunormen zugrunde liegenden seismologischen Verhältnisse beruhen auf dem derzeitigen Kenntnisstand über die Erdbebentätigkeit in Nordrhein-Westfalen. Da es sich bei den Vorgängen in der Erde um sehr komplexe Phänomene handelt, ist es durchaus möglich, dass die Erdbebentätigkeit in einem bestimmten Gebiet zu- oder abnimmt, oder dass ein anderer Bereich seismisch aktiv wird, der vorher aseismisch war. Sicher ist nur, dass in Nordrhein-Westfalen, insbesondere in der Niederrheinischen Bucht, die Erde noch nicht zur Ruhe gekommen ist. Die ständige Überwachung der Erdbebentätigkeit ist daher von großer Bedeutung für die Daseinsvorsorge der hier lebenden Menschen.

Literatur

- CAMELBECK, TH.; MEGHRAOUI, M. (1996): Large earthquakes in northern Europe more likely than once thought. – EOS, Trans. amer. geophys. Union, **77** (42): 405 + 409.
- BOLT, B. (2000): Erdbeben, Schlüssel zur Geodynamik. – 230 S.; Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).
- DIN 4149 Bauten in deutschen Erdbebengebieten. Normenausschuss Bauwesen (NABau) im DIN Deutsches Institut für Normung e. V., Oktober 2002.
- DIN 19700 Stauanlagen – Teil 10: Gemeinsame Festlegungen. Normenausschuss Wasserwesen (NAW) im DIN Deutsches Institut für Normung e. V., Juli 2004.
- DIN 19700 Stauanlagen – Teil 11: Talsperren. Normenausschuss Wasserwesen (NAW) im DIN Deutsches Institut für Normung e. V., Juli 2004.
- GRÜNTAL, G. [Hrsg.] (1998): European macroseismic scale 1998 : EMS-98. – Cah. Centr. eur. Géodyn. Séismol., **15**: 99 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Luxembourg (Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie).
- HOSSE, D. (1987): Realistische seismische Lastannahmen für Bauwerke. Ergebnisse einer interdisziplinären Forschungsarbeit. – Bauingenieur, **62**: 567 – 574.
- LEHMANN, K.; KLOSTERMANN, J.; PELZING, R. (2001): Paleoseismological investigations at the Rurand fault, Lower Rhine Embayment. – Netherlands J. Geosc. (Geol. en Mijnb.), **80** (3/4): 139 – 154, 11 Abb., 1 Tab.; Utrecht.
- LEYDECKER, G. (1986): Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 1000 – 1981. – Geol. Jb., **E 36**: 3 – 83; Hannover.
- MEADOW, H. (1995): Rekonstruktion und Reinterpretation von historischen Erdbeben in den nördlichen Rheinlanden unter Berücksichtigung der Erfahrungen bei dem Erdbeben von Roermond am 13. April 1992. – Diss. Univ. Köln: 305 S., 41 Abb., zahlr. Tab.; Köln.
- MURPHY, J. R.; O'BRIEN, L. J. (1977): The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters. – Bull. seismol. Soc. America, **67**: 877 – 915; Baltimore.
- PELZING, R. (1992): Das Erdbeben von Roermond, 13. April 1992. – 16. S., 15 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)
- RICHTER, CH. (1958): Elementary Seismology. – San Francisco (Freeman & Co.).
- SCHNEIDER, G. (2004): Erdbeben. – Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).

- SIEBERG, A. (1940): Beiträge zum Erdbebenkatalog Deutschlands und angrenzender Gebiete für die Jahre 58 – 1799. – Mitt. dt. R.-Erdbebendienst, **2**: 1 – 111; Berlin.
- SMOLKA, A. (1999): Erdbebensituation Deutschland – Gefährdung, Risiko, Forschungs- und Handlungsbedarf. – D-A-CH-Mitt.-Bl., **1**; Berlin .
- SPONHEUER, W. (1960): Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. – Freiburger Forsch.-H., **C 88**: 117 S.; Freiberg.
- SPUDICH, P.; JOYNER, W. B.; LINDH, A.; BOORE, D. M.; MARGARIS, B.; FLETCHER, J. (1999): SEA99: A revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes. – Bull. seismol. Soc. America., **89**: 1156 – 1170; Baltimore.



Erdbebenüberwachung heute

Bei modernen Seismometern werden Erderschütterungen über die Bewegungen spezieller Pendel aufgezeichnet. Dabei werden unmittelbar Schwinggeschwindigkeiten oder -beschleunigungen der verschiedenen Raumrichtungen in Form von elektrischen Signalen registriert. Durch die Verwendung elektronischer Komponenten ist mittlerweile der Bau sehr kleiner Sensoren möglich. Eine Kapselung gewährleistet einen Schutz des gesamten Messsystems gegen äußere Störeinflüsse. Die analogen Ausgangssignale des Seismometers werden in einen digitalen Datenstrom umgewandelt und auf der Festplatte eines PC gespeichert. Dadurch wird eine Übertragung von Daten entfernt liegender Erdbebenstationen via Telefon oder Internet an eine Zentrale sowie eine elektronische Datenanalyse ermöglicht. Die registrierten Daten eines Stationsnetzes geben Aufschluss über die Lage des Hypozentrums und die Magnitude eines seismischen Ereignisses.

Modernes Seismometersystem

Die Erdbebenstation GSH (Großhau, Gemeinde Hürtgenwald) des Geologischen Dienstes NRW registriert die seismischen Signale mit unterschiedlichen Sensoren. Ein integriertes Seismometersystem (Typ Mark L-4C-3D, rechts) nimmt die Schwinggeschwindigkeiten in drei Raumrichtungen auf, das Vertikalseismometer (links) ist Teil eines Mikroarrays



zur Lokalisierung von Erdbeben. Ein Beschleunigungsaufnehmer (Mitte) misst Bodenbeschleunigungen in drei Komponenten. Die Seismometer wurden in einem unterirdischen Schacht installiert, der bis in das anstehende Festgestein reicht. Die Aufnehmer sind auf Betonsokkeln präzise ausgerichtet.

scriptum, Heft 17

Paläoseismische Untersuchungen im Bereich der Niederrheinischen Bucht

ca. 72 Seiten, 58 Abb., 6 Tab., ISSN 1430-5267, Best.-Nr. 8018, 11,50 € (inkl. 7 % MwSt.)

Die Niederrheinische Bucht ist das aktivste Erdbebengebiet in Westdeutschland. Sie ist Bestandteil einer interkontinentalen Schwächezone, die sich von der Ostküste Spaniens durch das Rhône- und Rheintal bis nach Norddeutschland erstreckt.

Dass Erdbeben hier keine Seltenheit sind, zeigen die seismischen Registrierungen des Geologischen Dienstes NRW. Seit 1980 wurden mit dem Netz von derzeit 13 Erdbebenstationen mehr als eintausend tektonische Beben in der Niederrheinischen Bucht und den angrenzenden Gebieten lokalisiert, von denen die meisten allerdings unter der Fühlbarkeitsgrenze lagen. Aber auch aus den vergangenen Jahrhunderten sind uns Nachrichten von starken Erdbeben überliefert. Die frühesten Aufzeichnungen stammen aus der Zeit Karls des Großen um das Jahr 800. Insgesamt deckt der Erdbeben-Katalog von nunmehr 1 200 Jahren aber, verglichen mit der Dauer geologischer Vorgänge, nur eine kurze Zeitspanne ab. Um zuverlässige Aussagen zur Erdbebengefährdung machen zu können, müssen jedoch Daten über ein Intervall von einigen tausend Jahren vorliegen. Die Anwendung der Paläoseismologie, der Lehre von „alten“ oder „Paläo“-Beben, gibt uns hier die Möglichkeit, die Erdbeben-tätigkeit weiter zu-rückliegender Zeiträume zu betrachten.

Der Grundgedanke der Paläoseismologie besteht darin, dass sich die durch große Erdbeben verursachten Verschiebungen an geologischen Störungszonen bis an die Oberfläche durchpausen können. In Schürfen, die solche Verwerfungen queren, wird der Untergrund systematisch auf derartige Anzeichen untersucht. Der Versatzbetrag und das Alter geologischer Schichten geben dann Auskunft über die Stärke und den Zeitpunkt des Ereignisses.

Im Zeitraum zwischen 2001 und 2004 wurden im Bereich der Niederrheinischen Bucht an vier der dort verlaufenden Hauptstörungen Untersuchungen zum Ablauf der Schollenbewegungen durchgeführt. Dabei sollte geklärt werden, ob hier in den letzten ca. 20 000 Jahren seismische Ereignisse (Paläo-beben) stattgefunden haben.



