

# Einfluß der lokalen Geologie von Köln auf die Form von Freifeldantwortspektren

Im Rahmen einer Mikrozonierung des Großraums Köln wurden auf der Grundlage der Mächtigkeit der anstehenden Sedimentschichten 8 Teilregionen abgegrenzt und jedem ein charakteristisches Bodenprofil zugewiesen. Mit den Herdparametern der Standardereignisse des Entwurfs der nationalen Erdbebennorm E-DIN 4149 wurden synthetische Seismogramme erzeugt und zur Analyse des Einflusses der lokalen Sedimentschichten auf die Form von Transferfunktionen und Bodenbeschleunigungsantwortspektren verwendet. Die Ergebnisse von 3 in der Praxis üblichen Berechnungsverfahren (Zweischichtenmodell, Mehrschichtenmodell in SHAKE 91, Haskell'sche Schichtenmatrizen in SIMUL) werden zum einen untereinander und zum anderen mit den elastischen Bodenbeschleunigungsantwortspektren der E-DIN 4149 verglichen und diskutiert.

**Influence of the local Geology of Cologne on the shape of response spectra.** In the course of a microzonation, the area of Cologne has been divided into 8 subregions based on the thickness of the local sedimentary cover. Using the focal parameters of the standard events of the draft of the national earthquake code E-DIN 4149, synthetic seismograms were generated and subsequently applied to investigate the influence of the local sediments on the shape of transfer functions and acceleration response spectra. The results of 3 well known modelling techniques (2-layer model, multi-layer model in SHAKE 91, Haskell-algorithm in SIMUL) were compared and discussed among themselves and with the elastic acceleration response spectra of the E-DIN 4149.

## 1 Die Geologie im Großraum Köln – Vorschlag einer Mikrozonierung

Der Großraum Köln befindet sich in der Niederrheinischen Bucht, einem stark gegliederten Grabenbruchsystem mit überwiegend SO-NW-streichenden Verwerfungen. Die Geologie im Untersuchungsgebiet wird charakterisiert durch eine Abfolge relativ weicher, tertiärer und quartärer Tone, Schluffe, Sande und Kiese, die auf harten Gesteinsschichten (Grauwacke, Kalksteine, Schiefertone) des Devons sedimentiert wurden. Die Oberfläche des Grundgebirges (Devon und älter) hat eine talartige Form, die in SW-NO-Richtung orientiert ist. Sie taucht ausgehend vom Bergischen Land im NO, in dem die devonischen Gesteine oberflächennah anstehen, in südwestlicher Richtung unter die tertiären und quartären Sedimente ab und erreicht im Raum Köln Tiefen bis zu etwa 400 m unter Geländeoberfläche. Die Höhenänderungen sind bedingt durch mehrere Staffelbrüche, die den o. g. SO-NW-streichenden Verwerfungen folgen und durch ein Kippen der einzelnen Bruchschollen in südwestliche Richtung ([13], [19]). Aus ingenieurseismologischer Sicht entspricht eine derartige Geologie, vereinfacht, einem Zweischichtsystem: einem Schichtenpaket relativ weicher Sedimente über harten Gesteinen des Grundgebirges.

Das Ziel der hier vorgestellten Mikrozonierung des Großraums Köln war es, einzelne Teilregionen abzugrenzen und diesen ein geophysikalisches Bodenmodell zuzuweisen, das für eindimensionale Convolutionsberechnungen verwendet werden kann. Da bei derartigen Berechnungen die Mächtigkeit  $d$  der Sedimente einen entscheidenden Einfluß auf die Verstärkung einfallender Erdbebenwellen ausübt, wurde sie als Hauptkriterium für die Abgrenzung der einzelnen Teilregionen gewählt.

Jeder Teilregion wurde eine konstante Sedimentdicke zugeordnet. Um den Fehler, der dadurch im Vergleich zur Realität entsteht, quantitativ abschätzen zu können, sind folgende Überlegungen angestellt worden: Die Übertragungseigenschaften der Sedimente werden mathematisch durch die Transferfunktion  $T(\omega)$  beschrieben, die das *Fourier*-Spektrum der Bewegungen an der Geländeoberkante (Freifeld)  $S(\omega)$  mit dem Herdspektrum bezogen auf die Grundgebirgsfläche  $A(\omega)$  in folgender Weise verknüpft:

$$S(\omega) = T(\omega) \cdot A(\omega) \quad (1)$$

Die analytische Lösung für die Transferfunktion einer elastischen Schicht über einem elastischen Halbraum lautet [11]:

$$|T(\omega)| = \frac{2}{\left[ \cos^2(\omega d / v_{s1}) + \left( \frac{\rho_1 v_{s1}}{\rho_2 v_{s2}} \right)^2 \sin^2(\omega d / v_{s1}) \right]^{1/2}} \quad (2)$$

wobei  $d$ ,  $v_{s1}$ ,  $\rho_1$  die Mächtigkeit, Scherwellengeschwindigkeit und die Dichte der Sedimentschicht und  $v_{s2}$ ,  $\rho_2$  die Scherwellengeschwindigkeit und Dichte des Grundgebirges sind. Die Größe  $\omega$  entspricht der Kreisfrequenz der einfallenden Welle. Die Resonanzfrequenzen der Sedimentschicht ergeben sich aus den Nullstellen des Cosinus-Terms in Gl. (2) zu:

$$f_k = (\omega_k / 2\pi) = \frac{v_{s1}}{4d} (2k + 1) \quad k = 0, 1, 2, \dots \quad (3)$$

Im Resonanzfall entspricht die Amplitudenverstärkung dem Impedanzkontrast  $(\rho_2 v_{s2} / \rho_1 v_{s1})$  multipliziert mit dem Faktor 2 (Wellenreflexion an der freien Oberfläche). Faßt man die Frequenz  $f_k$  in Gl. (3) als Funktion von  $d$  auf, so ist es möglich, den Fehler der errechneten Resonanzfrequenz  $\Delta f_k$  abzuschätzen, der durch einen Differenz  $\Delta d$  in der zugewiesenen Sedimentdicke erzeugt wird. Eine *Taylor*-Reihenent-

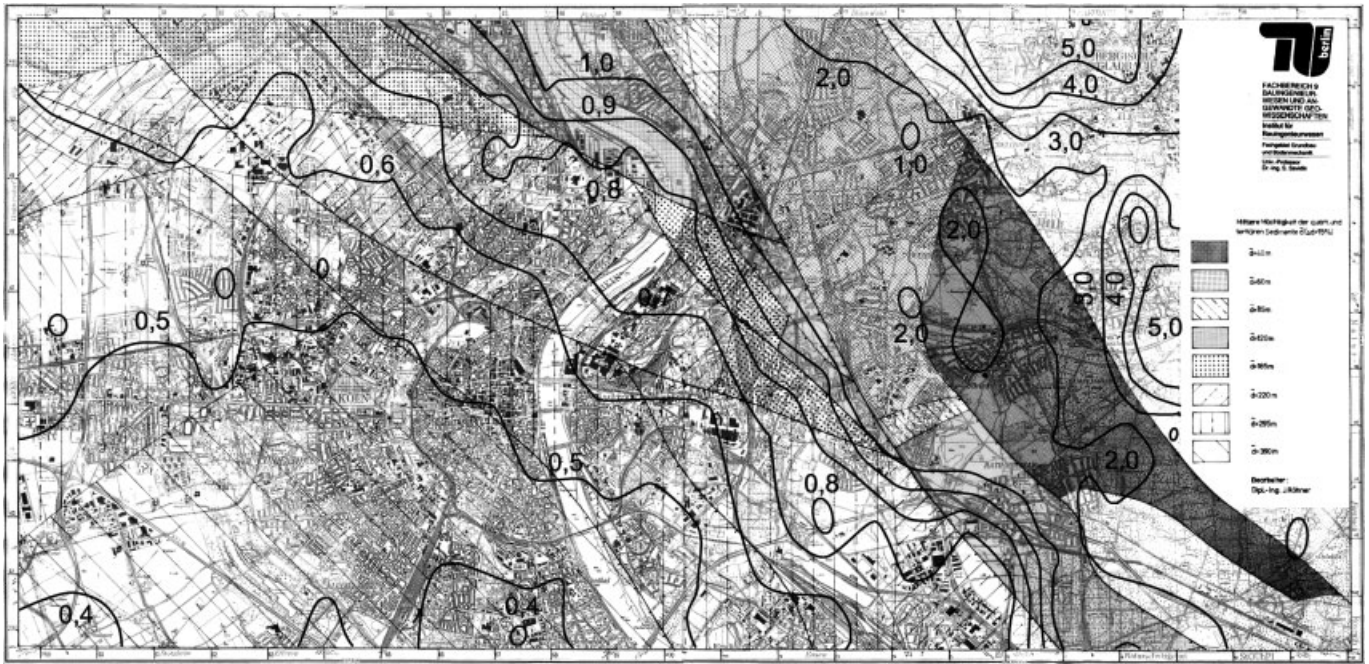


Bild 1. Mikrozonierung des Großraums Köln, überlagert sind die Isolinien der in-situ gemessenen Grundresonanzfrequenzen von Parolai et al. [12]

Fig. 1. Microzonation of the Cologne area, with superimposed isolines of the fundamental resonance frequencies as determined in-situ by Parolai et al. [12]

wicklung von Gl. (3) ergibt bei Vernachlässigung aller Terme größer gleich zweiter Ordnung:

$$f_k(d + \Delta d) \approx f_k(d) \cdot \left(1 - \frac{\Delta d}{d}\right) \quad (4)$$

Aus Gl. (4) wird ersichtlich, daß z. B. eine Abweichung in der zugewiesenen Sedimentdicke von  $\Delta d/d = 20\%$  auch eine Änderung der ermittelten Resonanzfrequenzen von  $\Delta f_k/f_k(d) = 20\%$  zur Folge hat. Ausgehend von dieser Beobachtung wurde der Großraum Köln in 8 Teilregionen (Bild 1) so unterteilt, daß ihre mittleren Sedimentmächtigkeiten  $\bar{d} = 390, 295, 220, 165, 120, 85, 60$  und  $40$  m betrugen und die Abweichung der realen Mächtigkeit  $d$  in jeder Teilregion von dem verwendeten Mittelwert nicht größer als etwa  $\Delta d/d = 15\%$  ist.

## 2 Simulierte Bebenereignisse

Um die Unterschiede der elastischen Antwortspektren im Vergleich zur E-DIN 4149 aufzeigen zu können, die aus einer genaueren Modellierung der lokalen Geologie im Raum Köln resultieren, wurde die seismische Erregung auf der Grundlage der Standardereignisse der E-DIN 4149 generiert, welche eine mittlere Wiederkehrperiode von etwa 475 Jahren besitzen. Die Stadt Köln liegt nach der E-DIN 4149 genau auf der Grenze zwischen den Erdbebenzonen 1 und 2, denen in [15] folgende Standardereignisse zugewiesen wurden (Tabelle 1).

Unter Ansatz der Herdparameter aus Tabelle 1 und Gaußverteiletem Spannungsabfall  $\Delta\tau = 1,9 \pm 0,6$  MPa (Schwäbische Alb),  $\Delta\tau = 2,0 \pm 0,4$  MPa („Liege“) und  $\Delta\tau = 3,3 \pm 0,8$  MPa („Roermond“) wurden mit Hilfe des Programms SIMUL ([8], [10]) je 50

synthetische Accelerogramme, bezogen auf die Oberkante des Devons, generiert und als Erregung für die nachfolgenden Convolutionsberechnungen verwendet.

Die Simulation von Strong-Motion-Seismogrammen in SIMUL basiert auf dem stochastischen Verfahren von Boore [2], dessen wissenschaftliche Weiterentwicklung der letzten Jahre in [9] zusammenfassend dargestellt ist. Prinzipiell wird die Herdfunktion auf der Grundlage eines bandbegrenzten „Weißen Rauschens“ gebildet, das durch eine Fensterfunktion zeitlich begrenzt wird und dessen Spektrum entspre-

Tabelle 1. Standardereignisse der E-DIN 4149 für die Erdbebenzonen 1 und 2

Table 1. Standard events of the E-DIN 4149 for the earthquake zones 1 and 2

Erdbebenzone 1	Erdbebenzone 2
Schwäbische Alb, 26. Feb. 1969 Herdtiefe: $h_0 = 8$ km Herdmoment: $M_0 = 4,2 \cdot 10^{15}$ Nm Globaler Spannungsabfall: $\Delta\tau = 1,3 - 2,5$ MPa	Liege, 08. Nov. 1983 Herdtiefe: $h_0 = 6$ km Herdmoment: $M_0 = 1,0 \cdot 10^{16}$ Nm Globaler Spannungsabfall: $\Delta\tau = 1,6 - 2,5$ MPa
	Roermond, 13. Apr. 1992 Herdtiefe: $h_0 = 15$ km Herdmoment: $M_0 = 6,5 \cdot 10^{16}$ Nm Globaler Spannungsabfall: $\Delta\tau = 2,5 - 4,1$ MPa



chend dem Herdmoment  $M_0$  und dem Spannungsabfall  $\Delta\tau$ , einem *Bruneschen* Herdspektrum angepaßt wird. Die stochastische Variation der Phasenwinkel des „Weißen Rauschens“ ermöglicht eine Varianz des Herdvorgangs bei gleichbleibenden Herdparametern. Die ermittelten Accelerogramme sind Zeitverläufe der resultierenden Bodenbeschleunigung infolge horizontal polarisierter Scherwellen.

### 3 Modellierung der Wellenausbreitung in Sedimentschichten

Für die Untersuchung der Übertragungseigenschaften der anstehenden Sedimentschichten wurden letztere mit drei in der Praxis üblichen Verfahren modelliert:

Das erste war die analytische Lösung eines Zweischichtsystems, bestehend aus einer visco-elastischen Schicht über einem (visco-)elastischen Halbraum [11]:

$$|T(\omega)| = \frac{2}{|\cos(k_1 d) + i\gamma \sin(k_1 d)|} \quad (5a)$$

$$k_n^2 = \frac{\rho_n \omega^2}{G_n + i\omega\xi_n} \quad \gamma = \frac{k_1(G_1 + i\omega\xi_1)}{k_2(G_2 + i\omega\xi_2)} \quad (5b)$$

In den Gln. (5) sind  $G$  der Schubmodul,  $\xi$  der Viskositätskoeffizient,  $i = \sqrt{-1}$  und  $n$  der Index für das Sedimentpaket ( $n = 1$ ) bzw. das Grundgebirge ( $n = 2$ ). Die Lösung wurde programmiert und mit einem rekursiven Filteralgorithmus zur Berechnung der Antwortspektren ausgestattet [5].

Das zweite Verfahren entspricht der eindimensionalen Lösung nach [14] für ein System horizontaler, homogener, visco-elastischer Sedimentschichten, das von ebenen, vertikal einfallenden Scherwellen durchlaufen wird. Die Lösung ist in dem Programm SHAKE 91 implementiert. Es wurden Berechnungen mit linearen als auch mit nichtlinearen Bodenparametern durchgeführt; letztere werden in SHAKE 91 über ein iteratives, äquivalent lineares Verfahren erfaßt. Die Nichtlinearität der Bodenparameter bezieht sich auf die Abhängigkeit des Schubmoduls  $G$  und des Dämpfungsgrads  $D$  von der Größe der Schubverformungen  $\gamma$  (Bild 2).

Das dritte Verfahren ist in SIMUL implementiert und benutzt den *Haskellschen* Matrizenalgorithmus ([6], [7]). Mit diesem Algorithmus ist die zweidimensionale Ausbreitung ebener Wellen in einem Mehrschichtsystem mit

konstanten Bodenparametern modellierbar. Visco-elastische Dämpfungseigenschaften des Bodens werden mittels komplexer Wellenzahlen erfaßt. SIMUL erlaubt darüber hinaus eine Variation der Bodenparameter in *Gauß-* bzw. gleichverteilter Form.

Für die Convolutionsberechnungen wurde die Sedimentüberdeckung in jeder Teilregion im Falle des Zweischichtsystems durch eine Schicht und für das zweite und dritte Verfahren durch mehrere Teilschichten modelliert. Jeder Schicht sowie dem Grundgebirge (Devon + Halbraum) wurden die geophysikalischen Parameter Scherwellengeschwindigkeit  $v_s$ , Dichte  $\rho$  und Qualitätsfaktor  $Q_s \approx 1/(2D)$  zugewiesen. Für die Sedimente der Niederrheinischen Bucht entwickelte *Budny* [4] auf der Grundlage einer Vielzahl von in-situ-Messungen folgende empirische Tiefenbeziehungen:

$$v_s = 188 \cdot z^{0,21} \quad Q_s = 2,66 \cdot z^{0,361} \quad (6)$$

Unter zusätzlicher Berücksichtigung von [3] und [16] wurde das in Tabelle 2 dargestellte geophysikalische Modell abgeleitet, das für die Berechnungen mit den Programmen SIMUL und SHAKE 91 genutzt wurde. Die nichtlinearen Berechnungen mit SHAKE 91

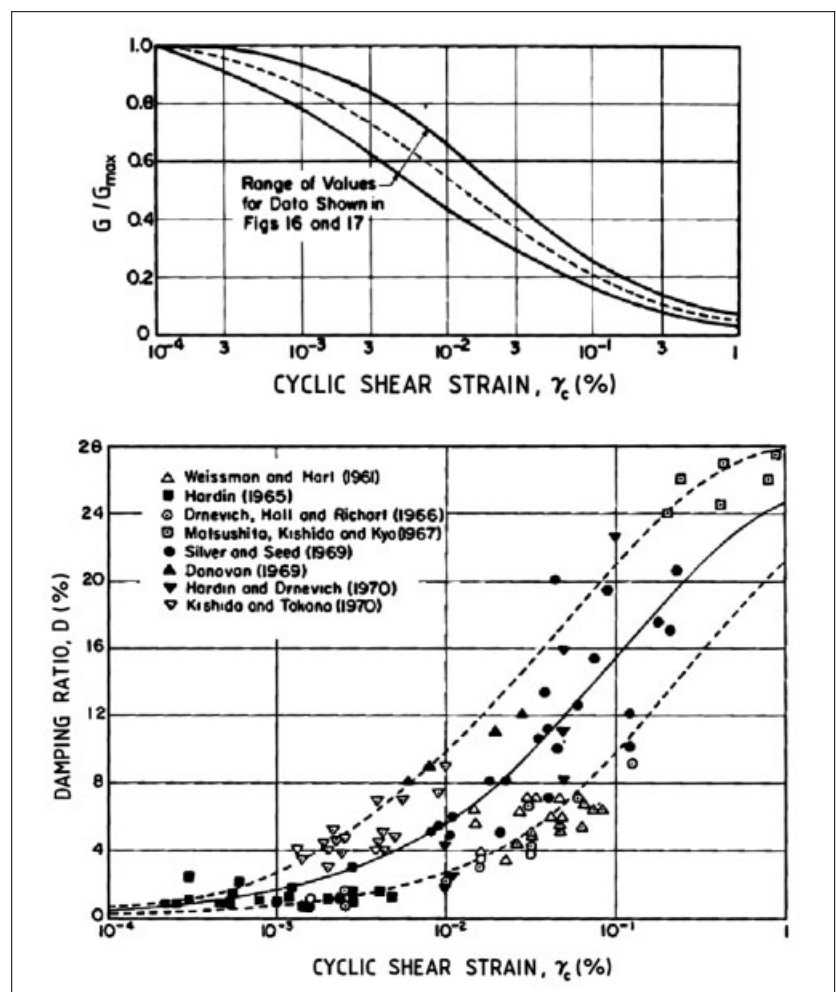


Bild 2.  $G/G_{max}$  und Dämpfungsgrad  $D$  für rollige Böden in Abhängigkeit von der Schubverformung  $\gamma$  nach Seed et al. [17]

Fig. 2.  $G/G_{max}$  and damping ratio  $D$  for cohesionless soils vs. shear strain  $\gamma$  after Seed et al. [17]

Tabelle 2. Geophysikalisches Bodenmodell für den Großraum Köln

Table 2. Geophysical model for the Cologne area

Schicht-Nr.	Tiefe z [m]	Dicke $h_i$ [m]	$v_s$ [m/s]	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]	$Q_s$ [dl]
1	10	10	250	1900	10
2	20	10	330	2000	10
3	40	20	380	2000	20
4	60	20	430	2100	20
5	85	25	460	2100	20
6	120	35	500	2100	30
7	165	45	530	2200	30
8	220	55	570	2200	30
9	295	75	600	2300	40
10	390	95	640	2300	40
11	Devon	1000	2500	2600	170
12	Halbraum	–	3300	2700	200

erfolgten unter Ansatz der  $\gamma$ -G/G<sub>max</sub>- und  $\gamma$ -D-Kurven aus Bild 2. Für das Zweischichtmodell wurden für die gesamte Sedimentüberdeckung mittlere Bodenparameter gewählt.

#### 4 Ergebnisse

Für alle acht Teilregionen wurden die Transferfunktion der Sedimentüberdeckung und Freifeldantwortspektren (50 %-Fraktile) der resultierenden Bodenbeschleunigung unter Ansatz von 5 % Dämpfung erzeugt. Dabei wurde von hypothetischen Beben mit Hypozentrum direkt unterhalb von Köln und Herdparametern entsprechend der Standardereignisse aus Tabelle 1 ausgegangen. Da die elastischen Bodenbeschleunigungsantwortspektren in der E-DIN 4149 nur auf eine Horizontalkomponente des Seismogramms bezogen sind, wurden sie für den in Abschn. 4.2 geführten Vergleich mit dem Faktor  $\sqrt{2}$  skaliert.

##### 4.1 Vergleich der verwendeten Rechenverfahren

Vergleicht man die drei vorgestellten Verfahren zur Analyse der Übertragungseigenschaften der Sedimente, so kann man anhand der Bilder 3 bis 5 folgende Beobachtungen machen:

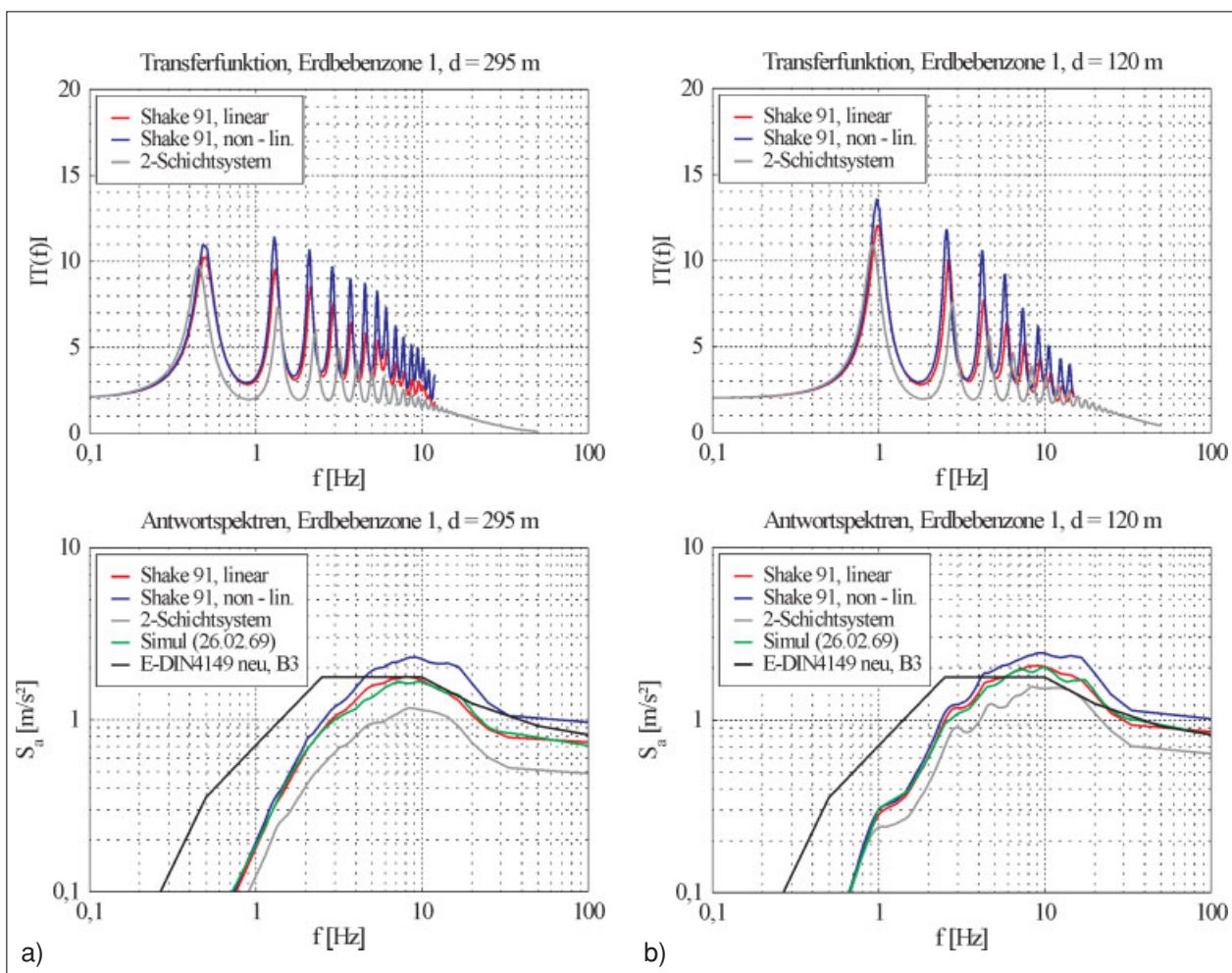


Bild 3. Transferfunktionen und Antwortspektren für das Standardereignis „Schwäbische Alb“, mittlere Sedimentmächtigkeit: a)  $d = 295$  m, b)  $d = 120$  m

Fig. 3. Transfer functions and response spectra for the standard event „Schwäbische Alb“, average thickness of sediments: a)  $d = 295$  m, b)  $d = 120$  m

Bei eindimensionalen Convolutionsberechnungen stimmen erwartungsgemäß die linear ermittelten Antwortspektren des Programms SHAKE 91 gut mit denen des Programms SIMUL überein. Alle drei Verfahren, das Zweischichtmodell, das lineare Mehrschichtmodell in SIMUL bzw. äquivalent modellierbar in SHAKE 91 sowie das nichtlineare Mehrschichtmodell in SHAKE 91 eignen sich gut zur Berechnung der ersten Resonanzfrequenz der Sedimentschichten. Dies wird insbesondere deutlich, wenn man die berechneten ersten Resonanzfrequenzen der einzelnen Teilregionen mit den in Bild 1 dargestellten Isolinien der instrumentell bestimmten ersten Grundfrequenz im Raum Köln vergleicht. Die gute Übereinstimmung ist ein auch Indiz für die Qualität des gewählten geophysikalischen Bodenmodells.

Deutliche Unterschiede zeigen sich jedoch zwischen den Rechenverfahren bei den höheren Resonanzfrequenzen der Transferfunktion. Vergleicht man das lineare mit dem nichtlinearen Mehrschichtmodell, kann man das typische Verschieben der Resonanzfrequenzen bei dem nichtlinearen Verfahren zu niedrigeren Werten hin feststellen, dessen Ursache in der Abnahme des Schubmoduls  $G$  mit wachsender Scherverformung  $\gamma$  liegt. Darüber hinaus haben die nicht-

linearen Bodeneigenschaften bei den Ereignissen der Erdbebenzone 2 nur einen geringen Einfluß auf die resultierenden Antwortspektren und werden gut durch die gewählten konstanten Bodenparameter der Mehrschichtmodelle repräsentiert.

Differenzierter muß man jedoch die Ergebnisse für das Standardereignis der Erdbebenzone 1 betrachten. Da das angesetzte Bebenereignis relativ klein ist, sind auch die entsprechenden Amplituden der emittierten Wellen und damit die Scherverformungen im Boden klein. Die nichtlinearen Berechnungen mit SHAKE 91 ergeben in diesem Fall Scherverformungen von etwa  $\gamma = 10^{-3} \%$  bis  $\gamma = 5 \cdot 10^{-3} \%$ . Für Scherverformungen dieser Größenordnung ergeben die im Labor ermittelten  $D$ - $\gamma$ -Kurven (Bild 2) sehr geringe Dämpfungsgrade von etwa  $D \approx 1 \%$  bis  $3 \%$  ( $Q_s \approx 50 \dots 17$ ), die zu den relativ großen Ordinaten der Transferfunktionen und der Antwortspektren führen. Vergleicht man jedoch im Labor bestimmte Dämpfungsgrade  $D$  mit in-situ bestimmten Werten für kleine Scherverformungen, so sind letztere häufig um einen Faktor 2 bis 3 größer (s. z. B. [19]), was die Unterschiede zwischen den Ergebnissen der nichtlinearen und der linearen Berechnungen relativieren würde.

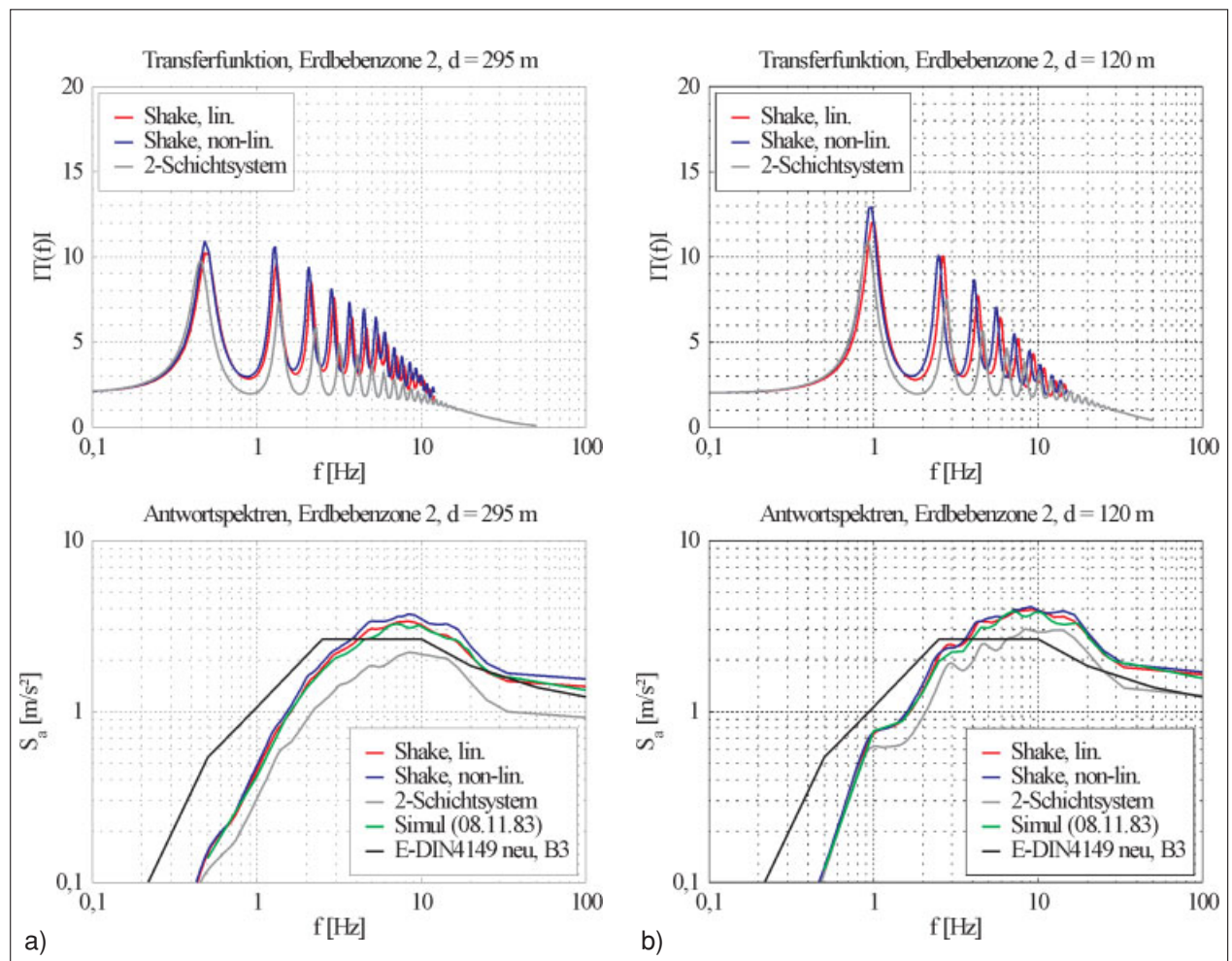


Bild 4. Transferfunktionen und Antwortspektren für das Standardereignis „Liege“, mittlere Sedimentmächtigkeit: a)  $d = 295 \text{ m}$ , b)  $d = 120 \text{ m}$

Fig. 4. Transfer functions and response spectra for the standard event „Liege“, average thickness of sediments: a)  $d = 295 \text{ m}$ , b)  $d = 120 \text{ m}$



Wesentlich größere Differenzen treten auf, wenn man die Mehrschichtmodelle mit dem Zweischichtsystem vergleicht. Augenfälligster Unterschied ist die Anhebung des Niveaus der Transferfunktionen der Mehrschichtmodelle gegenüber dem Zweischichtmodell, und zwar über den gesamten maßgebenden Frequenzbereich ab etwa der ersten Resonanzfrequenz. Diese Eigenschaft ist um so ausgeprägter, je größer die Anzahl der unterschiedlich parametrisierten Teilschichten ist; sie zeigt sich auch in den Amplituden der Antwortspektren. Modelliert man mit allen drei Verfahren nur eine Sedimentschicht mit konstanten Bodenparametern, stimmen die Transferfunktionen überein.

Zusammenfassend kann man feststellen, daß man die Unterschiede zwischen linearem und nichtlinearem Mehrschichtmodell für mitteleuropäische Beben, wie sie in der Erdbebenzone 2 nach E-DIN 4149 anzusetzen sind, bei geeigneter Wahl konstanter Bodenparameter vernachlässigen kann und mit beiden Verfahren zuverlässige Ergebnisse erhält. Für kleinere Beben (Erbebenzone 1) ergeben die nichtlinearen Berechnungen mit dem Programm SHAKE 91 aufgrund der sehr geringen Dämpfungsgrade, die bei Laborversuchen mit kleinen Scherverformungen ermittelt wer-

den, konservative Beschleunigungsantwortspektren. Das Zweischichtmodell ist zur qualitativen Abschätzung der Einflüsse der Sedimentauflage gut geeignet, zur quantitativen Analyse der Übertragungseigenschaften – insbesondere bei großen Sedimentmächtigkeiten – sollten jedoch die Mehrschichtmodelle verwendet werden.

#### 4.2 Vergleich der ermittelten Antwortspektren mit den elastischen Bodenbeschleunigungsantwortspektren der E-DIN 4149

In den Bildern 3 bis 5 sind neben den von den Autoren berechneten Beschleunigungsantwortspektren (50 %-Fraktile) auch die elastischen Bodenbeschleunigungsantwortspektren der E-DIN 4149 für die Untergrundklasse B3 dargestellt (es handelt sich dabei um Mittelwertspektren der resultierenden Bodenbewegung). Ein Vergleich der Spektren führt zu folgenden Schlußfolgerungen:

**Erdbebenzone 2:** Für die Erdbebenzone 2 wurden zwei Standardereignisse untersucht; zum einen das relativ große Beben von „Roermond“ mit einer Herdtiefe von  $h = 15$  km und einer Lokalmagnitudo  $M_L = 5,9$  und zum anderen das etwas kleinere aber flache Beben von „Liege“ mit einer Herdtiefe von  $h =$

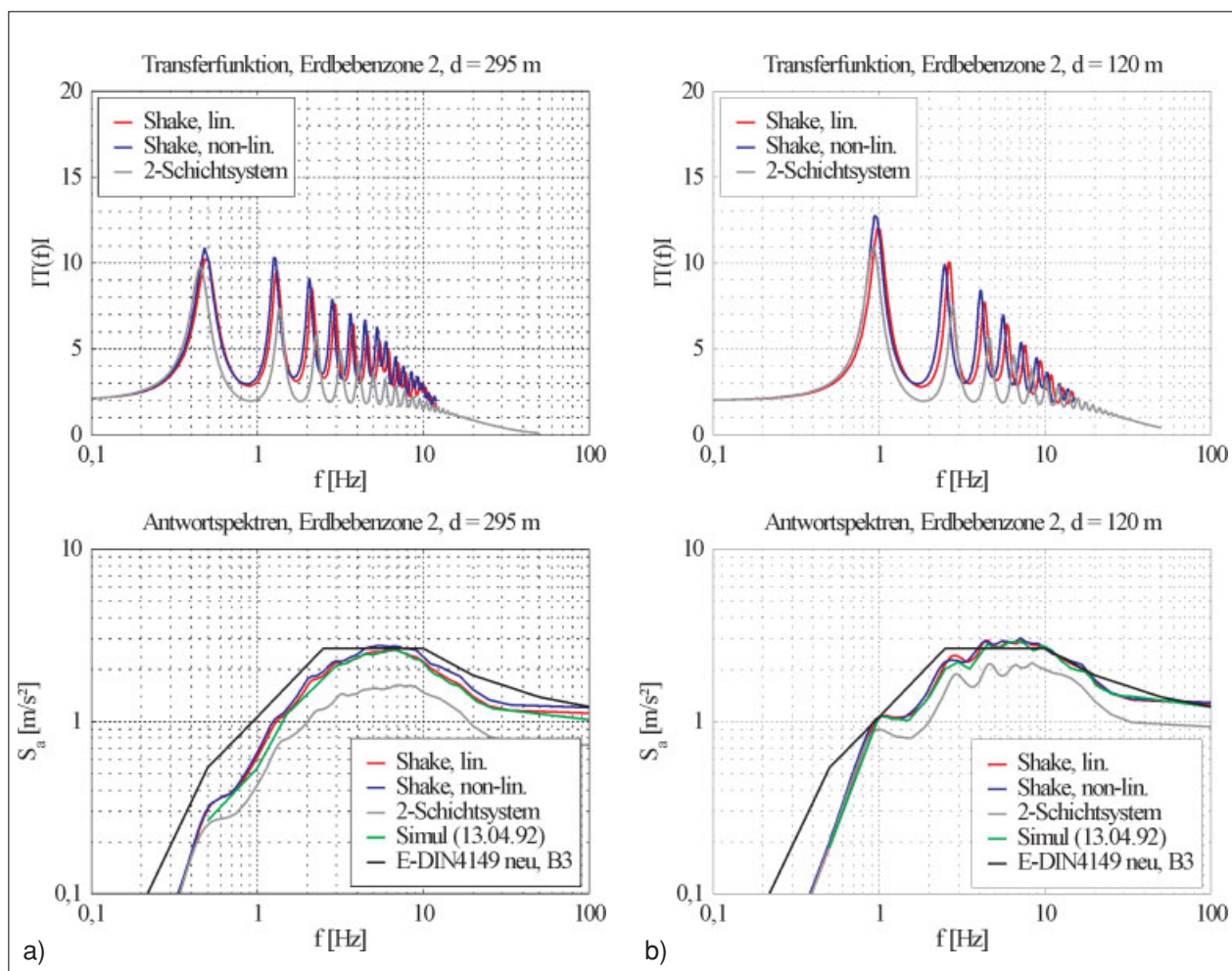


Bild 5. Transferfunktionen und Antwortspektren für das Standardereignis „Roermond“, mittlere Sedimentmächtigkeit: a)  $d = 295$  m, b)  $d = 120$  m

Fig. 5. Transfer functions and response spectra for the standard event „Roermond“, average thickness of sediments: a)  $d = 295$  m, b)  $d = 120$  m

6 km und einer Lokalmagnitude von etwa  $M_L = 5,1$ . Die Freifeldantwortspektren des Bebens „Roermond“ werden für alle 8 Teilregionen gut durch das Antwortspektrum der E-DIN 4149 repräsentiert.

Für das flache Ereignis „Liege“ ist aufgrund des kürzeren Propagationswegs im Grundgebirge der Einfluß der Materialdämpfung als auch der geometrischen Amplitudenabnahme deutlich geringer, was zu einem höheren Niveau der Antwortspektren im Vergleich zum Standardereignis „Roermond“ führt. Vor allem die Spektralwerte im Bereich  $10 \text{ Hz} \leq f \leq 20 \text{ Hz}$  sind deutlich höher als beim Ereignis „Roermond“. Während für Sedimentmächtigkeiten  $d = 390 \text{ m}$  und  $d = 295 \text{ m}$  in den Teilregionen 1 und 2 die Antwortspektren noch gut durch das DIN-Spektrum repräsentiert werden, führen die hohen Resonanzfrequenzen und die geringe Materialdämpfung bei Sedimentüberdeckungen mit  $d \leq 200 \text{ m}$  zu deutlichen Überschreitungen des DIN-Spektrums im hochfrequenten Bereich. Ab  $d = 100 \text{ m}$  kann man dies für die Ergebnisse aller verwendeter Berechnungsverfahren feststellen.

**Erdbebenzone 1:** Für die Erdbebenzone 1 wurde ein Standardereignis untersucht, dessen Parameter auf denen des Bebens vom 26. 02. 1969 in der Schwäbischen Alb basieren. Vernachlässigt man die recht konservativen Antwortspektren, die mit dem nicht-linearen Mehrschichtmodell in SHAKE 91 generiert wurden, so kann gesagt werden, daß die errechneten Antwortspektren für alle Teilregionen mit Sedimentmächtigkeiten von  $d > 100 \text{ m}$  gut durch das entsprechende elastische Bodenbeschleunigungsantwortspektrum nach DIN repräsentiert werden. Für Sedimentmächtigkeiten  $d \leq 100 \text{ m}$  verschiebt sich auch hier das Antwortspektrum in den hochfrequenten Bereich und überschreitet dort das DIN-Spektrum. Unter Berücksichtigung der Ausführungen in Abschnitt 4.3 kann jedoch festgestellt werden, daß die Plateauwerte der Spektralbeschleunigungen, wenn auch zu höheren Frequenzen verschoben, dennoch in der Größenordnung des Antwortspektrums der E-DIN 4149 liegen.

#### 4.3 Parametervariationen

Um die Schwankungsbreite der vorgestellten Antwortspektren zu untersuchen, die sich aus möglichen Abweichungen der Modellparameter von den tatsächlichen Sedimenteigenschaften ergeben, wurden mit SIMUL Parametervariationen durchgeführt. Für das Standardereignis „Roermond“ und das Bodenmodell

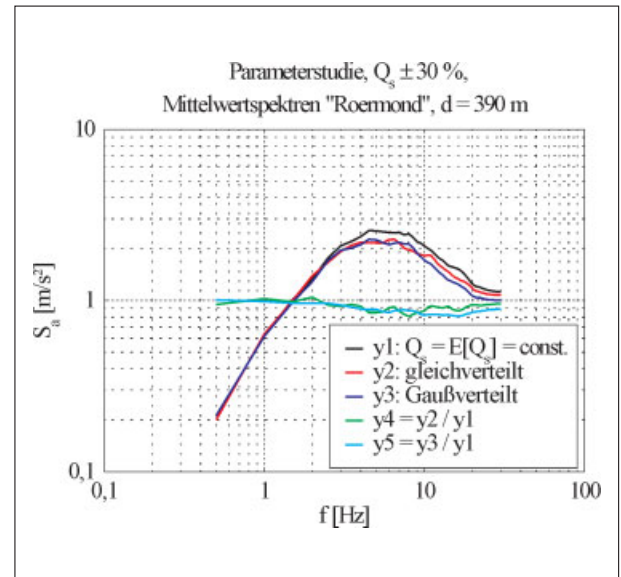


Bild 6. Parametervariation:  $Q_s$ , Mittelwertspektren und Spektrenverhältnisse

Fig. 6. Variation of the parameter  $Q_s$ , mean spectra and ratios of spectra

der Teilregion 1 (Tabelle 2) wurde der Einfluß einer Gleich- bzw. einer Gaußverteilung folgender Parameter untersucht (Tabelle 3).

Die Größe der Standardabweichungen bzw. des Wertebereichs bei einer Gleichverteilung wurden anhand der real möglichen Wertebereiche und unter Berücksichtigung der Zuverlässigkeit existierender geophysikalischer Meßverfahren abgeschätzt. Demnach ist der Qualitätsfaktor  $Q_s$  mit den größten Unsicherheiten bei der instrumentellen Ermittlung behaftet.

In Auswertung der Ergebnisse kann festgestellt werden, daß die Streuung der Schichtdicke  $h$ , der Scherwellengeschwindigkeit  $v_s$  und der Dichte  $\rho$  nur einen geringen Einfluß auf den Verlauf der Mittelwertspektren haben. Sie liegen bereichsweise um bis zu ca. 10 % unterhalb derer mit konstanten Parametern, schwanken darüber hinaus jedoch eng um letztere. Bei der Variation des Qualitätsfaktors  $Q_s$  tritt ein interessantes Phänomen auf (Bild 6). Sowohl bei einer Gleich- als auch bei einer Gaußverteilung der Eingangsgröße sind ab etwa 3 Hz die spektralen Mittelwerte um 10 % bis 20 % niedriger als die Spektralwerte bei konstantem  $Q_s$ . Es wurden die mathematischen Ursachen dieser Beobachtung untersucht und folgende Erkenntnisse gewonnen:

Tabelle 3. Parametervariationen

Table 3. Parameter variations

Parameter	Erwartungswert $E[x]$	Grenzen der Gleichverteilung	Standardabweichung der Gaußverteilung $\sigma[x]$
Schichtdicke $h$ [m]	s. Tabelle 2	$0,85 \leq h/E[h] \leq 1$	$\sigma = 0,15 E[h]$
$v_s$ [m/s]	s. Tabelle 2	$0,90 \leq v_s/E[v_s] \leq 1,10$	$\sigma = 0,10 E[v_s]$
$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]	s. Tabelle 2	$0,95 \leq \rho/E[\rho] \leq 1,05$	$\sigma = 0,05 E[\rho]$
$Q_s$ [dl]	s. Tabelle 2	$0,70 \leq Q_s/E[Q_s] \leq 1,30$	$\sigma = 0,30 E[Q_s]$

Die Amplitudenabnahme  $u_2/u_1$  einer Welle infolge Absorption kann mit Hilfe des frequenzabhängigen Absorptionskoeffizienten  $\alpha(Q, f)$  in folgender Form beschrieben werden:

$$\begin{aligned} g(Q, f) &= u_2/u_1 = \text{Exp}[-\alpha(Q, f)R] \\ \alpha(Q, f) &= \pi f / (Q v_s) \end{aligned} \quad (7)$$

Hierbei sind  $u_1$  und  $u_2$  die Amplituden an den Meßpunkten 1 und 2, die im Abstand  $R$  voneinander entfernt liegen.  $Q = Q_s$  und  $v_s$  sind der Qualitätsfaktor und die Scherwellengeschwindigkeit des Ausbreitungsmediums. Wird für die Variable  $Q$  eine Gleichverteilung um den Mittelwert  $m = E[Q]$  innerhalb der Grenzwerte  $Q_{\min} = (1 - n)m$  und  $Q_{\max} = (1 + n)m$  angenommen, so ergeben sich die Wahrscheinlichkeitsdichte  $p(Q)$  und der Erwartungswert des Absorptionsterms  $g(Q, f)$  zu:

$$p(Q) = 1/(2nm) \mid (1 - n)m \leq Q \leq (1 + n)m \quad (8)$$

$$\begin{aligned} E[g(Q, f)] &= \int_{-\infty}^{\infty} g(Q, f) \cdot p(Q) dQ \\ &= \frac{1}{2nm} \int_{(1-n)m}^{(1+n)m} \text{Exp}\left[-\frac{c}{Q}\right] dQ \end{aligned} \quad (9)$$

mit

$$c = c(f) = \pi f R / v_s$$

Die Lösung des rechtsseitigen Integrals der Gl. (9), in normierter Form, lautet:

$$\begin{aligned} \frac{E[g(Q, f)]}{e^{-c/m}} &= \frac{1+n}{2n} e^{\frac{cn}{m(n+1)}} - \frac{1-n}{2n} e^{\frac{cn}{m(n-1)}} + \\ &+ \frac{c e^{c/m}}{2nm} \left\{ E_1\left[\frac{c}{(1-n)m}\right] - E_1\left[\frac{c}{(1+n)m}\right] \right\} \end{aligned} \quad (10)$$

Bei der Funktion  $E_1$  handelt es sich um das exponentielle Integral erster Ordnung. Für das Zweischichtmodell der Teilregion 1 ( $R = 390$  m,  $v_s = 569$  m/s) und einem Mittelwert für  $Q$  von  $m = E[Q] = 30$  wurde in Abhängigkeit von dem Parameter  $n$  und der Wellenfrequenz  $f$  die Lösung (10) in Bild 7 grafisch dargestellt. In dem für das Bauingenieurwesen maßgebenden Frequenzbereich zwischen 0 und 20 Hz erkennt man eine deutliche Verringerung der Mittelwerte des Absorptionsterms (7) mit gleichverteiltem  $Q$  im Vergleich zu jenen mit konstantem  $Q$ . Dieser Effekt, der sich in ähnlicher Form auch für Gaußverteilte Qualitätsfaktoren herleiten läßt, wird von den Autoren als Ursache für die oben beobachteten Abnahmen der Spektralwerte bei statistisch variiertem  $Q_s$  angesehen.

## 5 Schlußbemerkungen

Die vorgestellten Ergebnisse entstanden im Rahmen des Teilprojekts B 2: „Standortspezifische Bebenwirkungen im Gefährdungsraum Köln/Aachen“ des Deut-

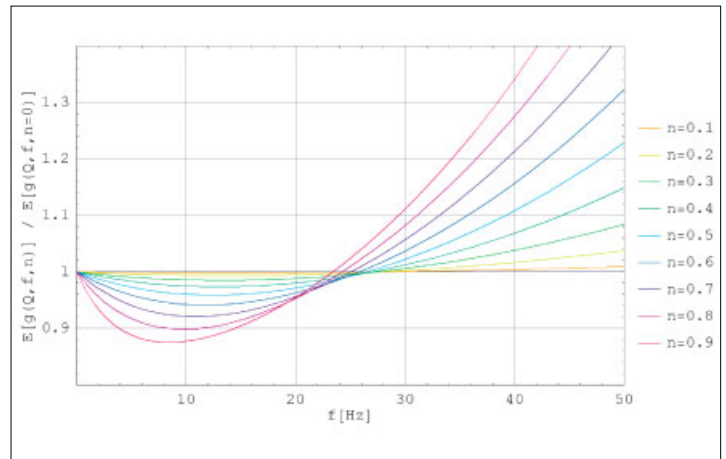


Bild 7. Verhältnis der Erwartungswerte des Absorptionsterms (7) bei Gleichverteilung von  $Q$  ( $n \neq 0$ ) und bei konstantem  $Q$  ( $n = 0$ )

Fig. 7. Ratio of the mean values of the absorption term (7) with equally distributed  $Q$  ( $n \neq 0$ ) and constant  $Q$  ( $n = 0$ )

schen Forschungsnetzes Naturkatastrophen, das durch das BMBF unter der Fördernummer 01SF9974/2 finanziert wurde. Es wurde ein Vorschlag für eine Mikrozonierung des Großraums Köln vorgestellt, der ausgestattet mit einem geophysikalischen Bodenmodell für eindimensionale Untersuchungen der Übertragungseigenschaften der lokalen Sedimente geeignet ist. Die Autoren möchten an dieser Stelle Herrn Prof. G. Schneider für seine wertvollen Hinweise zur 1. Fassung des zugehörigen Forschungsberichts herzlich danken. Darüber hinaus danken wir dem Amt für Brücken und Stadtbahnbau der Stadt Köln für die Möglichkeit der Einsicht in eine Vielzahl von Baugrundgutachten.

## Literatur

- [1] Ahorner, L.: Fault – plane solutions and source parameters of the 1992 Roermond, the Netherlands, mainshock and its stronger aftershocks from regional seismic data. Geol. en Mijnbouw 73 (1994), pp. 199–214.
- [2] Boore, D. A.: Stochastic Simulation of high – frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra. BSSA 73 (1983), pp. 1865–1894.
- [3] Brüstle, W., Geyer, M., Schmücking, B.: Karte der geologischen Untergrundklassen für DIN 4149 (neu) – Abschlußbericht. LGRB Baden-Württemberg, Freiburg i. B., Az: 2124.01/99-4764, 2000.
- [4] Budny, M.: Seismische Bestimmung der bodendynamischen Kennwerte von oberflächennahen Schichten in Erdbebengebieten der Niederrheinischen Bucht und ihre ingenieurseismologische Anwendung. Sonderveröffentlichung Nr. 57 des Geol. Instituts der Universität zu Köln, 1984.
- [5] Chronin, D. L.: Numerical integration of uncoupled equations of motion using recursive digital filtering. Intern. Jour. Num. Meth. Eng. 6 (1973), pp. 137–152.
- [6] Haskell, N. A.: The dispersion of surface waves in layered media. BSSA 43 (1953), pp. 17–34.
- [7] Haskell, N. A.: Crustal reflection of plane SH-waves. J. Geoph. Res. 65 (1960), No. 12, pp. 4147–4150.



- [8] *Kunze, T., Langer, H., Scherbaum, F., Schneider, G.*: Site dependend strong ground motion Simulation. In: Vogel A., Brabdes K. (eds.), *Earthquake Prognostics*, Vieweg & Sohn, Braunschweig, Wiesbaden, 1986, pp. 157–177.
- [9] *Lam, N., Wilson, J., Hutchinson, G.*: Generation of synthetic earthquake accelerograms using seismological modelling: a review. *Journ. Earthq. Eng.* 4 (2000), pp. 321–354.
- [10] *Langer, H.*: Seismotektonische Herdparameter und Ausbreitungseffekte bei Mikroerdbeben im Bereich der westlichen Schwäbischen Alb. *Berichte des Instituts für Geophysik der Universität Stuttgart*, Nr. 2, 1986.
- [11] *Murphy, J. R., Davis, A. H., Weaver, N. L.*: Amplification of seismic body waves by low-velocity surface layers. *BSSA* 61 (1971), pp. 109–145.
- [12] *Parolai, S., Bormann, P., Milkereit, C.*: Assessment of the natural frequency of the sedimentary cover in the cologne area (Germany) using noise measurements. *Journ. Earthq. Eng.* 5 (2001), pp. 541–564.
- [13] *Quitow, H. W., Vahlensieck, O.*: Über pleistozäne Gebirgsbildung und rezente Krustenbewegungen in der Niederrheinischen Bucht. *Geol. Rdsch.* 43 (1955), pp. 56–67.
- [14] *Schnabel, P. B., Lysmer, J., Seed, H. B.*: User's manual for SHAKE. Report No. EERC 72-12, College of Engineering, Berkeley, California, 1972.
- [15] *Schneider, G.*: Neue Bemessungsspektren für Deutschland. Referatensammlung, Gemeinschaftstagung Euro-code 8/DIN 4149, Leinfelden-Echterdingen, 1998.
- [16] *Schön, J.*: *Petrophysik*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1983.
- [17] *Seed, H. B., Wong, R. T., Idriss, I. M., Tokimatsu, K.*: Moduli and damping factors for dynamic analysis of cohesionless soils. *ASCE J. Geot. Eng.* 112 (1986), pp. 1016–1032.
- [18] *Steward, W. P., Campanella, R. G.*: In-situ measurement of damping of Soils. *Proc. 2<sup>nd</sup> Intern. Conf. Recent Advances Geot. Earthq. Eng. Soil Dyn.*, St. Louis, Missouri, 1991, Paper No. 1.33.
- [19] *Teichmüller, R.*: Die tektonische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht. In: Illies & Fuchs (Hrsg.): *Approaches to Taphrogenesis*, Schweizerbart, Stuttgart, 1974.

#### **Autoren dieses Beitrages:**

Prof. Dr.-Ing. Stavros A. Savidis, Dipl.-Ing. Jens Röhner, Technische Universität Berlin, Fachgebiet für Grundbau und Bodenmechanik, Sekr. TIB1-B7, Gustav-Meyer-Allee 25, 13355 Berlin