

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 90 (1997)
Heft: 3

Artikel: Abschätzung der seismischen Gefährdung für intrakontinentale Gebiete
: die Situation in Mitteleuropa
Autor: Schneider, Götz
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-168174>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 02.04.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Abschätzung der seismischen Gefährdung für intrakontinentale Gebiete: Die Situation in Mitteleuropa

GÖTZ SCHNEIDER

Key words: Central Europe, Doppler effect, focal process, macroseismic effects, natural frequencies of buildings, recent tectonic movements, seismic hazard, underground transfer function

ZUSAMMENFASSUNG

In Mitteleuropa sind Schadenbeben auf Erdbeben der Momentmagnitude $M_w < 6$ zurückzuführen. Solche Ereignisse sind in den obersten 15 km der Erdkruste als Horizontal- oder Abschiebung angesiedelt. Der grösste Teil der seismischen Energie wurde bisher im Gebiet der Rheinischen Gräben beobachtet. Im nordwestlichen Teil Mitteleuropas (Ost-Belgien, Süd-Niederlande, Nordwest-Deutschland) herrschen Abschiebungsbeben vor, während im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes Horizontalverschiebungen dominieren. Die festgestellten rezenten tektonischen Bewegungen sind die Folge eines regionalen tektonischen Spannungsfeldes, dessen Richtung grösster Hauptspannung regional relativ einheitlich NW–SE verläuft. Die Verschiebungsgeschwindigkeit entlang von Scherzonen liegt unterhalb von 0.1 mm/a. Seismische Reaktionen konzentrieren sich auf Kreuzungen unterschiedlich streichender Bruchsysteme.

Seismische Bodenbewegungen ändern sich merklich durch den Einfluss geologischer Strukturen auf dem Wege der seismischen Wellen zur Erdoberfläche. Makroseismische Effekte hängen in sehr starkem Masse von der Beziehung zwischen den Eigenfrequenzen der Gebäude und der Frequenz maximaler Übertragung durch den Untergrund bzw. der Eckfrequenz des Herdprozesses ab. Im Falle einer Übereinstimmung oder Ähnlichkeit der aus den verschiedenen Domänen des Systems «Erdbeben» stammenden Frequenzen muss mit wesentlichen Einflüssen der Bodenbewegung auf ein Gebäude gerechnet werden. Dynamische Aspekte des seismischen Herdvorgangs – wie der Doppler-Effekt – sorgen für eine typische Verteilung der technischen Phänomene im Epizentralgebiet, was sich in recht unterschiedlichen Schadensformen äussert.

ABSTRACT

In Central Europe damaging earthquakes are caused by moment magnitude $M_w < 6$ earthquakes. Such events take place in the uppermost 15 km of the earth's crust as horizontal strike slip or normal faulting. The main part of seismic activity is observed in the area of the Rhenish grabens. In the northwestern part of Central Europe (E-Belgium, S-Netherlands, NW-Germany) normal faulting prevails, the southern part of the studied area is dominated by horizontal strike slip motions. The observed recent tectonic movements are the consequence of the regional tectonic stress field showing a relatively uniform orientation of its main principal stress vector striking NW–SE. The slip rates along shearzones are less than 0.1 mm/a. Seismic reactions are concentrated to intersections of differently striking fault systems.

Ground motions are strongly altered by the influences on seismic waves travelling throughout geological structures to the earth's surface. The macroseismic effects are strongly controlled by the relation between natural frequencies of shaken buildings, the frequency of maximum transfer through the underground and the corner frequency of the focal process. In the case of identity or similarity of the frequencies stemming from different domains of the earthquake systems an important technical influence of ground motions on a building can be assumed. Dynamic aspects of the seismic source as the Doppler effect produce a typical pattern of technical influences in the epicentral area producing quite different types of damages.

1. Einführung

Mitteleuropa – als Gebiet einheitlicher rezenter Tektonik betrachtet – hat die Form eines Dreiecks (Fig. 1). Seine nordöstliche Begrenzung bildet die Tornquist-Tesseyre-Zone, im Süden formen die Alpen einen Übergang zur tektonisch aktiveren Adria-Platte, während im Westen der «Grand Sillon Houiller» das Untersuchungsgebiet abschliessen soll.

Der rezente Beanspruchungsplan Mitteleuropas kann durch eine weitgehend einheitliche Orientierung seiner gröss-

ten Hauptspannung in NW-SE-Richtung beschrieben werden (Grünthal & Stromayer 1992; Müller et al. 1992). Nur im östlichen Teil Mitteleuropas beobachtet man die Drehung des Spannungssystems in eine mehr apenninisch-dinaridische Ausrichtung. Das heutige tektonische Spannungssystem wirkt auf ein komplexes Strukturinventar, aus dem sich die während mehrerer orogener Phasen aufgebaute mitteleuropäische Erdkruste zusammensetzt. Ihre Antwort auf die rezente Bela-

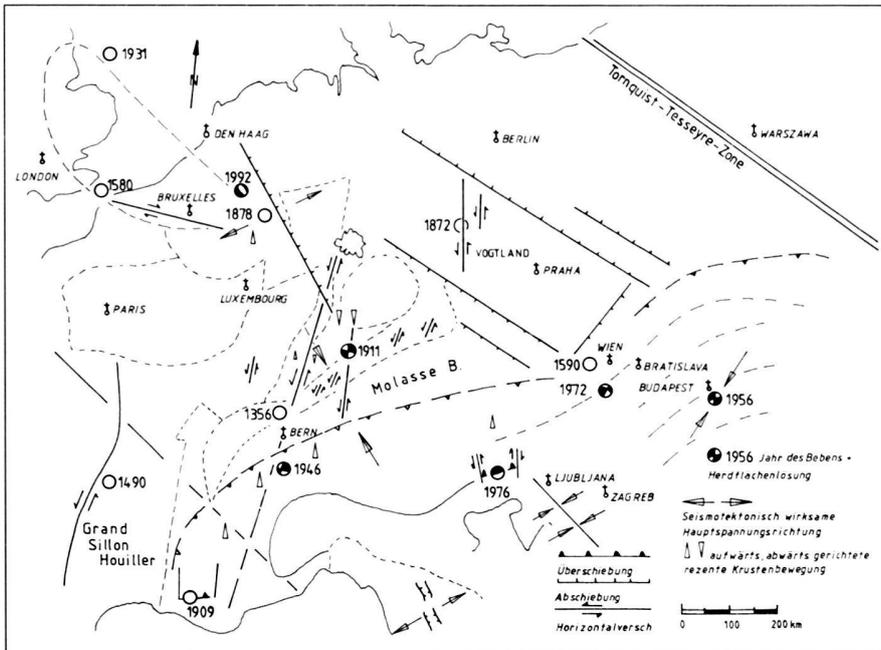


Fig. 1. Seismotektonik in Mitteleuropa. Im Süden des Untersuchungsgebietes wird der Übergang zur Adria-Platte in den beiden seismisch aktiven Überschiebungszonen des Friauls und der Provence deutlich. Im Zentrum Mitteleuropas dominieren Horizontalverschiebungen, die sich auf etwa NNE streichenden Scherzonen anordnen oder, wie im Verlauf des Juras, zu einer Buchstapel-Anordnung vereinen. Im Nordwesten finden wichtige seismische Bewegungen entlang der Grabenrandstörungen des Niederrheins als Abschiebungen statt. Der Rand des London-Brabant-Massivs im äußersten Nordwesten ist ebenfalls durch regional wichtige Herdlagen markiert.

stung besteht in stetigen und un stetigen Deformationen. Erstere drücken sich in Verbiegung, Hebungen und Senkungen aus, während sich die un stetige Deformationsform auf Fugen der Erkruste, auf *Scherzonen* konzentriert. Innerhalb einer solchen Scherzone kann es zu stationären Bewegungen oder auch zu un stetigen, intermittierenden Verschiebungen kommen, bei denen sich Ruhepausen und schnelle Bewegungen ablösen. Sie werden als *Kriechbewegung* bzw. als *Erdbeben* bezeichnet. Die intermittierende, seismische Reaktion beschränkt sich auf bestimmte Bezirke der Erdkruste; sie ist das Resultat eines *tektonischen Filterprozesses*.

2. Seismotektonik

a. Kinematische Filterung

Orientierung des rezenten Spannungsfeldes und räumliche Anordnung der für eine Deformation besonders günstigen Strukturelemente der Erdkruste kontrollieren zusammen die Kinematik der Krustenbewegungen. Neben den Hinweisen aus der Seismologie auf die Verteilung von Über-, Horizontal- und Abschiebungen entlang von Scherzonen sind es vor allem wiederholte geodätische Vermessungen, die wichtige Informationen über das Verhalten der Blöcke zwischen den Scherzonen liefern. Als Beispiele seien die Hebungen der alpidischen Externmassive und des Rheinischen Schildes, aber auch die Krustenverbiegungen im Bereich alt angelegter «Knautschzonen», wie beim Kraichgau, genannt (Jeanrichard 1986; Fuchs et al. 1983; Zippelt & Mälzer 1987).

Seismisch verlaufende Bewegungen auf Scherzonen lassen sich für Mitteleuropa – wie folgt – den drei kinematischen Grundtypen zuordnen:

*Etwa N-S («rheinisch») streichende, sinistrale Horizontalverschiebungen (Hs; Fig. 2):

- Westliche Vogesen (Haessler et al. 1985);
- Oberrheingraben (Ahorner et al. 1983);
- Bodensee–Albstadt–Fildergraben-Zone (Schneider 1993);
- Vogtland–Westböhmen (Grünthal et al. 1989);
- Schweizer Alpen (Pavoni 1991).

*Etwa WNW-ESE («herzynisch») verlaufende dextrale Horizontalverschiebungen (Hr):

- Brabanter Erdbebenzone (Ahorner 1985).

*Etwa NNW-SSE streichende Abschiebungen (N):

- Holländisch-niederrheinisches Grabensystem, Mittelrheingebiet, nördlicher Bereich des Oberrheingrabens (Ahorner 1994; Ahorner et al. 1993).

*Etwa NE-SW («Variszisch») verlaufende sinistrale Horizontalverschiebungen, die sich zu einem «Buchstapel-System» anordnen (Hs-Bs). Solche Systeme sind eine bruchtektonische Ersatzlösung für eine Knautschzone bzw. eine Überschiebungszone:

- Schwäbischer und Fränkischer Jura ausserhalb der Bodensee–Albstadt–Fildergraben-Zone (Schneider 1995).

Die rezente tektonische Gesamtbewegung Mitteleuropas kann als ein SW-gerichtetes Abdriften des Teilkontinents entlang einer dem Nieder- und Mittelrhein folgenden Trennungszonen betrachtet werden. Die Horizontalverschiebungszonen von Brabant und Oberrheingebiet (mit östlichen Parallelstrukturen) übernehmen die Rollen zusätzlicher Bewegungsfugen.

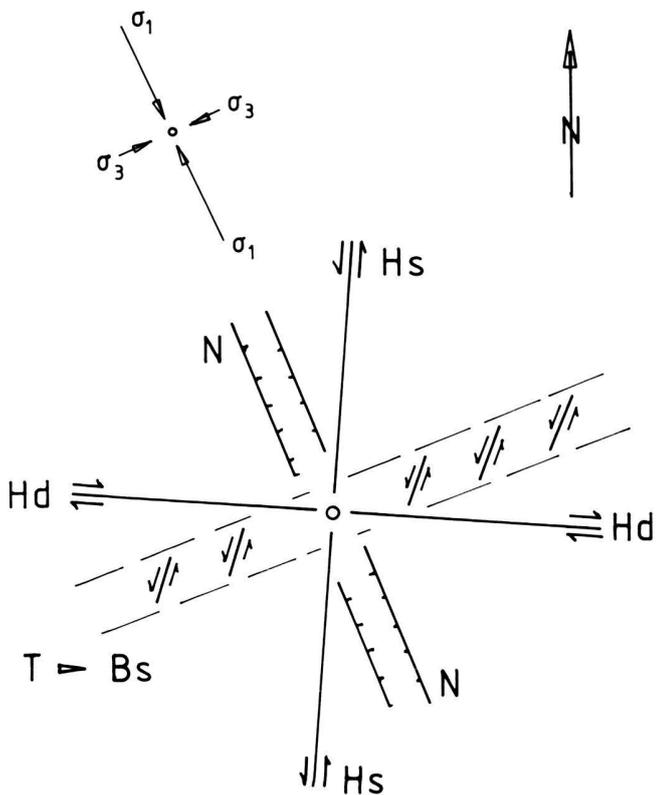


Fig. 2. Tektonische Filterung. Im Westen Mitteleuropas herrscht ein rezentes tektonisches Spannungsfeld, dessen grösste Hauptspannung σ_1 etwa NW-SE orientiert ist, während die kleinste Hauptspannung σ_3 senkrecht dazu verläuft; beide Hauptspannungen sind horizontal angeordnet. Die mittlere Hauptspannung σ_2 steht senkrecht auf der Zeichnungsebene; sie entspricht der vertikalen Auflast (lithostatische Spannung).

Innerhalb Mitteleuropas zeigen sich deutliche Unterschiede im kinematischen Charakter der wichtigsten seismischen Bewegungen:

- N: etwa NNW-SSE streichende Abschiebungen (Niederrhein, Mittelrhein, Nordteil des Oberrheingrabens);
- Hs: sinistrale Horizontalverschiebungen (Oberrheingraben, westliche Schwäbische Alb, Vogtland);
- Hd: dextrale Horizontalverschiebungen (Brabanter Erdbebenzone);
- T > Bs: Eine Anordnung von Herden mit Horizontalverschiebungscharakter wird vor allem entlang des Jura-Zuges – vom Basler Jura bis zum Altmühl-Jura (Fränkische Alb) – deutlich. Diese Reaktion tritt an die Stelle von Krustenverkürzungen durch Überschiebung, wenn das Spannungsniveau für eine Überschiebung (Komponente σ_1) zu niedrig ist.

b. Rheologische Schichtung

Unterschiede in Druck, Temperatur und Petrologie, sowie eine Veränderung der tektonischen Spannungskomponenten in der Erdkruste führen zu einem tiefenabhängigen rheologischen Verhalten, zur rheologischen Schichtung («tektonische Etagen»; Fig. 3). Während die oberflächennahen Schichten bei niedrigen Temperaturen und Auflastdrücken durch *Klüftung* reagieren, schliesst sich meist unterhalb der Sedimentzone

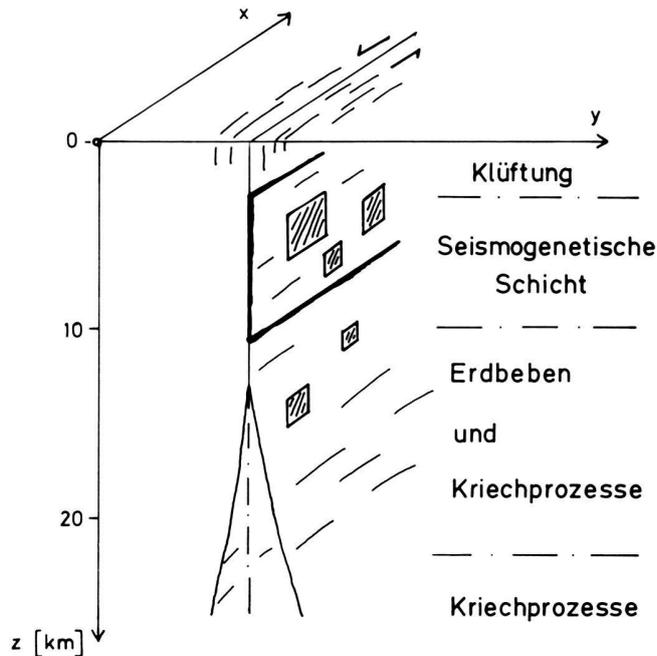


Fig. 3. Rheologische Schichtung. Die oberste Lage der kontinentalen Erdkruste ist im allgemeinen so stark zerklüftet, dass sie nicht in der Lage ist, am Spannungsaufbau in der Vorbereitungsphase zu einem Erdbeben teilzunehmen. Die regionalen Maximal-Erdbeben konzentrieren sich in Mitteleuropa auf den Tiefenbereich von 10 ± 5 km, wiederum mit deutlichen regionalen Unterschieden, die vom Gesteinsaufbau und den Temperaturbedingungen innerhalb der Oberkruste kontrolliert werden. Hier handelt es sich um die seismogenetische Schicht im engeren Sinne. Im unteren Bereich der Oberkruste finden noch vereinzelt Beben statt, deren Magnitude aber unterhalb der Magnitude regionaler Maximalwerte bleibt. Nach unten folgt schliesslich der Übergang zu azeismischer Reaktion (Kriechverhalten). Es treten nur noch Mikrobeben auf.

bzw. der Verwitterungs- oder Auflockerungszone des Kristallinsockels ein Tiefenbereich an, in dem seismisch aktive oder auch stationäre gleitfähige *Scherzonen* benachbarte Blöcke voneinander trennen. In etwa 10 km Tiefe beginnt die Quarzverweichung durch Temperatureinfluss, so dass sich die seismische Reaktion mit grösserer Tiefe auf isolierte Flecken beschränkt und zunehmend durch Kriechreaktionen ersetzt wird, während sich gleichzeitig die Scherzone deutlich verbreitert (Engelder 1993). Die rheologische Schichtung bedingt so innerhalb der kontinentalen Erdkruste eine Konzentration der seismischen Reaktion auf den mittleren Tiefenbereich der Oberkruste ($z = 10 \pm 5$ km).

c. Intersektion

Seismische und geodätische Beobachtungen zeigen, dass sich die Erdbebenaktivität entlang der gleichen Scherzone auf bevorzugten Abschnitten abspielt, die von azeismisch reagierenden Bereichen unterbrochen sind. Entlang der Scherzone Bodensee-Albstadt-Fildergraben, die etwa dem 9° E-Meridian

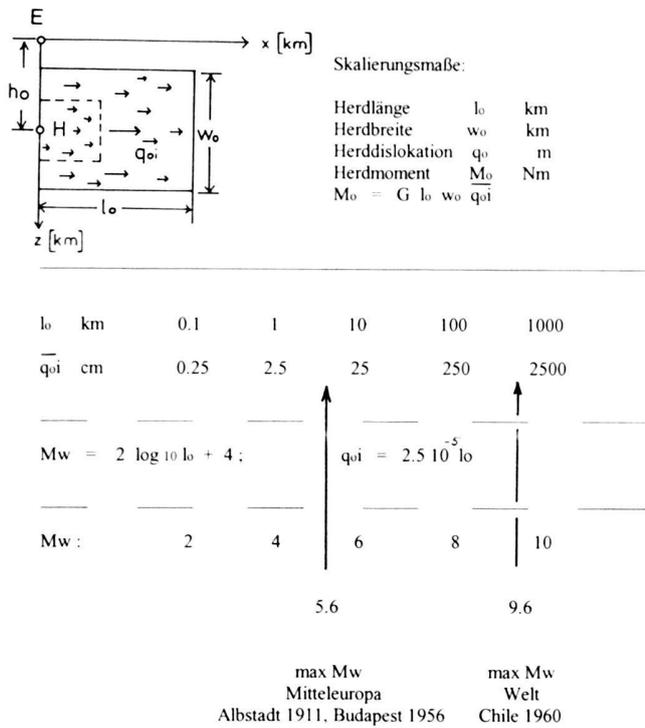


Fig. 4. Skalierung von Erdbeben. Geometrische Herdparameter, wie Herdlänge, Herdbreite und Herddislokation bilden heute die Grundlage für eine logarithmische Skalierung der Herdgröße mittels einer einzigen Zahl, der Momentenmagnitude. Im Beitrag des Herdmoments treten die geometrischen Herdgrößen zusammen mit dem Schermodul ($G = 3 \cdot 10^{10} \text{ N/m}^2$ für die obere Erdkruste) als Faktoren auf. Hier wurde – aus Gründen der besseren Anschaulichkeit – die Momentenmagnitude M_w über die Herdlänge (l_0 in km) skaliert. Das grösste bisher ausreichend gut beobachtete Beben (Chile 1960) erreichte eine Herdlänge von etwa 1000 km, während die Herdlänge der europäischen Maximalereignisse unterhalb von 10 km liegt. Zwischen Herdlänge (bzw. auch Herdbreite) und dem Mittelwert der Herddislokation q_{0i} (gemittelt über die Herdfläche = Herdlänge \times Herdbreite) besteht eine Ähnlichkeitsbeziehung: Zu einer grossen Herdlänge gehört eine entsprechend grosse Herddislokation.

folgt, heben sich drei seismisch aktive Gebiete hervor, wenn man sich allein auf instrumentelle Daten stützt: Untersee-Schiner Berg, Westliche Schwäbische Alb (Albstadt) und Fildergraben (Stuttgart, Ludwigsburg).

Nach historischen Unterlagen lässt sich für den Zeitraum um 1655 auf eine Aktivitätsperiode im Tübinger Raum schliessen (Schneider 1996; Zippelt 1988). Nach einem Vorschlag von Illies (1982) sind Vergitterungen von Störungsscharen unterschiedlicher Streichrichtung (Intersektionen) der bevorzugte Schauplatz seismischer Aktivität in kontinentalen Gebieten. In solchen Kreuzungsbereichen ist offensichtlich mit mechanischen Hemmungen zu rechnen, die für eine Aufstauung tektonischer Dislokation sorgen (Schneider 1993). Vergitterungen der beschriebenen Art werden durch Analysen von Satelliten-Aufnahmen unterschiedlicher Art deutlich (Theilen-Willige

1996). Ebenso ist die Abbildung als gravimetrische Anomalie ein wesentlicher Hinweis auf einen seismisch reagierenden Abschnitt einer Scherzone (Jensch 1972; Schneider 1996). Die bisher beschriebenen Prozesse der tektonischen Filterung führen zu seismischen Nestbildungen innerhalb der oberen Erdkruste, wobei Horizontalverschiebungen meist den oberen Tiefenbereich, Abschiebungen die Basis der seismogenetischen Zone einnehmen. Diese Beobachtung steht im Einklang mit den Überlegungen von Anderson (1942) zur Tiefenverteilung der kinematischen Bruchformen.

d. Skalierung des Herdvorgangs und der Erdbebenwirkungen

Zur Beschreibung des seismischen Herdprozesses wird hier die Moment-Magnitude (M_w) verwendet, die entsprechend Fig. 4 mit der Herdlänge (l_0) als stellvertretenden Herdparameter korreliert wird. Die Wirkung eines Bebens auf den Menschen, auf Gebäude und Anlagen sowie die geologischen Effekte einer seismischen Bodenbewegung werden nach einer zwölfteiligen makroseismischen Skala klassifiziert (MSK-Skala nach Medvedev, Sponheuer und Karnik, in aktualisierter Form nach Grünthal 1993).

e. Wiederkehrperioden und Maximalwerte der Magnituden

Gefährdung wird als Häufigkeit einer bestimmten Belastungsqualität (z. B. der makroseismischen Intensität) beschrieben. Die Grösse einer seismischen Quelle ist ein wesentlicher Einflussfaktor bei der Entstehung einer seismischen Belastung. Mit zunehmender Herdgröße wächst die betroffene Fläche (Schütterfläche), aber auch die Bandbreite der abgestrahlten seismischen Signale; letztere Grösse bestimmt die Bandbreite der angeregten Eigenfrequenzen von Bauwerken. Maximalwerte der Herdparameter und Wiederkehrperiode sind mit der Verschiebungsgeschwindigkeit entlang einer Scherzone verknüpft, worauf zuerst Cluff & Cluff (1984) auf der Basis von Beobachtungen hingewiesen haben. Mit wachsender Dislokationsgeschwindigkeit erhöht sich der Nachholbedarf an Dislokation bei einer Bewegungshemmung, während sich gleichzeitig die Wiederkehrperiode verringert (Fig. 5). Geht man davon aus, dass die grössten Beben in Mitteleuropa eine Momentenmagnitude von $M_w = 5.0 \dots 5.9$ erreichen, so sind damit folgende Mittelwerte der Herddislokation verbunden:

$$\max.q_0 = 0.1 \pm 0.05 \text{ m} \\ (\text{vgl. Nuttli 1983}).$$

Aus geodätischen Wiederholungsmessungen erhält man für Mitteleuropa Werte von

$$\dot{q}_h = 0.1 \pm 0.05 \text{ mm/a}$$

als horizontale Dislokationsgeschwindigkeit (Hartmann 1989; Reilly & Gubler 1990). Diese Werte beziehen sich auf die westliche Schwäbische Alb bzw. die Schweizer Alpen.

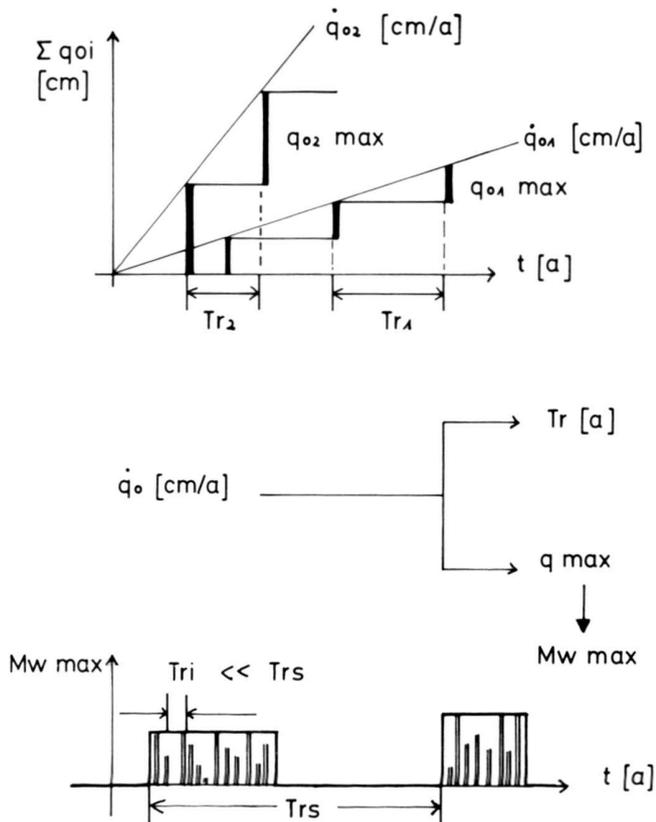


Fig. 5. Wiederkehrperiode von Erdbeben. Die Wiederkehrperiode eines Erdbebens hängt in erster Linie von der Verschiebungsgeschwindigkeit auf einer Scherfläche ab (oberer Teil der Abbildung). Eine höhere Verschiebungsgeschwindigkeit erzwingt – bei seismischer Reaktionsform – grössere Häufigkeit in den ruckartigen Verschiebungen (Erdbeben) und gleichzeitig grössere Verschiebungsbeträge d. h. auch Magnituden. Die Verschiebungsgeschwindigkeit auf einer Scherzone ist daher die Grundgrösse zur Beschreibung der tektonischen und damit auch der seismotektonischen Aktivität einer Scherzone. Erdbeben in der kontinentalen Oberkruste zeigen eine starke «Ansteckungstendenz»; d. h. ein «Startereignis» löst in der näheren und weiteren Umgebung Folgeereignisse aus: So kommt es zur Bildung von Erdbebenserien. Bei Erdbebenserien tritt die Wiederkehrperiode einer Sequenz Tr_s an die Stelle der Wiederkehrperiode Tr (unterer Teil der Abbildung). Innerhalb von Erdbebenserien sind die Abstände der Ereignisse entsprechend kürzer, wie die Abstände der Blitze innerhalb eines Gewitters (Abstand Tr_i).

Für die angegebenen Mittelwerte

$$M_w = 5.5; \max. \bar{q}_0 = 0.1 \text{ m}; \dot{q}h = 0.1 \text{ mm/a}$$

erhält man eine Abschätzung der mittleren Wiederkehrperiode:

$$Tr = 1000 \text{ a (Acharya 1979)}$$

$$Tr = 2000 \text{ a (Matsuda 1975)}$$

f. Perkolation

Vergleicht man die seismische Aktivität verschiedener mittlereuropäischer Herdgebiete miteinander, so verteilen sich die

Ausgleichsprozesse während einer Aktivitätsphase auf unterschiedliche Grössenordnungen der Zahl von Erdbeben. So ergeben sich Zahlen während einer Erdbebenepoche von:

- 0 (1) Ereignis
(z. B. Posterstein – Gera; Herdgebiet Ostthüringen)
- 0 (100) Ereignisse
(z. B. Schwäbische Alb, 1911 – 1943 – 1978)
- 0 ($10^3 \dots 10^4$) Ereignisse
(z. B. Vogtland – Westböhmen 1985/86)

(Leydecker & Grünthal 1993; KWU 1980; Neunhöfer & GÜth 1989).

Während sich in Ostthüringen der Ausgleichsvorgang auf einzelne Ereignisse konzentriert, ist es für das Gebiet Vogtland–Westböhmen charakteristisch, dass Erdbebenschwärme auftreten. Erdbebenserien, die aus einem «Hauptbeben» und einer nachfolgenden Sequenz von Ereignissen mit abnehmender Magnitude bestehen, sind typisch für Herdgebiete wie die Westliche Schwäbische Alb und das Wallis (Fig. 6). Will man das Verhalten einer Region oder eines Herdgebietes statistisch beschreiben, so erhält man nach Gutenberg & Richter (1944) für die Zahl N aller Ereignisse mit einer Magnitude $M_i > M$ einen linearen Zusammenhang:

$$\log N = a - bM$$

a = Zahl der Ereignisse mit der Magnitude $M = 0$, sie beschreibt die «Aktivität» eines Gebiets;

b = Steigung der Geraden: « b » beschreibt die Relation zwischen den Häufigkeiten unterschiedlicher Magnitudenklassen:

Einzelereignisse	Erdbebenserien	Schwarm
z. B. Posterstein	z. B. Westl. Schwäbische Alb	z. B. Vogtland–Westböhmen
$b = \pm 0.25$	$b = \pm 0.5$	$b = \pm 1.0$

Die Erdbebenserie stellt für ein bestimmtes Niveau der tektonischen Aktivität, gemessen durch die Verformungs- und Dislokationsgeschwindigkeit, ein Optimum der Abarbeitung eines Verschiebungsstaus dar (Bak et al. 1994).

3. Ingenieurseismologie

a. Das System «Erdbebenwirkung»

Herdvorgang, Ausbreitung seismischer Wellen und Übertragung der seismischen Bodenbewegung auf ein Bauwerk sind die drei Grundelemente des Systems «Erdbebenwirkung». Um ein langperiodisches, d. h. hohes bzw. dynamisch «weiches» Bauwerk anregen zu können, bedarf es eines ausgedehnten Herdes mit einer entsprechend niederen Herdeckfrequenz. Schaltet sich zwischen Herd und Empfänger der Bodenbewegung noch ein Ausbreitungsmedium ein, wie ein mit Sedimenten niedriger Scherwellengeschwindigkeit und Dichte gefülltes Becken (z. B. ein voralpines Molassebecken oder ein tertiärer

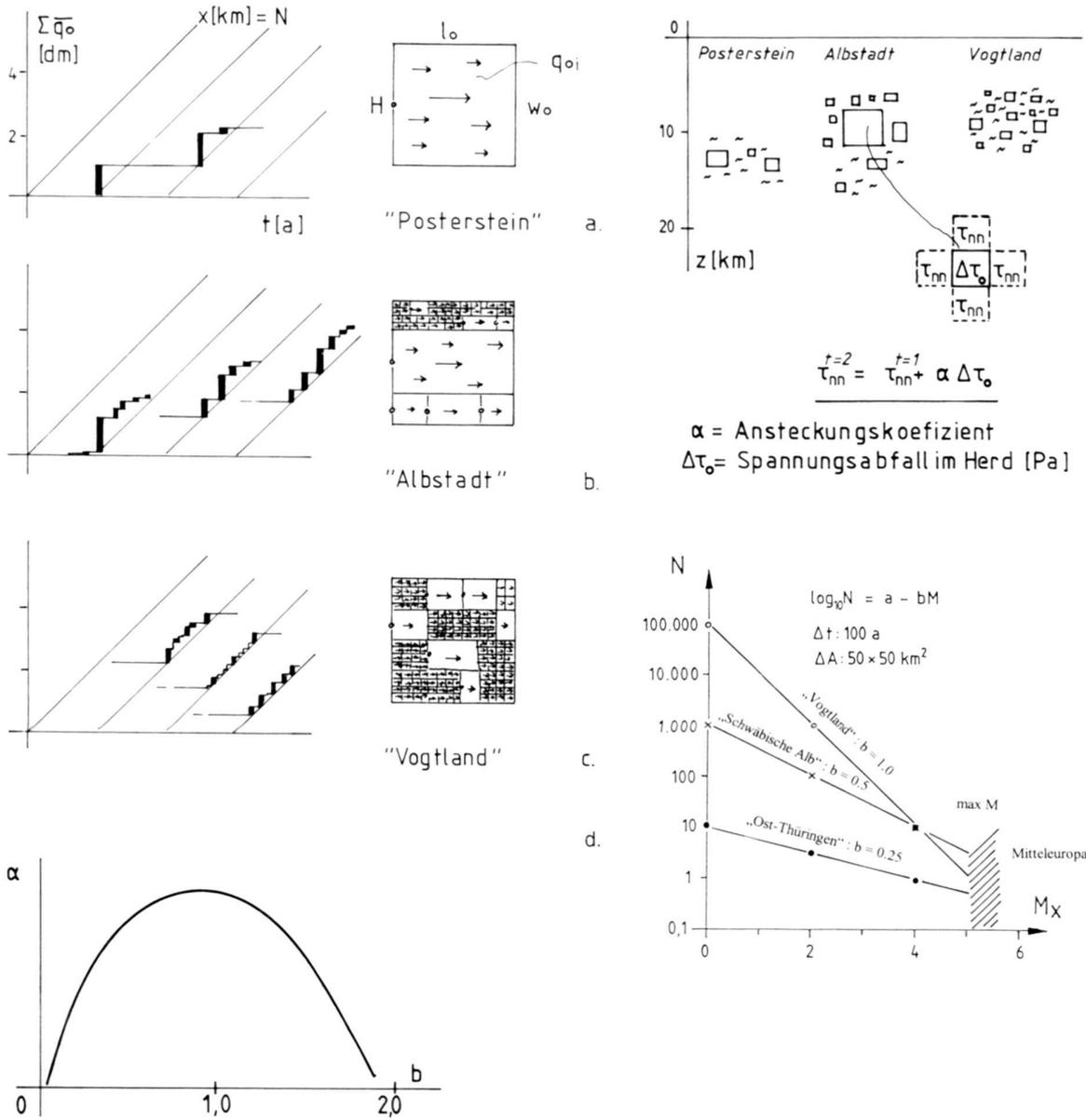


Fig. 6. Erdbebenserien.

- Als Grenzfall ist die Folge von Einzelereignissen zu betrachten, wie sie für das Herdgebiet Gera – Posterstein (Thüringen), aber auch für Beben im tieferen Bereich der Oberkruste (z. B. im Südschwarzwald oder im westlichen Bodenseegebiet) typisch sind.
- Die Nachbebenserie besteht aus einem «Hauptbeben» und einer grossen Zahl nachfolgender Ereignisse kleinerer Magnitude, die den Herd quasi einrahmen. Diese Abfolgeform wird hier als «Albstadt»-Typus beschrieben.
- Das Vogtland ist der Schauplatz für typische Erdbebenschwärme. Nur wenige Ereignisse heben sich durch ihre Magnitude aus der Riesenzahl der Schwarmelemente heraus.
- Nachbeben entstehen durch Spannungsübertragung auf die Umgebung. Die Nachbebenserie ist ein Optimum der Spannungsübertragung ($\alpha = \max.$).
- Grob schematisierte Gutenberg-Richter-Beziehungen für die drei unter a, b und c beschriebenen Serientypen.

Graben wie der Oberrheingraben), so werden die hier betrachteten langperiodischen Signalanteile durch konstruktive Interferenz noch verstärkt (Fig. 7). Ein entsprechend grosser Herd strahlt auch über eine längere Dauer hinweg seismische

Signale ab, die Bauwerke mit niedriger Dämpfung (2 bis 5% der kritischen Dämpfung) zu starken Bewegungen im Resonanzbereich anregen können. Ein hohes und schlankes Bauwerk, wie ein Turm oder ein Wolkenkratzer, trägt durch Ei-

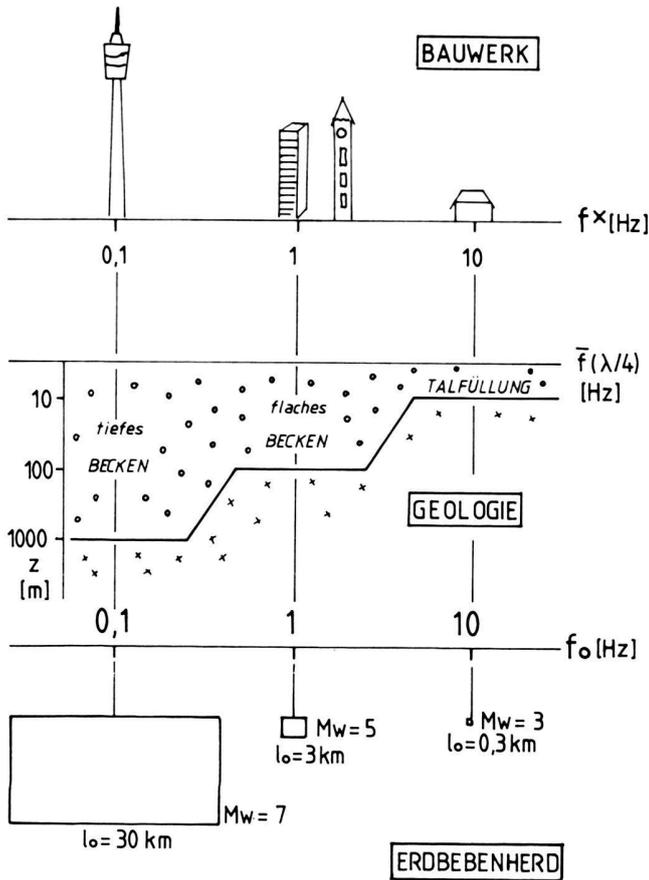


Fig. 7. Das System «Erdbebenwirkung». Voraussetzung für starke Erdbebenwirkungen ist eine Übereinstimmung der «Eigenfrequenzen» zwischen den drei Systembereichen Herd, Ausbreitungsmedium und Bauwerk. Um ein grosses bzw. hohes Gebäude anregen zu können, brauche ich einen ausgedehnten Herd und eine ausreichend mächtige Untergrundstruktur. Für ein niedriges Gebäude bedeutet eine dünne Auflage aus jungen Ablagerungen eine zusätzliche Gefährdung. Ein kleiner Herd oder Subherd (innerhalb einer grösseren Herdfläche) kann für ein solches Bauwerk wesentlich sein, wenn er in der Nähe auftritt.

genbewegung, die sich der seismischen Anregung überlagert, ganz wesentlich zur Belastung bei. Diese Zusatzbelastung entsteht durch grosse Ausschläge in den oberen Etagen und durch Biegemomente im Spannungsbereich. Ein niedriges «steifes» Gebäude (Eigenfrequenz in der Grössenordnung von $f^* = 10$ Hz) kann schon durch ein kleines Erdbeben, das sich in der Nähe abspielt, stark belastet werden. Diese Situation wird vor allem durch die Untergrundsituation noch verschärft, wenn das Bauwerk auf einer dünnen Sedimentschicht (Mächtigkeit in der Grössenordnung von $h_1 = 10$ m) aus schallweichem Material (Scherwellengeschwindigkeit $c_s < 600$ m/s) errichtet worden ist. Die Vergrösserung der Bodenbewegung wird vom Kontrast in Scherwellengeschwindigkeit und Dichte zur unterliegenden Schicht kontrolliert. Der Eigenanteil eines solchen

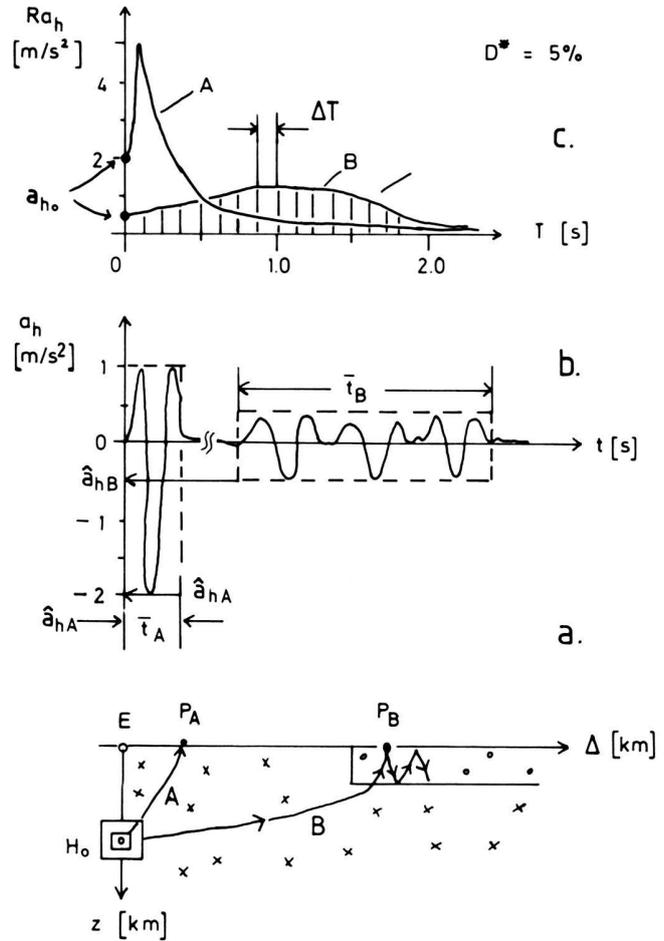
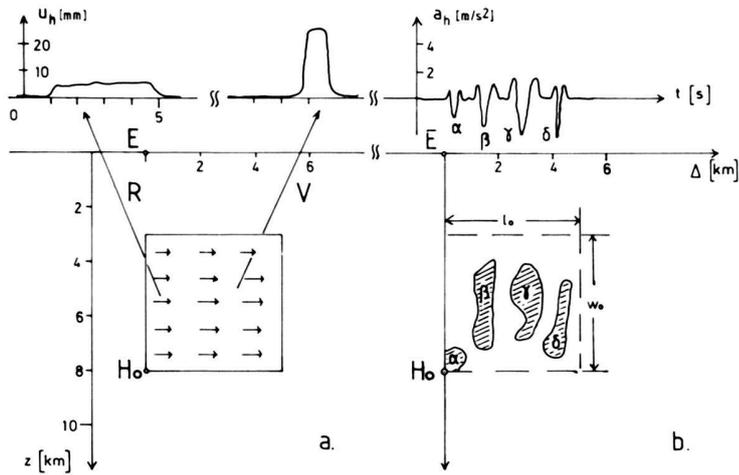


Fig. 8. Untergrundeinflüsse.

- Wellenwege im kristallinen Grundgebirge zum Beobachtungspunkt P_A bzw. zu einem Punkt P_B , der von einer Lockersedimentschicht unterlagert ist.
- Seismogramme der Bodenbeschleunigung für die Wellenwege nach P_A bzw. P_B .
- Antwortspektren in der Beschleunigung für die beiden Untergrundsituationen (D^* ist die Bauwerksdämpfung). Die Fläche unter dem Spektrum bestimmt die makroseismische Intensität ($T =$ Periode). Die Maximalwerte der horizontalen Bodenbeschleunigung (a_{ho}) unterscheiden sich deutlich. Bei einer ausreichend dicken Lockersediment-Schicht werden vor allem hohe und weiche Bauwerke durch ein Erdbeben belastet.

Bauwerks an der Gesamtbewegung ist relativ gering. Die Bodenbewegung überträgt sich wenig verändert auf das Haus. Hier sorgen Differenzbewegungen zwischen Bauteilen für eine Auflockerung der Struktur, die vor allem bei länger anhaltenden Bodenbewegungen zu deren Zerstörung führen kann. Die Übereinstimmung von Herdeckfrequenzen mit der Frequenz maximaler Überhöhung der Bodenbewegung bei der Wellenausbreitung und der Eigenfrequenz eines Bauwerks, ist die Basis für eine starke Anregung durch seismische Signale. Die



Globale Herdparameter:

Herdmoment	$M_0 = 1.0 \cdot 10^{17} \text{ Nm}$
Herdlänge	$l_0 = 5 \text{ km}$
Herdbreite	$w_0 = 5 \text{ km}$
Herdslotlokation	$q_0 = 0.13 \text{ m}$
Mittlere Bruchgeschwindigkeit	$\bar{v}_0 = 0.8 \text{ c}$
unilateraler Bruch	V = Bruchvorderseite R = Bruchrückseite

Herdpunkt:

H_0 = Hypozentrum; E = Epizentrum;
Herdtiefe $h_0 = 8 \text{ km}$

Ausbreitungsmedium:

Epizentralentfernung	$\Delta = 5 \text{ km}$
Hypozentralentfernung	$s = 9.4 \text{ km}$
S-Wellengeschwindigkeit	$c_s = 3.3 \text{ km/s}$
Dichte	$\rho = 2.7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$
Ausbreitungsqualität für S-Wellen	$Q_s = 100$

Makroseismische Epizentralintensität $I_s = \text{VII} - \text{VIII}$

Fig. 9. Standardisiertes Schadenbeben für Mitteleuropa.

- a. Die globalen Herdparameter bestimmen den Verlauf der seismischen Zeitfunktion in der Bodenverschiebung (Horizontalkomponente u_h). Es werden die deutlichen Unterschiede auf der Vorderseite (V) und auf der Rückseite (R) des Bruchverlaufs schematisch dargestellt.
- b. Die Feinstruktur der Herdfläche (Festigkeits- und Spannungsunterschiede) kontrolliert den Aufbau des Seismogramms in der Bodenbeschleunigung: α , β , γ und δ bezeichnen die beschleunigungswirksamen Teilherde auf der Herdfläche bzw. die dazugehörigen Herdimpulse im Seismogramm (a_h = Horizontalbeschleunigung). Das Seismogramm entspricht der Situation auf der Rückseite des Bruchprozesses. Der zeitliche Rahmen wird auch hier durch den globalen Vorgang gesteuert.

Wirkung wird gleichsam global durch *makroseismische Skalen* beschrieben. Die makroseismische Intensität, deren Grade eine solche Skala aufbauen, ist mit der Fläche eines Antwortspektrums in der Beschleunigung korrelierbar (Benioff 1934). Ein solches Antwortspektrum beschreibt die Reaktion eines gedämpften Einmassenschwingers auf eine komplexe seismische Bodenbeschleunigung (Fig. 8). Man kann diesen Einmassenschwinger als Einfachstmodell für die dynamische Reaktion eines Bauwerks betrachten. Vergleicht man die *Zeitfunktion* der seismischen Bodenbeschleunigung (Seismogramm, Akzelerogramm) mit der beobachteten makroseismischen Intensität, so tritt hier an die Stelle der Fläche des Antwortspektrums die Einhüllende der seismischen Zeitfunktion. Als Schätzwert lässt sich das Produkt aus Starkbebendauer und einem gewichteten Maximalwert der Bodenbeschleunigung verwenden. Die ursprünglich von v. Kövesligethy (1907) angegebene Beziehung zwischen Maximalwert der seismischen Horizontalbeschleunigung und makroseismischer Intensität erhält jetzt folgende Form:

$$I \approx 5 + 2 \log_{10} (\bar{a}_{h\max} \cdot \bar{t}) \quad \text{«Zeitbereich»}$$

$$T_{i2} = 1.0 \text{ s}$$

$$I \approx 6 + 3 \log_{10} (\sum Ra_{hi} \Delta T) \quad \text{«Frequenzbereich»}$$

$$T_{i1} = 0.1 \text{ s}$$

Dabei bedeuten: $\bar{a}_{h\max}$ = Mittelwert der maximalen Horizontalbeschleunigung (m/s^2); \bar{t} = Starkbebendauer (s); Ra_{hi} = Ant-

wortbeschleunigung für ein Periodenintervall von $\Delta T = 0.1 \text{ s}$ bei einer Dämpfung $D^* = 5\%$.

b. Standardisierte Schadenbeben für Mitteleuropa

Schadenbeben der Epizentralintensität $I \geq \text{VII} - \text{VIII}$ waren nach den in Mitteleuropa seit 1900 gesammelten Erfahrungen an das Magnitudenintervall $M_w = 5.0 \dots 5.7$ gebunden. Die Eigenschaften eines mittleren Erdbebens dieser Qualität («Standardbeben») sind in Figur 9 dargestellt:

Die Größen M_0 , l_0 , q_0 und v_{f0} beeinflussen den Signalrahmen, die Einhüllende der Zeitfunktion in der Bodenbeschleunigung. Die Heterogenität im Herdflächenkontakt, verursacht durch Unebenheit und Materialdifferenzen, Unterschiede im Scherwiderstand und Aufspannungsgrad, ist für die Ausbildung der einzelnen Signalformen zuständig, die das Seismogramm innerhalb des vorher beschriebenen Signalrahmens füllen. Berücksichtigt man beide signalbildenden Einflussbereiche, den globalen und den lokalen Parameterraum, so lassen sich synthetische Seismogramme bzw. Antwortspektren entwickeln, die sowohl der seismotektonischen Situation in Mitteleuropa wie auch den unterschiedlichen geologischen Untergrundstrukturen (wie kristalliner Kern eines Mittelgebirges, Schichtstufenlandschaft, Beckenstruktur im Voralpenbereich oder innerhalb eines Grabens) gerecht werden (Kunze et al. 1986; Fig. 10).

4. Erdbebengefährdung

a. Gefährdungskarte

Unter Gefährdung versteht man die Beziehung zwischen einer quantifizierten Belastung und der Häufigkeit bzw. Wahrscheinlichkeit eines solchen Lastfalls. Als quantifizierte Belastung kann man die makroseismische Intensität betrachten, die allerdings, wie im Abschnitt 3 beschrieben, auf der Basis von Herd- und Ausbreitungsparametern in ein für Konstruktion und Berechnung verwendbares System von Lastparametern umzusetzen ist. Als Häufigkeits- bzw. Wahrscheinlichkeitsmass werden folgende Grössen benützt:

Lebensdauer eines Bauwerks \bar{t} [a] z. B. $\bar{t} = 50a$

Überschreitenswahrscheinlichkeit einer Lastvorgabe während der Lebensdauer $P_{\text{üb}}$

z. B. $P_{\text{üb}} = 10\%$

Wiederkehrperiode einer solchen Überschreitung T_r [a]

z. B. $T_r = 475a$

(entsprechend den beiden ersten Häufigkeitsparametern; Ansatz für die vor dem Abschluss stehende europäische Norm für das Bauen in Erdbebengebieten: EC 8).

Die Berechnung einer Gefährdungskarte geht von einem Erdbebenkatalog aus, der die folgenden Daten liefert (Bachmann et al. 1989):

- Herdzeit und Koordination des Hypozentrums
- Makroseismische Intensität:
 - Epizentralintensität;
 - Isoseistenform;
 - Abnahmegesetz der makroseismischen Intensität.

Die so gewonnene Gefährdungskarte ist eine auf statistischer Basis verallgemeinerte Isoseistenkarte, die alle Ereignisse berücksichtigt, welche auf ein begrenztes Territorium eingewirkt haben.

b. Herddynamik – Baudynamik

Die bisher betrachtete pauschale Umsetzung einer makroseismischen Intensität in ein Antwortspektrum bei Berücksichtigung seismotektonischer und geologischer Verhältnisse soll hier durch eine Betrachtung ergänzt werden, welche die Beziehungen zwischen Herddynamik und Reaktion unterschiedlicher Gebäudetypen innerhalb des Epizentralgebiets eines mitteleuropäischen Standard-Schadenbebens zu erhellen versucht. Abbildung 11 zeigt die Verteilung der Isoseisten des Grades VII und VIII für das Beben vom 16. November 1911 auf der Westlichen Schwäbischen Alb. Die theoretische Einwirkungskarte geht von den Parametern eines Standard-Erdbebens aus, wobei die Herdkinematik (Horizontalverschiebung auf steil stehender Herdfläche: H) und die Herddy-

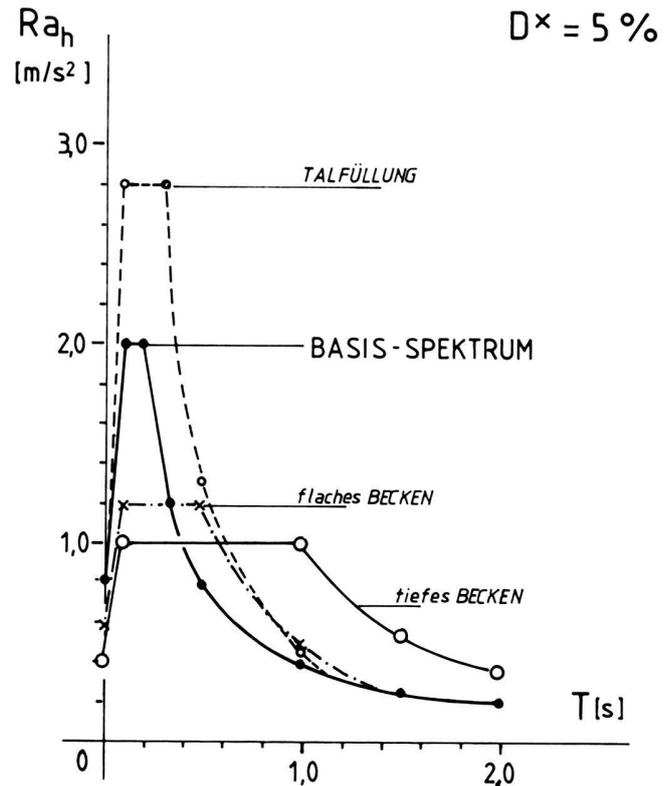


Fig. 10. Standardisierte Antwortspektren für Mitteleuropa. Die Spektren in der Beschleunigung ($D^* =$ Bauwerksdämpfung) beschreiben die Einwirkung eines Bebens der makroseismischen Intensität $I = VII/VIII$ (MSK-Skala) bei verschiedenem Untergrund. Das Basis-Spektrum bezieht sich auf eine felsartige Untergrundssituation.

namik (Unilateraler, $N > S$ verlaufender Bruchprozess) Berücksichtigung finden. Es werden vier Subherde auf eine Gesamtherdlänge von $l_0 = 5$ km gleichförmig verteilt. Das makroseismische Feld eines so beschriebenen Standard-Erdbebens kann in folgender Aufgliederung beschrieben werden:

A. Vorderseite des Bruchvorgangs:

Durch die Wirkung des Doppler-Effekts summiert sich die Wirkung der Subherde konstruktiv zu einem hohen Signal kurzer Dauer auf (Fig. 11). Die Signalform in der Bodenverschiebung bestimmt die Dauer der maximalen Bodenbeschleunigung (Starkbebendauer). Das Frequenzspektrum eines solchen Signals ist breitbandig (BB). Gebäude unterschiedlicher Höhe, Konstruktion d. h. Eigenfrequenz erfahren eine gleichartige Belastung.

B. Projektion des Herdvorgangs auf die Erdoberfläche:

Direkt oberhalb der Herdfläche wirken sich die einzelnen Subherde ohne Amplitudenverminderung als hochfrequent domi-

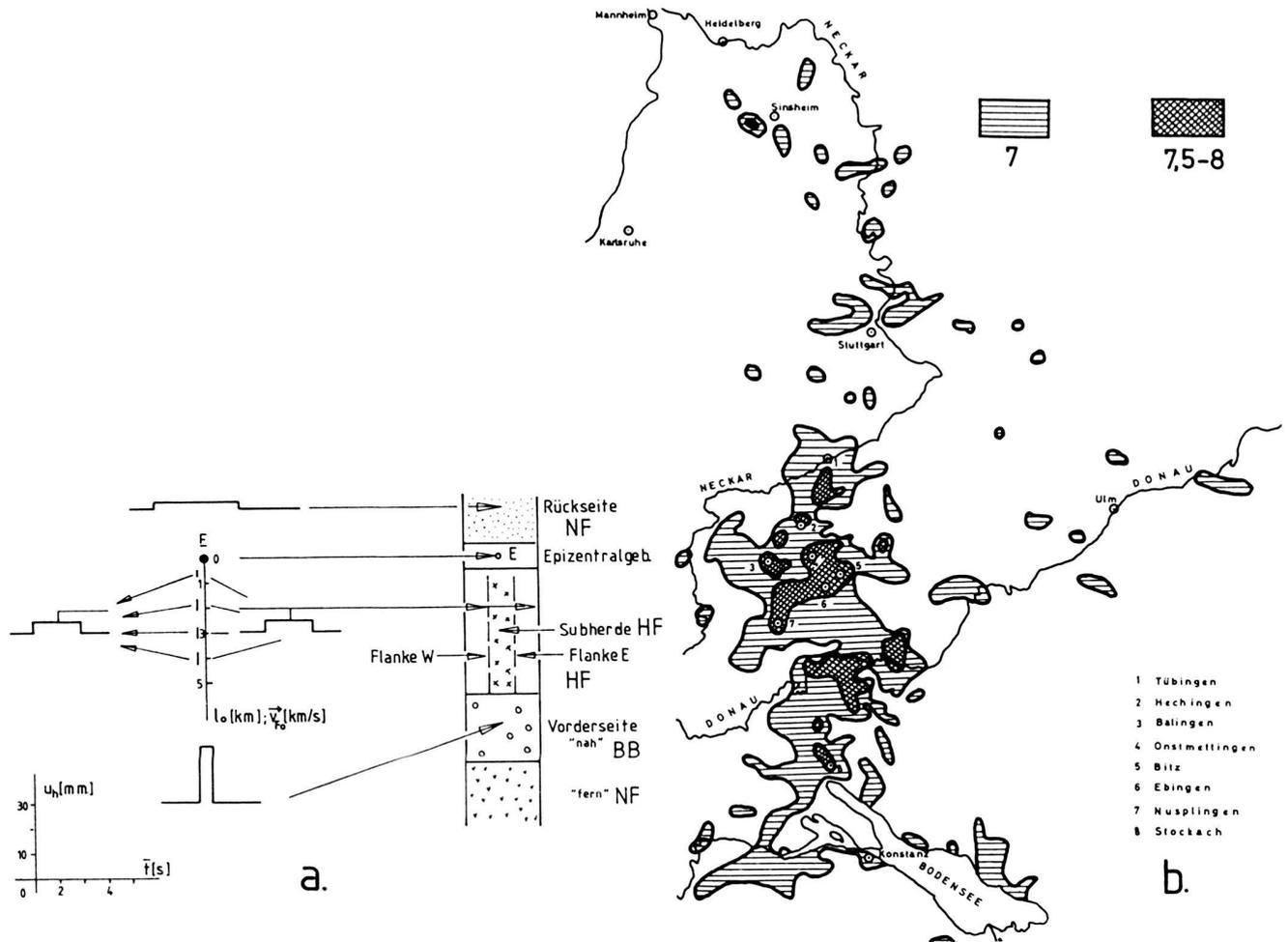


Fig. 11. Makroseismische Wirkungen eines mitteleuropäischen Schadenbebens.

a. Makroseismische Felderteilung des Epizentralgebiets:

NF: Niederfrequent dominiertes Signal; solche Signalkomponenten sind vor allem in Herdnähe auf der Rückseite eines unilateralen Bruchprozesses wichtig. Daneben sind sie für die grösseren Entfernungen vom Herd charakteristisch.

HF: Hochfrequente Signale markieren das Gebiet oberhalb der Herdfläche, aber auch die Flankenbereiche beiderseits der Projektion der Herdfläche, wo durch Nähe zum Herd und mehrfache Belastung durch von den Subherden abgestrahlte Signale Schäden entstehen.

BB: Ein breitbandiges Signal wird an der Vorderseite des Herdvorgangs durch den Doppler-Effekt erzeugt. (u_h = horizontale Bodenverschiebung, t = Zeit).

b. Makroseismische Karte des Bebens vom 16. November 1911 auf der westlichen Schwäbischen Alb (bei Albstadt-Ebingen); nach Sieberg & Lais (1925).

nierendes Signal aus (HF); die Effekte konzentrieren sich auf hochabgestimmte, d. h. niedrige Bauwerke.

C. Flankenbereiche zur Herdfläche:

Beiderseits der eigentlichen Herdzone ordnen sich parallel zwei Flankenbereiche an, wo sich alle Subherde etwa gleichartig, wenn auch in abgeschwächter Form auswirken. Es handelt sich um hochfrequente Einzelsignale (HF), die während der gesamten Herddauer ($t_0 = l_0/v_{t_0}$) eingestrahlt werden.

D. Epizentralbereich:

In der Umgebung des Epizentrums sind die Wirkungen bei einem unilateralen Bruchvorgang relativ gering, da sich das Signal erst mit fortschreitendem Herdvorgang aufbauen muss.

E. Rückseite des Bruchvorgangs:

Auf der Rückseite des «Bruchpfeils» entsteht durch die zeitliche Auftrennung der Subherdssignale eine «Taktfrequenz», welche sich als NF-Signal auf tiefabgestimmte Bauwerke, wie

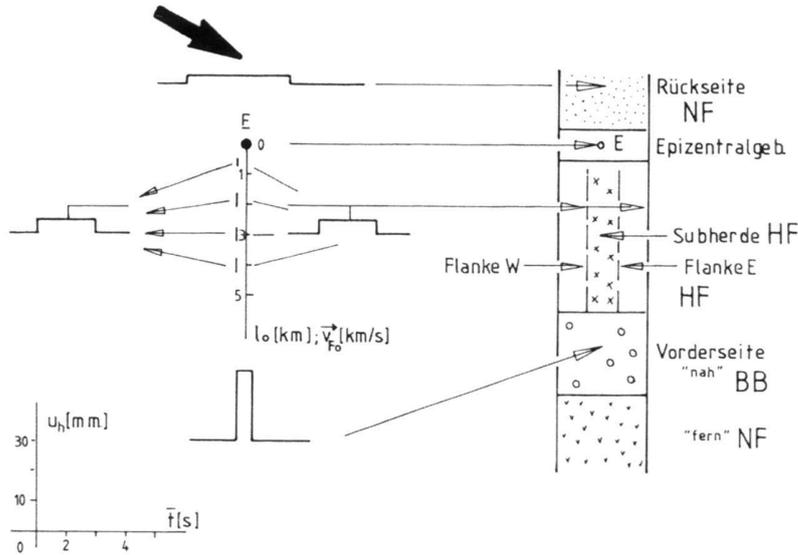


Fig. 12. Typischer Schaden an einem Kirchenbauwerk. Es handelt sich um eine Beobachtung bei dem Beben vom 3. September 1978 auf der westlichen Schwäbischen Alb. Das Bauwerk lag auf der Rückseite eines unilateralen Bruchvorgangs. (Abkürzungen vgl. Text Fig. 11).

Kirchen und grössere Fachwerkkonstruktionen bevorzugt auswirkt (Fig. 12).

F. Fernwirkung auf der Bruchvorderseite:

Auf der Bruchvorderseite dominieren in grösserer Entfernung zum Herd niederfrequente Signalanteile (NF), da das Ausbreitungsmedium über die Absorption als Tiefpassfilter wirkt.

Das rückwärtige Einstrahlungsgebiet eines unilateralen

Bruchvorgangs ist ein besonders gefährdeter Bereich für tiefabgestimmte Bauwerke. Mauerwerkstürme aus Naturstein, wie sie bei vielen Kirchen in Mitteleuropa anzutreffen sind, lassen sich in ihrem dynamischen Verhalten durch folgende Parameter beschreiben (Müller 1968):

Höhe des Turms:	$h \approx 100 \text{ m}$
Eigenperiode:	$T^* > 1 \text{ s}$
Dämpfung:	$D^* \approx 2\%$

Diese Verhältnisse sollten auch bei der Beurteilung von Wirkungen historischer Schadenbeben in Mitteleuropa (wie z. B. Basel 1356; Neulengbach 1590) berücksichtigt werden, da hier Schäden an Kirchbauten, die vor allem ab einer bestimmten Höhe der Gebäude bzw. Bauwerkteile eingetreten sind, sehr eingehend beschrieben werden (Wechsler 1987; Gutdeutsch et al. 1987).

LITERATURVERZEICHNIS

- ACHARYA, N.K. 1975: A method to determine the duration of quiescence in a seismic gap. *Geophys. Res. Lett.* 6, 681–684.
- AHORNER, L. 1985: The general pattern of seismotectonic dislocations in Central Europe as background for the Liège earthquake on november 8, 1983. In: *Seismic activity in Western Europe* (Ed. by P. MELCHIOR). Reidel Publ. Comp., 41–56.
- 1994: Fault-plane solutions and source parameters of the 1992 Roermond, the Netherlands, mainshock and its stronger aftershocks from regional seismic data. *Geologie en Mijnbouw* 73, 199–214.
- AHORNER, L., BAIER, B. & BONJER, K.-P. 1983: General pattern of seismotectonic dislocation and the earthquake-generating stress field in Central Europe between the Alps and the North Sea. In: *Plateau Uplift* (Ed. by K. FUCHS, K. VON GEHLEN, H. MÄLZER, H. MURAWSKI, A. SEMMEL). Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg, 187–197.
- ANDERSON, E.M. 1942: *The dynamics of faulting*. Oliver & Boyd, Edinburgh and London.
- BACHMANN, H., AMMANN, W., DERRON, M.H., LÜCHINGER, P., MAYER-ROSA, D., SÄGESSER, R., SOMAINI, D., STUDER, J. & WÜTHRICH, W. 1989: Les prescriptions parasismiques de la norme SIA 1.60. SIA Schweiz. Ing. u. Arch. Ver., Doc. SIA D045, Zürich.
- BAK, P., CHRISTENSEN, K. & OLAMI, Z. 1994: Self-organized criticality: Consequences for statistics and predictability of earthquakes. *Geophys. Monograph No. 83 (AGU)*, 69–74.
- BENIOFF, H. 1934: The physical evaluation of seismic destructiveness. *Bull. Seism. Soc. Am.* 24, 398–403.
- CLUFF, L.S. & CLUFF, J.L. 1984: Importance of assessing degrees of fault activity for engineering decisions. *Proc. 8 WCEE, San Francisco, Vol. II*, 629–636.
- ENGELDER, T. 1993: *Stress regimes in the lithosphere*. Princeton Univ. Press, Princeton N.J.
- FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. 1983: *Plateau Uplift: The Rhenish Shield, a case history*. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg.
- GRÜNTAL, G. (ED) 1993: *European Macroseismic Scale 1992 (up-dated MSK-scale)*. Cahiers du Centr. Géodyn. et de Séism. 7.
- GRÜNTAL, G., SCHENK, V., ZEMAN, A. & SCHENKOVA, Z. 1989: A probable seismotectonic model of the earthquake swarm of 1985/86 in the focal area Vogtland/Western Bohemia. *Zentr. Inst. Physik der Erde, Veröffentlich. No. 110*, 255–267.
- GRÜNTAL, G. & STROMEYER, D. 1992: The recent crustal stress field in Central Europe: Trajectories and finite element modeling. *J. Geophys. Res.* 97, 11805–11820.
- GUTDEUTSCH, R., HAMMERL, CHR., MAYER, L. & VOCELKA, K. 1987: *Erdbeben als historisches Ereignis: Die Rekonstruktion des Bebens von 1590 in Niederösterreich*. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C.F. 1944: Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 34, 185–188.
- HAESSLER, H. & HOANG-TRONG, PH. 1985: La crise sismique de Remiremont (Vosges) de décembre 1984: implications tectoniques régionales. *C.R. Acad. Sciences (Paris), séance du 11 février 1985*.
- HARTMANN, P. 1989: Rezente Krustenbewegungen im Südwestdeutschen Raum? In: *Rezente Krustenbewegungen* (Hrsg.: N. KESTING & W. WELSCH). Schriftenreihe Studiengang Vermessungswesen, Univ. der Bundeswehr, München, Heft 39, 263–278.
- ILLIES, J.H. 1982: Der Hohenzollerngraben und Intraplattenseismizität infolge Vergitterung lamellärer Scherung mit einer Riftstruktur. *Oberrhein. geol. Abh.* 31, 47–78.
- JEANRICHARD, F. 1986: L'état actuel de la recherche sur les mouvements de la croûte terrestre en Suisse. *Mens., Photogr., Génie rural* 84, 330–336.
- JENSCH, A. 1972: Die Entwicklung eines ALGOL-Programms für zweidimensionale Schweremodelle – mit Berechnungsbeispielen zu gravimetrischen Langprofilen aus dem Hohenzollerngebiet. *Dissert. Univ. Stuttgart*.
- VON KÖVESLIGETHY, R. 1907: Seismischer Stärkegrad und Intensität der Beben. *Beitr. zur Geophys.* 8, 363–366.
- KWU 1980: *Das Erdbeben in Deutschland, Schwäbische Alb*. Techn. Bericht, KWU Erlangen.
- LEYDECKER, G. & GRÜNTAL, G. 1993: *Erdbebenkatalog für Deutschland bis zum Jahre 1988*. Bundesanst. Geowissensch. u. Rohstoffe, Hannover, und Geoforschungszentrum, Potsdam.
- MATSUDA, T. 1981: Magnitude and recurrence interval of earthquakes from a fault. In: K. KASAHARA: *Earthquake mechanics*, Cambridge University Press, Cambridge (UK).
- MÜLLER, B., ZOBECK, M.L., FUCHS, K., MARTIN, L., GREGERSEN, S., PAVONI, N., STEPANSSON, O. & LJUNGEN, CH. 1992: Regional pattern of tectonic stress in Europe. *J. Geophys. Res.* 97, 11753–11803.
- MÜLLER, F.P. 1968: *Berechnung und Konstruktion von Gockentürmen*. Verlag von W. Ernst & Sohn, Berlin–München.
- NEUNHÖFER, H. & GUETH, D. 1989: Final list of earthquakes observed at the Vogtland network during the years 1985 and 1986. *Zentr. Inst. Physik der Erde, Veröffentlich. 110*, 310–419.
- NUTTLI, O.W. 1983: Average seismic source-parameter relations for mid-plate earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 519–535.
- PAVONI, N. 1991: Seismoactive fault systems and neotectonic deformation in Switzerland: result of microearthquake investigations and seismotectonic analyses. In: *Seismic hazard determination in areas with moderate seismicity* (Ed. by B. MOHAMMADIOUN & G.C. MOHAMMADIOUN), Ouest Edition, 9–21.
- REILLY, W.I. & GUBLER, E. 1990: Crustal strain in Switzerland. *J. Geophys. Int.* 103, 251–256.
- SCHNEIDER, G. 1993: Beziehungen zwischen Erdbeben und Strukturen der Süddeutschen Grossscholle. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 189, 275–288.
- 1995: Seismizität und Seismotektonik der Süddeutschen Grossscholle. *Exkursionsf. u. Veröffentlich. GGW* 195, 68–74.
- 1996: Erdbebengefährdung in Mitteleuropa – Hinweise aus Geodäsie und Gravimetrie auf Scherzonen mit seismischem Bewegungskarakter. *Mitt. DVW, LV BW* 43, 47–56.
- SIEBERG, A. & LAIS, R. 1925: Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911: Bearbeitung der makroseismischen Beobachtungen. *Veröffentl. Reichsanst. f. Erdbebenforsch. Jena, Heft 4*.
- THEILEN-WILLIGE, B. 1996: Seismic risk analysis in Southwest Germany, based on Satellite radar-data. *Int. Arch. Phot. Rem. Sens.* 31, 705–708.
- WECHSLER, E. 1987: *Das Erdbeben von Basel 1356. Teil 1: Historische und kunsthistorische Aspekte*. Publ. Schweiz. Erdbebend. Nr. 102.
- ZIPPELT, K. 1988: Modellbildung, Berechnungsstrategie und Beurteilung von Vertikalbewegungen unter Verwendung von Präzisionsnivelements. *Deutsche Geod. Komm. bei der Bayer. Akad. d. Wissensch. Reihe C, Heft Nr. 343*.
- ZIPPELT, K. & MÄLZER, H. 1987: Results of new geodetic investigations in SW-Germany. *J. Geodyn.* 8, 179–191.

Manuskript eingegangen 3. Oktober 1996
Revidierte Fassung angenommen 20. Juni 1997