



Originally published as:

Grünthal, G. (2004): Erdbeben und Erdbebengefährdung in Deutschland sowie im europäischen Kontext. - *Geographie und Schule*, 151, 14-23

# Erdbeben und Erdbebengefährdung in Deutschland sowie im europäischen Kontext

Von Gottfried Grünthal

**Die Gefährdung durch Erdbeben ist in Deutschland zwar relativ gering, aber keinesfalls vernachlässigbar. Größere Schadenbeben traten einmal in jeder Generation auf und verlieren sich daher nur zu schnell aus dem Bewusstsein. Trotzdem gehören Erdbeben auch in unserer Region zu den Naturereignissen, die extrem hohe Schadenskosten verursachen können. Eine Studie zu den Auswirkungen von Naturkatastrophen des Schweizerischen Bundesamtes für Zivilschutz hat ergeben, dass Erdbeben mit 35% Anteil am möglichen Gesamtschaden aller Naturgefährdungen in der Schweiz das dominierende Element darstellen. Auch in den Hauptbebengebieten Deutschlands gehören Erdbeben langfristig, d. h. für kleine Eintreffenswahrscheinlichkeiten, neben Überschwemmungen und Stürmen zu den größten Verursachern von Elementarschäden.**

## 1. Einführung

Ein adäquater Schutz vor den Auswirkungen von Erdbeben kann nur durch die Einführung geeigneter ingenieurtechnischer Vorkehrungen erreicht werden. Da derartige Maßnahmen zur Erdbebensicherung durch Entwurf, Konstruktion oder Bemessung einen zusätzlichen bauseitigen Aufwand bedeuten, der sich auf die Kosten niederschlägt, sind in geeigneter Weise die Gebiete abzugrenzen, in denen mit bestimmten Wahrscheinlichkeiten Beben-Erschütterungsparameter erreicht oder überschritten werden. Derartige Informationen vermitteln Erdbebengefährdungskarten, die auf wahrscheinlichkeitstheoretischer Grundlage ermittelt werden.

Die Festlegung eines Gefährdungsniveaus, für das Gefährdungskarten erstellt und in Bebenzonierungskarten für erdbebengerechte Baunormen einfließen, ist in jedem Falle eine politische Entscheidung darüber, wie viel Restrisiko die Gesellschaft zu tragen bereit ist. Für die erdbebengerechte Auslegung normaler Hochbauten, von denen kein besonderes Sekundärrisiko für die Umwelt ausgeht, hat sich in den letzten Jahrzehnten quasi weltweit eine 90%ige Nichtüberschreitenswahrscheinlichkeit bestimmter Erschütterungsparameter innerhalb einer angenommenen Standzeit von 50 Jahren durchgesetzt. Dies entspricht unter Zugrundelegung der *Poissonverteilung* von Beben einer mittleren Wiederholungsperiode von gerundet 475 Jahren. Wahrscheinlichkeitstheoretische Abschätzungen zur Erdbebengefährdung beruhen auf einer Reihe unter-

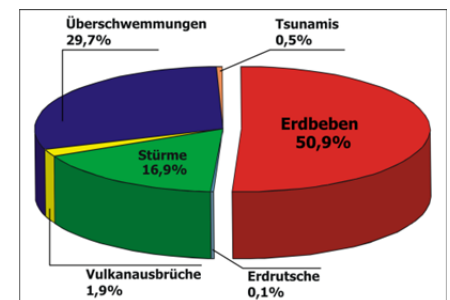
schiedlicher Eingangsparameter sowie statistischer Modelle zum Auftreten von Beben und stellen damit eine anspruchsvolle geowissenschaftliche Aufgabe dar.

Der Begriff „Erdbebengefährdung“ ist deutlich vom Begriff „Erdbebenrisiko“ zu trennen. Die Erdbebengefährdung bedeutet die Wahrscheinlichkeit des Auftretens potenziell schadenverursachender Bodenbewegungen einer bestimmten Stärke, an einer bestimmten Lokation und innerhalb eines bestimmten Zeitintervalls. Die Gefährdung resultiert aus den tektonischen Prozessen in der Erdkruste und lässt sich nicht reduzieren. Das Erdbebenrisiko ergibt sich aus der Verknüpfung der Erdbebengefährdung mit der Verletzbarkeit, oder Vulnerabilität, der der Gefährdung ausgesetzten von Menschen geschaffenen Werten sowie mit den in monetäre Größen ausgedrückten Werten. Vor-

sorgemaßnahmen zielen darauf ab, das Erdbebenrisiko zu reduzieren, indem die Verletzbarkeit von z.B. Bauwerken verringert wird.

Im globalen Maßstab ist die Seismizität Deutschlands als sehr gering einzuschätzen bzw. die Seismizität Europas als recht moderat. In der Tab. 1 sind die zehn katastrophalsten Erdbeben hinsichtlich der Anzahl von Todesopfern in der schriftlich überlieferten Geschichte wiedergegeben. Diese Aufstellung ist vom Autor von den Angaben aus historischen Überlieferungen bereinigt worden, die entweder starke Übertreibungen darstellen oder sich als Falschinformation herausstellten.

Bemerkenswert ist das Shaanxi-Erdbeben in China von 1556 als verheerendstes Beben in der Menschheitsgeschichte, von dem eine genaue Liste aller geborgenen Toten geführt wurde. Bis auf das Kanto-Beben (Japan) von 1923 ereigneten sich alle diese Beben im mediterran-transasiatischen Beben Gürtel. Als einziges europäisches Beben erscheint unter den zehn katastrophalsten das Messina (Italien)-Beben von 1908, auf das im nächsten Abschnitt nochmals kurz eingegangen wird. Werden die verschiedenen Typen von Naturkatastrophen des 20. Jahrhundert hinsichtlich ihres prozentualen Anteils an den insgesamt 4,06 Mio. Todesopfern verglichen (Abb. 1), führen Erdbeben mit knapp 51% diese Schreckensbilanz an, gefolgt von Überschwemmungen (ca. 30%) und Stürmen (ca. 17%). Vulkanausbrüche und Erd-



**Abbildung 1:** Naturkatastrophen im 20. Jahrhundert (insgesamt 4,06 Mio. Todesopfer), nach Science Council of Japan.

**Tabelle 1:** Rangfolge der zehn katastrophalsten Erdbeben in der Geschichte; ohne zweifelhafte und von Chronisten etc. in die Höhe getriebene Todeszahlen

Datum	Land	Region/Ort	Tote	M
1556, 23. Jan.	China	Shaanxi	830.000 (geborgene)	(8,0)
1976, 27. Juli	China	Tangshan	290.000 (offiziell) (655.000 geschätzt)	7,9
1139, 25. Sept.	Azerbaidjan		230.000	(7,0)
1303, 17. Sept.	China	Shaanxi	200.000	(8,0)
1920, 22. Dez.	China	Ningxia	200.000	8,6
856, 22. Dez.	Iran	Qumis/Danghan	200.000	(7,9)
1923, 1. Sept.	Japan	Kanto	143.000	8,3
1138, 15. Okt.	Syrien	Aleppo	130.000	(7,5)
1908, 28. Dez.	Italien	Messina	86.000	7,5
1668, 4. Jan.	Azerbaidjan		80.000	(7,0)

rutsche liefern nur einen verschwindend kleinen Anteil zu dieser Katastrophenbilanz.

## 2. Seismizität in Europa

Die Erdbeben­­tätigkeit Europas ist im globalen Maßstab als moderat anzusehen. Der größte Teil der sich weltweit ereignenden Beben konzentriert sich auf die Platten­­ränder des zirkumpazifischen Raumes. Auch im europäischen Raum ereignet sich der größte Teil der Beben in Verbindung mit dem Plattenrand zwischen der Afrikanischen Platte und der Europäischen Platte (Abb. 2). Die Seismizität des Mittelmeerraumes sowie der sich nördlich anschließenden Teile Europas zeigt eine deutliche geographische Strukturierung. Die intensivste Häufung von Bebenherden weisen Griechenland, südliche Teile des Balkan sowie der Westen der Türkei auf gefolgt von Italien und westlichen Regionen des Balkan.

Nördlich des Mittelmeerraumes besitzen die West-Alpen sowie die südlichen Teile der Ost-Alpen mit dem Übergangsbereich zu den Dinariden eine relativ hohe Seismizität. Nördlich der Alpen ist in den zum Festlandsockel gehörenden Teilen Europas die Seismizität in Deutschland am größten. In Nord-europa zeigt der Flachmeerbereich, der Norwegen vorgelagert ist, eine bemerkenswerte Beben­­tätigkeit (Abb. 3). An den nordwestlichen Randbereichen der Abb. 3 wird die enge Scharung von Beben entlang des Mittelatlantischen Rückens, der ebenso eine Plattengrenze darstellt, deutlich. Es ist zu erkennen, wie diese Plattengrenze Island mit einer nach Osten gerichteten Ausbuchtung quert.

Auch in Europa können die Auswirkungen durch Erdbeben katastrophale Ausmaße erreichen.

Die Tab. 2 gibt eine Rangfolge der fünf katastrophalsten europäischen Erdbeben in der Geschichte. Angeführt wird diese Aufstellung vom Messina-Erdbeben 1908. Sowohl bei diesem als auch beim Lissabon-Erdbeben 1755 war ein beträchtlicher Teil der Toten und der Schäden auf einen von Beben ausgelösten Tsunami zurückzuführen; d. h. einer durch Beben ausgelösten Wasserwoge.

Eine Auswahl von gut untersuchten Schadenbeben in Europa seit 1976 enthält die Tab. 3. Das verheerendste dieser Beben ereignete sich 1980 in Süditalien (Irpinia), bei dem nahezu 4.700 Tote zu beklagen waren, 9.000 Verletzte und 250.000 Obdachlose. Die Schäden beliefen sich auf damalige 20 Milliarden US-\$. Die zweitstärkste europäische Bebenkatastrophe seit 1976 ereignete sich 1977 in Bukarest, wo durch ein Beben in 150 km Tiefe mehr als 1.500 Menschen den Tod fanden. Bemerkenswert sind auch die beiden letzten in Tab. 3 angeführten Beben, die trotz ihrer moderaten Stärke (Magnituden – vgl. nächstes Kapitel – von 5,6 und 5,9) zwar glücklicherweise nur wenige Tote, aber enorme Schäden verursachten.

Die Tabelle 3 enthält zudem auch drei Beben in Deutschland bzw. im grenznahen Raum:

1978 mit Herd in Albstadt (Baden-Württemberg), 1983 in Liège (Lüttich, Belgien) und 1992 in Roermond bzw. westlich Heinsberg, d. h. in deutsch-holländischen Grenzgebiet. Trotz der moderaten Magnituden dieser jüngsten Beben in unserem Raum waren dennoch beachtliche Schadenssummen zu verzeichnen.

## 3. Das krustale Spannungsfeld als Ursache von Beben

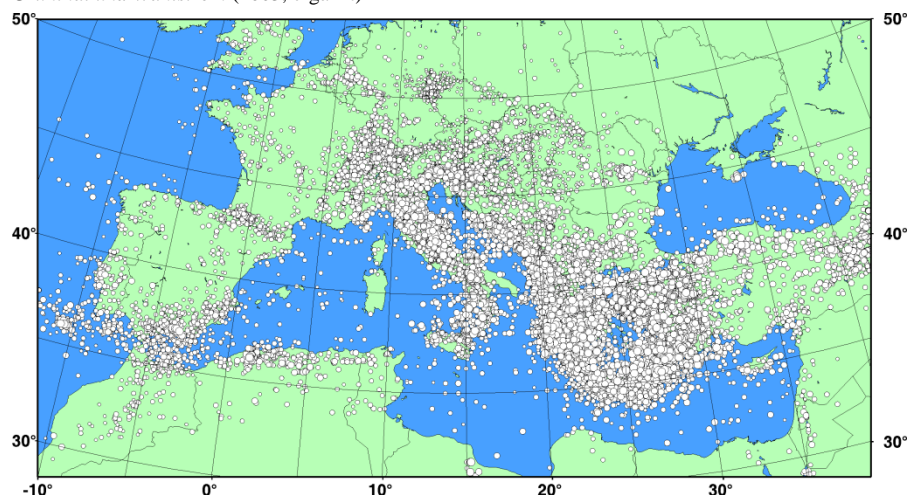
Der unmittelbare Auslöser für ein Beben

und der Ausbreitung seismischer Wellenenergie ist die plötzliche Bewegung tektonischer Blöcke an geologischen Störungen. Ursache der tektonischen Kräfte, die zu großräumigen Verformungen führen, sind Spannungen in den spröde reagierenden Teilen der Erdkruste und des Erdmantels. An den geologischen Störungen, d. h. Trennfugen oder Bewegungsfugen kann es als Ausgleichsreaktion auf die Spannungen zu aseismischen Kriechbewegungen oder aber zu Beben kommen. Eine Störung erster Ordnung stellen, wie im vorangegangenen

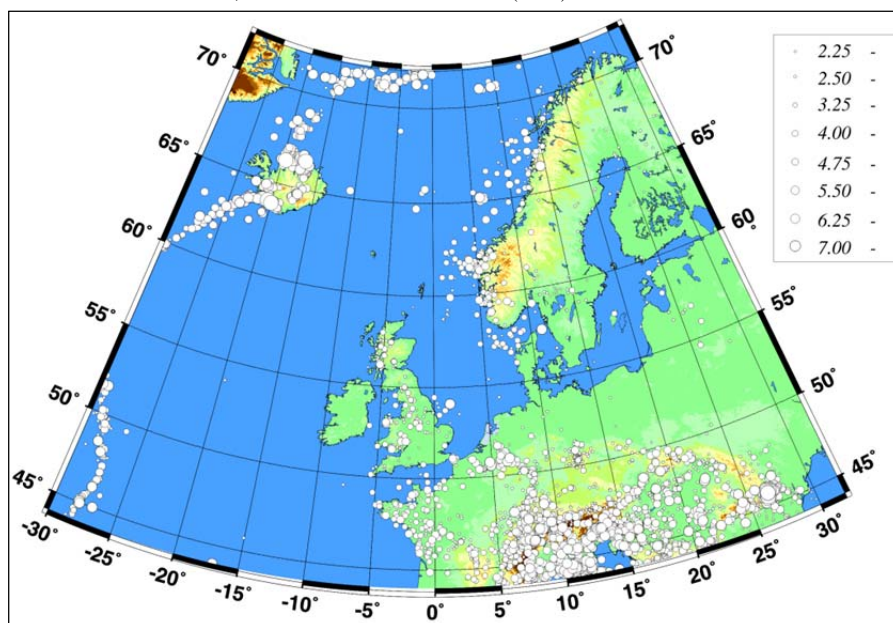
**Tabelle 2:** Rangfolge katastrophalster europäischer Erdbeben in der Geschichte (nach Anzahl der Todesopfer)

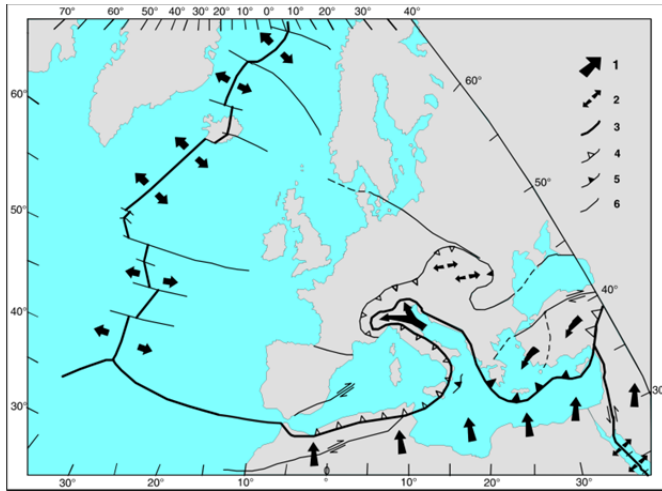
Datum	Land	Region/Ort	Tote	Magnitude
1908, 28. Dez.	Italien	Messina	86.000	7,5
1755, 1. Nov.	Portugal	Lissabon	70.000	8,7
1693, 11. Jan.	Italien	Catania	60.000	
1915, 13. Jan.	Italien	Arezzano	33.000	
1531, 26. Jan.	Portugal	Lissabon	30.000	

**Abbildung 2:** Seismizität des Mittelmeerraumes und nördlich angrenzender Teile Europas; Daten nach Grünthal und Wahlström (2003, ergänzt)

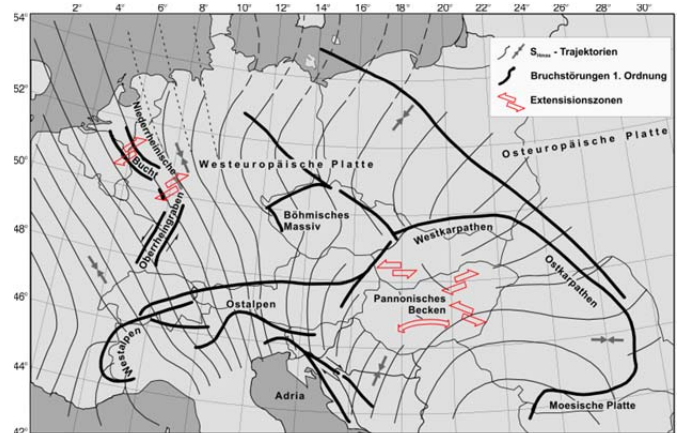


**Abbildung 3:** Beben­­tätigkeit in Europa nördlich des Mittelmeerraumes, nach Westen ergänzt bis zum mittelatlantischen Rücken, nach Grünthal und Wahlström (2003)





**Abbildung 4.** Westlicher Teil der Eurasischen Platte mit den angrenzenden Platten sowie ihre Bewegungsrichtungen, nach Grünthal und Stromeyer, (1992, ergänzt): 1 Richtung des Bewegungsvektors relativ zu Europa und/oder Richtung der an den Plattengrenzen angreifenden Kräfte; 2 tektonisches Extensionsregime; 3 hauptsächlichliche Plattengrenzen; 4 Kollisionsfronten; 5 Subduktionsfronten; 6 weitere Bruchstörung erster Ordnung und ihr Bewegungssinn. MP: Anatolische Mikroplatten, PB: Pannonisches Becken, NAF: Nordanatolische Störungszone.



**Abbildung 5.** Muster der Trajektorien der maximalen horizontalen Kompressionsspannung  $S_{Hmax}$  in der Erdkruste; gestrichelt: unsicherer Verlauf, gepunktet: alternative Interpretation nach Grünthal und Stromeyer (1994).

Abschnitt bereits angedeutet, die Plattengrenzen dar. Hier wird ein weitaus größerer Teil der Verformungsenergie von Beben abgebaut als im Inneren der Kontinente. Der westliche Teil der Eurasischen Platte ist unter Hervorhebung der Plattengrenzen in Abb. 4 dargestellt. An den Plattengrenzen konzentriert sich die Bebenaktivität, wie aus dem Vergleich mit Abb. 2 deutlich hervorgeht. Die Abb. 4 zeigt an der Südgrenze der Eurasischen Platte, deren nördliche Ausbuchtung, der Apulische Sporn (AP), bei der Nordwärtsbewegung vor sich die Alpen aufgeschoben hat. Dieser Nordwärtsdrift Afrikas wird ein beträchtlicher Widerstand entgegengesetzt. Die ebenso nach Norden gerichtete Bewegung der Arabischen Platte ist einem wesentlich geringerem Widerstand ausgesetzt, so dass sich diese Platte schneller nach Norden bewegt als Afrika. Die beiden schematisch im Bereich von Anatolien angedeuteten Mikroplatten (MP) werden von der Arabischen Platte zu einer Westwärtsdrift

veranlasst, welche sich u.a. in markanten mit starken Beben verbundenen Bewegungen an der Nordatlantischen Verwerfung (NAF) manifestieren. Im Bereich der Ägäis und südöstlich des thyrenischen Meeres wird ozeanische afrikanische Kruste bei der nordwärts gerichteten Bewegung subduziert. Der weitaus größte Teil der Seismizität Europas konzentriert sich an diese Plattengrenze Eurasiens mit der Afrikanischen Platte. Die der Nordwärtsbewegung Afrikas entgegenwirkenden Kräfte gehen vom Mittelatlantischen Rücken aus, an dem durch Strömungsprozesse im Erdmantel der Mittelatlantische Rücken aufgeweitet wird und flüssiges Magma Platz greift, erstarrt und zu einer Verbreiterung des Atlantiks führt. Diese Prozesse sind mit einer Bebenaktivität verbunden, die den Mittelatlantischen Rücken mit seinen Konturen in Epizentrenkarten sehr deutlich abbilden. Die auf die globale Plattentektonik zurückgehenden Kräfte verursachen das in Abb. 5

dargestellte Spannungsfeld Mitteleuropas im weiteren Sinne. Die Linien repräsentieren die Trajektorien maximaler horizontaler Kompressionen in der Erdkruste. Dieses Abbild des Spannungsfeldes ergibt sich sowohl anhand einer Vielzahl von Spannungsmessungen und weiterer Messbefunde als auch anhand von numerischen Modellierungen, mit denen sich die Messdaten überraschend gut reproduzieren lassen. Im Pannonischen Becken wirken hierbei zusätzlich extensive Kräfte, die die nahezu radiale Spannungsstruktur um das Becken bewirken. Dieses Spannungsmuster kann an Bruchstörungen, die in bestimmten Winkeln zu den Spannungstrajektorien angeordnet sind, zu bebenenerierenden Prozessen führen. Das Muster von Bruchstörungen in Verbindung mit der Kenntnis zum Spannungsfeld ist der Schlüssel zum Verständnis der räumlichen Verteilung der Seismizität, denn nicht jede Störung, die zumeist in der geologischen Vergangenheit angelegt wurden, ist dafür

**Tabelle 3:** Auswahl von Schadenbeben in Europa seit 1976

Ort	Jahr	Magnitudo	Tote	weitere Angaben	Schäden in Mio US-\$
Italien, Friaul	1976	6.5	978		2.000
Rumänien, Bukarest	1977	7.0	1.581	150 km tief	800
Deutschland, Albstadt	1978	5.7	0	6.850 beschädigte Häuser	140
Portugal, Azoren	1980	6.8	56	400 Verletzte	10
Süditalien, Irpinia	1980	6.9	4.689	9.000 Verletzte, 250.000 Obdachlose	20.000
Griechenland, Athen/Korinth	1981	6.8	16		>25
Belgien, Lüttich	1983	5.0	2	26 Verletzte, Hunderte beschädigte Häuser	50
Süditalien, Abruzzo	1984	5.8	7	100 Verletzte	25
Rumänien, Bukarest	1986	6.9	2	große Schäden, 132 km tief	730
Griechenland, Kalamata	1986	5.9	20	300 Verletzte, 1.500 Häuser zerstört	>25
Niederlande, Roermond/Heinsberg (D)	1992	5.9	1	25 Verletzte, 7.200 beschädigte Häuser	145
Griechenland, Aigion	1995	6.6	5	12.000 Obdachlose, 6.300 Häuser zerstört	450
Italien, Umbrien/ Marken	1997	5.6	4		4.525
Griechenland, Athen	1999	5.9	145	70.000 Obdachlose	4.000

**Tabelle 4:** Kurzform der makroseismischen Intensitätsskala EMS-98. (Diese Kurzform stellt eine so starke Vereinfachung dar, dass mit ihr keine Intensitätsbewertungen vorgenommen werden sollten.)

EMS Intensität	Definition	Beschreibung der maximalen Wirkungen (stark verkürzt)
I	nicht fühlbar	Nicht fühlbar.
II	kaum bemerkbar	Nur sehr vereinzelt von ruhenden Personen wahrgenommen.
III	schwach	Von wenigen Personen in Gebäuden wahrgenommen. Ruhende Personen fühlen ein leichtes Schwingen oder Erschüttern.
IV	deutlich	Im Freien vereinzelt, in Gebäuden von vielen Personen wahrgenommen. Einige Schlafende erwachen. Geschirr und Fenster klirren, Türen klappern.
V	stark	Im Freien von wenigen, in Gebäuden von den meisten Personen wahrgenommen. Viele Schlafende erwachen. Wenige werden verängstigt. Gebäude werden insgesamt erschüttert. Hängende Gegenstände pendeln stark, kleine Gegenstände werden verschoben. Türen und Fenster schlagen auf oder zu.
VI	leichte Gebäudeschäden	Viele Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Einige Gegenstände fallen um. An vielen Häusern, vornehmlich in schlechterem Zustand, entstehen leichte Schäden wie feine Mauerrisse und das Abfallen von z. B. kleinen Verputzteilen.
VII	Gebäudeschäden	Die meisten Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Möbel werden verschoben. Gegenstände fallen in großen Mengen aus Regalen. An vielen Häusern solider Bauart treten mäßige Schäden auf (kleine Mauerrisse, Abfall von Putz, Herabfallen von Schornsteinteilen). Vornehmlich Gebäude in schlechterem Zustand zeigen größere Mauerrisse und Einsturz von Zwischenwänden.
VIII	schwere Gebäudeschäden	Viele Personen verlieren das Gleichgewicht. An vielen Gebäuden einfacher Bausubstanz treten schwere Schäden auf; d. h. Giebelteile und Dachsimse stürzen ein. Einige Gebäude sehr einfacher Bauart stürzen ein.
IX	zerstörend	Allgemeine Panik unter den Betroffenen. Sogar gut gebaute gewöhnliche Bauten zeigen sehr schwere Schäden und teilweisen Einsturz tragender Bauteile. Viele schwächere Bauten stürzen ein.
X	sehr zerstörend	Viele gut gebaute Häuser werden zerstört oder erleiden schwere Beschädigungen.
XI	verwüstend	Die meisten Bauwerke, selbst einige mit gutem erdbebengerechtem Konstruktionsentwurf und -ausführung, werden zerstört.
XII	vollständig verwüstend	Nahezu alle Konstruktionen werden zerstört.

prädestiniert, im Zusammenwirken mit dem aktuellen Spannungsfeld der Erdkruste Beben zu generieren.

#### 4. Zur Skalierung der Bebenstärke: makroseismische Intensitäten und Magnituden

Vor der weiteren Vertiefung im Hinblick auf die Darstellungen zur Erdbebengefährdung ist es notwendig, kurz auf die Skalierung der Bebenstärke in Form makroseismischer Intensitäten und instrumenteller Magnituden einzugehen.

Im 19. Jahrhundert begannen Arbeiten zur systematischen Erfassung von Erschütterungswirkungen von Erdbeben. Die Ausmaße der Schütterwirkungen wurden in Form von Intensitätsgraden klassifiziert. Die hierzu erstellten Intensitätsskalen wurden im Laufe der Zeit sowohl verfeinert als auch so gestaltet, dass subjektive Fehlereinflüsse in der Intensitätsbewertung minimiert werden.

Die **makroseismische Intensität I** stellt eine Klassifizierung der Stärke der Bodenerschütterungen auf der Grundlage beobachteter Effekte in einem begrenzten Gebiet wie einer Ortschaft dar. Als Einschätzungsgrundlage dienen die Effekte der Bodenerschütterungen auf Menschen, Objekte in Häusern sowie das Ausmaß an Gebäudeschäden. Intensitäten sind ein robustes Maß zur Stärkeklassifizierung, unterteilt in 12 detailliert definierten Intensitätsgraden:

I nicht gefühlt, II vereinzelt gefühlt, III schwach, IV größtenteils beobachtet, V stark, VI leichte Schäden, VII schadenbringend, VIII stärker schädigend, IX zerstörend, X sehr zerstörend, XI verwüstend, XII vollständig verwüstend. Eine detailliertere Beschreibung der Intensitätsdefinitionen anhand der neusten Skalenentwicklung

in Form der Europäischen Makroseismischen Skala EMS-98 (Grünthal, 1998), welche für Europa verbindlich eingeführt und darüber hinaus auf allen Kontinenten in Gebrauch ist, gibt Tab. 4.

Über dem Hypozentrum sind die Intensitäten am größten (maximale oder Epizentralintensität  $I_0$ ) und nehmen mit zunehmender Entfernung vom Epizentrum in Abhängigkeit von der Tiefe des Bebenherdes ab.

Mit dem Aufkommen und der breiten Anwendung von Erdbebengefährdungsanalysen gewann die makroseismische Methodik eine neue Blüte, da hierfür die Einbeziehung historischer, vorinstrumenteller Beben in Gebieten mit geringer Seismizität von größter Bedeutung ist. Die Makroseismik ist die einzige Möglichkeit, historische Beben stärkegemäß zu klassifizieren. Auch im Hinblick auf die Parametrisierung von Erdbebengefährdungskarten mit einem anschaulichen Erschütterungsparameter gewann die Intensität an Bedeutung.

Ein weiteres modernes Anwendungsfeld bietet die Überführung von Erdbebengefährdungsanalysen in Erdbebenrisikoausagen, welche über den Weg der Intensität in direkter Weise möglich ist. Ein sowohl klassisches als auch modernes Anwendungsfeld der Makroseismik besteht in der Analyse und Darstellung der flächenmäßigen Verteilung der Stärke der Erschütterungsintensitäten.

Für einen vertieften Einblick in die Europäische Makroseismische Skala EMS-98 sei auf die Internetseite [http://seismohazard.gfz-potsdam.de/projects/en/ems/menue\\_ems\\_e.html](http://seismohazard.gfz-potsdam.de/projects/en/ems/menue_ems_e.html) verwiesen. Aufgrund der strikten Einbeziehung von Verletzbarkeitsgraden sowie klar definierten Häufigkeiten von bestimmten Schadensgraden bei einzelnen Intensitäten wird die EMS-98 zunehmend als Werkzeug für Erdbebenrisikoabschätzungen, d. h. für

die Angabe erwarteter monetärer Verluste, eingesetzt.

Die **Magnitude M** ist ein von *Charles Richter* 1935 eingeführtes instrumentelles Maß zur Stärkebestimmung von Beben. Die Magnitude wird aus dem Logarithmus des maximalen Ausschlages von Seismographen unter Berücksichtigung der Entfernung zum Erdbebenherd bestimmt. So entspricht die Magnitude 4 einem Beben, welches in 100 km Entfernung mit einem maximal 2800-fach vergrößernden Wood-Anderson-Seismographen aufgezeichnet, einen maximalen Ausschlag auf dem Seismogramm von 1 cm ergibt.

Diese Originaldefinition von *Richter* ist heutzutage für Lokalbeben in Form der Lokalbebenmagnitude  $M_L$  in Gebrauch.

In Abb. 6 (nach *Bolt*, 1993) ist ein Nogramm dargestellt, anhand dessen eine Beispielberechnung für ein Magnitude  $M_L = 4,7$  Beben aus einer gemessenen Amplitude und einer gemessenen Zeitdifferenz zwischen P- und S-Wellen eines Seismogramms nachvollzogen werden kann.

Einer Magnitudeneinheit entspricht hinsichtlich der freigesetzten Bebenenergie ein Faktor von 30. Die Magnitude hat keine obere und untere Grenze. Die kleinsten Bebenmagnituden werden durch die Empfindlichkeit der Seismographen in Verbindung mit dem natürlichen Bodenunruhepegel bestimmt und erreichen  $M_L$ -Werte von etwa -2. Die obere Magnitudengrenze bestimmt sich durch die Geometrie von Bruchstörungen und den Brucheigenschaften der Gesteine. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass die klassischen Magnitudenkonzepte unterschiedliche Saturierungen zu hohen Magnituden zeigen. Lediglich die Momentmagnitude ist frei von einer solchen Saturierung.

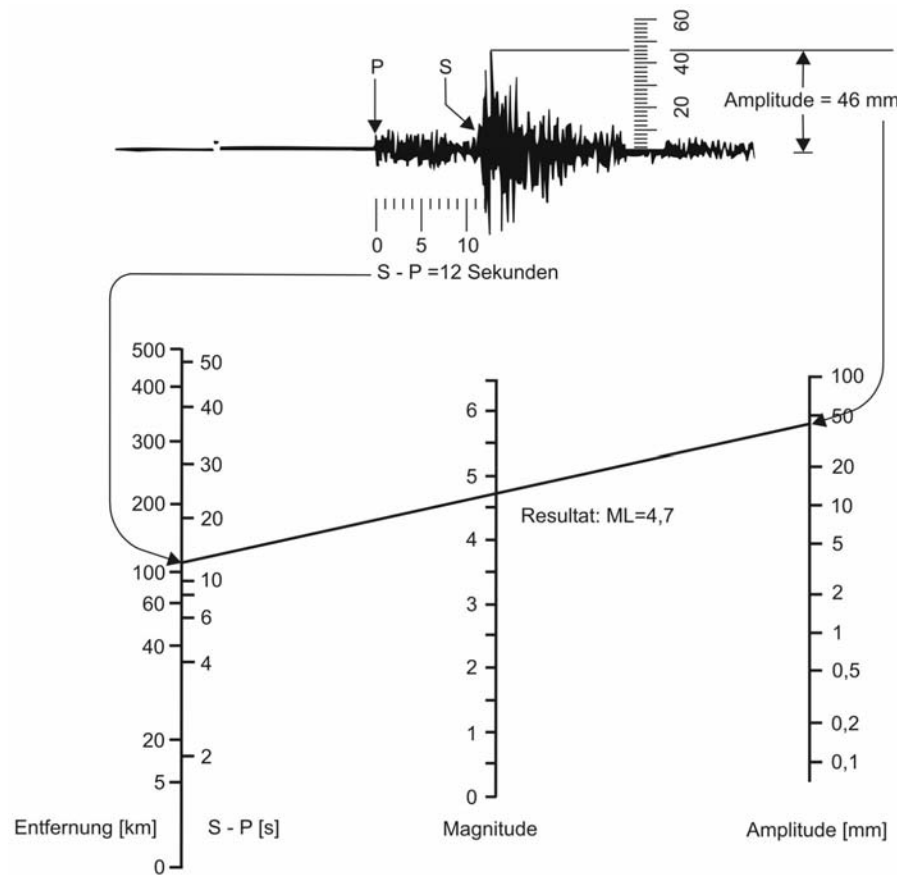


Abbildung 6: Beispielberechnung der Richter-Magnitude  $M_L$  in Anlehnung an Bolt (1993).

Die Momentmagnitude  $M_w$  ist ein physikalisch begründetes und an die übrigen Magnitudenarten kalibriertes Stärkenmaß auf der Grundlage eines mechanischen Modells einer schlagartig aktivierten Störungsfläche als Reaktion auf eine Spannungsbeanspruchung. Die größte bisher ermittelte Momentmagnitude mit einem Wert von  $M_w = 9,5$  erreichte das Chile-Erdbeben 1960.

Aufgrund unterschiedlicher Frequenzcharakteristika von Seismographen als auch von Beben in unterschiedlichen Entfernungen vom Registrierort des Seismographen sind unterschiedliche Magnitudenskalen in Gebrauch. Ihre Kalibrierung geht mit nicht unerheblichen Streuungen einher. Daneben zeigen die Magnitudenbestimmungen an den Registrierpunkten mit ihren unterschiedlichen Eigenschaften des flacheren und tieferen Untergrundes Streuungen in den Magnitudenbestimmungen von etwa  $\pm 0,3$  Magnitudeneinheiten. Damit sind die Fehler der Magnitudenberechnungen in der gleichen Größenordnung wie die Fehler der Intensitätsbewertungen. Zwischen den Magnitudenarten und der Intensität bestehen empirische Umrechnungsbeziehungen, um die verschiedenen Größen ineinander zu überführen und auch historische Beben in Form von Magnituden zu klassifizieren.

### 5. Seismizität in Deutschland

Für Menschen deutlich fühlbare oder gar

schadenverursachende Erdbeben gehören in Deutschland zu den seltenen Naturphänomenen. Die überwiegende Mehrzahl der Erdbebenherde Deutschlands konzentriert sich auf drei Schwächezonen in der Erdkruste: (1) das Rheingebiet, (2) die Schwäbische Alb sowie (3) Ostthüringen und Westsachsen mit dem Vogtländischen Schwarmbebengebiet. Eine Auswahl der stärksten Beben Deutschlands in den letzten 250 Jahren gibt die Tabelle 5. In historischer Zeit wurde die Intensität VIII bisher nicht überschritten.

Mit einer mittleren Wiederholungsperiode von 10 Jahren werden in Deutschland Beben der Magnitude  $M_L = 5,1$  ( $M_w = 4,8$ ) beobachtet. Mit mittleren Wiederholungsperioden von 50 Jahren ereignen sich Beben mit  $M_L = 5,8$  ( $M_w = 5,5$ ). Beben im Bereich der historisch größten Magnituden ( $M_L = 6,1$ ,  $M_w = 5,8$ ) besitzen eine mittlere Wiederholungsperiode von ca. 100 Jahren.

Neben den Erdbeben mit ihrem Herd in Deutschland werden teilweise sehr weitrei-

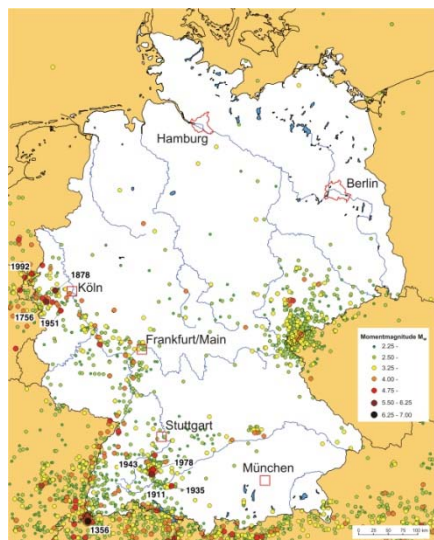
chende Erschütterungswirkungen von Beben außerhalb des Landes beobachtet. So erschütterte beispielsweise das Roermond-Erdbeben (mit dem Herd im Grenzgebiet von Deutschland und den Niederlanden) am 13. April 1992 ( $M = 5,9$ ;  $I_0 = VII$ ) Teile von Nordrhein-Westfalen, Rheinland-Pfalz und benachbarte Bundesländer. Dank der relativen großen Herdtiefe dieses Bebens von 20 km blieben die Schäden recht moderat. Das Friaul-Erdbeben (Italien) am 6. Mai 1976 ( $M = 6,4$ ;  $I_0 = IX-X$ ) wurde in weiten Teilen von Bayern, Sachsen, Thüringen und Sachsen-Anhalts gespürt und strahlte bis nach Berlin.

Unmittelbar jenseits der heutigen Grenzen haben sich in historischer Zeit katastrophale Beben ereignet: so z.B. das Basel-Erdbeben am 18. Oktober 1356 ( $M_L = 6,6$ ;  $I_0 = IX$ ), zu dem von zahlreichen eingestürzten Häusern und 300 Toten berichtet wird. Auch zum Verviers-Beben am 18. September 1692 im östlichen Teil Belgiens weisen neuere Untersuchungen auf eine relative große Magnitude von ca. 6,5.

Die Epizentrenkarte der bisher beobachteten Bebenaktivität Deutschlands Abb. 7 verdeutlicht, dass die Bebenherde flächenmäßig nicht gleichmäßig verteilt sind, sondern sich in wenigen Zonen einer erhöhten Bebenaktivität konzentrieren. Die höchste Bebenaktivität weist die Seismizitätszone des Rheingebietes auf, die sich im Norden bis in den Raum Köln erstreckt und sich von dort weiter westlich bis in das niederländische Limburg und nach Belgien fortsetzt. Einen Seismizitätsschwerpunkt im Niederrheingebiet stellt der Raum Aachen-Düren dar. Im Mittelrheingebiet zeigt das Gebiet um Koblenz die höchste Bebenaktivität. Das nördliche Oberrheingebiet vom Raum Karlsruhe bis Mainz weist im nördlichsten und südlichsten Teil, d. h. im Gebiet Rheinstetten-Rastatt einen weiteren Seismizitätsschwerpunkt auf. Der südliche Teil des Oberrheingrabens zeigt erhöhte Bebenaktivität im Raum Strasbourg sowie in seinem südlichen Teil. Die Bebenzone der Schwäbischen Alb mit dem Schwerpunkt Albstadt wurde in historisch überlieferter Zeit mit einem der größten Beben Deutschlands am 16. November 1911 mit einer Epizentralintensität von VIII und einer Magnitude von 6,1 aktiviert. Mit den weiteren Schadenbeben in den Jahren 1943 und 1978 (Abb. 8) (mit Schäden der Intensität VII-VIII) setzte diese lokale eng begrenzte Seismizitätszone den

Tabelle 5. Ausgewählte deutsche Schadenbeben in den letzten 250 Jahren

am	im Raum	max. Intensität	Magnitude	Tote, beschädigte Gebäude (bG) und Schadenshöhe
18.02.1756	Düren (östl. Aachen)	VIII	6,1	Tote
24.06.1877	Herzogenrath (nördl. Aachen)	VIII	5,3	
26.08.1878	Tollhausen (westl. Köln)	VIII	5,9	Tote
16.11.1911	Albstadt (südl. Tübingen)	VIII	6,1	6250 (bG); 0,75 Mio. RM
27.06.1935	Saulgau (nordöstl. Konstanz)	VII-VIII	5,8	
28.05.1943	Albstadt	VIII	5,6	
14.03.1951	Euskirchen (westl. Bonn)	VII-VIII	5,7	
03.09.1978	Albstadt	VII-VIII	5,7	6850 (bG); 275 Mio. DM
13.04.1992	Heinsberg/ Roermond (NL)	VII	5,9	1 Toter; 7200 (bG); 250 Mio. DM



**Abbildung 7:** Epizentren der katalogisierten Erdbeben seit ca. 1000 AD bis 2001 (nach Grünthal, 2003), Datengrundlage (aus Grünthal und Wahlström, 2003a, b)

weitaus größten Teil der Bebenenergie des 20. Jahrhunderts in Deutschland frei.

Eine nördliche Fortsetzung dieser Seismizitätszone ist bis Tübingen zu beobachten. Mit den weiteren Herdgebieten im Saugau, im Südwesten von Donaueschingen und im Schwarzwald ist Baden-Württemberg das bebenaktivste Bundesland. Ein weiteres Bebengebiet erstreckt sich über Ostthüringen und den westlichen Teilen Sachsens vom Schwarmbebengebiet des Vogtlandes über den Raum Gera bis nach Leipzig. Das in historischer Zeit stärkste Beben dieses Raumes ereignete sich am 3. März 1872 östlich von Gera mit einer Intensität von VII. Die Vogtländischen Bebenschwärme, bei denen z. B. in den Jahren 1903, 1908 und im Winter 1985/1986 bis zu ca. 10 000 Beben instrumentell registriert wurden, erreichten mit den stärksten Stößen Magnituden von  $M_L = 4,7$  und Intensitäten von VI-VII. Als Bebengebiet von untergeordneter Bedeutung wäre schließlich die Seismizitätszone des Raumes Nördlingen-Donauwörth zu erwähnen mit Beben der Intensität VII in den Jahren 1769 und 1915. Die übrigen Gebiete Deutschlands sind nicht völlig bebenfrei, weisen aber eine nur sehr geringe Bebenaktivität wie z. B. das leichte Schäden verursachende Bielefelder Beben von 1612 (Abb. 9) auf.

Die Erdbeben ereignen sich in Deutschland hauptsächlich im Tiefbereich von 5 - 20 km mit dem Schwerpunkt der seismischen Energiefreisetzung in ca. 10 km. Zur Erfassung der Bebenaktivität ist derzeit ein ca. 100 Registrierorte umfassendes Seismometernetz in Betrieb. Die ersten Seismographen wurden zu Beginn des 20. Jahrhunderts eingesetzt. Aus der vorinstrumentellen Zeit existieren z.T. außerordentlich detaillierte Berichte über Bebenwahrnehmungen oder beobachtete Schäden in zumeist städtischen Chroniken. Diese historischen Quellen erlauben die Er-



**Abbildung 8:** Schäden vom Albstadt-Beben am 03.09.1978 in Tailfingen (Baden-Württemberg)

weiterung des Bebenkatalogs bis zu den Anfängen historischer Aufzeichnungen. Anhand paläoseismologischer Untersuchungen im Niederrheingebiet wurde eine Anzahl relativ starker Beben bis zu Magnituden von 6,8 nachgewiesen, die sich dort vor dem 10. Jahrhundert ereigneten.

Es ist klar, dass die Katalogeinträge umso unvollständiger werden und nur die stärksten Beben erfassen, je weiter man in die Historie zurückblickt. Eine anschauliche Methode zur Analyse der Vollständigkeit der katalogisierten Daten illustriert die Abb. 10, in der exemplarisch für das Rheingebiet für einzelne Intensitätsklassen (von III bis IX) deren Nennung im Katalog ab 1000 AD dargestellt ist.

Deutlich wird anhand dieser Graphik für die Einträge z.B. der Intensität VIII ein weitgehend gleichförmiger Anstieg seit etwa 1500 AD. Für Beben der Intensität VII ist ein hinreichend gleichförmiger Anstieg der Kurve ab etwa 1700 zu beobachten (markiert mit x in der Abb. 10), für die Intensität VI ab ca. 1775, für die Intensität V ab ca. 1825 usw.

## 6. Die Berechnung der Erdbebengefährdung

### 6.1 Zu den Begriffen Gefährdung und Risiko

Unter dem Begriff „Seismische Gefährdung“ versteht man die Wahrscheinlichkeit des Auftretens potenziell zerstörender seismischer Bodenbewegungen (Strong-Motion-Bewegungen) an einem bestimmten Ort und in einem bestimmten Zeitintervall. Entsprechend dem Grad der abgeleiteten Bebengefährdung für einen Standort werden Konstruktionskriterien für eine erdbebenresistente Bauweise festgelegt. Die kartennäßige Darstellung der seismischen Gefährdung liefert wesentliche Grundlagen für die Standortplanung. Im allgemeinen Sprachgebrauch werden die Begriffe „Gefährdung“ und „Risiko“ oftmals nicht eindeutig angewandt. In Anlehnung an die Empfehlung einer UNDRO<sup>1</sup>-Expertengruppe für die Analyse der Verletzbarkeit durch Naturkatastrophen sind beide Begriffe im Zusammenhang mit Naturkatastrophen wie folgt zu gebrauchen:

<sup>1</sup> United Nations Disaster Relief Co-Ordinator



**Abbildung 9:** Das Beben 1612 von Bielefeld. Mauerrisse am Kloster und herabfallendes Geschirr nach einem zeitgenössischen Kupferstich

**Gefährdung  $H$  (Hazard):** Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines Naturphänomens mit Katastrophenpotenzial in einem definierten Gebiet und einer definierten Zeiteinheit.

**Verletzbarkeit  $V$  (Vulnerability):** Verlustgrad ( $0 \leq V \leq 1$ ) infolge eines Naturphänomens; 0: keine Schäden, 1: Totalschaden bzw. -verlust.

**Spezifisches Risiko  $SR$ :** Erwarteter Verlustgrad infolge eines bestimmten Naturphänomens  $i$  mit der Eintreffenswahrscheinlichkeit  $H_i$ ; Produkt von Gefährdung und Verletzbarkeit  $SR_i = V \cdot H_i$

**Risikoelemente  $RE$ :** Sämtliche gefährdete Elemente innerhalb eines bestimmten Gebietes: z.B. Zahl der Personen, Wert des Eigentums (persönlich und gesellschaftlich), Niveau der ökonomischen Aktivität (einschließlich öffentlicher Dienstleistungen).

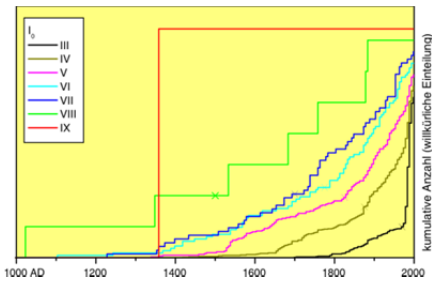
**Risiko  $R$ :** Erwarteter summarischer Verlust (erwartete Anzahl von Toten, Verletzten, Wert der Verluste durch Sachschäden, Wert des Verlustes infolge der Unterbrechung der ökonomischen Aktivitäten) infolge eines bestimmten Naturphänomens, z.B. Erdbeben. Das Risiko ist das Produkt aus spezifischem Risiko und Summe der Risikoelemente

$$R_i = H_i \cdot \sum_{j=1}^n RE_{ij} V_{ij}$$

**Kumulatives Risiko  $CR$ :** Erwarteter summarischer Verlust infolge  $m$  unterschiedlicher potenzieller katastrophaler Naturphänomene, z. B. Erdbeben, Unwetter, Überflutungen, Vulkanausbrüche, Landrutsche, Dürre usw.

$$CR = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n RE_{ij} \cdot V_{ij} \cdot H_i$$

Die seismische Gefährdung, d. h. die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten einer bestimmten Erschütterungsstärke in einem bestimmten Zeitintervall, kann also für ein gegebenes Gebiet hoch sein, während das seismische Risiko, d. h. die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Schäden,



**Abbildung 11:** Kumulative Bebenzahlen pro Intensitätsklasse  $I_0$  im Rheingebiet, wobei die Kreuze an jeder Summenkurve die abgeschätzten Vollständigkeitszeiten angeben (aus Grünthal u. a., 1998)

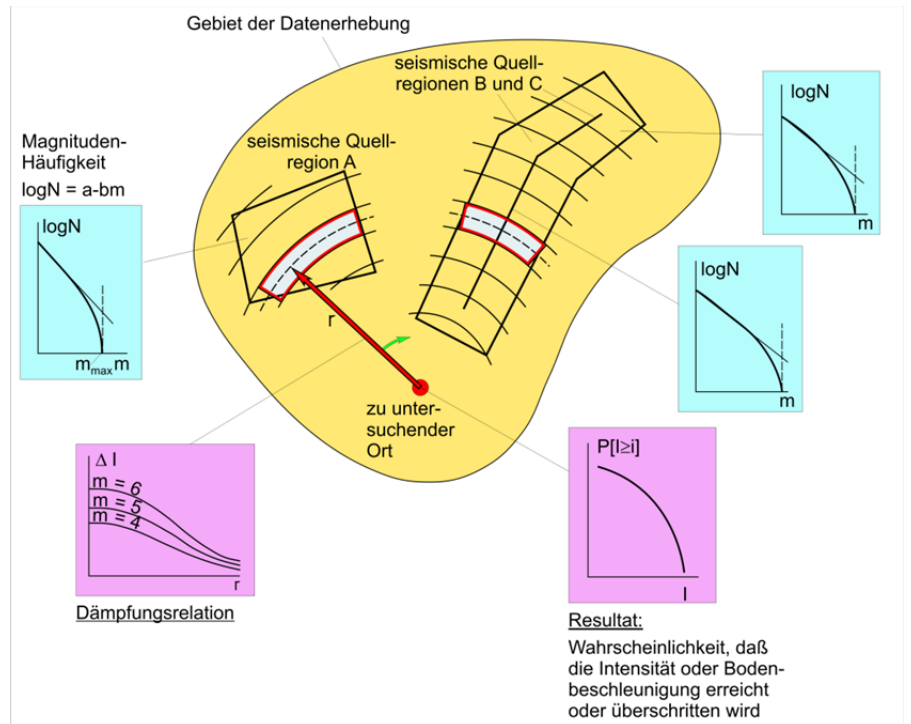
durchaus niedrig ist, wenn das Gebiet unbesiedelt und unbebaut ist. Die seismische Gefährdung lässt sich nicht beeinflussen oder verändern; das seismische Risiko kann dagegen durch geeignete Maßnahmen verringert werden.

**6.2 Statistische Grundlagen der Erdbebengefährdungsanalyse**

Die Grundlage der verwendeten Methodik zur seismischen Gefährdungsabschätzung für die Erdbebenzonenkarten bildet das weltweit vielfach bewährte Konzept nach Cornell, das von einigen vereinfachenden Annahmen ausgeht und in Abb. 11 schematisch dargestellt ist.

Der Cornellsche Ansatz ist in Computerprogrammen verschiedener Autoren realisiert. Um die Gefährdung eines Ortes zu bestimmen, wird das diesen Ort beeinflussende Gebiet in seismische Quellzonen aufgeteilt. Die Festlegung dieser Quellzonen erfolgt auf der Grundlage der seismotektonischen Gegebenheiten sowie der historischen und heutigen Bebenaktivität. Jede einzelne dieser Quellen bezeichnet ein Gebiet, in dem die Seismizität als homogen angesehen wird. In die Gefährdungsberechnung gehen diese Quellzonen mit ihren Geometrien und Lagen sowie den jeweiligen Häufigkeitsbeziehungen der jährlichen Intensitäts- oder Magnitudenraten pro Stärkeklassenintervall ein. Dabei spielt die Distanz zum Ort, für den die Gefährdung berechnet wird, eine entscheidende Rolle. Je nach Region ist dafür die sogenannte Abminderungsrelation der Gefährdungsgröße, Intensität bzw. Beschleunigung, maßgebend. Daher sind für das letztendlich errechnete Gefährdungsniveau oft zu 80% und mehr die Quellzonen verantwortlich, in welcher der Ort liegt und auch diejenigen in unmittelbarer Nähe. Meist haben Quellzonen, die mehr als 50 km entfernt sind, nur noch einen geringen Einfluss.

Sollen die Parameter der Häufigkeitsverteilung von Beben der Stärkeklassen in der  $j$ -ten Quelle abgeschätzt werden, ergibt sich für die Ableitung der jährlichen Häufigkeit  $N_j$  nach  $d_m$ :



**Abbildung 10:** Probabilistische seismische Gefährdungsbestimmung nach der Cornell-Methode (aus Grünthal u. a., 1998).

$$\frac{dN_j(m)}{dm} = v_j \cdot \frac{df_{M,j}(m)}{dm}$$

$$= v_j \begin{cases} 0 & \forall m \in (-\infty, m_{min}) \\ \frac{\exp(-\beta_j m)}{A_j} & \forall m \in (m_{min}, m_{max}) \\ 0 & \forall m \in (m_{max}, \infty) \end{cases} \quad (1)$$

$$A_j = \frac{\exp(-\beta_j m_{min}) - \exp(-\beta_j m_{max})}{\beta_j}$$

wobei  $v_j$  die jährliche Häufigkeit der Ereignisse mit  $m \geq m_{min}$  angibt und  $\beta_j$  der Verteilungsparameter der  $j$ -ten Quelle ist. Die Parameter  $v_j$  und  $\beta_j$  werden an die reale Aktivität der betreffenden Quellregion angepasst.

Die Dämpfung des betrachteten Bodenbewegungsparameters ist eine weitere wesentliche Eingangsgröße. Sie geht ein als Erwartungswert des betrachteten Parameters unter der Bedingung, dass in der Entfernung  $r$  ein Ereignis der Größe  $m$  stattfindet. Dieser Parameter wird als normalverteilt angenommen. Aus den genannten Eingangsgrößen folgt unter Verwendung des Satzes von der Totalen Wahrscheinlichkeit sowie mittels Summation über alle Quellen für den Erwartungswert  $v$  der jährlichen Rate des Auftretens oder Überschreitens von  $i$  am untersuchten Ort:

$$v = \sum_j v_j \cdot \int_{Q_j} \int_M P[I \geq i | M = m \wedge r] dF_{M,j}(m) dF_{R,j}(r) \quad (2)$$

$P[I \geq i | M = m \wedge r = r]$ : Wahrscheinlichkeit, dass am untersuchten Ort  $i$  der Erwartungswert des betrachteten Bodenbewegungsparameters  $i$  (z. B. Intensität oder Bo-

denbeschleunigung) erreicht oder überschritten wird unter der Bedingung, dass in der Entfernung  $r$  ein Ereignis der Größe  $m$  stattfindet;  $dF_{M,j}$ : siehe (1);  $dF_{R,j}$ : Verteilung des Abstandes des Ereignisses vom betrachteten Ort, abhängig von Geometrie und Lage der  $j$ -ten Quelle  $Q_j$ .

Die Anzahl von Erdbeben in einem Zeitintervall  $\Delta t$  folgt in guter Näherung einer Poissonverteilung, sofern nur statistisch unabhängige Ereignisse betrachtet werden, d. h. wenn Vor- und Nachbeben aus dem Datensatz eliminiert sind:

$$P[K = k] = \frac{\lambda^k}{k!} \cdot \exp(-\lambda) \quad (3)$$

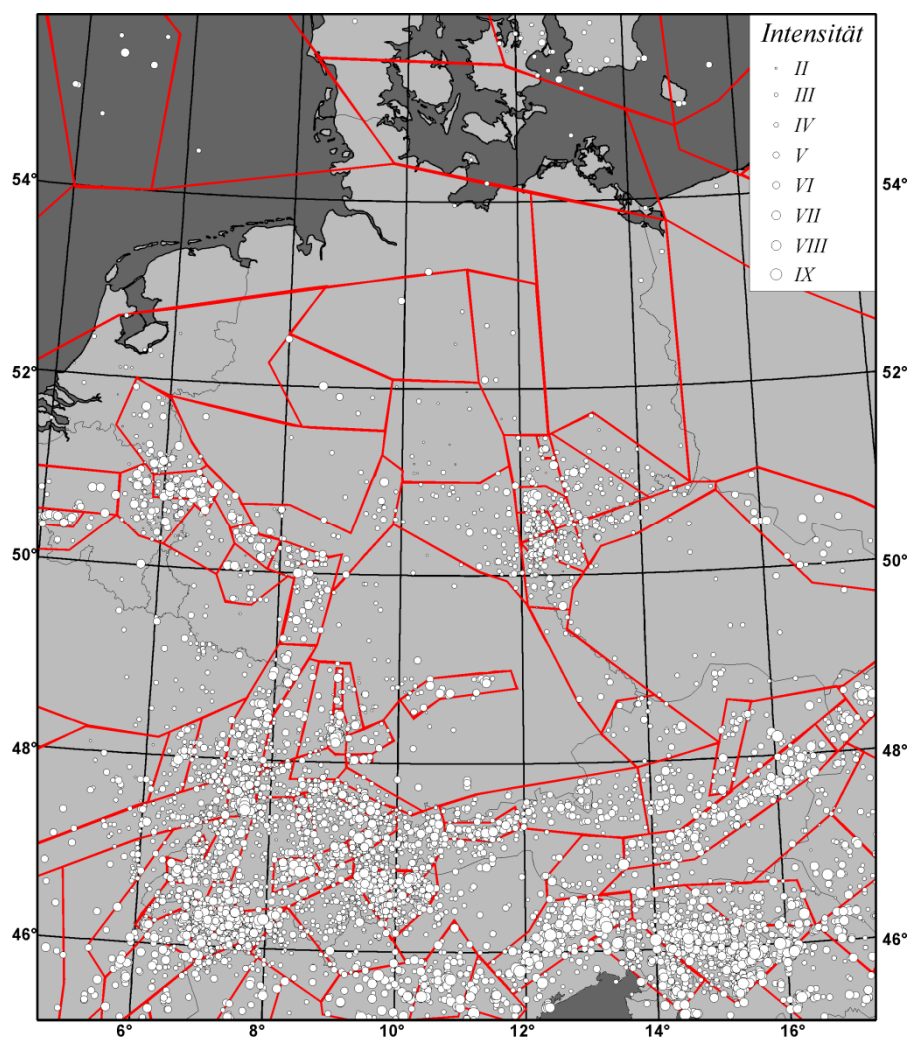
$P[K = k]$ : Wahrscheinlichkeit, dass in  $\Delta t$  genau  $k$  Ereignisse eintreten;  $\lambda$ : Erwartungswert der Ereigniszahl in  $\Delta t$ .

Die Summe poissonverteilter Zufallsgrößen ist ebenfalls poissonverteilt. Daher ist das Auftreten bzw. Überschreiten eines konkreten Wertes  $i$  des untersuchten Bodenbewegungsparameters am betrachteten Ort auch poissonverteilt und es gilt  $\lambda = v \cdot \Delta t$ . Setzt man die mittlere Wiederkehrperiode  $T = 1/\lambda$ , so folgt aus (3) für die Wahrscheinlichkeit des Auftretens mindestens eines Ereignisses in  $\Delta t$ ,  $P[n \geq 1] = 1 - P[K = 0]$ :

$$P[K \geq 1] = 1 - \exp\left(-\frac{\Delta t}{T}\right) \quad (4)$$

Danach ergibt sich z. B., dass innerhalb eines Zeitraumes von 475 Jahren die in einer Gefährdungskarte für diese mittlere Wiederholungsperiode ausgewiesenen Intensitäten mit einer Wahrscheinlichkeit von 63%





**Abbildung 12:** Abgrenzung von seismischen Herdregionen ("Quellzonen") in Mitteleuropa. Dargestellt sind außerdem die Erdbeben in Form ihrer Epizentralintensitäten  $I_0$  (aus Grünthal u. a., 1998)

auftreten bzw. überschritten werden.

### 6.3 Zur Abgrenzung seismischer Quellzonen

Zur Berechnung der Erdbebengefährdung sind für sämtliche Bebengebiete Herdregionen zu bestimmen, von denen das Untersuchungsgebiet makroseismisch beeinflusst werden kann. Sowohl tektonische Störungen oder Verwerfungen ("Linienquellen") als auch beliebig ausgedehnte, bestimmte Tiefenbereiche repräsentierende Erdbebengebiete ("Flächenquellen") können festgelegt werden, die das seismische Potential der Region beinhalten. Dabei können ebenso sich überlappende Flächenquellen abgegrenzt werden, die unterschiedliche seismogene Tiefenbereiche abdecken.

Die Abb. 12 zeigt einen Ausschnitt der abgegrenzten Herdregionen sowie die beobachtete Seismizität in Deutschland und Randgebieten, die als Grundlage für die weiter unten dargestellte Berechnung der Karte der Erdbebengefährdung für die D-A-CH Staaten Deutschland, Österreich und Schweiz diente. Da für die Berechnung der Erdbebengefährdung eines Punktes oder eines Gebietes die Quellregionen in der Umgebung bis zu einer

Entfernung von 200-300 km zu berücksichtigen sind, erstreckt sich das Gesamtmodell der Quellregionen von der Straße von Dover im Westen bis zu den Kleinen Karpaten im Osten, von Schweden im Norden bis zur Lombardei im Süden. Hier fließen im starkem Maße Detailuntersuchungen nationaler Bearbeiter ein.

Die abgegrenzten Quellregionen bilden tektonische bzw. seismotektonische Besonderheiten ab. So ist durch eine Aneinanderreihung von Quellregionen z. B. die Rheinschiene von Basel bis zum Niederrheingebiet deutlich zu erkennen.

### 6.4 Intensitäts- oder Magnitudenhäufigkeitsverteilungen für die Quellregionen und maximale Magnituden

Nach Abgrenzung der einzelnen Quellregionen sind für diese die Parameter der Seismizitätsverteilungen unter Ausschluss der Vor- und Nachbeben zu bestimmen. Hierbei wird prinzipiell gemäß Formel (1) vorgegangen. Bekannt ist jedoch der sich in der Regel ergebende gute lineare Zusammenhang zwischen dem Logarithmus der jährlichen Häufigkeit einzelner Bebenstärkeklassen  $N$  in

Abhängigkeit von der Bebenstärke; welcher in den 40er Jahren von Gutenberg und Richter eingeführt wurde:

$$\log N = a - bM \text{ oder } \log N = a^* - b^*I_0,$$

wobei  $a$  und  $b$  die Geradenparameter sind. Abb. 13 zeigt einige Beispiele gut belegter linearer Verläufe der Gutenberg-Richter-Relation in sowohl flächennormierter als auch nicht-normierter Darstellung; d. h. für die Quellzonen Mur-Mürz in Österreich, Hohenzollerngraben (Raum Albstadt) in Baden-Württemberg sowie die Quellregion Basel mit dem Hauptanteil in der Schweiz (nach Grünthal u. a., 1998).

Die in der Formel (1) berücksichtigten oberen Grenzwerte von Bebenstärken sind bei probabilistischen Gefährdungseinschätzungen Bestandteil der Rechenprozedur und bezeichnen die Werte, die mit einer Auftretens- oder Überschreitenswahrscheinlichkeit gegen Null zu erwarten sind. Entsprechend wurde für die obere Grenzintensität  $I_{max}$  in der Vergangenheit gemäß der international geübten Praxis ein Zuschlag zu den in den Herdregionen maximal beobachteten Intensitäten  $I_{max\,obs}$  eingeführt, z. B.:  $I_{max} = I_{max\,obs} + 1,5(\pm 0,5)$ .

In modernen Erdbebengefährdungsanalysen wird für das obere Grenzbeben anstatt eines Inkrements als Zuschlag eine Wahrscheinlichkeitsverteilung für  $I_{max}$  oder  $M_{max}$  ermittelt. Die Wahl dieses oberen Grenzwertes hat in erster Linie Einfluss auf die Erdbebengefährdungsabschätzungen im Bereich von Gefährdungsniveaus, die deutlich kleiner als der hier betrachtete Wert von 90% Nichtüberschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren sind.

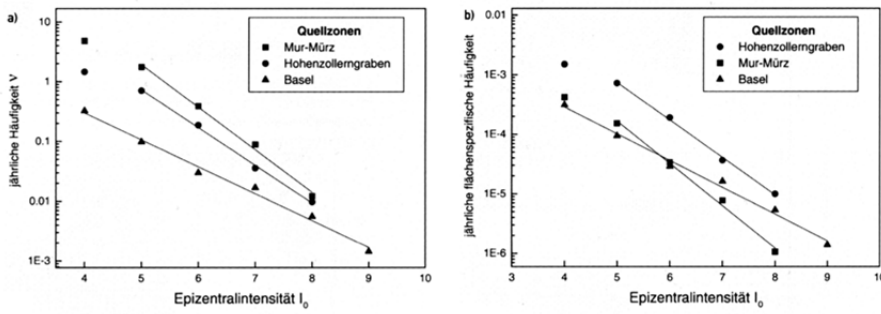
### 6.5 Bodenbewegungsämpfung mit der Entfernung und charakteristische Herdtiefen

Für jede seismische Quelle ist die Relation zwischen dem zu betrachtenden Erschütterungsparameter (Intensität oder Beschleunigung) und Entfernung zu ermitteln. Diese Relationen können für jede Quelle individuell verschieden oder für ein ganzes Land einheitlich sein. Da diese Dämpfungsrelationen einen großen Einfluss auf die Gefährdungsergebnisse haben, ist hierbei besonders sorgfältig vorzugehen.

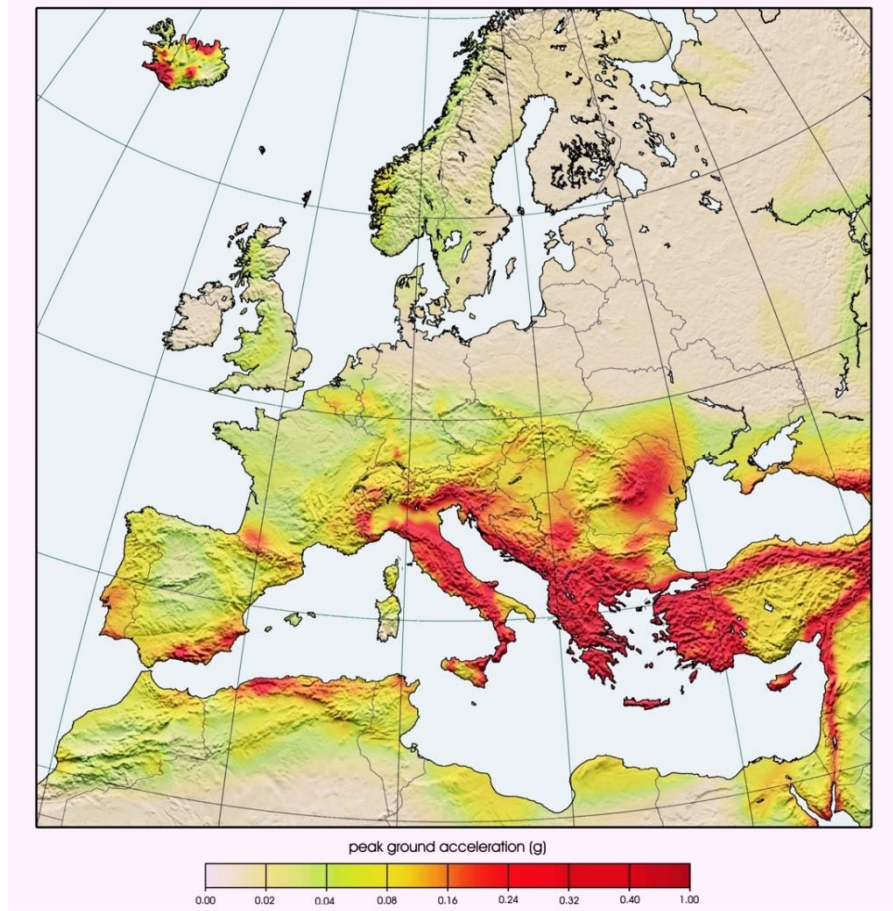
Für jede Quellzone sind schließlich eine oder mehrere Tiefenlagen zu bestimmen, in denen die i. d. R. stärksten oder charakteristischen Beben ihren Ausgangspunkt besitzen. Damit liegen alle Ausgangsgrößen vor, um die Integrationsprozedur gemäß Formel (2) vornehmen zu können bzw. gemäß des Schemas in Abb. 11 vorzugehen.

### 6.6 Berechnung der seismischen Gefährdung

Die probabilistischen Gefährdungsberechnungen werden i. d. R. für Punkte eines Gitternetzes vorgenommen. Für jeden Punkt



**Abbildung 13:** Kumulative Intensitäts-Häufigkeitsdarstellungen für drei Quellzonen (Hohenzollerngraben, Mur-Mürz, Raum Basel); a) ohne Normierung, b) normiert auf  $1 \text{ km}^2$  (aus Grünthal u.a., 1998)



**Abbildung 15:** Erdbebengefährdungskarte für Spitzenbeschleunigungen in Teilen der Erdbebenbeschleunigung  $g$  für steifen Untergrund und eine Nicht-Überschreitenswahrscheinlichkeit von 90% in 50 Jahren nach Grünthal u.a. (1999a) und Grünthal u.a. (1999b); vgl. auch [http://seismohazard.gfz-potsdam.de/projects/en/sesame/menue\\_sesame\\_e.html](http://seismohazard.gfz-potsdam.de/projects/en/sesame/menue_sesame_e.html)

erhält man sogenannte Gefährdungskurven, in denen über dem betrachteten Erschütterungsparameter die zugehörigen Eintreffenswahrscheinlichkeiten aufgetragen werden. Für ein ausgewähltes Gefährdungsniveau können schließlich Karten der Erdbebengefährdung konstruiert werden.

## 7. Erdbebengefährdungskarten und die Erdbebenzonierungskarte für die nationale erdbebengerechte Baunorm

Anhand der im Kapitel 6 beschriebenen Methodik und Eingangsgrößen werden probabilistische seismische Gefährdungsabschätzun-

gen vorgenommen. Als bevorzugtes Punktraster werden  $0,1^\circ \times 0,1^\circ$  genutzt. Als Resultat ergibt sich die in Abb. 14 dargestellte Gefährdungskarte für die D-A-CH Länder für eine mittlere Wiederholungsperiode von 475 Jahren. Die Isolinien bzw. Farbflächen repräsentieren makroseismische Intensitäten, die während einer Zeitspanne von 50 Jahren mit einer Wahrscheinlichkeit von 10% auftreten oder überschritten werden. Die Karte der Erdbebengefährdung bildet sehr gut die Gebiete ab, die eine erhöhte Seismizität aufweisen. Die größte Gefährdung zeigen jeweils relativ kleine Gebiete im Wallis (Raum Visp/Brig), das Gebiet des Hohenzollerngrabens (Raum Albstadt) und

der südlichste Teil Kärntens im Grenzgebiet zum Friaul. Hier wird die Intensität VIII erreicht. Im Engadin, im Raum Basel, im Raum Innsbruck sowie im Niederrheingebiet (Raum Aachen) zeigt die Karte die Intensität von VII-VIII.

Weite Teile der Schweiz und Tirols, die gesamte Mur-Mürz-Zone in Österreich, einschließlich des Wiener Beckens weisen eine Intensität von VII auf. In der Bundesrepublik Deutschland ist das Gebiet zwischen der Albstadt-Bebenzone und dem Bodenseegebiet durch eine Intensität von VII charakterisiert, der südwestlichste Teil von Baden-Württemberg sowie ein größeres Gebiet der Niederrheinischen Bucht westlich von Köln. Die Intensität von VI-VII markiert den Oberrheingraben, Teile vom Mittelheingebiet, die Bebenzone im östlichen Thüringen sowie dem südwestlichen Teil Sachsens und die Bebenzone, die sich von der Riesalbis zum Altmühltal erstreckt.

Der nahezu bebenfreie norddeutsche Raum weist für das betrachtete Gefährdungsniveau erwartungsgemäß lediglich Intensitäten von III bzw. III-IV auf, wobei auffällt, dass im nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes ein leichter Anstieg der berechneten Intensitäten, bedingt durch die graduell höhere Bebenaktivität Skandinaviens, beobachtet wird. Obwohl die Erdbebenaktivität in Deutschland im Vergleich zu den hauptsächlichen Bebengebieten der Erde zwar ausgesprochen gering ist, ist sie keinesfalls vernachlässigbar. Zahlreiche schadenverursachende Beben sind aus der Vergangenheit bekannt. Die Zeitspannen zwischen diesen Schadenbeben sind derart groß, dass solche Beben im Vergessenheit geraten und somit die Gefahr durch Erdbeben im allgemeinen nicht bewusst ist. In der historisch überlieferten Vergangenheit ist niemals ein verheerendes Schadenbeben beobachtet worden. Dennoch trägt die nationale Norm DIN 4149 zum erdbebengerechten Konstruktionsentwurf von Bauten dazu bei, einen angemessenen Schutz der Bewohner vor Erdbebenschäden zu gewährleisten. Derartige Baunormen sowie sonstige Vorsorgemaßnahmen berücksichtigen, dass in der Zukunft durchaus stärkere Erdbeben auftreten können als in der Vergangenheit beobachtet. Ein hundertprozentiger Schutz vor Naturgefahren ist nicht zu erreichen und es verbleibt ein gewisses Restrisiko.

Der deutsche Teil der Gefährdungskarte der D-A-CH-Staaten (Abb. 14) bildete die Grundlage für die Karte der Erdbebenzonen für die neue Version der nationalen erdbebengerechten Baunorm DIN4149. Intensitäten ab der Intensität VI-VII bilden die Erdbebenzone 1, Intensitäten größer/ gleich VII die Zone 2 und Intensitäten größer/ gleich VII-VIII die Zone 3. Hinsichtlich der ingenieurtechnischen Maßnahmen zur erdbebengerechten Auslegung von Gebäuden sei auf den nachfolgenden Beitrag verwiesen. Eine im Rahmen eines globalen Forschungsprogramms unter Leitung des Au-

tors erarbeitete seismische Gefährdungskarte für Europa zeigt die Abb. 15. Die Parametrisierung dieser Karte erfolgte in Spitzenbodenbeschleunigungen. Auch hier werden qualitativ die Gebiete mit höchster Bebenaktivität mit höchster Bebengefährdung ausgewiesen – jedoch quantifiziert mit dem erwarteten Beschleunigungswerten des Untergrundes für das vorgegebene Gefährdungsniveau eine 90% Nichtüberschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren.

## Literatur

- Bolt, B. A. (1993): Earthquakes and geological discovery, Freeman & Co., N.Y.  
 Cornell, C.A. (1968): Engineering seismic risk analysis. Bull. Seismol. Soc. America, 58, 1503-1606.  
 Grünthal, G. (1998): European Macroseismic

Scale 1998 (EMS-98). Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Volume 15, 99 pp., Luxembourg.

Grünthal, G. (2003): Wo in Deutschland die Erde bebt. Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland, Band 2: Relief, Boden und Wasser. Institut für Länderkunde, Leipzig (Hrsg.), 44-45, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin.

Grünthal, G. and the GSHAP Region 3 Working Group (1999): Seismic hazard assessment for central, north and northwest Europe: GSHAP Region 3. Annali di Geofisica, Vol. 42/6, 999-1011.

Grünthal, G., Bosse, Ch., Sellami, S., Mayer-Rosa, D., Giardini, D. (1999): Compilation of the GSHAP regional seismic hazard for Europe, Africa and the Middle East. Annali di Geofisica, Vol. 42/6, 1215-1223.

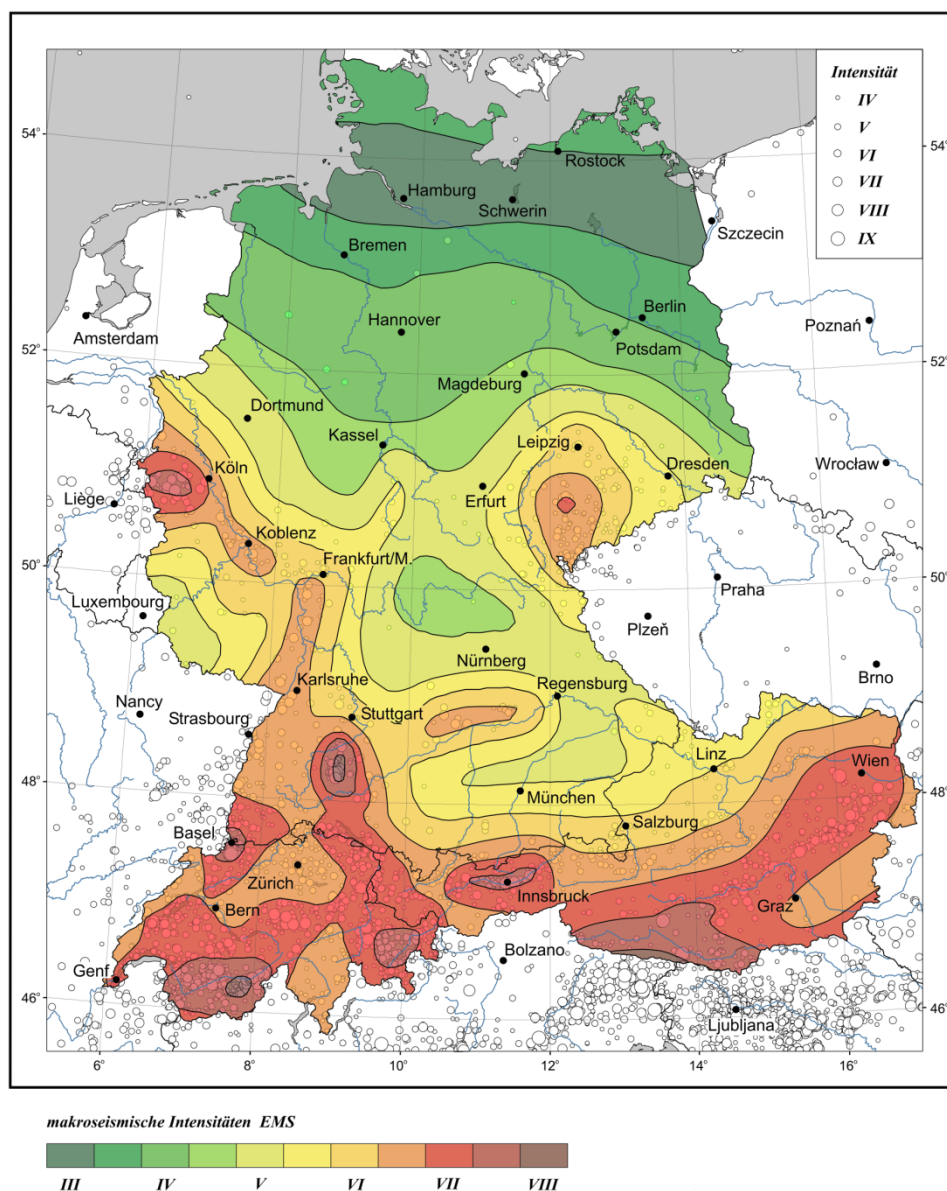
Grünthal, G., Mayer-Rosa, D., Lenhardt, W. A. (1998): Abschätzung der Erdbebengefährdung für die D-A-CH-Staaten - Deutschland, Österreich, Schweiz. Bautechnik 75, 10, 753-767, Verlag Ernst & Sohn, Berlin.

Grünthal, G. und Wahlström, R. (2003a): An earthquake catalogue for central, northern and northwestern Europe based on  $M_w$  magnitudes. Scientific Technical Report STR 03/02, 143 pp., GeoForschungsZentrum Potsdam.

Grünthal, G. und Wahlström, R. (2003b): An  $M_w$  based earthquake catalogue for central, northern and northwestern Europe using a hierarchy of magnitude conversions. Journal of Seismology 7, 507 - 531.

Grünthal, G. und Stromeyer, D. (1992): The recent crustal stress field in central Europe - trajectories and finite-element modeling. Journal of Geophysical Research 97/B8, 11.805-11.820, 1992.

Grünthal, G. und Stromeyer, D. (1994): The recent crustal stress field in Central Europe sensu lato and its quantitative modelling. Geologie en Mijnbouw 73, 173-180.



**Abbildung 14:** Probabilistische Erdbebengefährdungskarte für die D-A-CH Staaten (Deutschland, Österreich, Schweiz) mit untergesetzter Karte der Epizentren tektonischer Beben. Erdbebengefährdung in Form berechneter Intensitäten für eine Nicht-Überschreitenswahrscheinlichkeit von 90% in 50 Jahren (aus Grünthal u.a., 1998); vgl. auch [http://seismohazard.gfz-potsdam.de/projects/en/dach/menue\\_dach\\_e.html](http://seismohazard.gfz-potsdam.de/projects/en/dach/menue_dach_e.html)