

Seismische Mikrozonierung von Bukarest

**- eine GIS-gestützte statistische Analyse
der Erdbebengefährdung**

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
an der Fakultät für Bio- und Geowissenschaften
der
Universität Karlsruhe
genehmigte
DISSERTATION

von
Alexander Kienzle

aus
Pforzheim

2002

Tag der mündlichen Prüfung: 15. Mai 2002
Referent: Prof. Dr. Dr. K.A. Czurda
Korreferent: Prof. Dr. F. Wenzel

KURZFASSUNG

Nach dem Starkbeben vom 4. März 1977 konnten in der rumänischen Hauptstadt Bukarest deutliche Variationen hinsichtlich der seismischen Intensitäten beobachtet werden.

Verantwortlich für diese lokalen Unterschiede sind unter anderem Standorteffekte, die von den Eigenschaften des oberflächennahen geologischen Untergrundes abhängen. Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Quantifizierung des Einflusses, den die heterogenen Quartäreinheiten auf die Bodenerschütterungen in Bukarest ausüben.

Dazu werden zunächst die Untergrundverhältnisse im Arbeitsgebiet detailliert erkundet. Auf Basis vorhandener geotechnischer Bohrdaten wird mit einem Geo-Informationssystem (GIS) ein digitales Untergrundmodell erstellt, das räumliche Informationen über die Teufen und Mächtigkeiten der oben genannten geologischen Einheiten enthält.

Diesen Einheiten werden Scherwellengeschwindigkeiten zugeordnet. Anschließend erfolgt die flächenhafte Berechnung schadensrelevanter Standortparameter mit dem GIS (mittlere Scherwellengeschwindigkeit, Eigenperioden des Untergrundes und spektrale Verstärkungen).

Das Untergrundmodell ist auch Grundlage für die numerische Modellierung von spektralen Verstärkungen und Bodenerschütterungen. Auf Basis eindimensionaler linearer Analysen wird der Einfluss der Quartäreinheiten auf die spektrale Verstärkung und Bodenerschütterung an Rasterpunkten quantifiziert. Durch Anwendung geeigneter Interpolationsalgorithmen können diese Parameter flächenhaft ermittelt und dargestellt werden.

Mit bi- und multivariaten statistischen Analysen wird der Grad der räumlichen Übereinstimmung zwischen den Untergrundeigenschaften und den ermittelten Standortparametern quantifiziert. Die ermittelten statistischen Beziehungen ermöglichen eine flächenhafte Berechnung der spektralen Verstärkungen und Bodenerschütterungen aus den Untergrundeigenschaften. Die Prognosen werden anhand der seismischen Intensitäten des 1977er Bebens (SANDI & VASILE, 1982) verifiziert.

Die Analysen zeigen, dass besonders die Mächtigkeiten der unkonsolidierten anthropogenen Auffüllungen und der holozänen Lösssedimente einen signifikanten Einfluss auf die Verstärkungen und Bodenerschütterungen haben.

ABSTRACT

After the strong earthquake of March 4th 1977 varying seismic intensities could be observed in the municipal area of Bucharest/Romania. Within some hundreds of meters the degree of building damage changed considerably. The hypocentral distance was about 150 km so that lateral variations in ground motion were mainly caused by local site-effects. These depend on the geometric and dynamic properties of shallow Quaternary units.

The first step was the preparation of a digital underground model. Thus, available underground data of downtown Bucharest were collected and stored in a database. This data was imported into a GIS. The spot-information was converted into spatial raster maps (grids) by suitable interpolation algorithms. Every cell of the grids contains geographical coordinates, attribute values of depth and thickness of geological layers as well as information about seismic intensities of the 1977 earthquake (SANDI & VASILE, 1982).

Cell-by-cell correlation analyses of geological and seismological data shows that the thickness of shallow sand and gravel layers has a noticeable influence on seismic intensities.

Next, a numerical analysis of site effects was performed by use of a ground response analysis software. The result is a spatial quantification of different amplification and shake parameters. The spatial distribution of the above mentioned parameters is closely correlated with the thickness of anthropogenic backfill and unconsolidated Holocene loessoid sediments.

The result of this project is a microzoning of the work area according to spectral amplification and shake parameters which have a strong influence on building damage. Hence, microzoning is an important tool for the estimation of seismic risk.

The method developed in this project is based on available underground data so that it does not depend on expensive instrumentation.

DANKSAGUNG

Die vorliegende Dissertation entstand im Rahmen eines Teilprojekts des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Sonderforschungsbereichs (SFB) 461 ‚Starkbeben: Von geowissenschaftlichen Grundlagen zu Ingenieurmaßnahmen‘. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei an dieser Stelle für die Finanzierung des Projektes gedankt.

Herrn Prof. Dr. Kurt Czurda möchte ich herzlich für die Vergabe der Arbeit, die Projektleitung und den Freiraum danken, der mir bei der Bearbeitung des Themas gewährt wurde.

Für die Übernahme des Korreferats, die fachliche Unterstützung und die zahlreichen motivierenden Anregungen sei Herrn Prof. Dr. Friedemann Wenzel vom Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe gedankt.

Herr Dr. Joachim Rohn regte das Projekt an und unterstützte mich als Projektleiter in organisatorischer und fachlicher Hinsicht. Dafür und für die immerwährende Diskussionsbereitschaft bedanke ich mich herzlich. Meinem Kollegen Dr. Dieter Hannich danke ich für die Unterstützung bei der gemeinsamen Projektbearbeitung.

Aufgrund des interdisziplinären Charakters des Projekts war ich auf eine enge Kooperation mit den SFB-Kollegen aus anderen Fachbereichen der Universität Karlsruhe angewiesen. Ihnen gebührt mein aufrichtiger Dank für die fruchtbare und enge Zusammenarbeit, ohne die diese Arbeit unmöglich gewesen wäre.

Herr Dipl.-Geophys. Wolfgang Wirth vom Geophysikalischen Institut beantwortete mit bewundernswerter Geduld meine zahlreichen Fragen zur Seismologie und leistete wertvolle Hilfe bei der Bearbeitung seismologischer Fragestellungen.

Bei Dipl.-Ing. Werner Weisbrich vom Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung möchte ich mich für die Unterstützung hinsichtlich der Verwaltung der GIS-Daten bedanken.

Das Fachwissen auf dem Gebiet der Bodenmechanik von Dipl.-Phys. Iuri Loukachev und Dipl.-Geol. Norbert Pralle vom Institut für Boden- und Felsmechanik war ebenfalls ein wichtiger Beitrag.

Herrn Dipl.-Geol. Jens Hartmann danke ich für die Erläuterung der statistischen Verfahren.

Weiterer Dank gebührt den rumänischen Kollegen von der S.C. Metroul S.A. in Bukarest, deren umfangreiches Archiv an Bohrdaten eine wichtige Grundlage dieser Arbeit bilden. Der Generaldirektorin Frau Ec. Viorica Beldean und den Mitarbeitern der Abteilung ‚Hidro-Geo‘, insbesondere Frau Dipl.-Ing. Viorica Ciugudean und Herrn Dipl.-Ing. Codrut Miron, sei für die gewährte Unterstützung und freundschaftliche Zusammenarbeit gedankt.

Bei allen Mitarbeitern des Lehrstuhls für Angewandte Geologie möchte ich mich für die hervorragende Arbeitsatmosphäre und die schöne Zeit am Institut bedanken.

Viel Spaß sowie die zahllosen fachlichen und weltphilosophischen Diskussionen mit „den AGK-lern aus dem vierten Stock“, besonders mit meinen Doktoranden-Kollegen Wolf und Tomas werden mir stets in angenehmer Erinnerung bleiben.

Meinem - inzwischen diplomierten - Hiwi Chrissy danke ich für die stets klaglose und zuverlässige Erledigung der bisweilen doch recht monotonen Arbeiten.

Nicht zuletzt möchte ich mich ganz herzlich bei meinen Eltern für die vielfältigen Unterstützungen während des Studiums und der Dissertation bedanken.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
INHALTSVERZEICHNIS	VII
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	XI
TABELLENVERZEICHNIS	XXIII
SYMBOLVERZEICHNIS	XXIV
VERWENDETE ABKÜRZUNGEN	XXV
1 EINFÜHRUNG	1
1.1 Erdbebengefährdung urbaner Räume	1
1.2 Zielsetzung.....	2
1.3 Methodik und Gliederung	2
2 GRUNDLAGEN UND FAKTOREN DER SEISMISCHEN GEFÄHRDUNG	5
2.1 Ursprung und Ausbreitung seismischer Wellen	5
2.2 Quantifizierung von Erdbeben	7
2.2.1 Seismische Intensität.....	7
2.2.2 Erdbebenmagnitude	8
2.3 Parameter der Bodenerschütterung.....	9
2.4 Standorteffekte.....	12
2.4.1 Eindimensionale lineare Analyse der Bodenantwort	14
2.4.2 Bedeutung und Bestimmung der Scherwellen- geschwindigkeit	20
2.5 Boden-Bauwerk Wechselwirkungen	23
2.6 Nicht-lineares Bodenverhalten.....	26
2.7 Seismische Mikrozonierung - Stand der Forschung	30

Inhaltsverzeichnis

3 GEOGRAFISCHER UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	33
3.1 Lage und Geografie des Arbeitsgebietes.....	33
3.2 Regionalgeologischer Rahmen	36
3.3 Tektonik und Geodynamik	39
3.4 Der quartäre Untergrund von Bukarest.....	41
3.5 Hydrologie und Hydrogeologie von Bukarest.....	46
4 SEISMOLOGISCHER RAHMEN	49
4.1 Die Seismizität in Rumänien	49
4.2 Makroseismische Intensitäten in der rumänischen Tiefebene .	54
4.3 Erdbebenschäden in Bukarest.....	57
4.3.1 Historische Bebenschäden	57
4.3.2 Spektrale Eigenschaften der Bodenerschütterungen	64
4.4 Frühere Mikrozonierungen von Bukarest.....	67
5 DIGITALE UNTERGRUNDMODELL	69
5.1 Erhebung vorhandener Untergrunddaten	69
5.2 Digitale Aufbereitung geologischer Datensätze	73
5.2.1 Verwendete GIS-Software	73
5.2.2 Digitalisierung der Raumdaten mit ArcInfo™	73
5.2.3 Datenbankverwaltung der Bohrdaten	75
5.2.4 Zusammenführung, Transformation und Korrektur der Datensätze.....	78
5.3 Generierung räumlicher Informationen mit dem GIS	80
5.3.1 Darstellung kontinuierlicher Oberflächen durch Grid- Rasterdaten	80
5.3.2 Grundlagen und Bewertung der verwendeten Interpola- tionsverfahren	81
5.3.2.1 Triangulation.....	82
5.3.2.2 Trend	83
5.3.2.3 Spline.....	85
5.3.2.4 IDW.....	86
5.3.2.5 Kriging	88

5.3.2.6 TOPOGRID™	90
5.3.2.7 Abschließende Bewertung und Grid-Generierung...	91
5.3.3 Korrektur des Untergrundmodells durch Anwendung von GRID™-Operatoren.....	92
5.4 Ergebnisse der Untergrundmodellierung	95
5.4.1 Ergänzung und Visualisierung des Untergrundmodells...	95
5.4.2 Diskussion der räumlichen Untergrundverhältnisse im Arbeitsgebiet.....	101
5.4.2.1 Schichttyp 1+2 (Auffüllungen und Oberer Ton-Sand- Komplex)	103
5.4.2.2 Schichttyp 3 (Colentina-Kieskomplex).....	104
5.4.2.3 Schichttyp 4 (Komplex der Intermediären Ablagerungen).....	106
5.4.2.4 Schichttyp 5 (Mostistea-Sandbank).....	107
5.4.2.5 Schichttyp 6 (Lakustrischer Komplex)	108
5.4.3 Digitale Abfrage räumlicher Parameter.....	109
6 MIKROZONIERUNG.....	111
6.1 Mittlere Scherwellengeschwindigkeit	111
6.2 Numerische Modellierung der Bodenantwort.....	119
6.2.1 Bestimmung der Transferfunktionen.....	121
6.2.2 Berechnung charakteristischer Bodenerschütterungs- parameter	128
6.3 Bodenisotropisierung	135
6.4 Historische Intensitäten.....	137
6.5 Räumliche statistische Analysen	142
6.5.1 Grundlagen der verwendeten Verfahren	142
6.5.1.1 Bivariate Korrelationen	142
6.5.1.2 Multiple Regressionen	143
6.5.2 Ergänzung des GIS durch Statistik-Software	145

Inhaltsverzeichnis

6.5.3 Beschreibung der räumlichen Zusammenhänge zwischen geologischen und seismologischen Parametern	146
6.5.3.1 Mächtigkeiten der Schichttypen - Bebenschäden .	146
6.5.3.2 Mittlere Scherwellengeschwindigkeiten - Bebenschäden.....	153
6.5.3.3 AHSA und T_0 - Bebenschäden	155
6.5.3.4 Bodenbewegung - Untergrundeigenschaften	156
6.5.3.5 Bodenbewegung - mittlere Scherwellengeschwindigkeit	160
6.5.3.6 Bodenbewegung - Gebäudeschäden	161
7 FAZIT UND AUSBLICK.....	163
8 LITERATUR	167
ANHANG	

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

- Abb. 2-1: Terminologie zur Beschreibung der räumlichen und kinematischen Komponenten eines Erdbebens: a - Einfallswinkel der Bruchfläche, b - Streichrichtung der Bruchfläche, L - Länge und B - Breite der Bruchfläche, h - Herdtiefe, v - Ausbreitungsgeschwindigkeit des Bruchs, Epizentrum - vertikale Projektion des Herds an die Erdoberfläche (nach STUDER & KOLLER, 1997)..... 5
- Abb. 2-2: Ausbreitungspfad und Partikelbewegung einer Scherwelle. 6
- Abb. 2-3: Beziehung zwischen PHA und MMI (verändert nach TRIFUNAC & BRADY, 1975; aus KRAMER, 1996) 9
- Abb. 2-4: Darstellung eines Zeitverlaufs (oben) und dem daraus abgeleiteten Fourieramplituden-Spektrum (unten). Aus dem Spektrum wird deutlich, dass im Frequenzbereich von 0-4 Hz die größten Beschleunigungen auftreten und damit die meiste Energie freigesetzt wird (Demobeispiel aus dem Bodenantwort-Analyse Programm ProShake®). 11
- Abb. 2-5: Das Beben in Mexico City 1985: Standorte zweier Seismometer in verschiedenen geologischen Einheiten und Beschleunigungs-Zeitverläufe der beiden Stationen. Die Registrierung von SCT (Seetone) weist bedeutend höhere Beschleunigungen auf als UNAM (Basalt) (verändert nach KRAMER, 1996)..... 13
- Abb. 2-6: Reflektion und Refraktion der Ausbreitungspfade von Scherwellen beim Übergang zwischen Materialien unterschiedlicher Scherwellengeschwindigkeit (nach KRAMER, 1996)..... 15
- Abb. 2-7: Refraktion einer Scherwelle beim Durchlaufen eines geschichteten Raums mit sukzessiv abnehmender Scherwellengeschwindigkeit. Reflektierte Wellen sind nicht dargestellt (fps - Fuß pro Sekunde = 0,3 m/s; aus KRAMER, 1996)..... 15
- Abb. 2-8: Graph mit dem Kurvenverlauf des Betrags der Transferfunktion für eine ungedämpfte, linear-elastische Lockergesteinsschicht. Wenn $\omega H/v_s$ (siehe Gl. 2.8) den Wert

Abbildungsverzeichnis

- $\pi/2 + n\pi$ erreicht, geht der Nenner gegen Null und die Verstärkung damit gegen unendlich. In diesem Fall tritt Resonanz ein. $|F(w)|$ ist das Verhältnis zwischen den Amplituden an der Oberfläche und denen an der Basis der Lockergesteinsbedeckung (kH - Kilohertz; aus KRAMER, 1996)..... 17
- Abb. 2-9: Graph mit dem Kurvenverlauf der Verstärkungsfunktion für eine gedämpfte, linear-elastische Lockergesteinsschicht. Die physikalisch unmögliche unendliche Verstärkung aus Abb. 2-8 wird limitiert, wenn das Dämpfungsverhältnis $\xi > 0$ wird (kH - Kilohertz, ξ - Dämpfungsverhältnis; aus KRAMER, 1996). 18
- Abb. 2-10: Schematische Darstellung der Geräteanordnung (links) und der Auswertung eines seismischen Downhole-Tests (rechts; nach STUDER & KOLLER, 1997). 22
- Abb. 2-11: Einfaches Modell eines gedämpften Einmassenschwingers mit einem Freiheitsgrad (= Bewegungsrichtung). Durch die horizontalen Schwingungen des Untergrundes wird die Masse zur Schwingung angeregt (nach KRAMER, 1996). .. 24
- Abb. 2-12: Beziehung zwischen Stockwerksanzahl, Schadensintensität, Mächtigkeit der Lockergesteinsschicht und Eigenperiode T_0 des Untergrundes (aus STUDER & KOLLER, 1997)..... 25
- Abb. 2-13: Spannungs-Dehnungs-Diagramme für linear-elastisches (a) und nicht-linear plastisches Bodenverhalten (b) bei zyklischer Belastung (nach KRAMER, 1996). 26
- Abb. 2-14: Verhältnis zwischen den Beschleunigungen auf Fels und Lockergesteinen (aus KRAMER, 1996). 27
- Abb. 2-15: Kornsummenkurven verschiedener Böden, bei denen Isotropisierungen beobachtet werden konnten (1 - Sand aus Niigata (Japan), 2 - Umhüllende verschiedener Sande aus Japan, 3 - Umhüllende basierend auf Laborversuchen; aus STUDER & KOLLER, 1997). 28
- Abb. 2-16: Schematische Darstellung der Entstehung von Sandvulkanen auf verflüssigten Böden (aus KRAMER, 1996)..... 29
- Abb. 3-1: Die geografischen Einheiten im Stadtgebiet von Bukarest mit Lage des Arbeitsgebietes in der Innenstadt. Im Hintergrund dargestellt sind die Hauptstraßen von Bukarest und näherer

	Umgebung bis zur Ringstraße „Linea de Centura“ (verändert nach Kartenmaterial der S.C. Metroul S.A.)	34
Abb. 3-2:	Digitales Geländemodell des Arbeitsgebietes in der Innenstadt von Bukarest. Dargestellt ist die Flächennutzung, die Lage von einigen im Text erwähnten Plätzen bzw. Gebäuden und die beiden Flüsse Dimbovita und Colentina. Durch die überhöhte Darstellung tritt der seichte Einschnitt der Dimbovita klar zu Tage.....	35
Abb. 3-3:	Geologische Übersicht des Karpaten-Balkan-Orogens mit Lage des Arbeitsgebietes (verändert nach SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER, 1997).....	37
Abb. 3-4:	Vereinfachte tektonische Karte der Karpatenregion mit Lage des Arbeitsgebietes und der seismisch aktiven Vrancea-Zone in den Südostkarpaten. Vor einem topografischen Hintergrund sind die Plattengrenzen und der Bewegungssinn zwischen den großtektonischen Einheiten dargestellt (IMF = Intramoessische Störung, PCF = Peceneaga-Camena-Störung; nach HORVATH, 1993).....	39
Abb. 3-5:	Vereinfachtes geologisches Nord-Süd-Profil des Quartärs im Innenstadtbereich von Bukarest. Zu erkennen ist das Abtauchen des Fratesti-Komplexes nach Norden und die inhomogenen, durch viele Linsen, laterale Verzahnungen und wechselnde Mächtigkeiten geprägten Lagerungsverhältnisse (verändert nach einem Profil der S.C. Metroul S.A.).....	41
Abb. 4-1:	Epizentren der Erdbeben mit einer Momentmagnitude $M_w > 3$ seit 984 n. Chr. in Rumänien. Die Beben der Vrancea-Region sind mit schwarzen Punkten dargestellt (aus ONCESCU et al., 1999).....	50
Abb. 4-2:	Herdflächenlösungen von fünf stärkeren Vranceabeben ($M_w > 6,3$) der Jahre 1940-1990. Die Lage der T-Achsen (im Zentrum der kompressiven (schwarzen) Quadranten ist nahezu vertikal. Die ersten vier Ereignisse deuten auf eine Nordwest-Südost-Orientierung der Bruchfläche hin (aus WENZEL et al., 1999b).....	52
Abb. 4-3:	Räumliche Verteilung der aufgetretenen Gebäudeschäden und MSK-Intensitäten im Karpatenvorland nach dem	

Abbildungsverzeichnis

- Starkbeben von 1977. Wie zu erkennen ist, liegt Bukarest in einer der Zonen mit den höchsten beobachteten MSK-Intensitäten (8 bis 8+) im Karpatenvorland und der Rumänischen Tiefebene (verändert nach MANDRESCU, 1982)..... 54
- Abb. 4-4: Karte mit den beobachteten Intensitätsmaxima der Schadensbeben im Zeitraum von 1893-1977 im Karpatenvorland, der Rumänischen Tiefebene und der Dobrudscha (verändert nach MANDRESCU, 1984). 55
- Abb. 4-5: Räumliche Verteilung von Schäden in Rumänien, die auf nicht-lineares Bodenverhalten zurückzuführen sind. Der Raum Bukarest ist durch Setzungen gefährdet (verändert nach MANDRESCU & RADULIAN, 1999b). 56
- Abb. 4-6: Dokumentation der Schadensverteilung in Bukarest nach dem Beben von 1940 (aus RADULESCU, 1941). 58
- Abb. 4-7: Vollständig zerstörtes Gebäude der ehemaligen „Continental“-Bar an der Ghica Strada im Stadtzentrum. Der Zusammenbruch dieses Gebäudes kostete besonders viele Opfer (Pers. Mitt. D. Hannich; Aufnahme zur Verfügung gestellt von D. Lungu). 59
- Abb. 4-8: Um 15° gekipptes Gebäude an der Sos. Stefan cel Mare. Der Grund für das Versagen waren zu schwach dimensionierte Stützpfiler im Erdgeschoß, die infolge der Erdbebenlast zum Teil brachen (SANDI & VASILE, 1982; Aufnahme zur Verfügung gestellt von D. Lungu). 60
- Abb. 4-9: Ein kollabiertes Erdgeschoß führte zum Absacken eines Gebäudeteils des „Wilson“-Wohnblocks im Stadtzentrum am Bd. Nicolae Balcescu. Der Vertikalversatz ist deutlich anhand der schräg hängenden Balkone sichtbar (SANDI & VASILE, 1982; Aufnahme zur Verfügung gestellt von D. Lungu). 61
- Abb. 4-10: Lage der nach dem Beben vom 4. März 1977 zerstörten Gebäude in Bukarest. Die schweren Gebäudeschäden konzentrieren sich fast ausschließlich auf die Innenstadt und auf die ältere Bausubstanz (älter als 1940, dargestellt als leere Kreise). Nur vereinzelt sind neuere Gebäude (jünger als 1940, ausgefüllte Kreise) betroffen (verändert nach SANDI & VASILE, 1982)..... 62

-
- Abb. 4-11: Karte mit beobachteten MSK-Intensitäten in Bukarest nach dem 1977er Beben (verändert nach SANDI & VASILE, 1982)..
..... 63
- Abb. 4-12: Gegenüberstellung der H/V-Spektralverhältnisse von verschiedenen Erdbebenregistrierungen und Ambient Noise-Messungen am Standort INCERC in Bukarest. Die dominanten Perioden liegen im Intervall zwischen 1 und 2 Sekunden (verändert nach BONJER et al., 1999). 65
- Abb. 4-13: Vergleich der Mikrozonierungen von Ghica (oben links), Ciocardel (oben rechts), Mandrescu (unten links) und dem NCST-Report (unten rechts). Die Orientierung der ersten drei Zonierungen an den geomorphologischen Einheiten in Bukarest (siehe Abb. 3-1) ist offensichtlich (verändert nach MANDRESCU & RADULIAN, 1999a). 68
- Abb. 5-1: Die Grundlage für das digitale Untergrundmodell: Lage der verwendeten Bohrungen im Arbeitsgebiet in der Innenstadt von Bukarest. Zusätzlich sind die Grenzen der SFB-Test Area dargestellt..... 72
- Abb. 5-2: Analoge (links) und digitale (rechts) Darstellung desselben Kartenausschnitts. Die in einer Attributtabelle abgelegten Sachdaten der Punktcoverage (in diesem Fall Höhenwerte einer Schichttyp-Oberfläche) können als Labelbeschriftung angezeigt werden. 74
- Abb. 5-3: Ein Beispiel für die raumbezogene Darstellungsmöglichkeit der Bohrdaten mit GeODin® und ArcView™: Lage und Lithologie zweier Bohrungen im Norden der Test Area. 75
- Abb. 5-4: Grafisches Schema der Verknüpfung dreier Access®-Tabellen über gemeinsame Attributspalten hinsichtlich einer SQL-Abfrage: In der mittleren Tabelle wird eine neue Attributspalte mit den maximalen Tiefenwerten eines Schichttyps erstellt. Dazu werden Attribute der linken (Namen und Koordinaten der Bohrungen) und rechten (lithologische und stratigrafische Parameter) Tabelle über Aggregatfunktionen abgefragt. 76
- Abb. 5-5: Beispielhafte Darstellung für den Vorgang einer SQL-Abfrage: Die Ausgangstabelle wird durch ein SQL-Statement hinsichtlich des minimalen und maximalen Tiefenwerts eines

Abbildungsverzeichnis

Schichttyps abgefragt und das Resultat in einer neuen Tabelle dargestellt.	77
Abb. 5-6: Access®-Formular zur Eingabe von Bohrdaten.	78
Abb. 5-7: Schema der Speicherung von GRID™-Attributen in relational verknüpften Tabellen (aus ESRI, 1994).....	80
Abb. 5-8: Berechnung eines TIN aus einem Feld von Kontrollpunkten (links und mitte) und dreidimensionale Darstellung einer Dreiecksfläche in einem räumlichen Koordinatensystem (rechts) (verändert nach ESRI, 1994).	82
Abb. 5-9: Kartenausschnitt mit dem Resultat der TIN-Interpolation. In Bereichen mit wenigen Stützpunkten wird die Oberfläche durch grobe Strukturen nur unzureichend beschrieben.....	83
Abb. 5-10: Schema einer interpolierten Trendfläche 1. Ordnung in der Seitenansicht (verändert nach www1).....	84
Abb. 5-11: Kartenausschnitt mit dem Resultat der Trend-Interpolation 1. Ordnung. Die ebene Trend-Fläche zeigt ein flaches Einfallen der Schichtoberfläche nach Süd-Südosten.	84
Abb. 5-12: Kartenausschnitt mit dem Resultat der Spline-Interpolation. Zu beobachten sind konzentrische Strukturen, die sogenannten „Bull’s Eyes“, welche durch isolierte Peaks in der interpolierten Oberfläche bedingt sind.	85
Abb. 5-13: Festlegung der zur Interpolation herangezogenen Stützpunkte durch eine festgelegte Anzahl der nächsten Nachbarn (links) oder einem fixen Suchradius (rechts) (aus ESRI, 1994).	86
Abb. 5-14: Kartenausschnitt mit dem Resultat der IDW-Interpolation. Auch hier sind konzentrische Strukturen zu beobachten, die im Sinne einer Modellierung geologischer Oberflächen unzweckmäßig sind.	87
Abb. 5-15: Beispiel für ein Semivariogramm mit den Werten der Semivarianz in Abhängigkeit von der Distanz der Messpunkte (Bohrungen). Dargestellt sind die beobachteten und die mit zwei unterschiedlichen mathematischen Modellen geschätzten Werte für die Semivarianz der Messwerte (Höhenattribute) im Arbeitsgebiet. Für kleine	

Distanzen sind die Semivarianzen aufgrund ähnlicher Höhenwerte klein, bei größeren Distanzen nehmen die Varianzen zu.....	88
Abb. 5-16: Kartenausschnitt mit dem Resultat der Kriging-Interpolation.	89
Abb. 5-17: Kartenausschnitt mit dem Resultat der TOPOGRID™-Interpolation.	90
Abb. 5-18: Schematische Darstellung einer Zellen-basierten GRID™-Berechnung: Attributwerte von räumlich korrespondierenden Rasterzellen können über Operatoren miteinander verknüpft werden, um daraus ein neues Grid zu generieren (aus ESRI, 1994).....	92
Abb. 5-19: Aus dem Untergrundmodell generierte, 100-fach überhöhte Nord-Süd-Profile mit der Schichtoberfläche des Colentina-Komplex und der Geländeoberfläche im Arbeitsgebiet. Dargestellt ist die Situation vor (oben) und nach der Korrektur (unten) des Geländemodells und des Oberflächengrids. ..	94
Abb. 5-20: Darstellung der Schichtoberfläche des Colentina-Kieskomplexes (Schichttyp 3) als 2D-Grid mit UTM-Koordinatennetz. Die Ausschnittvergrößerung zeigt die einzelnen Rasterzellen mit der Abmessung von 10x10 m.	96
Abb. 5-21: Darstellung der Schichtoberfläche des Colentina-Kieskomplexes (Schichttyp 3) als Konturplot mit Isolinien. Das Höhenattribut der Isolinien wird durch Labelbeschriftungen angezeigt.....	97
Abb. 5-22: Darstellung der Schichtoberfläche des Colentina-Kieskomplexes (Schichttyp 3) als 50-fach überhöhtes 3D-Grid mit Schattierungen.	98
Abb. 5-23: Überhöhte 3D-Ansicht der Schichttyp-Oberflächen (F - Fratesti-Komplex, L - Lakustrischer Komplex, M - Mostistea-Sandbank, I - Komplex der Intermediären Ablagerungen, C - Colentina-Kieskomplex, GOK - Geländeoberkante) im Innenstadtbereich mit topografischem Bezug (Stadtplan). Die Test Area ist als weißes Polygon dargestellt.....	99
Abb. 5-24: Überhöhtes Nord-Süd-Profil der Quartärablagerungen im Arbeitsgebiet (F - Fratesti-Komplex, L - Lakustrischer	

Abbildungsverzeichnis

Komplex, M - Mostistea-Sandbank, I - Komplex der Intermediären Ablagerungen, C - Colentina-Kieskomplex, S - Ton-Sand-Komplex), generiert aus dem digitalen Untergrundmodell.	100
Abb. 5-25: Überhöhte Darstellung der Schichttyp-Oberflächen im Arbeitsgebiet als ebene Trendflächen (F - Fratesti-Komplex, L - Lakustrischer Komplex, M - Mostistea-Sandbank, I - Komplex der Intermediären Ablagerungen, C - Colentina-Kieskomplex, GOK - Geländeoberkante). Jeder Wechsel der Farbintensität entspricht einer Teufenänderung von einem Meter.....	101
Abb. 5-26: Histogramm mit den Mächtigkeiten der Schichttypen 1+2, 3, 4 und 5.....	102
Abb. 5-27: Mächtigkeit des Schichttyps 1+2 im Arbeitsgebiet. Südlich der Dimbovita nimmt die Mächtigkeit deutlich zu.....	103
Abb. 5-28: Histogramm der Mächtigkeiten des Schichttyps 1+2. Die Verteilungsform kann durch eine Exponentialkurve angenähert werden.....	104
Abb. 5-29: Mächtigkeit des Schichttyps 3 im Arbeitsgebiet. Die Maxima entlang der geschwungenen gestrichelten Linie weisen auf die Ablagerungen einer ehemaligen Flussschleife hin. ...	105
Abb. 5-30: Mächtigkeit des Schichttyps 4 im Arbeitsgebiet mit Lage des Flusses Dimbovita und der Piata Victoriei.	106
Abb. 5-31: Mächtigkeit des Schichttyps 5 im Arbeitsgebiet.....	107
Abb. 5-32: Mächtigkeit des Schichttyp 6 im Arbeitsgebiet. Zu beobachten ist eine allgemeine Mächtigkeitszunahme nach Norden.	108
Abb. 5-33: Histogramm der Mächtigkeiten des Schichttyp 6.....	109
Abb. 5-34: Interaktive Abfrage der Attribute einer Grid-Zelle (hier: Mächtigkeit eines Schichttyps an einem Punkt in der SFB-Test Area) mit ArcView™.	110
Abb. 6-1: Schema der v_s -Berechnung in der Profildarstellung: Die Schichtmächtigkeiten im schraffierten Bereich dienen bei der Berechnung der v_s als Wichtungsfaktor.	112
Abb. 6-2: Mittlere Scherwellengeschwindigkeit der obersten 30 m (v_s -	

- 30~) im Innenstadtbereich. Zusätzlich ist der Umriss der Test Area dargestellt..... 115
- Abb. 6-3: Prognose der mittleren horizontalen spektralen Verstärkung AHSA (average horizontal spectral amplification, siehe Kap. 2.4.2) für den Fall eines Starkbebens. Beim Vergleich mit Abb. 6-2 fällt auf, dass die größten Verstärkungen im Südwesten des Arbeitsgebietes mit den niedrigsten v_{S-30} korrelieren..... 116
- Abb. 6-4: Prognose der Eigenperiode des Untergrundes im Arbeitsgebiet, basierend auf der v_{S-ges} und der zusammengefassten Mächtigkeiten der Schichttypen 1-6 (siehe Gl. 6.2). Die ungefähre Stockwerksanzahl der bei diesen Perioden gefährdeten Gebäude ergibt sich aus dem zehnfachen Wert der Eigenperioden (siehe Gl. 2.16)..... 117
- Abb. 6-5: Bodenklassifikation nach den v_{S-30} entsprechend der NEHRP-Kriterien. Im Arbeitsgebiet liegt fast ausschließlich die Bodenklasse D (steifer Boden) vor. 118
- Abb. 6-6: Darstellung eines ProShake®-Bodenprofils am Standort INCERC mit der teufenabhängigen Verteilung der Scherwellengeschwindigkeit und Dichte..... 120
- Abb. 6-7: Darstellung der an den Punkten 32 (oben) und 41 (unten) berechneten Transferfunktionen. Die jeweiligen Mächtigkeiten der Schichttypen sind in den Diagrammen aufgelistet. Die variierenden Mächtigkeiten der Schichttypen 1+2 und 3 haben einen großen Einfluss auf die Amplituden der Transferfunktionen..... 122
- Abb. 6-8: Interpolierte maximale spektrale Verstärkung in der Innenstadt. Zusätzlich sind die nummerierten Interpolationsstützpunkte des Punktrasters und die Grenzen der SFB-Test Area dargestellt. Die Werte der an den einzelnen Punkten berechneten Verstärkungen finden sich im Anhang B. 123
- Abb. 6-9: Dominante Perioden der spektralen Verstärkung in der Innenstadt. Die große Mächtigkeit des Schichttyps 1+2 am Punkt 32 bedingt höhere Perioden. 124
- Abb. 6-10: Maximale spektrale Verstärkung im Periodenintervall 0,05-

Abbildungsverzeichnis

- 0,15 s. Nach Gl. 6.3 sind in diesem Periodenintervall in erster Linie niedrige, einstöckige Gebäude gefährdet. 125
- Abb. 6-11: Maximale spektrale Verstärkung im Periodenintervall 0,15-0,25 s. Gefährdet sind ein- bis zweistöckige Gebäude.... 126
- Abb. 6-12: Maximale spektrale Verstärkung im Periodenintervall 0,25-0,35 s. Gefährdet sind zwei- bis dreistöckige Gebäude. . 127
- Abb. 6-13: Schematische Darstellung der Dekonvolution und Konvolution eines seismischen Signals zur Modellierung der Bodenantwort an Standorten mit bekanntem Untergrundprofil. 128
- Abb. 6-14: Zeitverlauf des 1977 am INCERC registrierten Starkbebens (oben) und des mit ProShake® berechneten Tiefensignals (unten). 129
- Abb. 6-15: Antwortspektren (5% Dämpfung) des 1986er Bebens an der Station ERE (oben) und CRL (unten) in Bukarest. Die registrierten Spektren wurden vor Ort gemessen, die synthetischen auf Basis des transformierten INCERC-Signals berechnet. Die dominanten Perioden zeigen im Gegensatz zu den Amplituden gute Übereinstimmung. .. 131
- Abb. 6-16: Interpolierte maximale Bodenbeschleunigung im Arbeitsgebiet, berechnet mit der NS-Komponente des 1977er Bebens. 132
- Abb. 6-17: Spektrale Beschleunigung bei 0,3 s im Arbeitsgebiet. Größere Mächtigkeiten des Schichttyps 1+2 am Punkt 32 (siehe Anhang B) bedingen eine höhere spektrale Beschleunigung in diesem Periodenbereich..... 133
- Abb. 6-18: Spektrale Beschleunigung bei 1,0 s im Arbeitsgebiet..... 134
- Abb. 6-19: Festlegung von Bereichen mit potentiell möglicher Boden-isotropisierung in der Profildarstellung. Gefährdet sind die schraffierten Zonen, in denen die Schichtbasis des Colentina-Komplexes tiefer liegt als der Grundwasserspiegel. 135
- Abb. 6-20: Bereiche mit potentiell möglicher Boden-isotropisierung in der Innenstadt. Gefährdet sind insbesondere die Flussauen der Dimbovita, was mit den historischen Beobachtungen

übereinstimmt (vgl. Kap. 4.3.1).....	136
Abb. 6-21: Grid mit den Gebäude-Schadenskoeffizienten des 1977er Bebens für das Eigenperiodenintervall von 0,05 - 0,15 s des Gebäudetyps 3 im Innenstadtbereich.	140
Abb. 6-22: Grid mit den aus Schadenskoeffizienten abgeleiteten Intensitäten des 1977er Bebens für den Periodenbereich von 0,05-0,15 s in der Innenstadt von Bukarest. Die räumliche Verteilung der seismischen Intensitäten weicht von denen der Schadenskoeffizienten ab, da ein Mittelwert aus den Schäden aller Gebäudetypen gebildet wird.	141
Abb. 6-23: Schematische Darstellung der räumlichen Korrelationsanalyse: Vergleich der Grid-Attribute x_i / y_i räumlich korrespondierender Rasterzellen.	142
Abb. 6-24: Eine Punktwolke bestehend aus Wertepaaren zweier Variablen lässt sich durch eine Regressionsgerade repräsentieren. Die Güte der Regression kann über eine Analyse der Residuen bestimmt werden.	144
Abb. 6-25: Streudiagramm mit den Wertepaaren aus der Korrelation zwischen den summierten Schichtmächtigkeiten von Schichttyp 1-6 und dem Schadenskoeffizient für das Periodenintervall von 0,25-0,35 s für den Gebäudetyp 3.	147
Abb. 6-26: Summe der räumlichen Korrelationen zwischen der Mächtigkeit der Schichttypen und den Gebäude-Schadenskoeffizienten für die Gebäudetypen 2-4 und die Perioden aller Intervalle zwischen 0,05-0,7 s.	148
Abb. 6-27: Streudiagramm mit den Wertepaaren der berechneten und beobachteten Gebäude-Schadenskoeffizienten. Zusätzlich ist die Regressionsgerade dargestellt. Abhängige Variable: Gebäudetyp 3 im Periodenintervall 0,25-0,35 s.	149
Abb. 6-28: Histogramm der Residuen aus Abb. 6-27 mit angepasster Kurve der Normalverteilung.	150
Abb. 6-29: Gebäude-Schadenskoeffizienten im Periodenintervall 0,25-0,35 s für den Gebäudetyp 3, interpoliert aus den Beobachtungen des 1977er Bebens (nach SANDI & VASILE, 1982).....	151

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 6-30: Gebäude-Schadenskoeffizienten im Periodenintervall 0,25-0,35 s für den Gebäudetyp 3, berechnet aus den Schichttyp-Mächtigkeiten mit Gl. 6.7. 152
- Abb. 6-31: Streudiagramm mit den Wertepaaren aus der Korrelation zwischen der mittleren Scherwellengeschwindigkeit im Intervall 0-40 m (v_{S-40}) und dem Schadenskoeffizient für das Periodenintervall von 0,05-0,15 s für den Gebäudetyp 3 (s_{015_3}). Zusätzlich ist die Regressionsgerade mit Regressionsgleichung dargestellt. $r_{xy} = -0,59$ 154
- Abb. 6-32: Summe der räumlichen Korrelationen zwischen der Mächtigkeit der Schichttypen und den Gebäude-Schadenskoeffizienten für die Gebäudetypen 2-4 und die Periodenintervalle zwischen 0,05-0,7 s. 155
- Abb. 6-33: Streudiagramm mit den Wertepaaren aus der Korrelation zwischen der Eigenperiode T_0 des Untergrundes und dem Schadenskoeffizient für das Periodenintervall von 0,25-0,35 s für den Gebäudetyp 3 (s_{035_3}). Zusätzlich ist die Regressionsgerade dargestellt. 156
- Abb. 6-34: Streudiagramm mit den Wertepaaren aus der Korrelation zwischen der Mächtigkeit des Schichttyps 1+2 (Typ 1+2) und der max. Amplitude der Transferfunktion im Intervall 0,25-0,35 s ($T_f 035$). Der Trend der Wertepaare wird durch Regressionsgeraden oder Parabeln 2. Grades angenähert. $r_{xy} = 0,77$ 158
- Abb. 6-35: Auf Grundlage der linearen Regressionsgleichung berechnete maximale Verstärkung für das Periodenintervall 0,25-0,35 s. 159
- Abb. 6-36: Streudiagramm mit den Wertepaaren aus der Korrelation zwischen der mittleren Scherwellengeschwindigkeit im Intervall 0-40 m (v_{S-40}) und der EW-Komponente der spektralen Beschleunigung bei 0,3 s ($S_a 0,3$ (EW)). Erkennbar ist ein nicht-linearer Trend der Wertepaare, der über eine Parabel 2. Grades angenähert werden kann. $r_{xy} = -0,68$ 161
- Abb. 6-37: Auf Grundlage der linearen Regressionsgleichung berechnete spektrale Beschleunigung bei 0,3 s ($S_a 0,3$). 162

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 2-1: MSK-Intensitätsskala (verändert nach BERCKHEMER, 1990) 7

Tab. 2-2: NEHRP-Bodenklassifikation (nach BSSC, 1997) 21

Tab. 4-1: Rekurrenz-Zeiten von bestimmten Magnituden der Vrancea-Beben (nach SANDI, 1999)..... 52

Tab. 4-2: Rekurrenz-Zeiten von bestimmten MSK-Intensitäten der Vrancea-Beben (nach SANDI, 1999). 53

Tab. 5-1: Informationen zu den räumlichen Parametern der Quartäreinheiten, die den Plänen des "Proiect Bucuresti" entnommen werden können. 70

Tab. 5-2: Arithmetische Mittelwerte der Schichttyp-Mächtigkeiten. 102

Tab. 6-1: Scherwellengeschwindigkeit v_s und Dichte ρ der Schichttypen in Bukarest, bestimmt am INCERC-Teststandort (nach Lungu et al., 1999a)..... 112

Tab. 6-2: Kriterien für die Zuordnung von Schadenskoeffizienten für den Gebäudetyp 2. 138

Tab. 6-3: Korrelationsmatrix zur Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen Schichttyp-Mächtigkeiten und Gebäude-Schadenskoeffizienten bzw. Intensitäten. 146

Tab. 6-4: Korrelationsmatrix zur Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen der v_s ~ unterschiedlicher Tiefenintervalle und den Gebäude-Schadenskoeffizienten bzw. Intensitäten. 153

Tab. 6-5: Korrelationsmatrix zur Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen der AHSA bzw. T_0 und Gebäude-Schadenskoeffizienten bzw. Intensitäten. 155

Tab. 6-6: Korrelationsmatrix zur Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen Schichttyp-Mächtigkeiten und den Bodenbewegungen bzw. Verstärkungen. Korrelationskoeffizienten > 0,5 sind fett markiert..... 157

Tab. 6-7: Korrelationsmatrix zur Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen der v_s ~ unterschiedlicher Tiefenintervalle und den Bodenbewegungen bzw. Verstärkungen. Korrelationskoeffizienten > 0,5 sind fett markiert..... 160

SYMBOLVERZEICHNIS

Symbol	Bezeichnung	SI-Einheit
a	Beschleunigung	[m/s ²]
A ₀	Verstärkung bei der Eigenfrequenz f ₀	[-]
a _h	horizontale Beschleunigung	[m/s ²]
E	Elastizitätsmodul	[kN/m ²]
f ₀	Eigenfrequenz	[Hz, 1/s]
G	Schubmodul	[kN/m ²]
g	Erdbeschleunigung	[m/s ²]
H	Schichtmächtigkeit	[m]
k	Federkonstante	[N/m]
l	Länge	[m]
m	Masse	[kg]
M ₀	seismisches Moment	[Nm]
N	Newton	[kg m/s ²]
n	Gesamtzahl der Gridzellen	[-]
PHA	peak horizontal acceleration (maximale horizontale Bodenbeschleunigung)	[m/s ²]
q	Impedanzverhältnis	[-]
R	multipler Korrelationskoeffizient	[-]
r _{xy}	Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient	[-]
rad	Radian	[m/m]
T	Periode	[s]
T ₀	Eigenperiode	[s]
t	Zeit	[s]
u	Porenwasserdruck	[kN/m ²]
u	Verschiebung	[m]
û	Partikelgeschwindigkeit	[m/s]
v _L	Ausbreitungsgeschwindigkeit der Longitudinalwellen	[m/s]
v _S	Ausbreitungsgeschwindigkeit der Scherwellen	[m/s]
v _S ~	gewichtetes arithmetisches Mittel der v _S	[m/s]
X	unabhängige Variable	[-]
Y	abhängige Variable	[-]

Verwendete Abkürzungen

Symbol	Bezeichnung	SI-Einheit
α	Regressionskonstante	[-]
β_i	partieller Regressionskoeffizient	[-]
β	Dämpfungskoeffizient	[Nm/s]
β_k	kritische Dämpfung	[Nm/s]
γ	Schubdehnung	[-]
ν	Poissonzahl (Querdehnungszahl)	[-]
π	Konstante (= 3,141...)	[-]
ρ	Dichte	[kg/m ³]
σ	totale Spannung	[kN/m ²]
σ'	effektive Spannung	[kN/m ²]
ω	Winkelgeschwindigkeit	[rad/s]
τ	Scherspannung	[kN/m ²]
ξ	Dämpfungsverhältnis	[-]

VERWENDETE ABKÜRZUNGEN

AAT	arc attribute table
Abb.	Abbildung
AML	arc macro language
ASCII	american standard code for information interchange
ASHA	average horizontal spectral amplification
bzw.	beziehungsweise
ca.	circa
cos	Kosinus
DHM	digitales Höhenmodell
etc.	et cetera
F(ω)	Transferfunktion
FE	Finite Elemente
GIS	Geo-Informationssystem
Gl.	Gleichung
IDW	inverse distance weighting
Kap.	Kapitel
log	Logarithmus
MCS	Mercalli-Cancani-Sieberg Skala
MMI	Modifizierte Mercalli Intensität

Verwendete Abkürzungen

MSK	Medvedev-Spoonheuer-Karnik Skala
M_w	Momentmagnitude
m u. GOK	Meter unter Geländeoberkante
m ü. SM	Meter über Schwarzem Meer
ODBC	open database connectivity
PAT	point attribute table
SFB	Sonderforschungsbereich
sin	Sinus
SQL	structured query language
Tab.	Tabelle
tan	Tangens
TIN	triangulated irregular network
USGS	United States Geological Survey
UTM	Universal Transverse Mercator
VAT	value attribute table
vgl.	vergleiche
z.B.	zum Beispiel

1. EINFÜHRUNG

1.1 Erdbebengefährdung urbaner Räume

Studien der Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft zeigen, dass die Anzahl großer Naturkatastrophen im letzten Jahrhundert von 20 in den 50er Jahren auf über 80 in den 90er Jahren anstieg. Der volkswirtschaftliche Schaden pro Dekade erhöhte sich im gleichen Zeitraum von 38 auf 535 Mrd. US\$ (MÜNCHENER RÜCK, 1999).

Unter allen Naturkatastrophen kosten Erdbeben prozentual die meisten Menschenleben (47%) und verursachen die größten volkswirtschaftlichen Schäden (35%).

Eine der Ursachen für die starke Zunahme der schweren Katastrophen in den letzten fünf Jahrzehnten ist das überproportionale Wachstum von Megacities, was eine starke räumliche Konzentration von Menschen und Sachwerten zur Folge hat. Weil gleichzeitig auch die Katastrophenanfälligkeit moderner Industriegesellschaften zusammen mit der Werteentwicklung ansteigt, wird sich der Trend zu immer häufigeren und größeren Naturkatastrophen fortsetzen (MÜNCHENER RÜCK, 1999).

Vor diesem Hintergrund gewinnt die Analyse der Erdbebengefährdung urbaner Räume stetig an Bedeutung. Viele der rasch wachsenden Megacities befinden sich in Ufer- oder Küstenregionen und wurden auf jungen, unverfestigten Sedimenten gegründet. Diese erwiesen sich in der Vergangenheit gegenüber Erdbebenerschütterungen als sehr empfindlich und verursachten Schäden katastrophalen Ausmaßes, wie zahlreiche Beispiele der letzten Jahrzehnte belegen (z.B. Mexico City (1985), Loma Prieta (1989), Izmit (1999)).

Die rumänische Hauptstadt Bukarest liegt in der Nähe eines der seismisch aktivsten Gebiete Europas. Das bisher verheerendste Beben mit einer Momentmagnitude von 7,4 ereignete sich am 4. März 1977 und hatte mit 1.500 Todesopfern und über 11.300 Verletzten katastrophale Auswirkungen.

Bevor das bestehende Erdbebenrisiko durch strukturelle und organisatorische Maßnahmen eingedämmt werden kann, muss es möglichst präzise quantifiziert werden.

1.2 Zielsetzung und Arbeitsprogramm

Der Sonderforschungsbereich (SFB) 461 'Starkbeben: Von geowissenschaftlichen Grundlagen zu Ingenieurmaßnahmen' hat es sich zur Aufgabe gemacht, die vielfältigen Faktoren der Erdbebengefährdung in Rumänien und besonders in Bukarest zu erkunden. Betrachtet wird die gesamte Ursachenkette von den Lithosphärendynamik am Bebenherd über die Wellenausbreitung bis hin zu den komplexen Boden-Bauwerk-Wechselwirkungen und dem Disastermanagement.

Im Rahmen eines Teilprojektes des SFB 461 beschäftigt sich die vorliegende Arbeit damit, den Einfluss der oberflächennahen Geologie auf die lokalen Bodenerschütterungen zu untersuchen und zu quantifizieren.

Das Ziel ist eine seismische Mikrozonierung des Arbeitsgebietes, d.h. eine flächenhafte Einteilung hinsichtlich der Verstärkungseigenschaften des Untergrundes. Es wird bestimmt, inwiefern sich ein seismisches Eingangssignal flächenhaft durch den Einfluss des lokalen Untergrundes ändert.

Um dieses Ziel zu erreichen, sind mehrere Schritte notwendig:

1. Die räumlichen Untergrundverhältnisse werden mit Hilfe eines Geo-Informationssystems modelliert und in Form eines digitalen Untergrundmodells verwaltet und dargestellt.
2. Geologische und seismologische Daten müssen über bodendynamische Parameter verknüpft werden.
3. Basierend auf 1. und 2. können Bodenverstärkungen flächenhaft prognostiziert werden.

Bei der Bearbeitung des Projekts sollte bewusst versucht werden, mit vergleichsweise geringen personellen, instrumentellen und finanziellen Mitteln auszukommen. Aufwändige Messkampagnen wurden vermieden und statt dessen vorhandene Untergrunddaten genutzt, die im Normalfall auch in weniger affluenten Kommunen zur Verfügung stehen. Die verwendete Hard- und Software ist handelsüblich.

Die in dieser Arbeit geschilderte Methodik kann damit als Leitfaden zur Durchführung einer vergleichsweise kostengünstigen Mikrozonierung dienen.

1.3 Methodik und Gliederung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit einer Problemstellung, die nur durch interdisziplinäre Ansätze gelöst werden kann. Verschiedene Methoden aus den Bereichen Ingenieurgeologie, Seismologie, Bodendynamik, Geoinformatik und Statistik kamen dabei zum Einsatz. Um das Verständnis der Arbeit auch für fachfremde Leser zu gewährleisten, werden die nötigen Grundlagen dieser Fachbereiche in knapper Form dargestellt.

- In den Kapiteln 2 bis 4 werden zunächst die geowissenschaftlichen Grundlagen und Rahmenbedingungen für die Mikrozonierung erläutert. Aus Platzgründen muss in der Regel auf eine erschöpfende Schilderung verzichtet werden, weshalb an entsprechender Stelle auf die weiterführende Literatur verwiesen wird.
- In Kapitel 5 wird detailliert auf die digitale Aufarbeitung der Untergrunddaten und die Anwendung des verwendeten Geo-Informationssystems eingegangen.
- Verschiedene Ansätze zur Durchführung einer Mikrozonierung im Arbeitsgebiet mit numerischen und statistischen Verfahren werden in Kapitel 6 diskutiert.
- Die Diskussion der Ergebnisse und ein Ausblick auf zukünftige Arbeiten des Mikrozonierungs-Projektes findet sich in Kapitel 7.

1.3 Methodik und Gliederung

2. GRUNDLAGEN UND FAKTOREN DER SEISMISCHEN GEFÄHRDUNG

In diesem Kapitel werden einige grundlegende Begriffe und Vorgehensweisen aus dem Bereich der Seismologie und des Erdbebeningenieurwesens erläutert, die in der vorliegenden Arbeit verwendet werden und die für das Verständnis unerlässlich sind.

Aus Platzgründen muss auf eine erschöpfende Erläuterung der einzelnen Stichworte verzichtet werden, weshalb an entsprechender Stelle auf die weiterführende Literatur verwiesen wird.

2.1 Ursprung und Ausbreitung seismischer Wellen

Abb. 2-1 illustriert die zur Beschreibung eines Erdbebens wichtigen geometrischen Parameter zwischen dem Bebenherd an der Bruchfläche und dem Beobachtungsstandort.

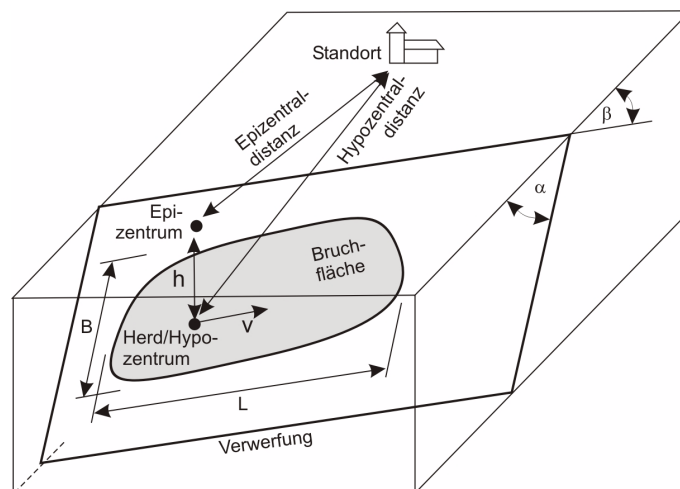


Abb. 2-1: Terminologie zur Beschreibung der räumlichen und kinematischen Komponenten eines Erdbebens: α – Einfallswinkel der Bruchfläche, β – Streichrichtung der Bruchfläche, L – Länge und B – Breite der Bruchfläche, h – Herdtiefe, v – Ausbreitungsgeschwindigkeit des Bruchs, Epizentrum – vertikale Projektion des Herds an die Erdoberfläche (nach STUDER & KOLLER, 1997).

2.1 Ursprung und Ausbreitung seismischer Wellen

Ein Erdbeben ist auf einen Abbau von Spannungen in der Lithosphäre zurückzuführen. Die entlang einer Bruchfläche (siehe Abb. 2-1) freigesetzte Energie wird dabei zum Teil in Form von seismischen Körperwellen abgestrahlt.

Man unterscheidet longitudinale Wellen (Kompressions- oder Primärwellen), deren Partikelbewegung $u(t)$ in Ausbreitungsrichtung der Wellenfront polarisiert ist und Transversalwellen (Scher- oder Sekundärwellen), die orthogonal zur Ausbreitungsrichtung schwingen (siehe Abb. 2-2).

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Longitudinalwellen v_L ist abhängig vom Elastizitätsmodul E , der Poissonzahl (Querdehnungszahl) ν und der Dichte ρ des durchlaufenen Mediums (BERCKHEMER, 1990):

$$v_L = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad \text{Gl. 2.1}$$

Die Scherwellengeschwindigkeit v_S hängt vom Schubmodul G und der Dichte ρ des Mediums ab:

$$v_S = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\nu)}} \quad \text{Gl. 2.2}$$

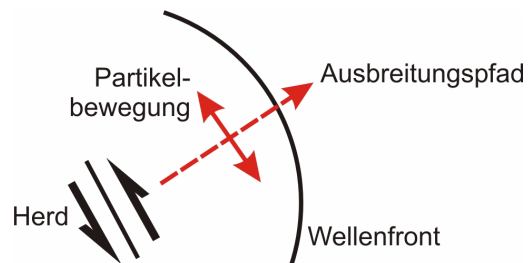


Abb. 2-2: Ausbreitungspfad und Partikelbewegung einer Scherwelle.

Durch Interaktion der Körperwellen mit der Erdoberfläche entstehen unterschiedlich polarisierte Oberflächenwellen. Ab einer Epizentraldistanz, die ungefähr der doppelten Erdkrustenmächtigkeit entspricht, verursachen sie in der Regel die größten Bodenerschütterungen.

2.2 Quantifizierung von Erdbeben

2.2.1 Seismische Intensität

Die seismische Intensität beruht auf makroseismisch beobachtbaren Auswirkungen eines Bebens auf Gebäude und Menschen an einem bestimmten Ort (HERGÉ, 1946). Sie ist eine relativ einfach bestimmbare Größe für ein Gebiet, die in der Praxis beispielsweise mittels einer Fragebogenaktion ermittelt wird. Es ist zu beachten, dass die Intensität eine statistische Größe für eine Fläche ist und deshalb nicht an den Schäden eines Einzelobjekts bestimmt werden kann.

Die Intensität beinhaltet implizit die Stärke des Bebens. Ihre Verteilung spiegelt die Einflüsse der Herdmechanismen sowie der regionalen und lokalen Geologie wieder (STUDER & KOLLER, 1997). In Rumänien wird meist die Medvedev-Spoonheuer-Karnik (MSK) Skala verwendet, die in zwölf Intensitätsgrade unterteilt ist (siehe Tab. 2-1).

Tab. 2-1: MSK-Intensitätsskala (verändert nach BERCKHEMER, 1990)

Grad	Beschleunigung [g]	Charakterisierung
1	<0,001	nur von seismischen Meßinstrumenten registriert
2	0,001-0,002	nur vereinzelt von ruhenden Personen bemerkt
3	0,002-0,005	leichte Erschütterung
4	0,005-0,01	hängende Gegenstände schwingen
5	0,01-0,02	im Freien bemerkbar, erste Gegenstände fallen um
6	0,02-0,05	Möbel bewegen sich, Risse in schlechter Bausubstanz
7	0,05-0,1	schwere Schäden in schlechter Bausubstanz, Ziegel fallen
8	0,1-0,2	Teileinstürze von Gebäuden, Schäden an guter Bausubstanz
9	0,2-0,5	völlige Zerstörung schlechter Bausubstanz
10	0,5-1	schwere Schäden und Zerstörung an guter Bausubstanz
11	1-2	nahezu sämtliche Bauwerke stürzen ein
12	>2	das Landschaftsbild wird verändert

2.2 Quantifizierung von Erdbeben

Andere Skalen, wie die Mercalli-Cancani-Sieberg Skala (MCS) oder die Modifizierte Mercalli Intensität (MMI), weichen in der Skalierung geringfügig von der MSK ab.

2.2.2 Erdbebenmagnitude

Eine genauere Quantifizierung der Bebenstärke erfolgt durch standortgebundene Messungen der Erschütterungen mit Seismometern und Akzellerometern. Das zugrunde liegende Prinzip dieser Messungen ist eine federnd gelagerte ruhende Masse, deren Relativbewegung gegenüber dem bewegten Untergrund registriert wird (KRAMER, 1996).

Zeitverläufe oder Seismogramme sind eine zeitabhängige Darstellung der Bodenbewegungen. Mit Hilfe von Zeitverläufen können Magnituden von Erdbeben bestimmt werden.

Es handelt sich hierbei um physikalische Größen, zu deren Bestimmung verschiedene Charakteristika der Seismogramme, wie z.B. Amplituden einer bestimmten seismischen Welle oder die Dauer der Erschütterungen, benutzt werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wird die Momentmagnitude M_w verwendet. Diese stellt eine direkte Beziehung zur freigesetzten Energie eines Bebens her und hängt im wesentlichen vom seismischen Moment ab (FOWLER, 1990):

$$M_0 = G \cdot A \cdot u \quad \text{Gl. 2.3}$$

mit: M_0 seismisches Moment
 G Schubmodul des Gesteins an der Bruchfläche
 A Bruchfläche
 u Versatzbetrag.

Die Momentmagnitude M_w lässt sich nach HANKS & KANAMORI (1979) mit folgender Formel errechnen:

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 6,0 \quad \text{Gl. 2.4}$$

Der Vorteil der Momentmagnitude ist, dass sie im Gegensatz zu anderen Magnituden auch bei Starkbeben sensitiv gegenüber der Erdbebengröße bleibt und sich deshalb besonders gut zur Quantifizierung dieser Beben eignet.

2.3 Parameter der Bodenerschütterung

Nachfolgend werden die wichtigsten Größen erläutert, die zur Charakterisierung einer Erdbebenschütterung an einem Standort verwendet werden.

Aus Zeitverläufen können die maximalen Amplituden der auftretenden Beschleunigung, Geschwindigkeit oder Verschiebung abgelesen werden. Von besonderer Bedeutung hinsichtlich der Bauwerkschäden sind dabei die horizontalen Komponenten der Erschütterung. Durch diese wird eine dynamische Scherbelastung der Baustruktur induziert, die im allgemeinen ein deutlich höheres Schadenspotential birgt als Hebungen, die durch vertikale Bewegungen hervorgerufen werden.

Ein gebräuchlicher Parameter zur Quantifizierung der Bodenerschütterung ist die maximale horizontale Bodenbeschleunigung (PHA - peak horizontal acceleration), die meist in cm/s^2 bzw. Erdbeschleunigung g angegeben wird (KRAMER, 1996). Dass die PHA einen signifikanten Einfluss auf die seismischen Intensitäten hat, wird in Abb. 2-3 belegt.

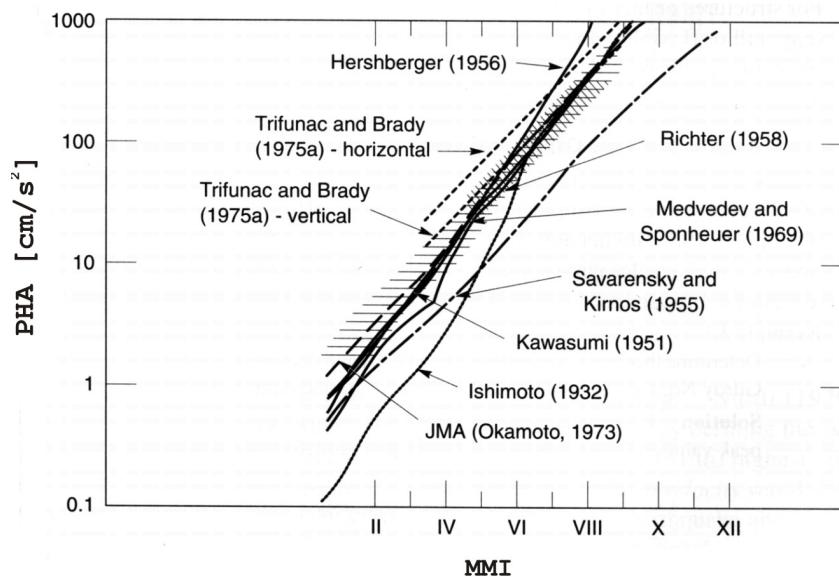


Abb. 2-3: Beziehung zwischen PHA und MMI (verändert nach TRIFUNAC & BRADY, 1975; aus KRAMER, 1996)

2.3 Parameter der Bodenerschütterung

Dieser Sachverhalt wird auch durch empirische Formeln ausgedrückt, z.B. nach MURPHY & O'BRIEN (1977):

$$\log a_h = 0,25 \text{ IMM} - 1,75 \quad \text{Gl. 2.5}$$

mit: a_h horizontale Beschleunigung in m/s^2
IMM Modifizierte Mercalli Intensität

Trotz der weit verbreiteten Anwendung ist eine Schadensabschätzung allein anhand der maximalen Beschleunigung problematisch, da für die Auswirkungen einer Erschütterung auf Bauwerke neben den Amplituden der Schwingungen auch der Frequenzgehalt entscheidend ist.

Die Überführung von der zeit- in eine frequenzabhängige Darstellung der Amplituden wird mittels einer Fourier-Transformation vollzogen (z.B. ALONSO & FINN, 1988). Die gemessene Erschütterung kann damit als eine Serie von einfachen harmonischen Schwingungen mit verschiedenen Amplituden, Frequenzen und Phasen dargestellt werden.

Ein Fourieramplituden-Spektrum einer Bodenerschütterung beschreibt, wie die Amplituden der Erschütterung über verschiedene Frequenzen bzw. Perioden verteilt sind (siehe Abb. 2-4; KRAMER, 1996). Daraus kann beispielsweise abgelesen werden, bei welchen Frequenzen einer Schwingung die meiste Energie frei wird.

Ein wichtiger charakteristischer Wert, der den Fourierspektren entnommen wird, ist die dominante Frequenz bzw. Periode, die der maximalen Fourieramplitude entspricht.

Neben der frequenzabhängigen Amplitude spielt die Dauer der Erschütterung eine entscheidende Rolle für die auftretenden Schäden. Selbst bei relativ kleinen Amplituden kann eine lang andauernde Erschütterung die Bausubstanz durch eine Vielzahl von Belastungszyklen entscheidend schädigen (STUDER & KOLLER, 1997).

Viele Erscheinungsformen nicht-linearen Bodenverhaltens (siehe Kap. 2.6) sind an die Anzahl von Belastungszyklen und damit an die Beibendauer gekoppelt.

2. Grundlagen und Faktoren der seismischen Gefährdung

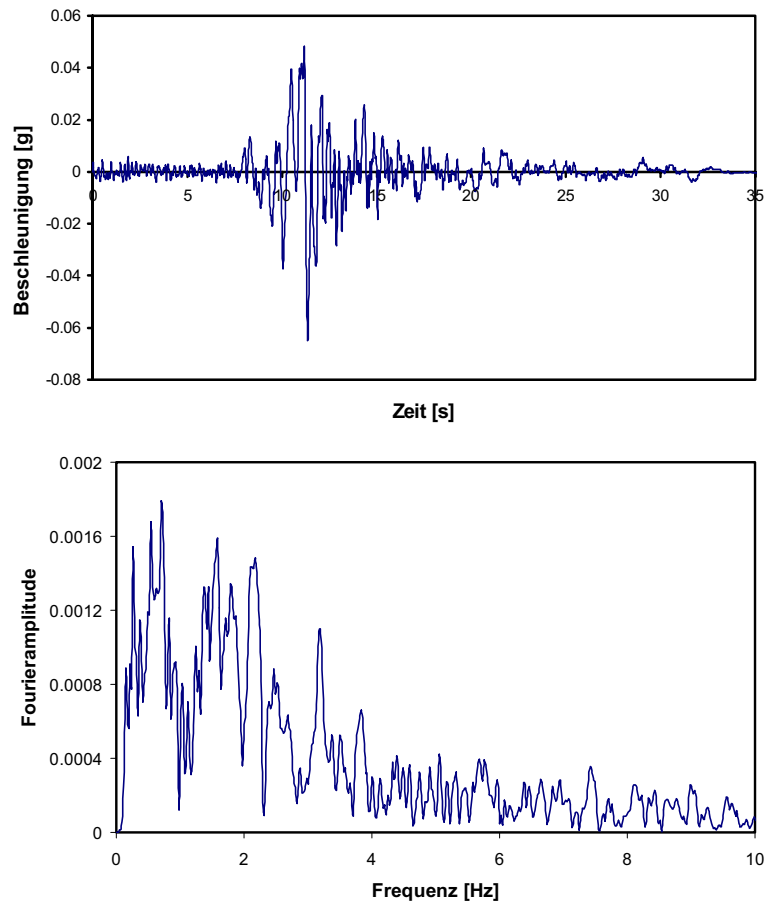


Abb. 2-4: Darstellung eines Zeitverlaufs (oben) und dem daraus abgeleiteten Fourieramplituden-Spektrum (unten). Aus dem Spektrum wird deutlich, dass im Frequenzbereich von 0-4 Hz die größten Beschleunigungen auftreten und damit die meiste Energie freigesetzt wird (Demobeispiel aus dem Bodenantwort-Analyse Programm ProShake[®]).

2.4 Standorteffekte

Die im Falle eines Erdbebens an einem spezifischen Punkt an der Erdoberfläche registrierten Erschütterungen hängen von einer Kette von Faktoren ab, die sich gegenseitig beeinflussen können:

1. Herdcharakteristika und Hypozentralentfernung.
2. Ausbreitungspfad - Reflektion und Refraktion der seismischen Wellen an geologischen Unstetigkeitsflächen, Dämpfung der Wellen in Abhängigkeit vom Ausbreitungsmedium und der Hypozentralentfernung.
3. Lokaler geologischer Untergrund - die oberflächennahe Geologie beeinflusst die spektralen Eigenschaften (Frequenzgehalt, Amplituden) und die Dauer der Erschütterung. Diese lokalen Einflüsse werden Standorteffekte genannt. Ihre Quantifizierung ist das Ziel der vorliegenden Arbeit.

Eine deterministische Modellierung von 1. und 2. ist aufgrund der komplexen Herd- und Ausbreitungsmechanismen problematisch. Man beschränkt sich deshalb oft auf empirisch ermittelte Abminderungsgesetze, um die Erschütterungen zu bestimmen.

Dass der lokale geologische Untergrund einen großen Einfluss auf die Stärke und die räumliche Verteilung von Erdbebenschäden haben kann, ist seit dem 19. Jahrhundert bekannt (FIELD, 2000).

Das zerstörerische Beben von Mexico City im Jahr 1985 belegte erneut die Bedeutung der Standorteffekte, worauf hin die Forschung auf diesem Gebiet intensiviert wurde.

Die aufgetretenen seismischen Intensitäten erreichten in der Metropole weitaus größere Werte als in unmittelbarer Umgebung des 400 km entfernten Epizentrums. Zudem zeigten sich starke Variationen hinsichtlich der seismischen Intensitäten innerhalb der Stadt, obwohl aufgrund der Epizentraldistanz Herd- und Ausbreitungsmechanismen keinen Einfluss auf derart kleinräumige Erschütterungsvariationen haben konnten (KRAMER, 1996).

Auf tonigen Seeablagerungen gegründete Bauwerke wurden in weitaus größerem Ausmaß geschädigt, als Gebäude auf anstehendem Basaltfels (siehe Abb. 2-5).

2. Grundlagen und Faktoren der seismischen Gefährdung

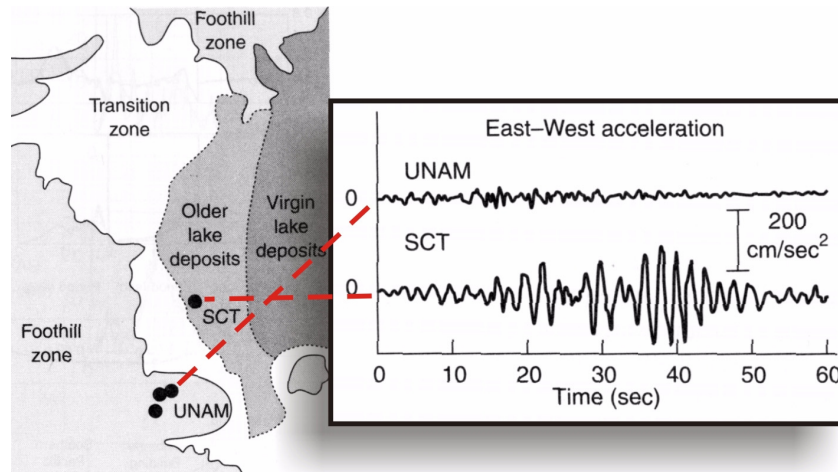


Abb. 2-5: Das Beben in Mexico City 1985: Standorte zweier Seismometer in verschiedenen geologischen Einheiten und Beschleunigungs-Zeitverläufe der beiden Stationen. Die Registrierung von SCT (Seetone) weist bedeutend höhere Beschleunigungen auf als UNAM (Basalt) (verändert nach KRAMER, 1996).

Die Beben von Loma Prieta (1989), Northridge (1994) und Kobe (1995) bestätigten erneut, dass die geometrischen und geotechnischen Parameter der oberflächennahen Einheiten einen entscheidenden Einfluss auf die spektralen Eigenschaften der Bodenerschütterung haben (BIELACK et al., 2000).

Bei einem Erdbeben werden oberflächennahe Lockergesteine durch die Felsunterlage in Schwingung versetzt und reagieren dann als Filter, der das eingehende seismische Signal durch Verstärkung, Dämpfung und Phasenverschiebung modifizieren kann.

Falls die Spektren der Erregung größere Amplituden im Bereich der Eigenfrequenzen des jeweiligen Standortes aufweisen, können die Erschütterungen durch Resonanzeffekte in bedeutendem Maß verstärkt werden (SCHWARZ & SCHMIDT, 2001).

So wurde in Extremfällen eine Verstärkung der Schwingungsamplitude gegenüber felsigen Standorten um den Faktor 10 bis 30 beobachtet (BARD, 1999b; FÄH et al., 2000).

2.4 Standorteffekte

Ein weiterer Standortfaktor, den die Lockergesteinsbedeckung beeinflusst, ist die Dauer der Erschütterung. Aufgrund von multiplen Reflexionen und Refraktionen der Wellen an den Diskontinuitäten wirken geschichtete Lockersedimente als Energiefallen und verlängern im allgemeinen die Erschütterungsdauer.

Die Anregung oberflächennaher geologischer Einheiten durch ein Erdbeben entspricht einer dynamischen zyklischen Belastung eines nicht-linearen, äußerst komplexen Systems. In der Praxis ist es daher nicht möglich, alle nötigen Materialparameter und Randbedingungen zu bestimmen. Es müssen aus diesem Grund eine ganze Reihe von Vereinfachungen eingeführt werden, um die Erschütterungen überhaupt numerisch erfassen zu können.

Für einzelne Standorte können die Erschütterungen mit Hilfe von zwei- oder dreidimensionalen dynamischen FE-Modellierungen berechnet werden (KRAMER, 1996). Allerdings ist hier der rechnerische Aufwand bereits erheblich, so dass für größere Untersuchungsgebiete bislang nur eindimensionale Methoden eingesetzt werden.

Die spektrale Modifikation eines seismischen Signals durch Lockergesteine wird durch die Bodenantwort-Analyse (siehe Kap. 2.4.1) quantifiziert.

2.4.1 Eindimensionale lineare Analyse der Bodenantwort

Bei einem Erdbeben werden Körperwellen vom Herd aus in alle Raumrichtungen ausgestrahlt. Treffen diese Wellen auf geologische Diskontinuitäten, werden sie reflektiert und refraktiert. Aus dem Snellius'schen Brechungsgesetz folgt, dass Wellen, wenn sie von einem Material mit höherer Wellengeschwindigkeit in ein Material mit niedriger Wellengeschwindigkeit eindringen, in Richtung des Lotes der Grenzfläche gebrochen werden (z.B. ALONSO & FINN, 1988; siehe Abb. 2-6).

Da zur Oberfläche hin der Überlagerungsdruck und damit die Kompression und Zementation der geologischen Einheiten abnimmt, verringern sich im allgemeinen auch die Scherwellengeschwindigkeiten. Die Wellenausbreitungspfade werden sukzessive in Richtung der Vertikalen gelenkt (siehe Abb. 2-7).

2. Grundlagen und Faktoren der seismischen Gefährdung

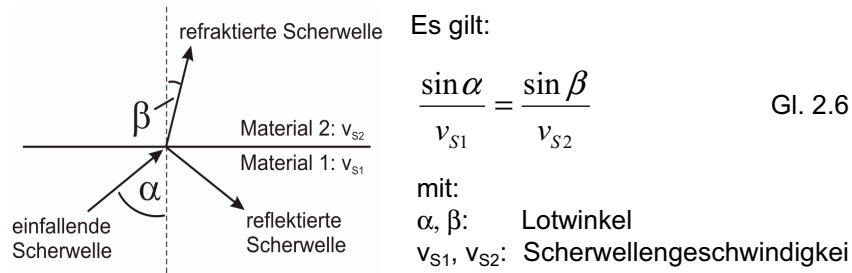


Abb. 2-6: Reflexion und Refraktion der Ausbreitungspfade von Scherwellen beim Übergang zwischen Materialien unterschiedlicher Scherwellengeschwindigkeit (nach KRAMER, 1996).

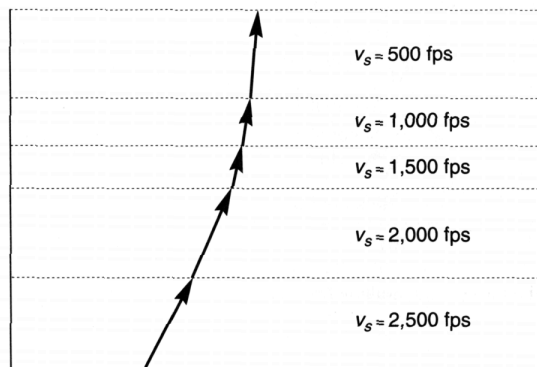


Abb. 2-7: Refraktion einer Scherwelle beim Durchlaufen eines geschichteten Raums mit sukzessiv abnehmender Scherwellengeschwindigkeit. Reflektierte Wellen sind nicht dargestellt (fps - Fuß pro Sekunde $\approx 0,3$ m/s; aus KRAMER, 1996).

Der eindimensionale Ansatz der Bodenantwort-Analyse geht davon aus, dass die Erschütterungen an einem Standort mit einem (idealen) unendlich ausgedehnten, isotropen und horizontal geschichteten elastischen Halbraum in erster Linie durch vertikal aufsteigende, horizontal polarisierte Scherwellen verursacht werden.

Ein Boden-Antwortspektrum beschreibt die frequenzabhängige maximale Antwort (Beschleunigung, Geschwindigkeit oder Verschiebung)

2.4 Standorteffekte

des Bodens auf eine definierte Schwingungsanregung an der Basis als Funktion der Eigenfrequenz (KRAMER, 1996).

Die Grundlagen der Bodenantwort-Analyse lassen sich anschaulich an einem stark vereinfachten Zweischicht-Fall erläutern. Dabei wird unter Vernachlässigung der Dämpfung davon ausgegangen, dass eine rigide Felsunterlage von isotropen, linear-elastischen Lockergesteinen überdeckt ist.

Die Beziehung zwischen den Fourierspektren einer Bodenerschütterung an der Basis und an der Oberfläche der Lockergesteine kann durch eine Transferfunktion beschrieben werden (nach EduPro Civil Systems, 1999):

$$A(\omega) = F(\omega) * B(\omega) \quad \text{Gl. 2.7}$$

mit: $A(\omega)$ Fourierserie der Oberflächenschwingung
 $F(\omega)$ Transferfunktion
 $B(\omega)$ Fourierserie der Schwingung an der Basis

Die Transferfunktion $F(\omega)$ gibt Aufschluss darüber, in welchem Maß diskrete Frequenzen der Fourierspektren durch die Lockergesteine verstärkt werden.

Mit Herleitung aus der eindimensionalen Wellengleichungen und der Bedingung, dass an der freien Oberfläche die Scherspannung $\tau = 0$ sein muss, erhält die Transferfunktion folgende Form (KRAMER, 1996):

$$F(\omega) = \frac{1}{\cos\left(\frac{\omega H}{v_s}\right)} \quad \text{Gl. 2.8}$$

mit: $F(\omega)$ Transferfunktion
 ω Kreisfrequenz
 H Schichtmächtigkeit des Lockergesteins
 v_s Scherwellengeschwindigkeit

Da der Nenner nie größer als eins werden kann, ist die Bewegung an der Oberfläche immer mindestens so stark, teilweise sehr viel stärker als die an der Basis. Die Bodenantwort hängt von der Frequenz der Eingangerschütterung sowie der Schichtmächtigkeit H und der Scherwellengeschwindigkeit v_s der Lockergesteine ab (siehe Abb. 2-8).

2. Grundlagen und Faktoren der seismischen Gefährdung

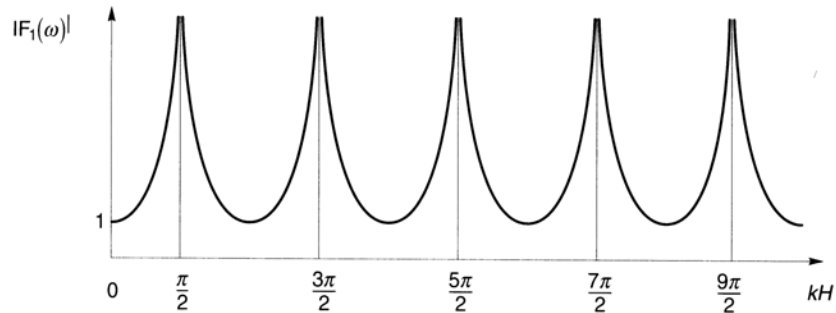


Abb. 2-8: Graph mit dem Kurvenverlauf des Betrags der Transferfunktion für eine ungedämpfte, linear-elastische Lockergesteinschicht. Wenn $\omega H/v_s$ (siehe Gl. 2.8) den Wert $\pi/2 + n\pi$ erreicht, geht der Nenner gegen Null und die Verstärkung damit gegen unendlich. In diesem Fall tritt Resonanz ein. $|F(\omega)|$ ist das Verhältnis zwischen den Amplituden an der Oberfläche und denen an der Basis der Lockergesteinsbedeckung (kH - Kilohertz; aus KRAMER, 1996).

Eine Annäherung an das realistische Verhalten natürlicher Böden wird unter Berücksichtigung der Materialdämpfung β vollzogen. Diese repräsentiert den Energieabfluss einer Bodenschwingung durch Reibungsprozesse und plastische Verformungen.

Ab dem Wert der kritischen Dämpfung β_k wird der Schwingungsverlauf aperiodisch, d.h. das System kehrt ohne Schwingung in die Nulllage zurück (STUDER & KOLLER, 1997).

Aus dem Betrag der Transferfunktion $|F(\omega)|$ ergibt sich die Verstärkungsfunktion, die folgende Form annimmt:

$$|F(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(\omega H / v_s) + (\xi(\omega H / v_s))^2}} \quad \text{Gl. 2.9}$$

mit: ω : Kreisfrequenz
 H : Schichtmächtigkeit
 v_s : Scherwellengeschwindigkeit
 ξ : Dämpfungsverhältnis

Das Dämpfungsverhältnis ξ ist definiert als das Verhältnis von β zu β_k . ξ hängt von den geotechnischen Untergrundeigenschaften ab. Mit einer

2.4 Standorteffekte

Zunahme von geologischem Alter, Plastizitätsindex und Porenziffer ist eine Abnahme von ξ verbunden (KRAMER, 1996).

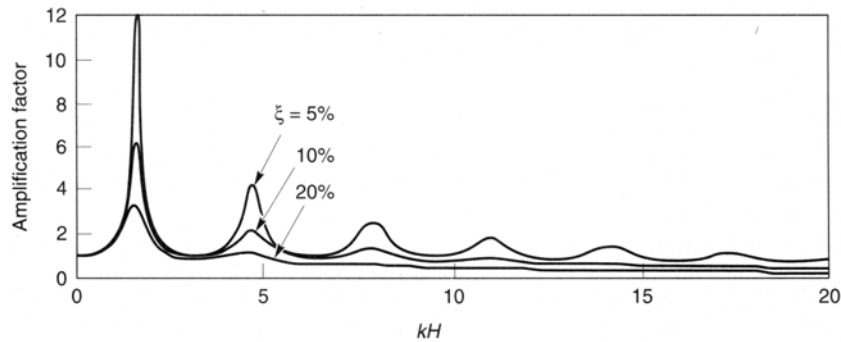


Abb. 2-9: Graph mit dem Kurvenverlauf der Verstärkungsfunktion für eine gedämpfte, linear-elastische Lockergesteinsschicht. Die physikalisch unmögliche unendliche Verstärkung aus Abb. 2-8 wird limitiert, wenn das Dämpfungsverhältnis $\xi > 0$ wird (kH - Kilohertz, ξ - Dämpfungsverhältnis; aus KRAMER, 1996).

Die Eigenperiode T_0 , bei der die größten Amplituden zu erwarten sind, kann für den vereinfachten Zweischicht-Fall mit folgender Formel abgeschätzt werden (KRAMER, 1996):

$$T_0 = 4H/v_S \quad \text{Gl. 2.10}$$

mit: H : Schichtmächtigkeit der Lockergesteine
 v_S : Scherwellengeschwindigkeit der Lockergesteine

Die Amplituden, die bei diesen Eigenperioden auftreten, hängen im wesentlichen vom Impedanzkontrast zwischen der Felsunterlage und dem Lockergestein sowie der Dämpfung des Lockergesteins ab. Die spezifische Impedanz eines Materials ist das Produkt aus der Dichte ρ und der Scherwellengeschwindigkeit v_S .

Das Impedanzverhältnis zwischen der Felsunterlage und dem Lockergestein beträgt nach MENEROUD (1999):

2. Grundlagen und Faktoren der seismischen Gefährdung

$$q = \frac{\rho_0 \cdot v_{s0}}{\rho_1 \cdot v_{s1}} \quad \text{Gl. 2.11}$$

mit: q Impedanzverhältnis
 ρ Dichte
 v_s Scherwellengeschwindigkeit
 Subscript 0 Lockergestein
 Subscript 1 Felsunterlage

Die Verstärkung bei T₀ beträgt (MENEROUD, 1999):

$$A_0 = \frac{1}{q + \frac{\pi}{2} \beta} \quad \text{Gl. 2.12}$$

mit: A₀ Verstärkung
 q Impedanzverhältnis
 β Materialdämpfung des Lockergesteins

Aus Gleichung 2.12 ist ersichtlich, dass mit einer Verringerung von q und β eine Zunahme der Verstärkung einhergeht.

Realistischer als der oben geschilderte Einschichtfall ist das Modell eines geschichteten Bodens mit unterschiedlichen Dämpfungseigenschaften und Schubmodulen der einzelnen Lagen. Da es hier zu multiplen Reflektionen der elastischen Wellen kommt, wird die Gleichung der Transferfunktion bedeutend komplizierter.

In diesem Fall ist die Nutzung einer entsprechenden Software zur numerischen Analyse der Bodenantwort erforderlich, wie z.B. das Programm SHAKE (SCHNABEL et al., 1972).

2.4 Standorteffekte

2.4.2 Bedeutung und Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeit

Die Scherwellengeschwindigkeit ist, wie im letzten Kapitel dargestellt, ein wichtiger Parameter für die Analyse der Bodenantwort. Sie ist ein zentrales Bindeglied für die Verknüpfung geologischer, bodendynamischer und seismologischer Untergrundeigenschaften.

Der Einfluss der Scherwellengeschwindigkeit auf die Standorteffekte lässt sich anhand des Postulats der Energieerhaltung elastischer Wellen erklären. Demnach muss der Energiefluss $\rho \cdot v_S \cdot \dot{u}^2$ (ρ - Dichte, v_S - Scherwellengeschwindigkeit, \dot{u} - Partikelgeschwindigkeit) konstant bleiben, wenn eine Scherwelle den Untergrund durchläuft (AKI & RICHARDS, 1980). Da sich die Dichte meist nur geringfügig ändert und die Scherwellengeschwindigkeiten zur Oberfläche hin im allgemeinen kleiner werden, muss demzufolge die Partikelgeschwindigkeit und damit die Schäden größer werden, wenn eine Scherwelle zur Erdoberfläche läuft.

Diese Zusammenhänge werden durch mehrere Untersuchungen bestätigt, die eine Korrelation zwischen der Verstärkung der Bodenbewegung und der Scherwellengeschwindigkeit oberflächennaher Einheiten belegen (BORCHERDT et al., 1991; BORCHERDT, 1994; FINN, 1994; WILLS et al., 2000). Nach BORCHERDT et al. (1991) besteht eine starke Korrelation zwischen der mittleren horizontalen spektralen Verstärkung (ASHA - average horizontal spectral amplification) und der mittleren Scherwellengeschwindigkeit der obersten 30 m v_{S-30} :

$$\text{ASHA} = 700/v_{S-30} \quad (\text{bei Schwachbeben}) \quad \text{Gl. 2.13}$$

$$\text{ASHA} = 600/v_{S-30} \quad (\text{bei Starkbeben}) \quad \text{Gl. 2.14}$$

Die v_{S-30} dient auch der Bodenklassifizierung nach der NEHRP-Vorschrift (National Earthquake Hazard Reduction Protocol) für erdbebensicheres Bauen (BSSC, 1997). Auf Grundlage der klassifizierten Böden können spektrale Verstärkungsfaktoren der oberflächennahen Schichten aus entsprechenden Tabellen entnommen werden (FIELD, 2000). Die NEHRP-Klassifikationskriterien sind in Tab. 2-2 wiedergegeben.

2. Grundlagen und Faktoren der seismischen Gefährdung

Tab. 2-2: NEHRP-Bodenklassifikation (nach BSSC, 1997)

Klasse	v_{s-30}	Beschreibung
A	>1500	rigider Fels
B	760-1500	Fels
C	360-760	sehr dichter Boden und weicher Fels
D	180-360	steifer Boden
E	<180	weicher Boden
F	spezieller Boden, erfordert standortabhängige Bewertung	

Die Bestimmung von Scherwellengeschwindigkeiten kann durch Laborversuche oder in-situ-Messungen durchgeführt werden. Als Beispiel für eine in-situ-Maßnahme sei hier das Verfahren des Downhole-Tests beschrieben:

Ein an der Geländeoberfläche erzeugtes seismisches Signal wird in einem Bohrloch registriert und die Laufzeiten gemessen. Durch Veränderung der vertikalen Position des Empfängers bzw. mit Hilfe einer Geophonkette können die unterschiedlichen Laufzeiten gemessen und in einem Diagramm gegen die Tiefe aufgetragen werden (KRAMER, 1996). Die Neigung der Laufzeitkurve in den jeweiligen Tiefenintervallen repräsentiert die Wellenausbreitungsgeschwindigkeit (siehe Abb. 2-10).

2.4 Standorteffekte

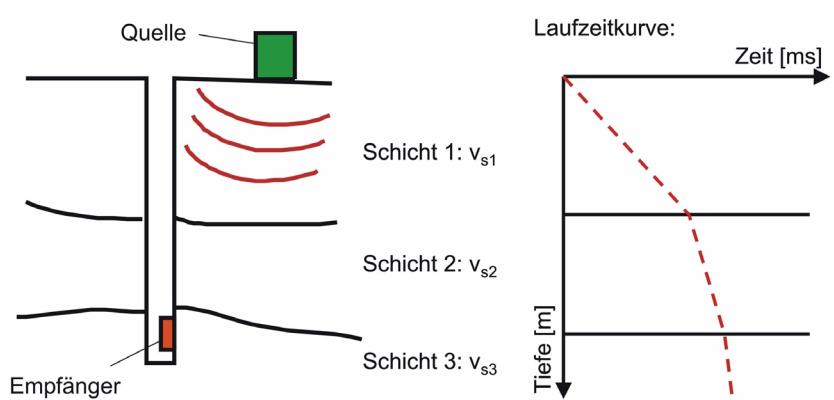


Abb. 2-10: Schematische Darstellung der Geräteanordnung (links) und der Auswertung eines seismischen Downhole-Tests (rechts; nach STUDER & KOLLER, 1997).

2.5 Boden-Bauwerk Wechselwirkungen

Die Auswirkung einer lokalen Bodenerschütterung auf ein Bauwerk hängt von einer Vielzahl von Faktoren ab. Da sich das komplexe Verhalten reeller Bauwerke meist nur unter relativ großem Aufwand simulieren lässt (z.B. mit Hilfe von FE-Modellierungen), hat sich in der Praxis der Gebrauch von Antwortspektren durchgesetzt.

Das Schwingungsverhalten reeller Gebäude wird dabei durch hypothetische idealisierte Einmassenschwinger mit unterschiedlichen Eigenfrequenzen simuliert. Die Antwortspektren beschreiben die maximalen Beschleunigungen, Geschwindigkeiten oder Verschiebungen gedämpfter Einmassenschwinger (siehe Abb. 2-11) durch eine Erdbebenerschütterung in Abhängigkeit von deren Eigenfrequenz.

Die numerischen Modellierungen geben Aufschluss über alle Beschleunigungen, denen das Gebäude am jeweiligen Standort ausgesetzt sein könnte und denen es standhalten muss, um einem angenommenen Erdbeben widerstehen zu können (LIEMERSDORF et al., 1997).

Antwortspektren werden aus Beschleunigungs-Zeitverläufen von registrierten Beben abgeleitet (STUDER & KOLLER, 1997).

Im Fall einer Erdbebenerschütterung unterliegen die Schwingungen des Untergrundes wie auch die der betroffenen Bauwerke einer Dämpfung. Dabei verringern sich die Amplituden in Abhängigkeit von der Schwingungsdauer, da ein Teil der Energie in Reibungswärme und plastische Verformungen umgewandelt wird. Die Dämpfungseigenschaften unterschiedlicher Gebäudetypen werden durch verschiedene Dämpfungswerte simuliert. Bei Betonkonstruktionen z.B. geht man üblicherweise von 5% Dämpfung aus.

Abb. 2-11 zeigt ein einfaches Modell zur Illustration des Sachverhalts. Das System besteht aus einer Masse m , die über einen fest eingespannten Stab und einem Dämpfungselement mit einem masselosen, L-förmigen Fundament verbunden ist. Durch die Schwingung des Untergrundes wird das System angeregt. In Abhängigkeit von der Federkonstanten k des Stabes und der Masse m beträgt die Eigenfrequenz ω_0 bzw. die Eigenperiode T_0 der Schwingung:

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{k}{m}}; \rightarrow T_0 = \frac{2\pi}{\omega_0} \quad \text{Gl. 2.15}$$

2.5 Boden-Bauwerk Wechselwirkungen

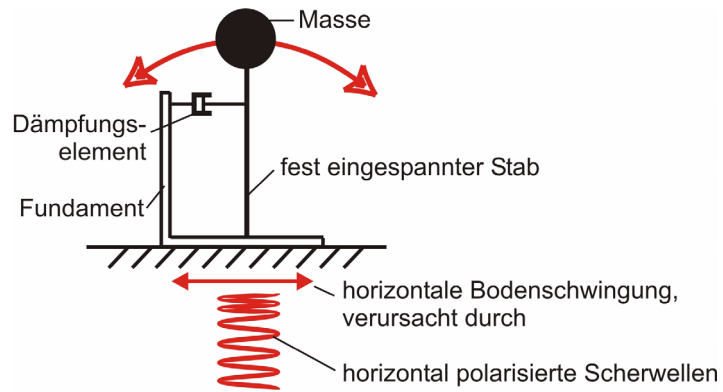


Abb. 2-11: Einfaches Modell eines gedämpften Einmassenschwingers mit einem Freiheitsgrad (= Bewegungsrichtung). Durch die horizontalen Schwingungen des Untergrundes wird die Masse zur Schwingung angeregt (nach KRAMER, 1996).

Realistischere Modelle berücksichtigen komplexe kinematische Boden-Bauwerk-Interaktionen. So muss beispielsweise auf weichen Böden damit gerechnet werden, dass Bauwerke eine Kippbewegung durchführen, die wiederum den Boden deformieren und damit eine zusätzliche Dämpfung und weitere Resonanzen verursachen.

Die Eigenperiode T_0 von Bauwerken lässt sich nach KRAMER (1996) mit folgender Faustregel abschätzen:

$$T_0 \approx \text{Anzahl der Stockwerke}/10 \qquad \text{Gl. 2.16}$$

Falls nun dominante Perioden einer Erdbebenerschütterung im Bereich der Eigenperioden von Bauwerken liegen, kommt es zu Resonanzeffekten und damit zu einer starken Beanspruchung der Bausubstanz (siehe Abb. 2-12).

2. Grundlagen und Faktoren der seismischen Gefährdung

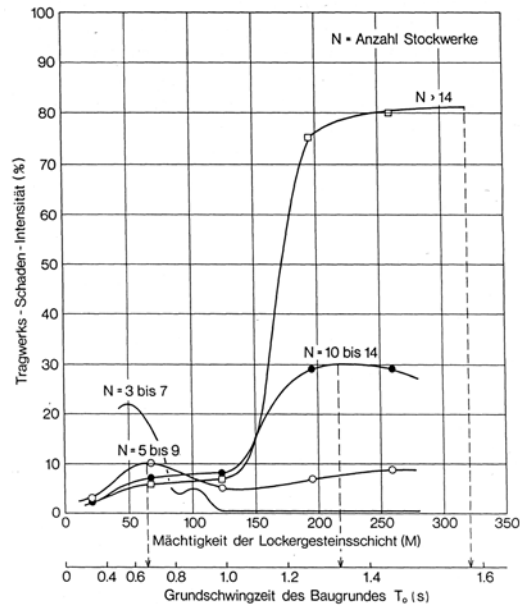


Abb. 2-12: Beziehung zwischen Stockwerksanzahl, Schadensintensität, Mächtigkeit der Lockergesteinsschicht und Eigenperiode T_0 des Untergrunds (aus STUDER & KOLLER, 1997).

2.6 Nicht-lineares Bodenverhalten

Bislang wurde davon ausgegangen, dass sich der Untergrund linear-elastisch verhält, d.h. dass keine plastische Verformungen auftreten und zudem das Hooke'sche Gesetz gilt:

$$G = \tau/\gamma \quad \text{Gl. 2.17}$$

mit: G Schubmodul
 τ Schubspannung
 γ Schubdehnung

Dies bedeutet, dass bei einem Scherversuch das Verhältnis zwischen der aufgebrachtten Schubspannung und der gemessenen Schubdehnung konstant sein muss (siehe Abb. 2-13).

Reelle Böden weisen jedoch auch plastisch-viskose Eigenschaften mit folgenden Auswirkungen auf (STUDER & KOLLER, 1997):

- Der Schubmodul ändert sich in Abhängigkeit von der Schubspannung
- Nach einem Scherzyklus bleibt ein plastischer Verformungsanteil
- Bei einer zyklischen Belastung zeigen sich im Spannungs-Dehnungs-Diagramm Hysterese-Schleifen (siehe Abb. 2-13).

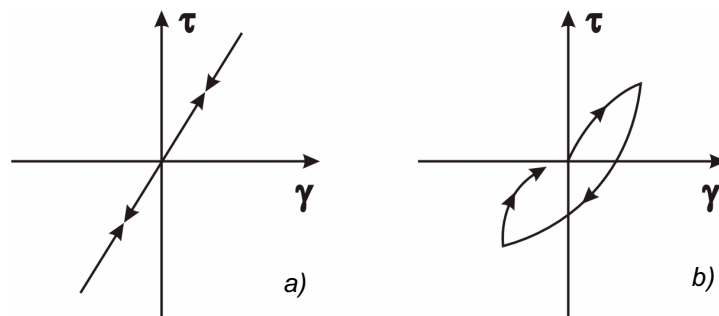


Abb. 2-13: Spannungs-Dehnungs-Diagramme für linear-elastisches (a) und nicht-linear plastisches Bodenverhalten (b) bei zyklischer Belastung (nach KRAMER, 1996).

2. Grundlagen und Faktoren der seismischen Gefährdung

Die Auswirkungen der Nicht-Linearität hinsichtlich des Erdbebeningenieurwesens manifestieren sich zum einen durch Auswirkungen auf die spektralen Eigenschaften der Erschütterung. Zum anderen kann die Baugrundstabilität unter gewissen Umständen durch die dynamische Beanspruchung beeinflusst werden.

Bei geringeren Beschleunigungen ($< 0,4$ g) sind die Beschleunigungsamplituden auf Lockergesteins-Standorten eher größer als auf Fels. Bei höheren Beschleunigungen führt nicht-lineares Verhalten und die geringe Steifigkeit der Lockergesteine dagegen tendenziell zu einer Dämpfung der Amplituden (siehe Abb. 2-14).

Der Grenzwert für diese gegensätzlichen Effekte liegt nach FINN (1991), IDRIS (1991) und CHANG & BRAY (1997) für Standorte auf mächtigen Lockergesteinen bei Beschleunigungen zwischen 0,4–0,6 g.

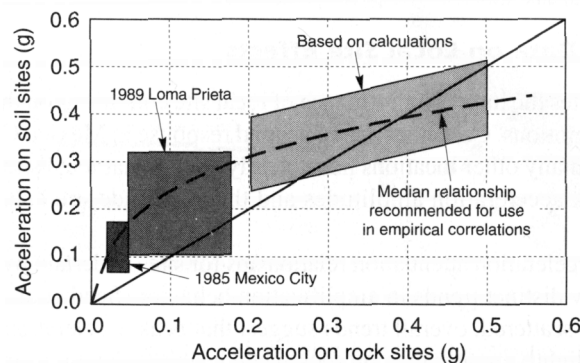


Abb. 2-14: Verhältnis zwischen den Beschleunigungen auf Fels und Lockergesteinen (aus KRAMER, 1996).

Eine besondere Erscheinung des nicht-linearen Bodenverhaltens ist die Isotropisierung (Verflüssigung) des Bodens:

Erdbeben verursachen eine zyklische dynamische Last, die zu einer Verdichtung des Bodens führt. Bei wassergesättigten Mittel- bis Feinsanden (siehe Abb. 2-15) führt die Verdichtung des Korngerüsts zu einem raschen Anstieg des Porenwasserdrucks u , da die beschränkte Durchlässigkeit eine rasche Drainage verhindert. Wenn u die Größe der totalen Spannungen σ des Korngerüsts erreicht, werden die effektiven Spannungen $\sigma' = 0$:

2.6 Nicht-lineares Bodenverhalten

$$\sigma' = \sigma - u \quad \text{Gl. 2.18}$$

Damit wird auch die Scherspannung $\tau = 0$ und der Boden verliert seine Stabilität (FECKER & REIK, 1987):

$$\tau = \sigma' \cdot \tan\varphi \quad \text{Gl. 2.19}$$

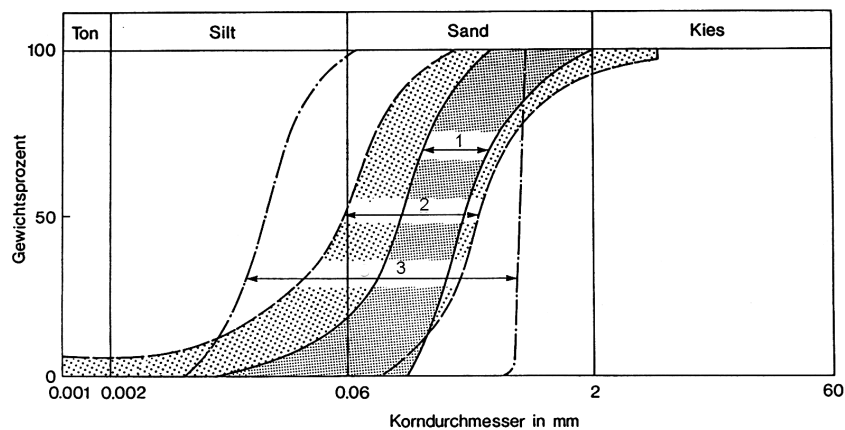


Abb. 2-15: Kornsummenkurven verschiedener Böden, bei denen Isotropisierungen beobachtet werden konnten (1 - Sand aus Niigata (Japan), 2 - Umhüllende verschiedener Sande aus Japan, 3 - Umhüllende basierend auf Laborversuchen; aus STUDER & KOLLER, 1997).

Das mobilisierte Grundwasser kann in diesem Fall durch Risse an der Geländeoberfläche ausgepresst werden und lagert die dabei mitgerissene Sande in Form von sogenannten Sandvulkanen ab (siehe Abb. 2-16).

Eine erhöhte Anfälligkeit für dieses Phänomen zeigen junge, unverfestigte Sedimente, z.B. holozäne Flussablagerungen, Lösssedimente und besonders anthropogene Aufschüttungen (FINN, 1994).

Nach OSINOV & LOUKACHEV (2000) treten Boden isotropisierungen in diskreten Lagen auf, deren Tiefenlage sich in Abhängigkeit von der Erschütterungsdauer ändert. Die dadurch bedingte mechanische Entkopplung einzelner Bodenschichten kann die Amplituden und den Frequenzgehalt einer Erdbebenerschütterung beeinflussen.

2. Grundlagen und Faktoren der seismischen Gefährdung

Im Zuge der verzögerten lateralen Drainage des Porenwassers und der damit verbundenen Verdichtung des Korngerüsts können noch mehrere Tage nach dem Beben Setzungen eintreten.

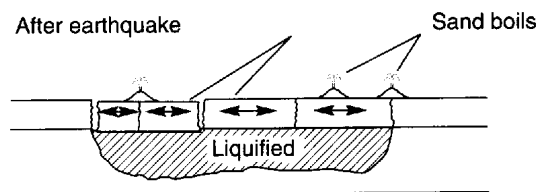


Abb. 2-16: Schematische Darstellung der Entstehung von Sandvulkanen auf verflüssigten Böden (aus KRAMER, 1996).

2.7 Seismische Mikrozonierung - Stand der Forschung

Bislang gibt es keine verbindlichen Richtlinien für die Durchführung einer Mikrozonierung. Die Gestaltung der Arbeit richtet sich nach den verfügbaren Daten sowie den finanziellen, personellen und instrumentellen Möglichkeiten.

Die Mikrozonierung als Instrument der erdbebengerechten Raumplanung ist bislang erst an wenigen Orten in der Praxis realisiert (STUDER & KOLLER, 1997). Wissenschaftliche Studien werden hingegen weltweit betrieben:

In Europa sind beispielsweise die Projekte an der ETH Zürich (FÄH et al., 1997), am Politecnico bzw. CNR in Mailand (PESSINA, 1999; FACCIOLI et al., 1999) und am LGIT in Grenoble (BARD, 1999a+b) zu nennen.

Weitere Forschungsschwerpunkte finden sich im stark erdbebengefährdeten US-Bundesstaat Kalifornien (z.B. WILLS et al., 2000). Zahlreiche Projekte zur Analyse der Erdbebengefährdung werden in den USA vom staatlichen geologischen Dienst USGS ausgeführt und via Internet zur Verfügung gestellt (z.B. www5).

Nachfolgend werden beispielhaft einige Ansätze zur Durchführung einer Mikrozonierung mit unterschiedlichen theoretischen Ansätzen und instrumentellen, personellen sowie finanziellen Möglichkeiten aufgezeigt:

- Experimentelle Methoden der Mikrozonierung nutzen Ambient Noise-Messungen zur Bestimmung der Standorteffekte nach der H/V-Methode (siehe Kap. 4.3.2). Ein Raster von Messpunkten liefert flächenhafte Werte der dominanten Frequenzen, die in Iso-Frequenzkarten aufgetragen werden können (MENEROUD, 1999).
- FÄH et al. (1997) beziehen für die Mikrozonierung von Basel zusätzlich geologische und geotechnische Untergrundinformationen mit ein, indem zunächst mit Hilfe von vorhandenen Bohrungen ein genaues Modell des geologischen Untergrunds erarbeitet wird. Die Scherwellengeschwindigkeit wird durch Anwendung empirischer Formeln aus den Resultaten von Standard-Penetration-Tests abgeleitet. Zusätzlich werden Scherwellengeschwindigkeiten durch Ambient Noise-Messungen an Standorten mit bekannter Geologie

2. Grundlagen und Faktoren der seismischen Gefährdung

durchgeführt, um so eine Kalibrierung der geologischen und seismischen Parameter zu erzielen. Das Resultat ist eine Karte mit zu erwartenden Verstärkungen relativ zu einem regionalen Mittelwert.

- WILLS et al. (2000) erstellten eine Karte mit Standorteffekten für den Staat Kalifornien auf der Basis der mittleren Scherwellengeschwindigkeit der obersten 30 m des Untergrundes. Geologische Einheiten wurden nach ähnlichen Scherwellengeschwindigkeiten in Fest- und Lockergesteine sowie Alluvium eingeteilt. Die Scherwellengeschwindigkeit wurde in über 1.000 über den Staat verteilten Bohrungen bestimmt.
- Eine Simulation von Standorteffekten im Kölner Becken wird gegenwärtig von mehreren Bearbeitern der Universitäten München, Potsdam und Köln durchgeführt (HINZEN et al., 2001). Zugrunde liegt ein vereinfachtes Modell der Sedimentstruktur der Niederrheinischen Bucht. Der Sedimentbedeckung und dem darunter liegenden Halbraum werden charakteristische Longitudinal- und Scherwellengeschwindigkeiten zugeordnet. Die Ausbreitung elastischer Wellen in der Niederrheinischen Bucht wird mit Hilfe einer Finiten-Differenzen Modellierung untersucht. Es erfolgt eine räumliche Quantifizierung der Partikelgeschwindigkeit im Arbeitsgebiet und daraus abgeleitet eine Gefährdungskarte mit prognostizierten seismischen Intensitäten.
- PAROLAI et al. (2001) vom Geoforschungszentrum Potsdam führen eine Bestimmung von Eigenfrequenzen der Sedimentbedeckung im Raum Köln durch. Auf der Grundlage von Noise-Messungen an über 300 Punkten wird mit dem H/V-Verfahren die Resonanzfrequenz an den jeweiligen Standorten bestimmt. Mit Hilfe einer empirischen Beziehung können die Resonanzfrequenzen mit der Sedimentmächtigkeit in Beziehung gesetzt und damit räumlich dargestellt werden.

All den oben genannten Arbeiten ist gemeinsam, dass der geologische Untergrund nur in Form einer mehr oder weniger groben schematischen Einteilung berücksichtigt wird. Angesichts des überregionalen Maßstabs dieser Arbeiten ist diese Vorgehensweise sicherlich sinnvoll. Für den Bedarf einer Mikrozonierung im lokalen Maßstab einer städtischen Agglomeration müssen hingegen diskrete oberflächennahe geologische Einheiten mit charakteristischen bodendynamischen Eigenschaften berücksichtigt werden.

2.7 Seismische Mikrozonierung - Stand der Forschung

3. GEOGRAFISCHER UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

3.1 Lage und Geografie des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet für die Mikrozonierung befindet sich im Zentrum der rumänischen Hauptstadt Bukarest (siehe Abb. 3-1).

Bukarest ist neben dem Regierungssitz das Verwaltungs- und Wirtschaftszentrum Rumäniens. Der Großraum ist gleichzeitig der wichtigste Industriestandort des Landes. In der Hauptstadt leben gegenwärtig 2,4 Mio. Einwohner.

Das nahezu quadratische Arbeitsgebiet für die Mikrozonierung liegt in der dicht bebauten Innenstadt und umfasst eine Fläche von 46,2 km² (siehe Abb. 3-1 und Abb. 3-2). Es beinhaltet das historische Stadtzentrum zwischen den beiden Flüssen Colentina im Norden und Dimbovita im Süden. Die UTM-Koordinaten lauten:

linke untere Ecke R: 425035, H: 4917730

rechte obere Ecke R: 434880, H: 4924330

Dieser Bereich ist, abgesehen von einigen Grünflächen, komplett bebaut. Über Details der Flächennutzung informiert Abb. 3-2.

Bukarest liegt in der Rumänischen Tiefebene, die sich zwischen dem Vorgebirge der Karpaten in Norden und der Donau im Süden erstreckt. Die topografische Höhe der Stadt liegt zwischen 65-95 m über dem Meer. In das flache, leicht nach Südosten geneigte Gelände des Stadtgebietes sind zwei nahezu parallele, Nordwest-Südost orientierte Flusstäler eingeschnitten.

Die Höhendifferenzen zwischen den Niederungen der Flussauen und den Terrassen betragen im Schnitt 10-15 m. Am südlichen Ufer der Dimbovita sind die Terrassenflanken am steilsten, aber dennoch problemlos für den Verkehr zugänglich.

Die Flussauen erstrecken sich entlang der beiden Flussläufe und bedecken ca. 10% der Stadtfläche. Die Dimbovita-Flussaue weist eine maximale Breite von 1,0 -1,5 km auf und ist damit deutlich breiter als die der Colentina (Abb. 3-1). Im Bereich der Dimbovita-Flussauen sind einige hügelartige Erosionsrelikte geringer Ausdehnung erhalten.

3.1 Lage und Geografie des Arbeitsgebietes

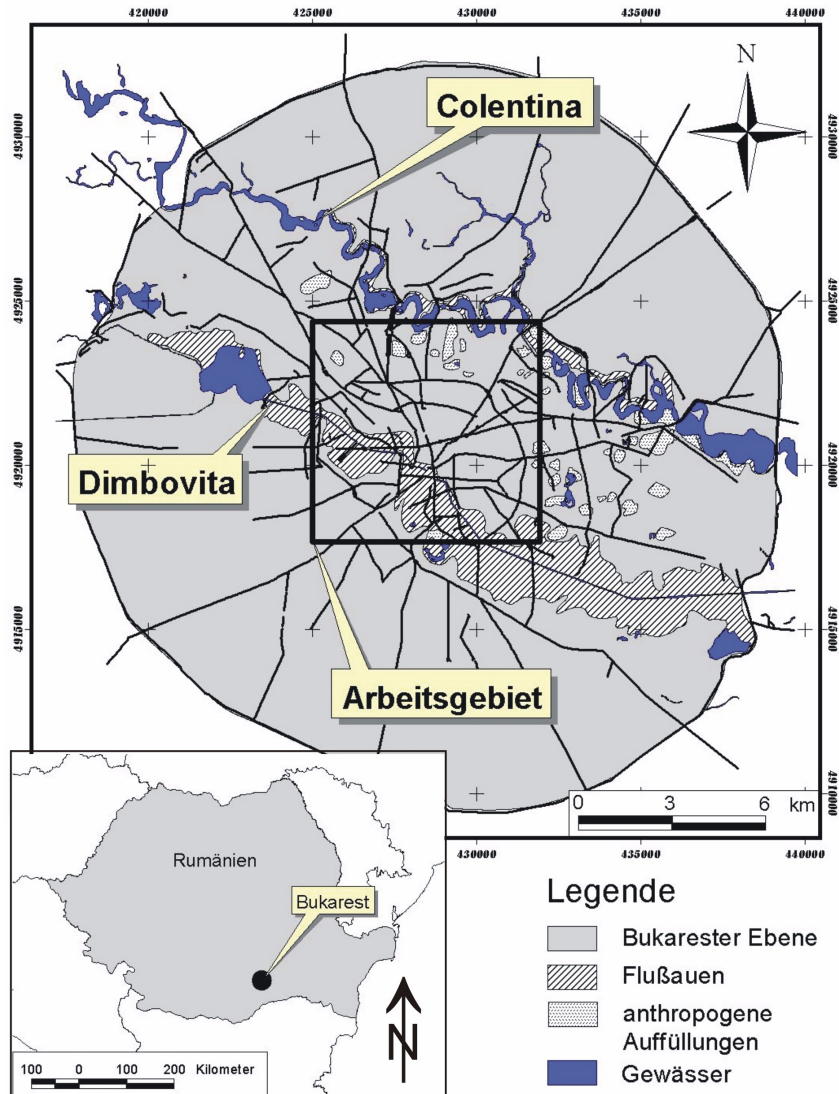


Abb. 3-1: Die geografischen Einheiten im Stadtgebiet von Bukarest mit Lage des Arbeitsgebietes in der Innenstadt. Im Hintergrund dargestellt sind die Hauptstraßen von Bukarest und näherer Umgebung bis zur Ringstraße „Linea de Centura“ (verändert nach Kartenmaterial der S.C. Metroul S.A.).

3. Geografischer und geologischer Überblick

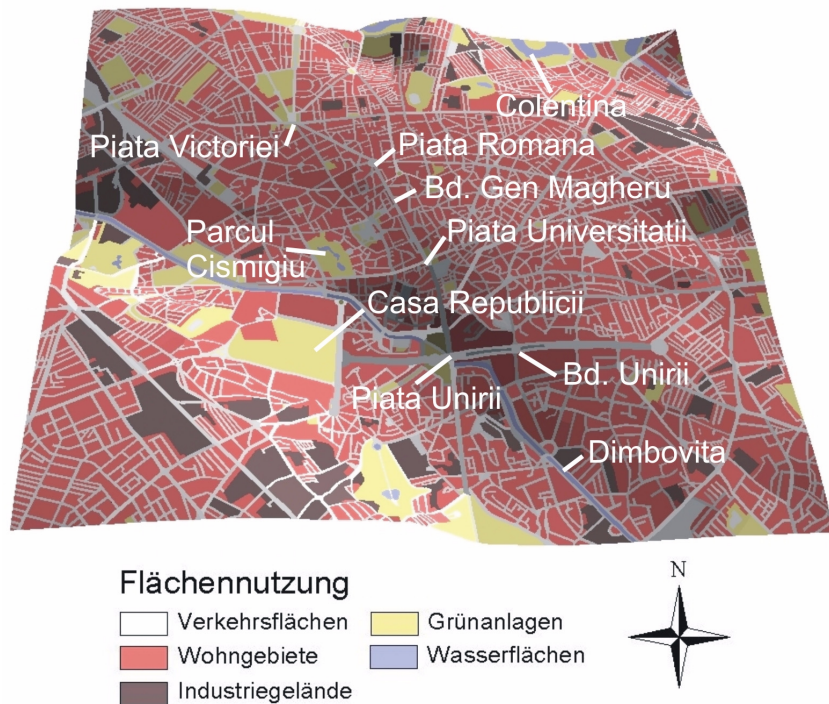


Abb. 3-2: *Digitales Geländemodell des Arbeitsgebietes in der Innenstadt von Bukarest. Dargestellt ist die Flächennutzung, die Lage von einigen im Text erwähnten Plätzen bzw. Gebäuden und die beiden Flüsse Dimbovita und Colentina. Durch die überhöhte Darstellung tritt der seichte Einschnitt der Dimbovita klar zu Tage.*

Im gesamten Stadtbereich fanden insbesondere in den letzten drei Jahrzehnten umfangreiche Änderungen des Mikroreliefs durch Aushub von Baumaterialien und weitere bautechnische Maßnahmen statt. Beim Bau des ausgedehnten Regierungsgebäudes „Casa Republicii“ in den achtziger Jahren wurde beispielsweise einer der oben genannten Erosionsrelikte, der Dealul Mihai Voda, vollständig abgetragen (CIUGUDEAN & MARTINOF, 2000). Der historische Stadtbereich um den heutigen Boulevardul Unirii wurde flächendeckend abgerissen und komplett neu gestaltet.

3.2 Regionalgeologischer Rahmen

Bukarest befindet sich im zentralen Bereich der Moesischen Plattform, einem seit Beginn des Paläozoikums konsolidierten Krustenbereich (siehe Abb. 3-3). Das Basement der Moesischen Plattform setzt sich nach MANDRESCU & RADULIAN (1999b) und RAILEANU et al. (1994) aus zwei strukturellen Elementen zusammen:

1. Kristalliner Sockel, bestehend aus präkambrischen Chlorit- und Serizit-Schiefern
2. Sedimentäre Bedeckung aus paläozoischen und mesozoischen gefalteten marinen Formationen. Die zusammengefassten Mächtigkeiten dieser Einheiten übersteigen 14.000 m (MATENCO, 1997).

Nach einer Unterbrechung der Sedimentation im Alttertiär bildete sich im Jungtertiär im Zuge der Karpaten-Orogenese ein Vorlandbecken mit synsedimentärer Subsidenz. Zahlreiche Flüsse transportierten die Geröllmassen des aufsteigenden Orogens in das südlich liegende Vorland. Dadurch wurde das Becken sukzessiv von Norden her aufgefüllt und die Ur-Donau im gleichen Maß nach Süden abgedrängt.

Der Querschnitt des Beckens ist asymmetrisch, da der Bereich stärkster Subsidenz unmittelbar am aufsteigenden Orogen liegt. Es liegt ein sich nach Süden und Westen verjüngender klastischer Keil tertiärer und quartärer Sedimente vor. Die Mächtigkeit der Vorlandsedimente überschreitet nahe der Hauptüberschiebung im Raum Focsani nordöstlich von Bukarest 8.000 m (ELLOUZ et al., 1994).

Bukarest befindet sich im südlichen Randbereich des auskeilenden Beckens (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER, 1997), so dass die Mächtigkeit der jungtertiären Vorlandsedimente hier auf etwa 700 m reduziert ist (CIUGUDEAN & MARTINOF, 2000; siehe Abb. 3-3).

Nach der allmählichen Verlandung des marinen Beckens im Pliozän und Pleistozän bildeten sich ausgedehnte Süßwasserseen. Diese wurden während des Pleistozän langsam durch die Donau und ihre Nebenflüsse von Südwesten nach Nordosten aufgefüllt (LITEANU, 1951). Unter anhaltender Subsidenz erfolgte die Sedimentation alluvialer und lakustrischer Ablagerungen.

3. Geografischer und geologischer Überblick

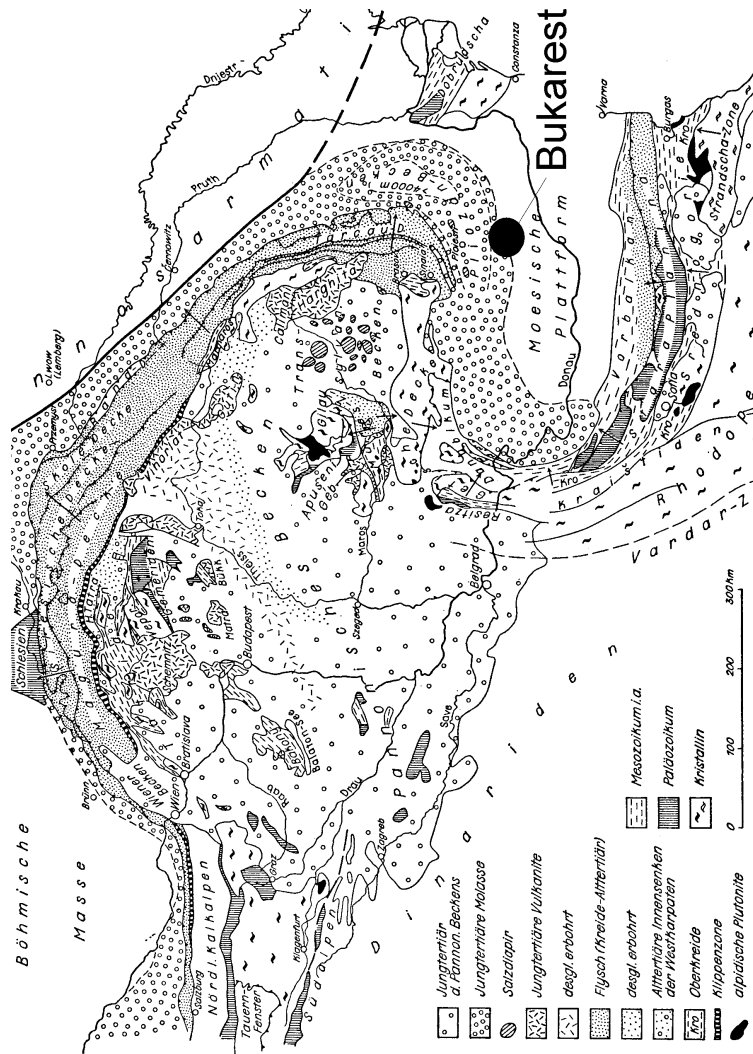


Abb. 3-3: Geologische Übersicht des Karpaten-Balkan-Orogens mit Lage des Arbeitsgebietes (verändert nach SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER, 1997).

3.2 Regionalgeologischer Rahmen

Delta-Sedimente, Schwemmkegel, Ablagerungen verwilderter Flüsse, Auen- und Seesedimente sowie äolische Ablagerungen wechseln sich in rascher Folge ab und spiegeln die heterogenen Sedimentationsbedingungen wieder (LUNGU et al., 1999a).

Die zu Beginn des Holozän abgelagerten Lösssedimente stellen zusammen mit rezenten Ablagerungen der Flüsse Dimbovita und Colentina sowie anthropogenen Auffüllungen die jüngsten Bildungen dar.

Die Mächtigkeit der Quartärsedimente beträgt im Süden von Bukarest 200 m und nimmt nach Norden auf 300 m zu. Die Einheiten setzen sich aus heterogenen Abfolgen von Sand-, Kies- und Ton- bzw. Mergellagen mit lateral stark variierenden Mächtigkeiten zusammen (siehe Kap. 3.4).

3.3 Tektonik und Geodynamik

Die Moesische Plattform konsolidierte im späten Proterozoikum während der letzten Phase der baikalischen Orogenese. Orogenetische Prozesse in den benachbarten Krustenbereichen verursachten im Paläozoikum und Mesozoikum ein orthogonales System von hauptsächlich Nord-Süd und Ost-West orientierten, subvertikalen Störungen (MATENCO, 1997; MANDRESCU & RADULIAN, 1999b). Die häufige Reaktivierung dieser Strukturen führte zu syndimentären Störungen der Lagerungsverhältnisse.

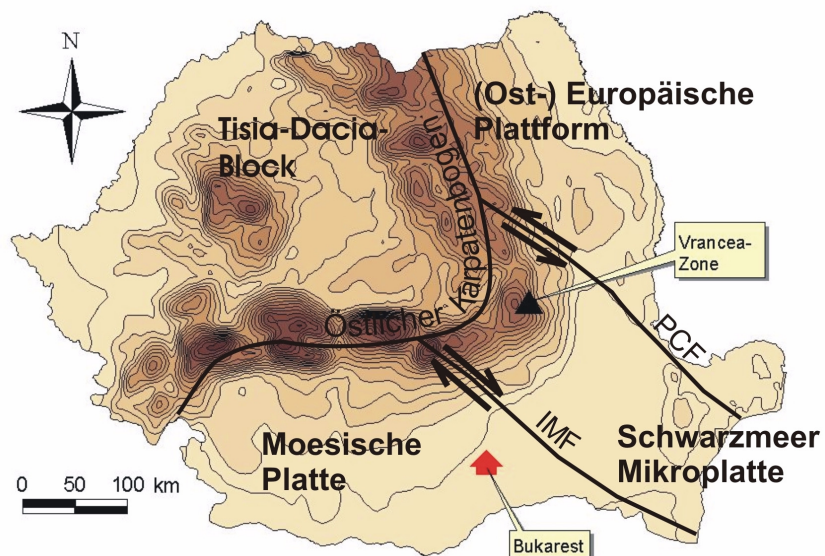


Abb. 3-4: Vereinfachte tektonische Karte der Karpatenregion mit Lage des Arbeitsgebietes und der seismisch aktiven Vrancea-Zone in den Südkarpaten. Vor einem topografischen Hintergrund sind die Plattengrenzen und der Bewegungssinn zwischen den großtektonischen Einheiten dargestellt (IMF = Intramoessische Störung, PCF = Peceneaga-Camena-Störung; nach HORVATH, 1993).

3.3 Tektonik und Geodynamik

Die Anzahl und Ausdehnung der Störungen nimmt in den neogenen Einheiten progressiv ab. Lediglich die Intramoessische Störung nordöstlich von Bukarest (siehe Abb. 3-4) durchdringt die Tertiär- und Quartäreinheiten und streicht an der Oberfläche aus.

Dass diese Störung immer noch aktiv ist, kann durch die häufige Registrierung von schwachen Erdbeben entlang dieser Struktur belegt werden (CORNEA & POLONIC, 1979).

Die kretazische und neogene Konvergenz zwischen dem Osteuropäischen Kontinentalrand und mehreren Mikroplatten, die im Zuge der Schließung der Tethys kollidierten, führte zur Bildung des Alpen-Karpaten-Orogengürtels (NEUGEBAUER et al., 2001). Die heutigen großtektonischen Einheiten in Rumänien sind in Abb. 3-4 dargestellt.

Geophysikalische und geologische Daten weisen darauf hin, dass unter den Ostkarpaten bis ins mittlere Miozän ozeanische Lithosphäre subduziert wurde (SPERNER et al., 1998).

Nach der Kollision der Krustenblöcke und dem Ende der konvergenten Plattenbewegungen kamen auch die Subduktionsvorgänge zum Stillstand. Die relativ schweren subkrustalen Lithosphärenanteile entwickelten dabei eine Eigendynamik in Form eines gravitativ bedingten Plattenzugs.

Damit setzte sich die Deformation des oberen Mantels in Form eines Abrollens der subduzierten unteren Platte in Richtung des südöstlich gelegenen Vorlands der Osteuropäischen Plattform fort. Gleichzeitig findet eine Delamination des schweren lithosphärischen Mantels statt, was zu einem nahezu vertikal abtauchenden Lithosphärensegment führt (SPERNER et al., 2001).

Dass die neotektonische Aktivität immer noch andauert, lässt sich zum einen durch geringfügige Relativbewegungen der blockierten Lithosphärenblöcke von wenigen mm/Jahr belegen (DINTER & SCHMITT, 2001).

Zum anderen kann im Bereich der Vrancea-Zone eine starke periodische seismische Aktivität beobachtet werden, die durch das oben genannte subduzierte Lithosphärensegment verursacht wird. Eine detaillierte Darstellung der Seismizität im Bereich der Vrancea-Zone findet sich in Kap. 4.2.

3.4 Der quartäre Untergrund von Bukarest

Im flachen und nahezu komplett versiegelten Innenstadtbereich von Bukarest liegen keine natürlichen Aufschlüsse vor. Aus diesem Grund wurde der Aufbau des Quartärs ausschließlich durch Auswertung einer Vielzahl von geotechnischen und hydrogeologischen Erkundungsbohrungen ermittelt. Diese werden in Bukarest in verstärktem Maß seit der Nachkriegszeit zum Zweck der Baugrunderkundung und Grundwassererschließung abgeteuft.

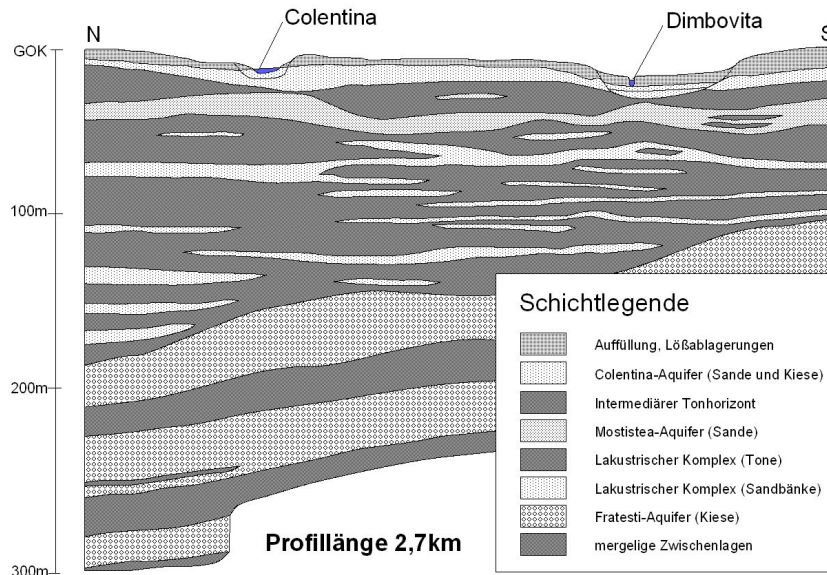


Abb. 3-5: Vereinfachtes geologisches Nord-Süd-Profil des Quartärs im Innenstadtbereich von Bukarest. Zu erkennen ist das Abtauchen des Fratesti-Komplexes nach Norden und die inhomogenen, durch viele Linsen, laterale Verzahnungen und wechselnde Mächtigkeiten geprägten Lagerungsverhältnisse (verändert nach einem Profil der S.C. Metroul S.A.).

Eine bis heute verwendete stratigraphische und geotechnische Einteilung des Quartärs im Raum Bukarest (siehe Abb. 3-5) erfolgte durch LI-TEANU (1951). Ergänzt wurden diese Angaben durch einen Beitrag von LUNGU et al. (1999a) bzw. durch interne Berichte der S.C. Metroul S.A.

3.4 Der quartäre Untergrund von Bukarest

(CIUGUDEAN & MARTINOF, 2000). In Klammern sind alternativ verwendete Bezeichnungen der jeweiligen Einheiten aufgeführt:

- **Fratesti-Komplex (Unterer Kies-Komplex, Fratesti-Aquifer)**

Die Basis der quartären Ablagerungen bildet der günzeiszeitliche Fratesti-Komplex, der diskordant auf pliozänen Levantin-Tonen abgelagert ist. Diese Einheit entstand, als die Donau und ihre den Karpaten entspringenden Nebenflüsse die quartären Seen randlich aufzufüllen begannen. Sie setzt sich aus drei sandigen Kiesbänken (Layer A, B und C) mit zwei zwischengelagerten Mergel- bzw. Tonlagen zusammen (LUNGU et al., 1999a).

Die generell gut gerundeten Kiesgerölle bestehen hauptsächlich aus Quarziten, Gneisen, Graniten, Glimmerschiefer, Konglomeraten und Sandsteinen. Der Durchmesser beträgt im Durchschnitt 5 cm. Die Kiese weisen einen variierenden Anteil an glimmerhaltigen Sanden verschiedener Korngrößen auf (CIUGUDEAN & MARTINOF, 2000).

In der Abfolge lassen sich Sedimentationszyklen erkennen: Die Basis eines Zyklus beginnt mit grobklassischen Kiesen, darüber folgen Sande, die schließlich in Schluffe, schluffige Tone und fette Tone überleiten.

Während die Kiese unter turbulenten Strömungsbedingungen abgelagert wurden, lassen die Sand- und besonders die Tonsequenzen auf eine ruhige, strömungsarme Sedimentation in verlandeten Flussschleifen und Seen schließen.

In den Abfolgen finden sich Hölzer, inkohlte Holzstücke und gerundete Fossilien.

Die Mächtigkeit dieser im gesamten Stadtgebiet verbreiteten Sedimente schwankt zwischen 100-180 m. Generell ist ein Abtauchen dieser Einheit nach Norden zu erkennen: Die Oberfläche des Komplexes befindet sich im Süden von Bukarest in etwa 75 m, im Norden in 190 m u. GOK.
- **Lakustrischer Komplex**

Der Lakustrische Komplex setzt sich aus wechsellagernden mergeligen Tonen und Feinsanden zusammen. Der Anteil an fetten Tonen dominiert dabei deutlich: Der Anteil der Korngrößenfraktion < 0,005 mm beträgt 86% (CIUGUDEAN & MARTINOF, 2000).

Auch hier lassen sich wieder Sedimentationszyklen feststellen, die aus meist undeutlichen Übergängen von Sand, über sandige

3. Geografischer und geologischer Überblick

Schluffe und schluffige Tone zu fetten Ton bestehen.

Der hohe Kalkanteil führt in Kombination mit einer langsamen Grundwasser-Durchströmung zu vereinzelter Konkretionsbildung. Vereinzelt finden sich Blöcke aus zementiertem Sand und Ton.

In den Tonen sind Lagen aus kalkigen Schluffen gleichmäßig verteilt, die eine Mächtigkeit von bis zu 2 m erreichen können.

Die Sande bestehen hauptsächlich aus Quarz und Feldspat mit Chlorit. Die Auswertung von Bohrungen ergab, dass die Sandbänke keine zusammenhängenden Horizonte bilden, sondern in Form von Linsen auftreten.

Das genaue Alter dieser Einheit ist aufgrund fehlender Fossilien ungewiss. Die Färbung der Sedimente und der hohe Kalkgehalt weisen auf eine Ablagerung in lakustrisch-brackischem Milieu hin.

Die Oberfläche des Komplexes liegt subhorizontal in einer Tiefe von 20 bis 50 m u. GOK. Die Mächtigkeit dieser günz-mindel-eiszeitlichen Formation liegt zwischen 60-130 m und nimmt, bedingt durch das Abtauchen des liegenden Fratesti-Komplexes, nach Norden hin zu.

- **Mostistea-Sandbank (Mächtige Sandbank, Mostistea-Aquifer)**
Die risseiszeitliche Mostistea-Sandbank besteht aus fein- bis mittel-sandigen Sedimenten und enthält sporadisch sandig-schluffige Tonlagen. Die Sande bestehen hauptsächlich aus Quarz, Muskovit und Feldspat mit Chlorit (CIUGUDEAN & MARTINOF, 2000).
Die Einheit ist im gesamten Stadtgebiet verbreitet und erreicht wechselnde Mächtigkeiten von 1-25 m. Der Übergang zum liegenden Lakustrischen Komplex ist durch den Wechsel der Korngröße deutlich ausgeprägt. Zum Hangenden hin werden die Sande feiner und leiten schließlich ohne deutliche Schichtgrenze in den tonigen Komplex der Intermediären Ablagerungen über.
Auch diese Einheit wurde in den verlandenden Seen abgelagert.
- **Komplex der Intermediären Ablagerungen (Intermediäre Tonablagerungen)**
Der 0-25 m mächtige Komplex der Intermediären Tonablagerungen besteht zu 80 % aus unterschiedlich stark konsolidierten Tonen mit Kalkkonkretionen. Dazwischen sind geringmächtige Sand- und Schlufflagen eingeschaltet. Die Schluffe und Tone sind zum Teil verlehmt (LUNGU et al., 1999a).

3.4 Der quartäre Untergrund von Bukarest

Kennzeichnend für diesen Horizont ist eine große Variabilität hinsichtlich der räumlichen Ausdehnung und der Zusammensetzung. Der Horizont keilt nach Süden hin aus. Wo die Intermediären Ablagerungen nicht ausgebildet sind, liegen die hangenden Colentina-Kiese direkt auf den Mostistea-Sanden.

Die Tone und Sande sind lakustrischen und äolischen Ursprungs.

- Colentina-Kieskomplex (Colentina-Aquifer)

Der riss- bis würmeiszeitliche Colentina-Komplex ist durch Sand- und Kieslagen mit lateral und vertikal rasch wechselnden Korngrößen charakterisiert. Die gut gerundeten Kiesgerölle haben ca. 5 cm Durchmesser und bestehen hauptsächlich aus Quarz, Quarziten, Glimmerschiefer und Gneisen. Die Korngröße der Sande unterliegt starken Variationen. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und Muskovit. Stellenweise können in den Sanden und Kiesen bis zu 5 m mächtige Tonlinsen beobachtet werden (CIUGUDEAN & MARTINOF, 2000).

Die Mächtigkeit dieser im gesamten Stadtgebiet verbreiteten Schicht schwankt zwischen 0-20 m. Im westlichen Stadtbereich (Bezirk „Militari“) wird sie nicht mehr angetroffen.

Die oberflächennahen Colentina-Kiese können bereits in tieferen Baugruben angetroffen werden.

Diese grobklastische Einheit wurde, ähnlich wie die Fratesti-Kiese, unter turbulenten Strömungsverhältnissen in Form von Schwemmfächern und Deltas abgelagert, was durch beobachtete Schrägschichtungen belegt wird.

- Oberer Tonig-Sandiger Komplex

Der holozäne Obere Tonig-Sandige Komplex besteht aus Lößlehm, sandigen Tonen und Sanden. Man kann zwei Horizonte unterscheiden:

- 1.) den tonigen, entkalkten Horizont B, bestehend aus Lößlehm und
- 2.) den schluffigen Horizont C, in dem der Kalk angereichert wurde

Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 2-5 m (im Terrassenbereich zwischen den Flüssen) und 10-16 m (nördlich der Colentina und südlich der Dimbovita). In den Flussauen beträgt die Mächtigkeit 3-6 m (LUNGU et al., 1999a).

3. Geografischer und geologischer Überblick

Die Sande und Schluffe wurden in Flussbetten abgelagert, während die Tone in ruhigen Altarmen oder Seen sedimentierten (CIUGUDEAN & MARTINOF, 2000).

- Anthropogene Auffüllungen und Mutterboden
Den Abschluss bilden rezente anthropogene Auffüllungen und Mutterböden. Diese inhomogenen, kaum konsolidierten Lagen erreichen Mächtigkeiten von etwa 3 m, bei größeren Landschaftsumgestaltungen (siehe Kap. 3.1) bis zu 10 m. Sie setzen sich aus organischen Böden, Bauschutt und umgelagertem Erdreich zusammen. Besonders im Stadtkern sind aufgrund der seit Jahrhunderten währenden Bautätigkeit größere Mächtigkeiten zu beobachten.

3.5 Hydrologie und Hydrogeologie von Bukarest

Die Flüsse Colentina und Dimbovita sind die Vorfluter für den Großraum Bukarest. Sie münden nach der Vereinigung wenige Kilometer östlich von Bukarest bei Budesti in die Arges, die bei Oltenita in die Donau fließt.

Bedingt durch das leichte Einfallen des Geländes nach Südosten entwässert heute vor allem die Dimbovita die umliegenden Terrassen.

Beide Flüsse wiesen ursprünglich ausgeprägte Mäander auf, da das Gefälle in der Rumänischen Tiefebene gering und die Erosionsenergie damit niedrig ist. Die sinusförmigen Mäanderschleifen sind heute noch am Verlauf der Colentina zu erkennen. In den Senken der Fluss-auen bildeten sich zahlreiche kleinere Seen, wovon einige heute noch erhalten sind (z.B. der See im Parcul Cismigiu, siehe Abb. 3-2).

Die Dimbovita wurde im gesamten Stadtgebiet kanalisiert und im Stadtzentrum an der Piata Unirii unter Tage verlegt. Der See Lacul Morii im Nordwesten der Stadt entsteht durch einen künstlichen Aufstau des Flusses. Die ehemaligen Flussschleifen sind heute durch Baumaßnahmen verdeckt, spielen aber für Fragen der Baugrundstabilität eine wichtige Rolle (CIUGUDEAN & MARTINOF, 2000).

Der Flusslauf der Colentina besteht aus einer Reihe von künstlich aufgestauten Seen.

Die Hydrogeologie im Untergrund von Bukarest wird durch drei Aquifersysteme charakterisiert, die durch schluffig-tonige Aquitarden voneinander getrennt sind (lithologische Beschreibung siehe Kap. 3.4):

1. Die drei sandigen Kieslagen des Fratesti-Aquifers an der Basis des Quartärs bilden bedeutende, durchgehend gespannte Grundwasserstockwerke. Die oberste Kiesbank, der Layer A, wird in Bukarest zur Trinkwassergewinnung genutzt. Es handelt sich um ein regionales, nach Norden abtauchendes Aquifersystem, das an der Donau im Süden ausstreicht und bis zu den Karpaten im Norden reicht. Der abgeschätzte Volumenstrom beträgt $80 \text{ m}^3/\text{h}$ (LUNGU et al., 1999a).
2. Der sandige Mostistea-Aquifer weist große Mächtigkeitsschwankungen auf. Er ist zum Teil gespannt und steht in einigen Bereichen mit dem hangenden Colentina-Aquifer in hydraulischem Kontakt. We-

3. Geografischer und geologischer Überblick

gen der Oberflächennähe ist das Grundwasser durch Schadstoffe beeinträchtigt und deshalb im Raum Bukarest nicht als Trinkwasser nutzbar.

3. Die Mächtigkeiten des oberflächennahen kiesigen Colentina-Aquifers weisen ebenfalls große Schwankungen auf. Der Aquifer ist nicht flächendeckend ausgebildet. Der freie Grundwasserspiegel unterliegt starken saisonal und anthropogen bedingten Schwankungen. Auch dieser Aquifer wird wegen oberflächennaher Schadstoffeinträge nicht zur Trinkwassergewinnung genutzt.

In den gering durchlässigen Einheiten des Lakustrischen Komplexes treten lokal sandige Linsen mit gespanntem Grundwasser auf.

Die Flurabstände des Grundwassers betragen in den tiefer gelegenen Flussauen 1-5 m, im Bereich der Terrassen 5-15 m (MANDRESCU & RADULIAN, 1999b).

Die Grundwasserentnahme an zahlreichen, unregelmäßig verteilten Brunnen im Stadtgebiet bedingt eine bisweilen erhebliche Absenkung des Grundwasserspiegels von mehreren Metern, der die natürlichen, saisonal bedingten Schwankungen übertrifft.

3.5 Hydrologie und Hydrogeologie von Bukarest

4. SEISMOLOGISCHER RAHMEN

4.1 Die Seismizität in Rumänien

Die Epizentren der Erdbeben in Rumänien sind überwiegend entlang des Karpatenbogens und der Mikroplattengrenzen (siehe Kap. 3.3) angeordnet. Sie stehen mit postorogenetischen Prozessen im Bereich der Karpaten und der rezenten Plattendynamik im Zusammenhang.

Die Erdbebenaktivität in Rumänien lässt sich nach ONCESCU et al. (1999) und WENZEL et al. (1999a) in drei Kategorien einteilen:

1. Krustale Flachbeben mit einem Hypozentrum in weniger als 70 km Tiefe, die eine weite räumliche Verbreitung und Magnituden bis $M_w = 7,2$ aufweisen (WENZEL et al., 2001; siehe Abb. 4-1).
2. Subkrustale mitteltiefe Beben mit einer Tiefe von 70-200 km. Die Epizentren liegen in einem räumlich eng umgrenzten Gebiet im östlichen Karpatenbogen, der sogenannten Vrancea-Region. Die mittlere Entfernung nach Bukarest beträgt etwa 150 km (siehe Abb. 4-1). Mit einem NE-SW orientierten Rechteck der Ausdehnung 60 x 80 km lässt sich der Großteil der Epizentren der mitteltiefen Beben umschreiben, die Magnituden von $M_w = 7,4$ erreichen (ONCESCU et al., 1999).
3. Tiefbeben können ebenfalls beobachtet werden, erreichen jedoch nur geringe Magnituden (WENZEL et al., 1999a).

Für die schweren Schäden in Bukarest sind in erster Linie die mitteltiefen Beben in der Vrancea-Region verantwortlich. Sie liefern im Durchschnitt über 95% der seismischen Energie, die pro Jahrhundert in Rumänien freigesetzt wird (BALAN et al., 1982).

Wie in Kap. 3.4 dargelegt, befindet sich im Bereich der Vrancea-Region eine miozäne Subduktionszone mit einem nahezu vertikalen, in Delamination begriffenen Lithosphärensegment (Slab), das für die enge räumliche Konzentration der Epizentren verantwortlich ist.

Mehrere in der Vergangenheit durchgeführte seismische Tomographie-Experimente untermauern dieses Modell. Sie zeigten, dass die Seismizität der Vrancea-Zone auf einen ausgedehnten Hochgeschwindigkeitskörper im Mantel beschränkt ist (WENZEL et al., 1999a).

4.1 Die Seismizität in Rumänien

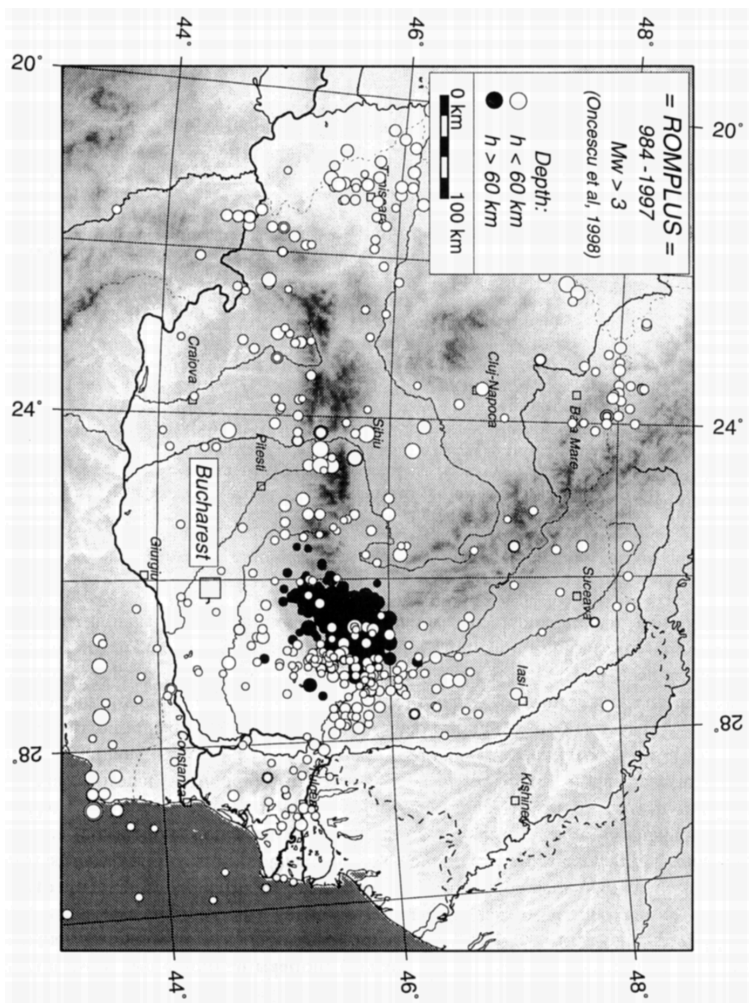


Abb. 4-1: Epizentren der Erdbeben mit einer Momentenmagnitude $M_w > 3$ seit 1984 n. Chr. in Rumänien. Die Beben der Vrancea-Region sind mit schwarzen Punkten dargestellt (aus ONICESCU et al., 1999).

Ein abtauchender, relativ kalter lithosphärischer Slab im umgebenden heißen asthenosphärischen Mantel könnte die hohen Geschwindigkeiten erklären.

Derartige positive Geschwindigkeitsanomalien können weltweit bei Subduktionszonen beobachtet werden, so dass im Fall der Vrancea-Region die Kopplung der Seismizität an eine ozeanische Subduktion als gesichert angesehen werden kann (WENZEL et al., 1999a).

Da es gesicherte geologische Hinweise gibt, dass die aktive Subduktionsvorgänge im oberen Miozän endeten, müssen nachfolgende dynamische Prozesse am subduzierten Slab für den Fortgang der Deformationen verantwortlich sein (SPERNER et al., 2001).

Der genaue Mechanismus der Vrancea-Beben wird gegenwärtig noch diskutiert. Verantwortlich für die Beben könnten nach SPERNER et al. (2001) folgende Mechanismen sein:

- Spannungskonzentrationen am subduzierten Slab, bedingt durch das nahezu vertikale gravitative Absinken
- Spannungen durch die immer noch vorhandene mechanische Kopplung zwischen dem Slab und der Kruste
- Phasenübergänge und Mineralumwandlungen verursachen Spannungen am abtauchenden Slab

Weitere Hinweise auf die Bebenmechanismen ergeben sich durch Auswertung von Bebenregistrierungen. Mit Hilfe eines Netzes von Akzelerometern werden die Raumlagen kompressiver und dilatativer Ersteinsätze der P-Wellen-Impulse registriert. Daraus abgeleitete Herdflächenlösungen zeigen die Raumlagen der kompressiven und dilatativen Quadranten und lassen damit wichtige Rückschlüsse auf die Spannungszustände in der Kruste und die Lage der Bruchfläche zu (BERCKHEMER, 1990; EISBACHER, 1996).

Für die Vranceabeben können Herdflächenlösungen seit 1940 ermittelt werden. Bei allen registrierten Beben besitzen die T-Achsen eine nahezu vertikale Ausrichtung (WENZEL et al., 1999b; siehe Abb. 4-2).

Mit Hilfe der Herdflächenlösungen wurde auch die Raumlage der Bruchfläche ermittelt, die steil nach Nordwesten einfällt (Fallwert: 310/60-70).

4.1 Die Seismizität in Rumänien

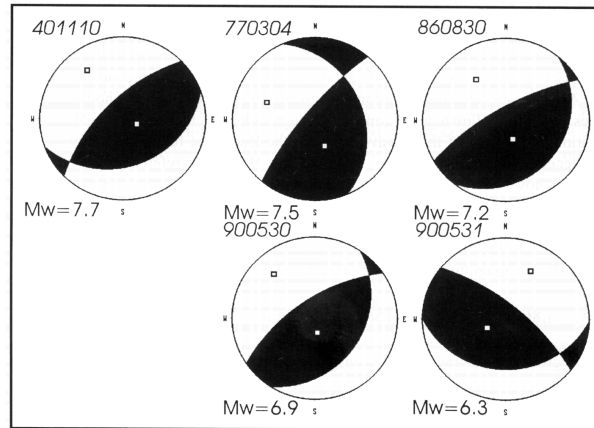


Abb. 4-2: Herdflächenlösungen von fünf stärkeren Vranceabeben ($M_w > 6,3$) der Jahre 1940-1990. Die Lage der T-Achsen (im Zentrum der kompressiven (schwarzen) Quadranten) ist nahezu vertikal. Die ersten vier Ereignisse deuten auf eine Nordwest-Südost-Orientierung der Bruchfläche hin (aus WENZEL et al., 1999b).

Ein wesentlicher Faktor für die Bewertung des seismischen Risikos sind die Wiederkehrperioden von Beben mit einer bestimmten Magnitude oder Intensität. Mit Hilfe von Wiederkehrgesetzen und empirischen Beobachtungen können die Wiederkehrintervalle (Rekurrenzen) abgeschätzt werden.

Die Rekurrenz-Zeiten für bestimmte Magnituden und Intensitäten der Vrancea-Beben ist in den Tabellen 4-1 und 4-2 wiedergegeben.

Tab. 4-1: Rekurrenz-Zeiten von bestimmten Magnituden der Vrancea-Beben (nach SANDI, 1999).

Magni-tude	6,0	6,5	7,0	7,2	7,4	7,5	7,6	7,7	7,8
Zeit (Jahre)	6	14	32	46	82	126	234	650	4600

4. Seismologischer Rahmen

Tab. 4-2: Rekurrenz-Zeiten von bestimmten MSK-Intensitäten der Vrancea-Beben (nach SANDI, 1999).

Intensität	6	7	8	9
Zeit (Jahre)	10	20	50	200

4.2 Makroseismische Intensitäten in der rumänischen Tiefebene

Die systematische Aufzeichnung von Erdbebenschäden in Rumänien begann im Jahr 1892, als an 320 Punkten makroseismische Stationen installiert wurden (MANDRESCU & RADULIAN, 1999b).

Die flächenhaften Auswirkungen des 1940er Bebens wurden von ATANASIU & KRÄUTNER (1941) durch Feldbeobachtungen an mehr als 5.000 Lokalitäten analysiert.

Das zerstörerische Beben vom 4. März 1977 wurde von einer Reihe von Autoren hinsichtlich der makroseismischen Effekte untersucht (z.B. AMBRASEYS, 1977; FUCHS et al., 1979; MANDRESCU, 1982).

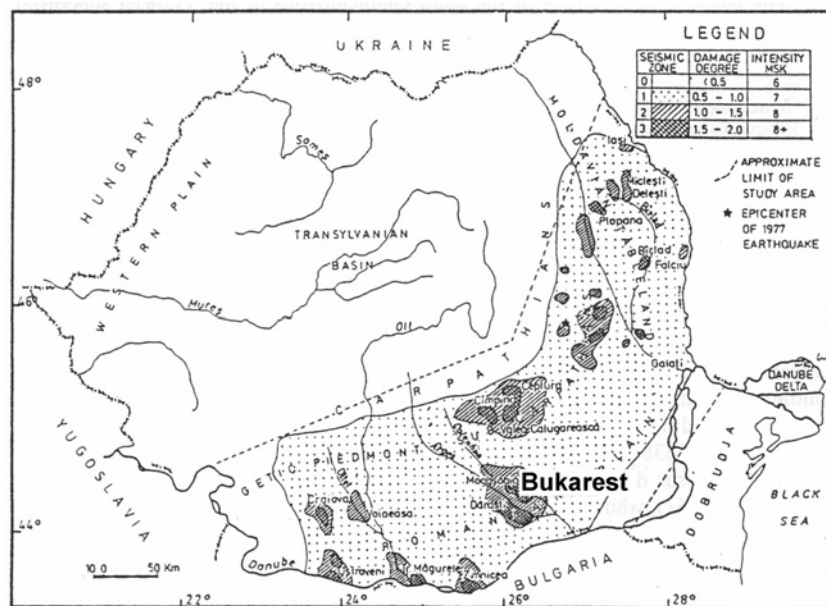


Abb. 4-3: Räumliche Verteilung der aufgetretenen Gebäudeschäden und MSK-Intensitäten im Karpatenvorland nach dem Starkbeben von 1977. Wie zu erkennen ist, liegt Bukarest in einer der Zonen mit den höchsten beobachteten MSK-Intensitäten (8 bis 8+) im Karpatenvorland und der Rumänischen Tiefebene (verändert nach MANDRESCU, 1982).

4. Seismologischer Rahmen

MANDRESCU (1981; 1982) untersuchte die Schadensverteilung im Karpatenvorland detailliert. Diese Arbeit basierte auf Feldbeobachtungen und offiziellen Statistiken. Die Gebäudeschäden wurden an mehr als 2.000 Beobachtungspunkten analysiert, wobei an jedem Punkt nach dem Zufallsprinzip 20-25 Gebäude ausgewählt wurden. Abschließend erfolgte eine flächenmäßige Darstellung der Gebäude-Schadensgrade und MSK-Intensitäten (siehe Abb. 4-3).

Bei nahezu allen registrierten Beben der letzten 100 Jahre kann eine charakteristische Nordost-Südwest-Erstreckung der Isoleisten beobachtet werden. Die räumliche Verbreitung der größten seismischen Intensitäten korrespondiert dabei keineswegs mit den instrumentell bestimmten Epizentren (siehe Abb. 4-4).

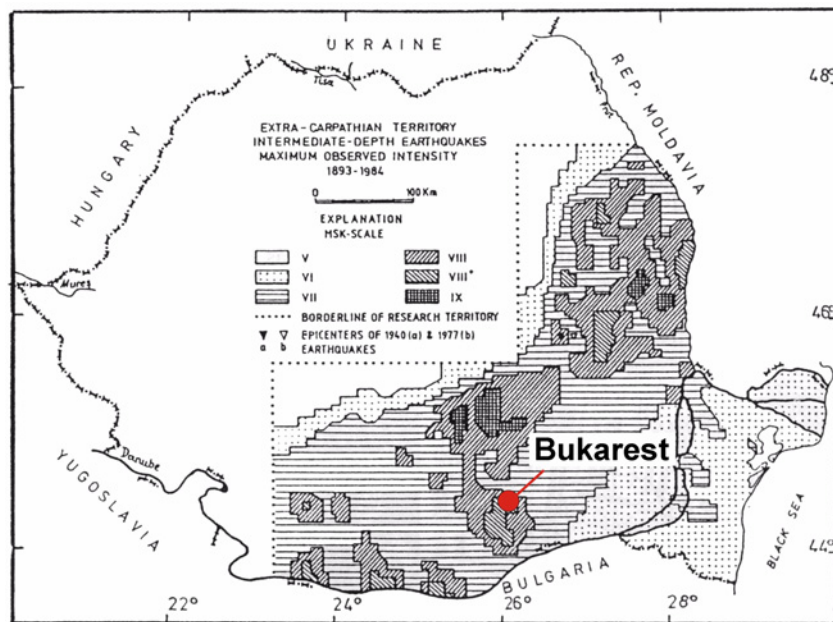


Abb. 4-4: Karte mit den beobachteten Intensitätsmaxima der Schadensbeben im Zeitraum von 1893-1977 im Karpatenvorland, der Rumänischen Tiefebene und der Dobrudscha (verändert nach MANDRESCU, 1984).

4.2 Makroseismische Intensitäten in der rumänischen Tiefebene

Im Rahmen des SFB 461 wurden in den Jahren 1996-2000 mit Hilfe eines landesweit installierten Netzwerks von Seismometern Beben registriert (BONJER et al., 2001). Auch hier kann ein Nordost-Südwest-Trend für die gemessenen Bodenbeschleunigungen beobachtet werden. Zudem zeigt sich, dass die geografischen Lagen der Intensitätsmaxima verschiedener Beben in bemerkenswertem Maß übereinstimmen.

Aus all diesen Beobachtungen wird deutlich, dass die Verteilungsmuster der Intensitäten nicht ausschließlich von der Magnitude und der Epizentraldistanz abhängen können. Entscheidend für die Nordost-Südwest-Verteilung scheint dagegen die räumliche Geometrie des Vorlandbeckens zu sein (siehe Kap. 3.2).

Auch MANDRESCU (1997) betont in diesem Zusammenhang die Bedeutung der Standorteffekte (siehe Kap. 2.4) und bezeichnet die lokale und regionale Geologie als den wichtigsten Faktor für die räumliche Variation der seismischen Intensitäten.

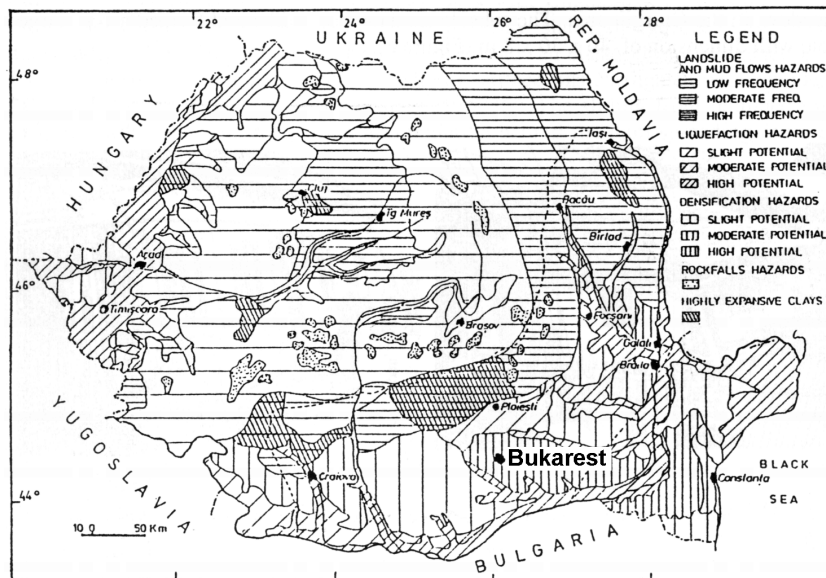


Abb. 4-5: Räumliche Verteilung von Schäden in Rumänien, die auf nicht-lineares Bodenverhalten zurückzuführen sind. Der Raum Bukarest ist durch Setzungen gefährdet (verändert nach MANDRESCU & RADULIAN, 1999b).

4.3 Erdbebenschäden in Bukarest

4.3.1 Historische Bebenschäden

Bukarest liegt, wie in Kap. 4.2 dargestellt, in einer Region mit einem hohen seismischen Risiko, was sich in wiederholten, zum Teil katastrophalen Erdbebenschäden in historischer Zeit äußert. Im Schnitt muß mit zwei bis drei Starkbeben pro Jahrhundert mit einer Momentmagnitude $M_w > 7,0$ gerechnet werden (MANDRESCU & RADULIAN, 1999a; SANDI, 1999).

Vom ersten sicher überlieferten Beben am 19. August 1681 berichten Zeitzeugen, dass „die Erde so stark bebte, wie niemals zuvor“.

Das Beben vom 11. Juni 1738 ($M_w = 7,7$) zerstörte Mauern und Turm des Prinzenhofs in Bukarest. Viele Häuser und Kirchen wurden beschädigt und ein „tiefer Bruch“ öffnete sich nahe der Stadt.

Ein sehr starkes Beben ereignete sich am 26. Oktober 1802 ($M_w = 7,9$), bekannt als das „große Erdbeben“. Die Erschütterung wurde in einem weiten Radius von St. Petersburg bis zu den griechischen Inseln, von Moskau bis nach Belgrad wahrgenommen. Alle Kirchtürme in Bukarest brachen zusammen und viele Kirchen und Häuser kollabierten.

Zwei starke Beben am 23. und 26. November 1829 ($M_w = 7,3$) zerstörten jeweils 150 bzw. 140 Häuser völlig.

Am 11. Januar 1838 ($M_w = 7,5$) verursachte ein Erdbeben Schäden an einigen hundert Häusern, schwere Schäden an 50 Kirchen und den Einsturz von 5 Kirchen. Im Karpatenvorland wurden „signifikante morphologische Veränderungen“ registriert.

Nach diesem Ereignis wurde von dem deutschen Ingenieur Schüller (1882) erstmals der Versuch einer systematischen wissenschaftlichen Untersuchung der Erdbebenschäden gemacht.

Im 20. Jahrhundert ereigneten sich zwei schwere Erdbeben:

Das Beben vom 10. November 1940 ($M_w = 7,7$) führte zu schweren Schäden an vielen Gebäuden. So kollabierte das neue, 13 Stockwerke hohe Carlton Hotel in der Innenstadt und begrub 267 Personen unter sich. RADULESCU (1941) hielt die räumliche Verteilung der Schäden fest

4.3 Erdbebenschäden in Bukarest

(siehe Abb. 4-6), deren Bemessungskriterien allerdings nur vage definiert wurden.

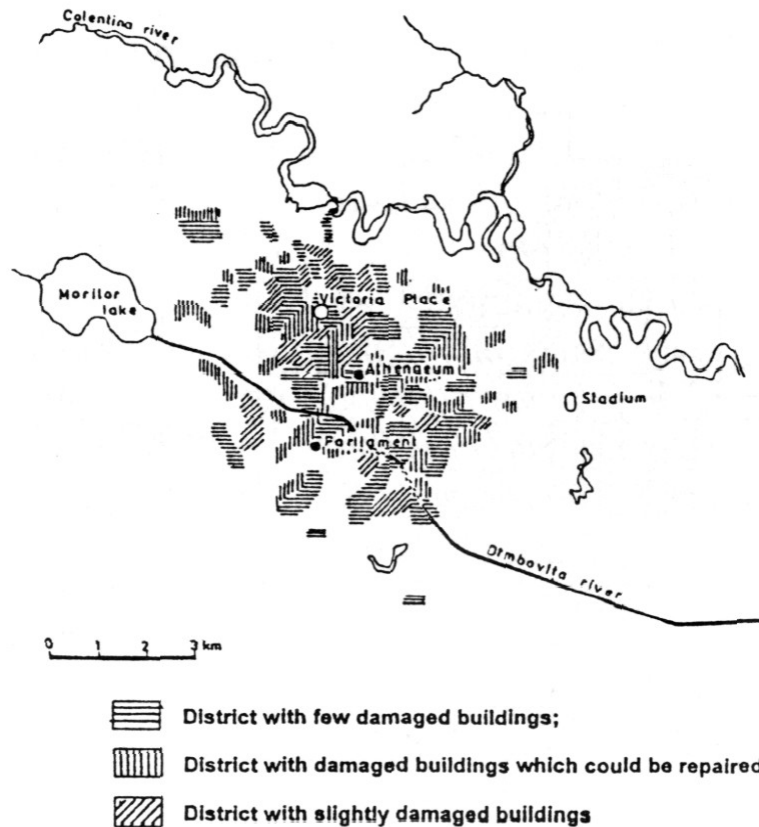


Abb. 4-6: Dokumentation der Schadensverteilung in Bukarest nach dem Beben von 1940 (aus RADULESCU, 1941).

Da 1940 auch viele moderne Stahlbeton-Bauten schwere Schäden davontrugen, wurde in Rumänien erstmals ein Regelwerk für erdbebensicheres Bauen eingeführt. BELES (1941) benannte mehrere Bauwerke in der Innenstadt, die dringend einer erdbebengerechten Sanierung bedurften. Seine Empfehlungen wurden allerdings ignoriert oder nur oberflächlich umgesetzt, so dass das nächste Starkbeben am 04. März 1977 katastrophale Konsequenzen hatte (MANDRESCU & RADULIAN,

1999a).

Das 1977er Beben ($M_w = 7,4$) war mit 1.570 Todesopfern, 11.300 Verletzten und 35.000 obdachlosen Familien das zerstörerischste in der modernen Zeit. 32 Gebäude mit 8-12 Stockwerken kollabierten, rund 150 alte Gebäude mit 6-9 Stockwerken in der Innenstadt wurden schwer beschädigt (LUNGU et al., 1999b). Viele von ihnen mussten später abgerissen werden.

Die Abbildungen 4-8 bis 4-10 zeigen Gebäudeschäden unterschiedlicher Intensität als Folge dieses Bebens.



Abb. 4-7: Vollständig zerstörtes Gebäude der ehemaligen „Continental“-Bar an der Ghica Strada im Stadtzentrum. Der Zusammenbruch dieses Gebäudes kostete besonders viele Opfer (Pers. Mitt. D. Hannich; Aufnahme zur Verfügung gestellt von D. Lungu).

4.3 Erdbebenschäden in Bukarest



Abb. 4-8: Um 15° gekipptes Gebäude an der Sos. Stefan cel Mare. Der Grund für das Versagen waren zu schwach dimensionierte Stützpfeiler im Erdgeschoß, die infolge der Erdbebenlast zum Teil brachen (SANDI & VASILE, 1982; Aufnahme zur Verfügung gestellt von D. Lungu).



Abb. 4-9: Ein kollabiertes Erdgeschoß führte zum Absacken eines Gebäudeteils des „Wilson“-Wohnblocks im Stadtzentrum am Bd. Nicolae Balcescu. Der Vertikalversatz ist deutlich anhand der schräg hängenden Balkone sichtbar (SANDI & VASILE, 1982; Aufnahme zur Verfügung gestellt von D. Lungu).

4.3 Erdbebenschäden in Bukarest

Die Verteilung der seismischen Intensitäten wurde diesmal detailliert und nach definierten Kriterien aufgezeichnet und konnte so im Rahmen dieser Arbeit verwendet werden. Einzelheiten dazu finden sich in Kap. 6.1.

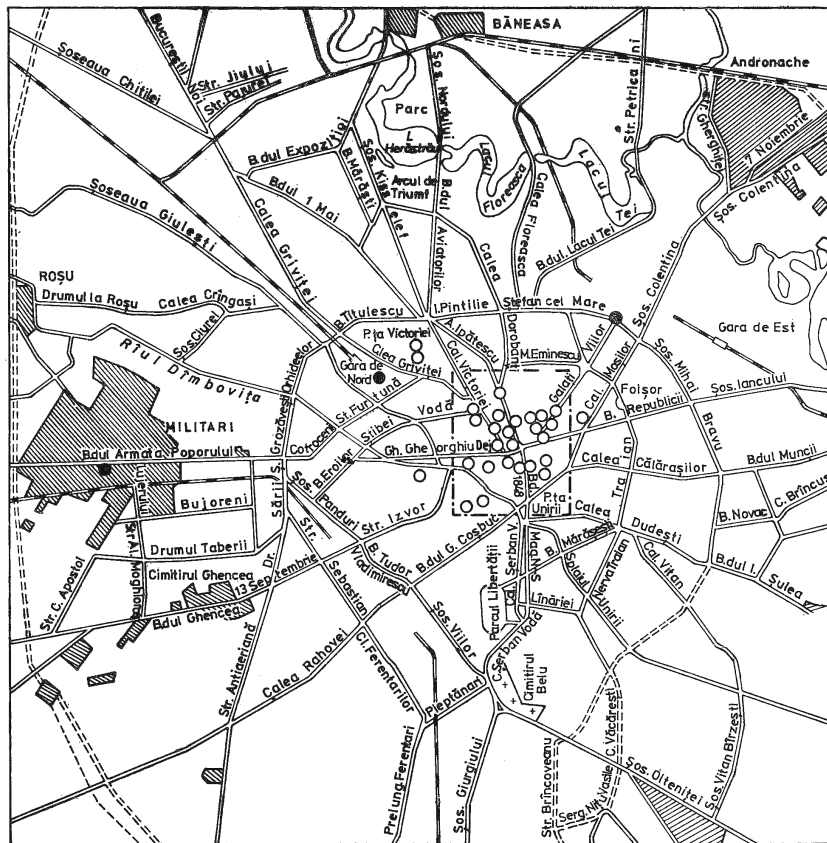


Abb. 4-10: Lage der nach dem Beben vom 4. März 1977 zerstörten Gebäude in Bukarest. Die schweren Gebäudeschäden konzentrieren sich fast ausschließlich auf die Innenstadt und auf die ältere Bausubstanz (älter als 1940, dargestellt als leere Kreise). Nur vereinzelt sind neuere Gebäude (jünger als 1940, ausgefüllte Kreise) betroffen (verändert nach SANDI & VASILE, 1982).

4. Seismologischer Rahmen

Abb. 4-10 zeigt die Lage aller zerstörten Gebäude in Bukarest. Aus dieser Abbildung wird deutlich, dass fast nur alte, vor 1940 errichtete Gebäude betroffen sind, die hinsichtlich ihrer Bausubstanz und der Konstruktionsweise keinesfalls auf dynamische Erdbebenlasten ausgelegt waren. Zudem waren diese Gebäude in vielen Fällen durch Kriegseinwirkungen oder frühere Beben vorgeschädigt.

Ein weiterer wichtiger Faktor für die Zerstörungen ist nach SANDI & VASILE (1982) die spektrale Charakteristik des 1977er Bebens, dessen dominante Periode bei etwa 1,3 s lag (siehe Kap. 4.3.2). Dies entsprach in etwa der Eigenperiode der 8-12 Stockwerke hohen Gebäude, die hauptsächlich in der Innenstadt anzutreffen waren.

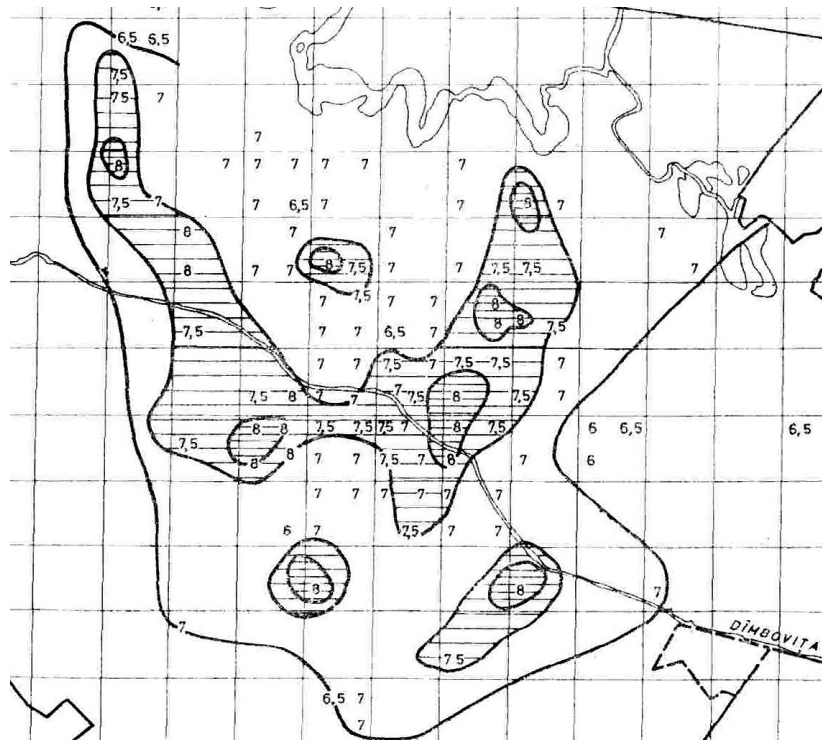


Abb. 4-11: Karte mit beobachteten MSK-Intensitäten in Bukarest nach dem 1977er Beben (verändert nach SANDI & VASILE, 1982).

4.3 Erdbebenschäden in Bukarest

Aus diesen Gründen wäre es falsch, sich bei der Beurteilung der Bodenerschütterungen ausschließlich auf die schweren Schäden in der Innenstadt zu konzentrieren, da diese in erster Linie durch die Gebäudesubstanz beeinflusst sind.

Ein statistisch besser abgesichertes Bild ergibt sich, wenn die Schäden anhand einer gleichmäßig über das Stadtgebiet verteilten Bausubstanz vergleichbarer Konstruktion beurteilt werden.

Abb. 4-11 zeigt die Verteilung von MSK-Intensitäten nach dem 1977er Beben. Zu erkennen sind bedeutende lokale Variationen der Intensität. Aufgrund des im Vergleich zur Hypozentralentfernung geringen Durchmessers des Stadtgebietes können diese Effekte weder auf die Herddirektivität, noch auf Variationen der Wellenausbreitung zurückgeführt werden. Verantwortlich für die Variationen in Bukarest sind daher in erster Linie Standorteffekte (siehe Kap. 2.4), d.h. die Einflüsse der lokalen Geologie (WENZEL et al., 2001; WIRTH, 2001).

Ein Teil der Bauwerkschäden des 1977er Beben wurde durch nicht-lineares Bodenverhalten verursacht (siehe Kap. 2.6). Durch die Erschütterungen kam es besonders bei Bauwerken mit hohen Flächenlasten zu lokalem Baugrundversagen, was unter anderem zum Einsturz zweier Wassertürme in Bukarest führte (SANDI & VASILE, 1982). Diese Autoren berichten außerdem von Beben-bedingten Setzungen im Stadtgebiet, deren Betrag bei durchschnittlich 1-2 cm lag.

Der relativ kurzen Bebedauer ist es nach Angaben der oben genannten Autoren zu verdanken, dass weitere nicht-lineare Effekte, wie z.B. Bodenverflüssigungen, nur an wenigen Lokalitäten in den Flussauen beobachtet werden konnten.

Derartige Erscheinungen traten hingegen beim 1940er Beben an zahlreichen Orten auf. Das Grundwasser wurde zum Teil in Form von bis zu einem Meter hohen Fontänen ausgepresst.

4.3.2 Spektrale Eigenschaften der Bodenerschütterungen

Die wichtigsten standortspezifischen Parameter der Bodenerschütterungen sind, wie in Kap. 2.3 dargelegt, die fundamentalen Perioden und Amplituden.

Da die Anzahl der Akzellerometer in Bukarest in den letzten Jahren kontinuierlich erweitert wurde, stehen mittlerweile eine Reihe von Bebenregistrierungen aus dem Stadtgebiet zur Verfügung (WIRTH, 2001).

4. Seismologischer Rahmen

Die fundamentalen Perioden der registrierten Erdbeben liegen, unabhängig vom Standort, im Bereich von 1 bis 2 Sekunden (BONJER et al., 1999). Diese Erkenntnisse werden durch Mikrotremor-Messungen bestätigt, die an 16 Standorten in Bukarest durchgeführt wurden. Bei diesem Verfahren wird der durch anthropogene Erschütterungen (z.B. Maschinen und Straßenverkehr) und mikroseismische Aktivität (z.B. Wind und Meeresbrandung) verursachte Rauschpegel registriert. Mit dem Verhältnis von Horizontal- zur Vertikalkomponente (H/V) der registrierten Fourierspektren lassen sich in beiden Fällen die dominanten standortspezifischen Perioden bestimmen. Details zur Anwendung der Mikrotremor-Messung und zum H/V-Verfahren finden sich beispielsweise bei BARD (1999a), BODIN et al. (2001) sowie bei FÄH et al. (1997).

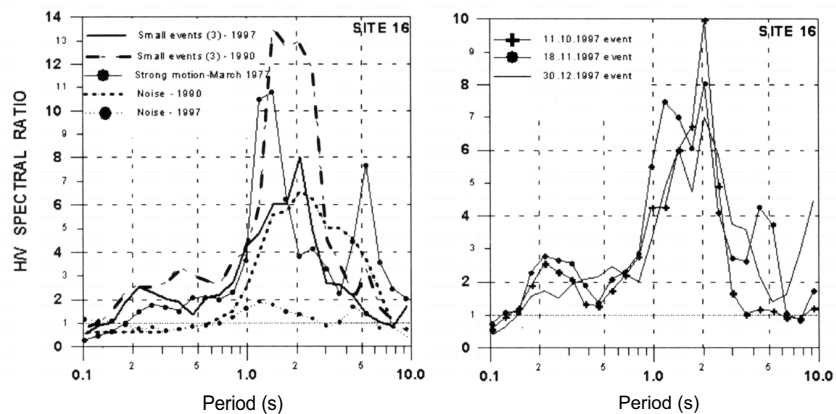


Abb. 4-12: Gegenüberstellung der H/V-Spektralverhältnisse von verschiedenen Erdbebenregistrierungen und Ambient Noise-Messungen am Standort INCERC in Bukarest. Die dominanten Perioden liegen im Intervall zwischen 1 und 2 Sekunden (verändert nach BONJER et al., 1999).

Die oben genannte Ähnlichkeit der Spektralverhältnisse bestätigen, dass für den Untergrund von Bukarest ein breiter fundamentaler Resonanzpeak im Periodenintervall zwischen 1 bis 2 Sekunden charakteristisch ist (siehe Abb. 4-12).

Für Perioden kleiner als 1 Sekunde konnten hingegen größere Abweichungen zwischen Bebenregistrierungen und Mikrotremor-Messungen festgestellt werden (BONJER et al., 1999).

4.3 Erdbebenschäden in Bukarest

Dies bedeutet, dass mit dem Verfahren der Mikrotremor-Messung für höherfrequente Schwingungen keine zuverlässigen Werte hinsichtlich der dominanten Perioden ermittelt werden können.

Da die Eigenperioden der meisten Gebäude in Bukarest aber genau in jenem Bereich liegen, wurde im Rahmen dieser Arbeit nach weiteren Methoden zur Ermittlung der standortspezifischen Resonanzperioden gesucht (siehe Kap. 6).

4.4 Frühere Mikrozonierungen von Bukarest

In Bukarest wurden in den letzten 50 Jahren mehrere Versuche hinsichtlich einer Mikrozonierung unternommen (SANDI & VASILE, 1982; MANDRESCU & RADULIAN, 1999a):

- GHICA (1953) versuchte aufgrund der damals bekannten geologischen, morphologischen und seismischen Gegebenheiten Aussagen über die zu erwartenden seismischen Intensitäten (MSK-Zone VIII, VII-VIII und VII) zu machen (siehe Abb. 4-13). Seine Zonierung orientiert sich an den verschiedenen geomorphologischen Einheiten im Stadtgebiet (vgl. Abb. 3-1).
- CIOCARDEL et al. (1964) unterschieden Zonen mit zu erwartenden seismischen Intensitäten (MSK 7,0; MSK 7,5; MSK 8,0) vor allem aufgrund der akustischen Impedanz des Untergrundes. Auch sie orientierten sich an den geomorphologischen Einheiten, die durch geotechnische Typprofile repräsentiert wurden (siehe Abb. 4-13).
- MANDRESCU (1972) untersuchte die Wellengeschwindigkeit oberflächennaher Schichten mittels Hammerschlagseismik (MEDVEDEV, 1962) und unterschied ebenfalls Zonen mit MSK-Intensitäten von 7,0 bis 8,0 (siehe Abb. 4-13).
- Nach dem Erdbeben vom 4. März 1977 wurde im Rahmen des NCST-Reports aus den beobachteten seismischen Intensitäten eine Karte der maximalen Beschleunigungen (0,2-0,4 g) abgeleitet (siehe Abb. 4-13). Die Gebiete mit den höchsten abgeschätzten Beschleunigungen korrelierten hier allerdings mit der Zone der ältesten Bebauung in Bukarest (siehe Kap. 4.3.1). Sie reflektierten weder die geologischen Untergrundverhältnisse noch die registrierten Beschleunigungswerte der Beben von 1986 und 1990.

Nach MANDRESCU & RADULIAN (1999a) war allen oben angeführten Arbeiten gemeinsam, dass zwischen den Prognosen und den tatsächlich aufgetretenen seismischen Intensitäten des 1977er Bebens zum Teil erhebliche Diskrepanzen lagen.

Es wurde deutlich, dass sich einfache oberflächengeologische oder geomorphologische Merkmale für eine Zonierung ebenso wenig eignen, wie eine Beschränkung auf rein seismische Erkundungsmaßnahmen.

4.4 Frühere Mikrozonierungen von Bukarest

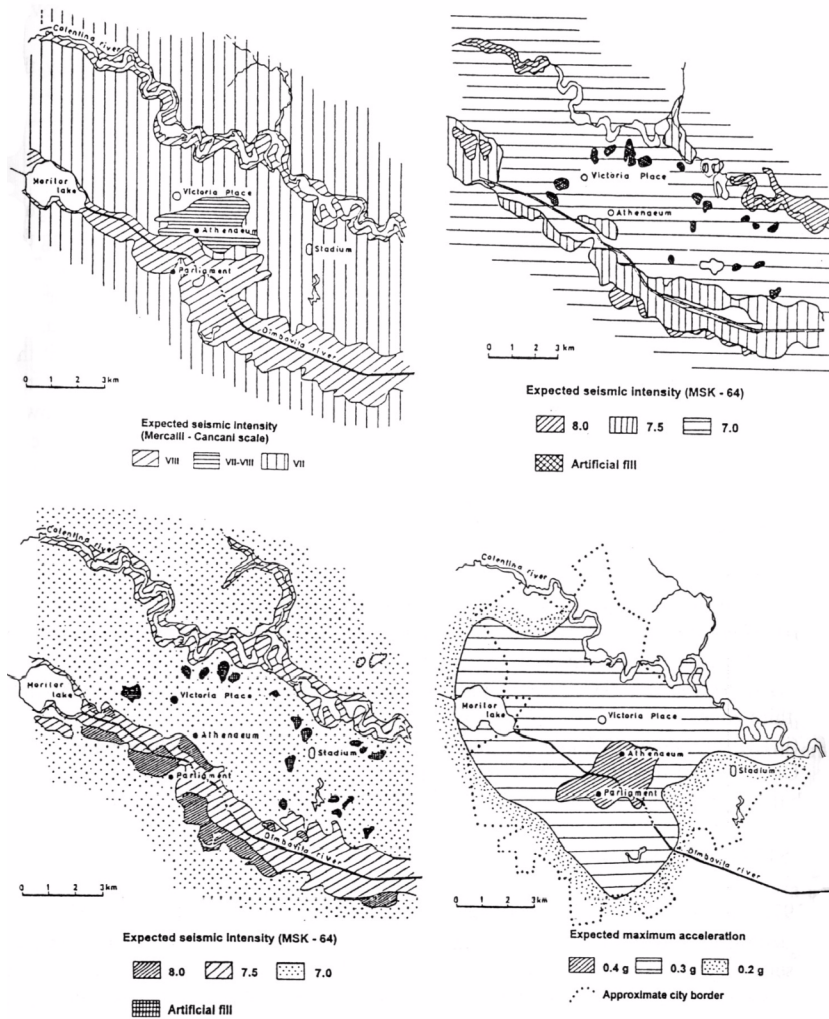


Abb. 4-13: Vergleich der Mikrozonierungen von Ghica (oben links), Ciocardel (oben rechts), Mandrescu (unten links) und dem NCST-Report (unten rechts). Die Orientierung der ersten drei Zonierungen an den geomorphologischen Einheiten in Bukarest (siehe Abb. 3-1) ist offensichtlich (verändert nach MANDRESCU & RADULIAN, 1999a).

5. DIGITALES UNTERGRUNDMODELL

Die Mächtigkeit oberflächennaher Einheiten hat, wie in Kap. 2.4.1 dargestellt, einen bedeutenden Einfluss auf die spektralen Eigenschaften von Bodenerschütterungen. Eine genaue Kenntnis der räumlichen Untergrundverhältnisse ist deshalb für eine flächenhafte Analyse der Standorteffekte unabdingbar.

Um die Teufen und Mächtigkeiten der quartären Einheiten an jedem Punkt des Arbeitsgebietes abfragen zu können, wurde auf Basis vorhandener Bohrdaten ein digitales Untergrundmodell erstellt.

5.1 Erhebung vorhandener Untergrunddaten

Der erste Schritt in der Entwicklung des digitalen Untergrundmodells war die Erhebung von verfügbaren geologischen und geotechnischen Untergrunddaten in Bukarest. In erster Linie wurden dazu Bohrdaten der U-Bahngesellschaft S.C. Metroul S.A. (nachfolgend kurz als Metroul bezeichnet) in Bukarest verwendet.

Als Vorerkundungsmaßnahme für den Bau neuer U-Bahntrassen wurden von dieser Gesellschaft in den 80er Jahren etwa 1.000 Bohrungen abgeteuft, deren Endtiefen zwischen 30 und 160 m liegen. Die tieferen Bohrungen wurden zum Zweck der Eigenwasserversorgung an den U-Bahnstationen abgeteuft und durchdringen daher meist den Layer A des Fratesti-Aquifers (siehe Kap. 3.4).

Die Bohrungen sind zum großen Teil linear entlang der heutigen U-Bahntrassen angeordnet und weisen im Bereich der U-Bahnstationen die größte Dichte auf.

Im einzelnen wurden folgende, ausschließlich analogen Untergrundinformationen verwendet:

- a) Von der Metroul wurden großformatige Karten mit Erkundungsbohrungen des kommunalen "Proiect Bucuresti" aus den 50er Jahren im Maßstab 1:20.000 zur Verfügung gestellt. Verzeichnet sind Teufen und/oder Mächtigkeiten der Quartäreinheiten an Bohrpunkten im gesamten Stadtgebiet. Zusätzlich wurden von Hand entsprechende Isolinien eingezeichnet. Die Teufenangaben sind auf den Meeresspiegel (Meter über Schwarzem Meer; m ü. SM) bezogen. Als geografisches Bezugssystem wurde ein

5.1 Erhebung vorhandener Untergrunddaten

Stadtplan verwendet, dem allerdings kein Koordinatensystem zugeordnet war.

Wie aus Tab. 5-1 hervorgeht, sind nicht alle räumlichen Parameter der Quartäreinheiten vollständig beschrieben. Da zudem keine topografischen Höhen für die Bohransatzpunkte vorliegen, mussten für das Untergrundmodell weitere Daten einbezogen werden.

Tab. 5-1: Informationen zu den räumlichen Parametern der Quartäreinheiten, die den Plänen des "Proiect Bucuresti" entnommen werden können.

Einheit	Teufe d. Schichtoberfläche	Mächtigkeit
Auffüllung	-	-
Oberer Tonig-Sandiger Komplex	-	+
Colentina-Kieskomplex	+	+
Intermed. Tonablagerungen	+	+
Mostistea-Sandbank	+	+
Lakustrischer Komplex	+	-
Fratesti-Komplex	-	-

- b) Bohrprofile mit tabellarischen lithologischen und geotechnischen Beschreibungen der Metroul-Erkundungsbohrungen (auf rumänisch). Die Profile sind mit relativen (Meter unter Geländeoberkante; m u. GOK) und absoluten Höhenangaben (m ü. SM) versehen. Ein geografischer Bezug durch Koordinaten war nicht gegeben.
- c) Querprofile, bestehend aus interpolierten Schichtgrenzen zwischen Metroul-Bohrungen, die auf eine Profillinie projiziert wurden. Auch diese Bohrungen hatten keinen geografischen Bezug. Sie waren jedoch hinsichtlich der Schichteinteilung der Bohrprofile aus b) hilfreich, da die von den Metroul-Bearbeitern verwendeten Zuordnungskriterien aus ihnen hervorgingen.

- d) Lagepläne mit Lokalisierung der meisten Bohrungen aus b) und c) mit relativen und absoluten Höhenangaben der Bohransatzpunkte. Auch hier waren keine Koordinaten verzeichnet.
- e) Isolinenplan der Schichtoberfläche des Layer A des Fratesti-Komplexes aus SANDI & VASILE (1982), bezogen auf m ü. SM.
- f) Isolinenplan der topografischen Höhen in Bukarest aus LUNGU et al. (1999b), bezogen auf m ü. SM.
- g) Querprofile mit Bohrungen in der Innenstadt, bezogen auf GOK. Diese Profile wurden vom INCERC-Institut in Bukarest zur Verfügung gestellt.

Als topografische Grundlage stand ein digitaler Stadtplan der rumänischen Firma Geosystems zur Verfügung, der zur Lokalisierung und Darstellung sämtlicher Bohrdaten verwendet wurde.

Weil zu Beginn der Arbeit für Bukarest kein offizielles Koordinatensystem zugänglich war, basierte der Datensatz auf unprojizierten geografischen Koordinaten.

Eine Beschränkung des Arbeitsgebietes auf die Innenstadt erfolgte aus mehreren Gründen:

- Die Datenerhebung und -eingabe erwies sich als sehr zeitintensiv, so dass im vorgegebenen personellen und zeitlichen Rahmen des Projekts eine Limitierung der Eingangsdaten unumgänglich war.
- In der Innenstadt liegt aufgrund der regen Bautätigkeit der vergangenen Jahrzehnte die größte Dichte an Untergrundinformationen vor.
- Im Stadtzentrum liegt die Test Area des SFB, in der die Auswirkung eines Erdbebens auf verschiedene Bauwerke registriert und analysiert werden. Zu diesem Zweck wurde der Gebäudebestand in diesem Bereich vom SFB katalogisiert und klassifiziert. Zudem erfolgte die Installation von Seismometern und Akzellerometern in Gebäuden und unter Freifeldbedingungen.
Im Bereich der Test Area wird ein besonders detailliertes geologisches Untergrundmodell benötigt, um die Auswirkungen der geologischen und geotechnischen Gegebenheiten auf die Bodenerschütterungen und Bauwerkschäden analysieren zu können.

5.1 Erhebung vorhandener Untergrunddaten

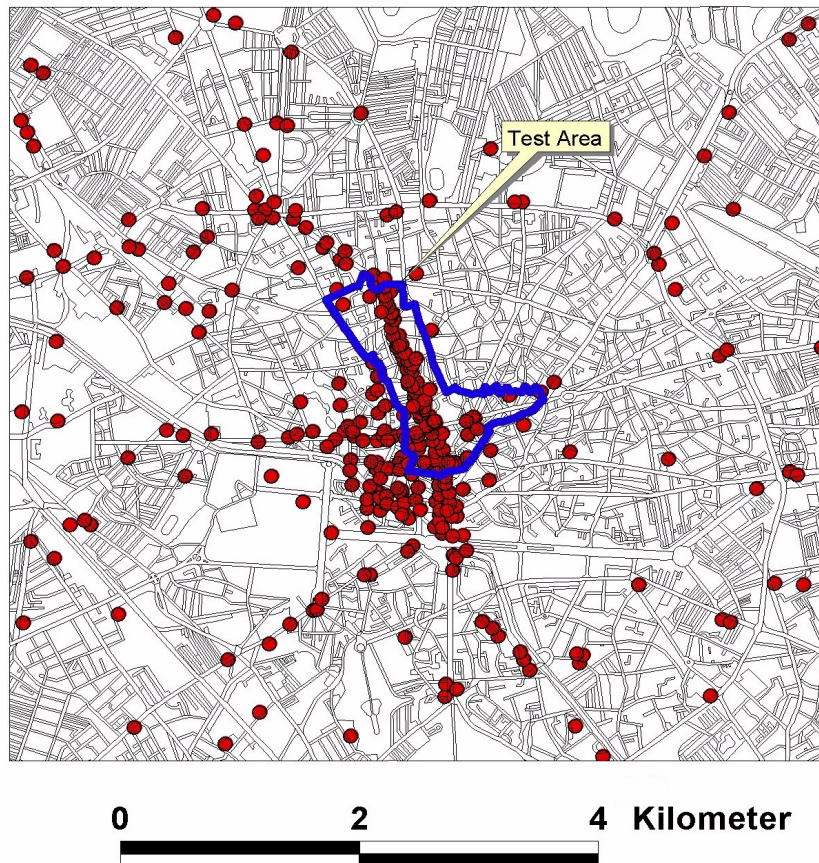


Abb. 5-1: Die Grundlage für das digitale Untergrundmodell: Lage der verwendeten Bohrungen im Arbeitsgebiet in der Innenstadt von Bukarest. Zusätzlich sind die Grenzen der SFB-Test Area dargestellt.

Aufgrund der unterschiedlichen Darstellung der Untergrunddaten waren hinsichtlich der Eingabe und Aufarbeitung verschiedene Verfahren nötig. Für das Untergrundmodell mussten die Daten zunächst digitalisiert, mit einem geografischen Bezug versehen und in ein gemeinsames Datenformat überführt werden.

5.2 Digitale Aufbereitung geologischer Datensätze

5.2.1 Verwendete GIS-Software

Ein Geo-Informationssystem (GIS) ermöglicht die digitale Erfassung, Verwaltung, Analyse und maßstabsflexible Ausgabe raumbezogener Daten und erweist sich damit hinsichtlich der Erfordernisse dieses Projektes als ideales und zeitgemäßes Werkzeug.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die GIS-Anwendungen ArcInfo™ 8.0.2 und ArcView™ 3.2 verwendet. Beide Programme unterstützen als hybrides GIS die Konvertierung von Vektor- in Rasterdaten (ESRI, 1995; ESRI, 1998; BILL, 1999a). Diese Funktion war zur Lösung der vorliegenden Problemstellung unerlässlich.

Für die Erfassung und Analyse der Daten wurde in erster Linie die umfassende Funktionalität von ArcInfo™ genutzt, während ArcView™ hauptsächlich der Visualisierung der Resultate diente.

ArcInfo™ ist eine modular aufgebaute Software. Die verwendeten Module, Funktionen und Befehle werden an entsprechender Stelle in den folgenden Kapiteln so weit als nötig erläutert. Detaillierte Informationen dazu finden sich in der ESRI-Dokumentation (ESRI, 1994 und ESRI, 1995). Die wichtigsten verwendeten ArcInfo™-Befehle sind kursiv in eckigen Klammern (*[Befehl]*) wiedergegeben.

Einige Prozesse wurden durch Algorithmen, die in der ArcInfo™-Makrosprache AML (*arc macro language*) programmiert wurden, automatisiert. Eine Auswahl davon findet sich im Anhang A.

5.2.2 Digitalisierung der Raumdaten mit ArcInfo™

Die Grundlage für die GIS-Bearbeitung waren Scans der Karten und Pläne, die als Rasterdateien abgespeichert wurden. Der geografische Raumbezug dieser Rasterdaten wurde durch Georeferenzierung der gescannten Karten hergestellt. Dieser Prozess setzt sich aus zwei Schritten zusammen:

1. Bei der Registrierung [*register*] werden ausgewählten Referenzpunkten Koordinaten zugewiesen, die zuvor aus ortsidentischen Punkten einer bereits georeferenzierten Karte von Bukarest ausgelesen wurden. Im Fall dieser Arbeit wurde zum Auslesen der Koordinaten der oben erwähnte digitale Stadtplan als Referenzsystem verwendet.

5.2 Digitale Aufbereitung geologischer Datensätze

Besonders im Innenstadtbereich ergaben sich in dieser Hinsicht Probleme, da durch umfangreiche Baumaßnahmen in den 80er Jahren dieses Areal vollständig umgestaltet wurde. Die alten Straßenpläne aus den 50er Jahren stimmen aus diesem Grund nicht mit dem aktuellen Stadtplan der digitalen Karte überein, so dass hier keine Referenzpunkte gesetzt werden konnten.

2. Die registrierten Karten wurden anschließend durch Rektifizierung [*rectify*] in ein geodätisches Bezugssystem transformiert (d.h. entzerrt und eingenordet) und standen damit als Hintergrund für die Digitalisierung der Kartenelemente zur Verfügung.

Die auf den georeferenzierten Karten verzeichneten Bohrpunkte und Isolinien wurden im Arcedit™-Modul (ESRI, 1995) am Bildschirm digitalisiert und als ArcInfo™-Vektorformat (Coverage) abgespeichert. Darin werden Lage und Topologie (Nachbarschaftsbeziehung) der Elemente in Form von relational verknüpften Binärdateien in einer Datenbank abgelegt.

Eine automatische Vektorisierung der Elemente war aufgrund der schlechten Qualität der gescannten Vorlage nicht möglich.



Abb. 5-2: Analoge (links) und digitale (rechts) Darstellung desselben Kartenausschnitts. Die in einer Attributtabelle abgelegten Sachdaten der Punktcoverage (in diesem Fall Höhenwerte einer Schichttyp-Oberfläche) können als Labelbeschriftung angezeigt werden.

Um den digitalisierten Punkten und Linien Attribute wie Bohrungsbezeichnung, Teufen, Mächtigkeiten und Höhenwerte zuordnen zu kön-

nen, wurden für die Coverages verschiedene Attributspalten definiert [*createattributes* bzw. *additem*]. Die jeweiligen Elemente konnten danach selektiert und die entsprechenden Attribute vergeben werden. Diese Attribute werden in speziellen ArcInfo™-Tabellen, den PAT (*point attribute table*) bzw. AAT (*arc attribute table*), abgespeichert (ESRI, 1995). Aus den Punktcoverages mit den digitalisierten Bohrungen wurden die Koordinaten der Bohrersatzpunkte ausgelesen [*addxy* und *unload*] (siehe *coord.aml* im Anhang A), um sie später den tabellarisch archivierten Bohrungen zuordnen zu können.

5.2.3 Datenbankverwaltung der Bohrdaten

Die tabellarischen Bohrdaten der Metroul wurden in einer Datenbank erfasst. Die Eingabe erfolgte mit Hilfe der Bohrprofil-Analyse-Software GeODin® 2.0 (FUGRO CONSULT GMBH, 1997), welche die Ablage der Daten in einer Access® 2000-Datenbank ermöglicht. Access® bietet über die ODBC-Schnittstelle eine unproblematische Datenbank-Anbindung an das GIS und ermöglicht den Datenaustausch mit anderen Projekten des SFB.

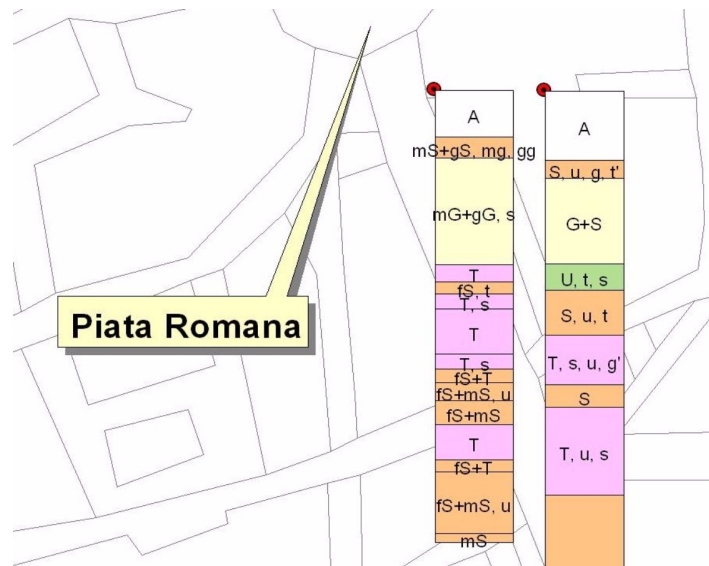


Abb. 5-3: Ein Beispiel für die raumbezogene Darstellungsmöglichkeit der Bohrdaten mit GeODin® und ArcView™: Lage und Lithologie zweier Bohrungen im Norden der Test Area.

5.2 Digitale Aufbereitung geologischer Datensätze

Im Zusammenwirken mit GeODin® können mit ArcView™ Bohrprofile auch mit einem geografischen Bezug dargestellt werden (siehe Abb. 5-3).

In GeODin® wurden Name, Koordinaten und Ansatzhöhe der Bohrung, Tiefe, Korngrößen und Konsistenzen der Schichten sowie die Höhe des Grundwasserspiegels eingegeben. Die Koordinaten der Bohrungen wurden, wie oben erwähnt, aus den zuvor digitalisierten Punktcoverages ausgelesen.

Anschließend wurden die lithologischen Einheiten zu Schichttypen zusammengefasst. Die Unterteilung des Untergrundes wurde in Anlehnung an die von LITEANU (1951) und LUNGU et al. (1999a) vorgenommene Klassifizierung vollzogen (siehe Kap. 3.4):

- Typ 1+2: Auffüllung und Oberer Ton-Schluff-Komplex
- Typ 3: Colentina-Komplex
- Typ 4: Intermediärer Tonkomplex
- Typ 5: Mostistea-Sandbank
- Typ 6: Lakustrischer Komplex
- Typ 7: Fratesti-Komplex (Layer A)

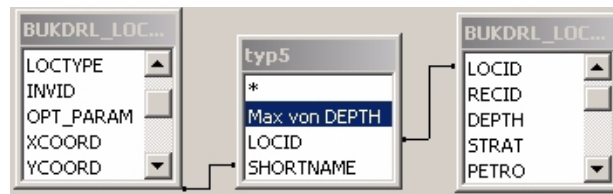


Abb. 5-4: Grafisches Schema der Verknüpfung dreier Access®-Tabellen über gemeinsame Attributspalten hinsichtlich einer SQL-Abfrage: In der mittleren Tabelle wird eine neue Attributspalte mit den maximalen Tiefenwerten eines Schichttyps erstellt. Dazu werden Attribute der linken (Namen und Koordinaten der Bohrungen) und rechten (lithologische und stratigraphische Parameter) Tabelle über Aggregatfunktionen abgefragt.

GeODin® legt die Bohrdaten innerhalb eines Projektes in verschiedenen relational verknüpften Access®-Tabellen ab (siehe Abb. 5-4), die in dieser Form noch nicht weiter verwendet werden konnten.

Mit Hilfe von geschachtelten SQL-Abfragen und -Unterabfragen konnten aus den verknüpften Tabellen mit MAX- und MIN-Aggregatfunktionen (z.B. NICOL & ALBRECHT, 2000) die Teufen der Schichttyp-Oberflächen in den jeweiligen Bohrungen bestimmt werden (siehe Abb. 5-5).

1. Grundtabelle

PTH	STRAT	PETRO	GENESE	F
1	2,2	zy		
1	4	T,u		
1	5,4	fS		
1	9,1	T;u4,s		

2. SQL-Statement

```

BUKDR_Loc_LocREG ACCORD,
BUKDR_Loc_LocREG YCORD
FROM BUKDR_Loc_S
WHERE ((BUKDR_Loc_S
GROUP BY BUKDR_Loc_S
ORDER BY BUKDR_Loc_S

```

3. Abfrageergebnis

	typ4_top.Max	typ4_basis.Ma	m
1	17,4	28,5	11,1
1	17,6	29,2	11,6
2	28,2	42	13,8
2	21	34,5	13,5
2	19,9	25,5	5,6
2	20,5	24,9	4,4
2	16	26	10
2	11,3	27	15,7
2	5,9	11,6	5,7
2	10,1	15	4,9
2	10,4	23,9	13,5
2	11,4	32,6	21,2
2	12,8	19,7	6,9
2	12	16,6	4,6
2	26,4	31,3	4,9
2	14	23	9
2	12,5	23,5	11
2	8,5	13,2	4,7
2	17,4	28,5	11,1
2	17,6	29,2	11,6

Abb. 5-5: Beispielhafte Darstellung für den Vorgang einer SQL-Abfrage: Die Ausgangstabelle wird durch ein SQL-Statement hinsichtlich des minimalen und maximalen Tiefenwerts eines Schichttyps abgefragt und das Resultat in einer neuen Tabelle dargestellt.

Die Abfrageresultate wurden in Form von dBase®-Tabellen abgespeichert, die Spalten mit den ausgelesenen Rechts- und Hochwerten und damit einen geografischen Raumbezug enthalten.

Über die ODBC-Schnittstelle konnten sie nach ArcInfo™ importiert und als Punktcoverage abgelegt werden. Die Koordinaten und Attribute wurden beim Import aus entsprechend ausgewählten Tabellenspalten übernommen.

5.2 Digitale Aufbereitung geologischer Datensätze

Für zukünftige Erfassungen von Bohrdaten wurden mit Access® Eingabemasken erstellt, die eine schnellere Eingabe von Bohrdaten ohne den Zwischenschritt über GeODin® ermöglichen (siehe Abb. 5-6).

ID	Name	Rechtswert	Hochwert	Ansatzhöhe
149	SU-4	428505	4920804	79.5

Tiefe: 2.5

Lithologie: zy

Schichttyp: I

Datensatz: 1 von 356

Abb. 5-6: Access®-Formular zur Eingabe von Bohrdaten.

5.2.4 Zusammenführung, Transformation und Korrektur der Datensätze

Diese neu erstellten Coverages wurden nun mit den bestehenden Punktcoverages über den *[append]*-Befehl verknüpft. Dabei ist zu beachten, dass Bezeichnung, Breite und Datentyp der jeweiligen Attributspalten identisch sein müssen.

Nach diesem Prozess waren die Untergrunddaten in einem einheitlichen Datenformat und Koordinatensystem repräsentiert.

Da dem SFB zwischenzeitlich von der Firma Geosystems ein georeferenzierter digitaler Stadtplan von Bukarest im globalen UTM-Koordinatensystem (BILL, 1999b) zur Verfügung gestellt wurde, konnten die bereits erstellten Punkt-Coverages durch Koordinatentransformation in dieses System überführt werden.

Dazu wurden ortsidentische Passpunkte auf den beiden Karten mit den unterschiedlichen Koordinatensystemen bestimmt und mit den jeweiligen Koordinaten versehen. Auf Basis dieser Information konnten mit ArcInfo™ die bestehenden Coverages in das UTM-System transformiert werden *[transform]*.

Zur Automatisierung dieses Prozesses wurde ein AML programmiert (siehe transform.aml im Anhang A).

Beim Vergleich der Teufen- und Mächtigkeitsattribute der Bohrungen zeigte sich, dass teilweise unverhältnismäßig große Abweichungen zwischen dicht nebeneinander liegenden Bohrungen auftraten.

Da in den Quartäreinheiten keine Störungen vorliegen (siehe Kap. 3.4), musste das Problem an der Schichttyp-Einteilung liegen. Die Liegend- und Hangendgrenzen der Schichttypen sind teilweise wegen faziellen Verzahnungen schwer festzulegen.

So können beispielsweise mächtige Sandlinsen an der Basis toniger Lagen die genaue Abgrenzung zu liegenden Sand- und Kiesschichten erschweren. Die Zuordnung der lithologischen Einheiten ist deshalb immer in gewissem Maß von der Interpretation der jeweiligen Bearbeiter abhängig.

Aus diesem Grund wurden die aus verschiedenen Jahrzehnten stammenden Zuordnungen kontrolliert und gegebenenfalls regional vereinheitlicht, damit diese sich zu einem plausiblen Gesamtbild ergänzten.

5.3 Generierung räumlicher Informationen mit dem GIS

5.3.1 Darstellung kontinuierlicher Oberflächen durch Grid-Rasterdaten

Auf Basis der beschriebenen vektoriellen Punkt- und Linieninformationen wurde nun durch Interpolation ein kontinuierliches Untergrundmodell mit geschlossenen Oberflächen erstellt.

Mit diesem digitalen Modell können flächendeckende Informationen über Teufen und Mächtigkeiten der geologischen Einheiten zur Verfügung gestellt werden.

Diskrete Vektorelemente der Coverages wurden durch verschiedene Interpolationsalgorithmen des ArcInfo-GRID™-Moduls in Raster-basierte Flächenkarten (Grids) überführt.

Ein ArcInfo™-Grid besteht aus einer kartesischen Matrix von gleichförmig quadratischen Zellen, die über spezifische Zeilen und Spalten identifizierbar und lokalisierbar sind (ESRI, 1994).

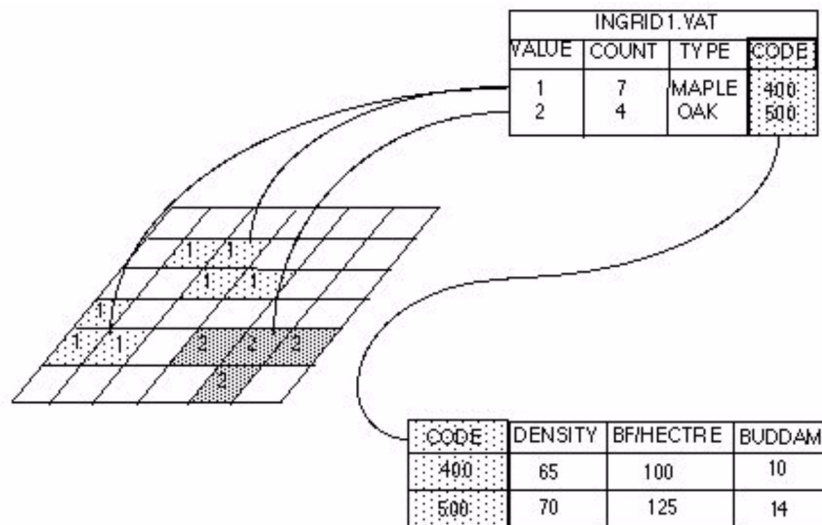


Abb. 5-7: Schema der Speicherung von GRID™-Attributen in relational verknüpften Tabellen (aus ESRI, 1994).

Jeder Zelle können numerische Werte zugeordnet werden, die in relational verknüpften Tabellen, den sogenannten VAT (value atttribute table), abgelegt sind. Durch Zuordnung von Gleitkommazahlen können auch kontinuierliche Oberflächen, wie z.B. geologische Schichtflächen, dargestellt werden.

Ein Grid, in dem ausschließlich topografische Höhenwerte als Funktion der geografischen Lage gespeichert sind, wird als digitales Höhenmodell (DHM) bezeichnet. Da die dritte Dimension in diesem Fall als Attributwert abgelegt wird und deshalb keine gleichwertigen dreidimensionalen Informationen vorliegen, spricht man auch von einem 2,5 dimensionalen GIS (BARTELME, 1995; BILL, 1999a).

Solange jedem Koordinatenpunkt ein diskreter Höhenwert zugewiesen werden kann, d.h. keine Überhänge oder vertikale Flächen vorliegen, kann dieses Datenformat im Sinne eines DHM ohne Beschränkungen angewendet werden.

Da im quartären Untergrund von Bukarest keine Störungen beobachtet werden und die homoklinale Schichtlagerung nahezu horizontal ist (siehe Kap. 3.4), traten diesbezüglich keine Schwierigkeiten auf.

Zur Generierung von Oberflächen aus den Attributen diskreter Punkt- oder Linieninformationen stehen in ArcInfo™ mehrere Interpolationsverfahren zur Verfügung, die hinsichtlich ihrer Eignung für die Erstellung eines Untergrundmodells verglichen wurden.

5.3.2 Grundlagen und Bewertung der verwendeten Interpolationsverfahren

Nachfolgend werden die Grundprinzipien verschiedener Interpolationsverfahren kurz skizziert. Die Eignung hinsichtlich der Erfordernisse dieser Arbeit wird anhand der generierten Oberfläche eines Schichttyps diskutiert. Zum leichteren Vergleich der verschiedenen Resultate ist stets derselbe Kartenausschnitt mit Lage der Interpolationsstützpunkte (Bohrungen) dargestellt.

Ausführliche Erläuterungen zu den genannten Verfahren und die zum Teil umfangreichen mathematischen Theorien sind nicht Gegenstand dieser Abhandlung. Details dazu finden sich unter anderem in den Ausführungen von DAVIS (1986), BILL (1999b), BULLINGER (2000), ISAAKS & SRIVASTAVA (1989) und in der ESRI-Dokumentation (ESRI, 1994).

5.3 Generierung räumlicher Informationen mit dem GIS

5.3.2.1 Triangulation

Bei diesem Verfahren [*createt*in] werden Kontrollpunkte über ein Netz von Dreiecken mit minimierten Flächen verbunden. Die Oberfläche wird durch geneigte Dreiecksflächen modelliert, es entsteht ein TIN (triangulated irregular network) (siehe Abb. 5-8).

Systemintern werden die Dreiecke über eine eindeutige Flächenidentität, die Eckpunkte und die Topologien definiert (ESRI, 1994).

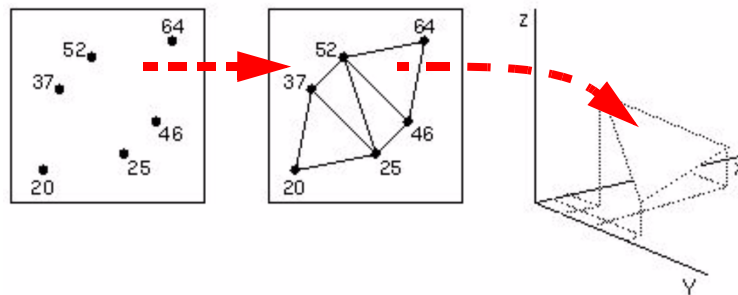


Abb. 5-8: Berechnung eines TIN aus einem Feld von Kontrollpunkten (links und mitte) und dreidimensionale Darstellung einer Dreiecksfläche in einem räumlichen Koordinatensystem (rechts) (verändert nach ESRI, 1994).

Beim TIN handelt es sich um eine Vektor-Struktur, die in erster Linie für die grafische Darstellung von Oberflächen konzipiert ist. Für numerische Flächenanalysen muss ein TIN zunächst in ein Rasterformat (Grid) konvertiert werden.

Aufgrund der unregelmäßig verteilten Bohrungen (siehe Abb. 5-1) resultierte die Interpolation in mitunter sehr groben, kantigen Strukturen, die zur Repräsentation einer geologischen Oberfläche wenig geeignet erscheinen (siehe Abb. 5-9).

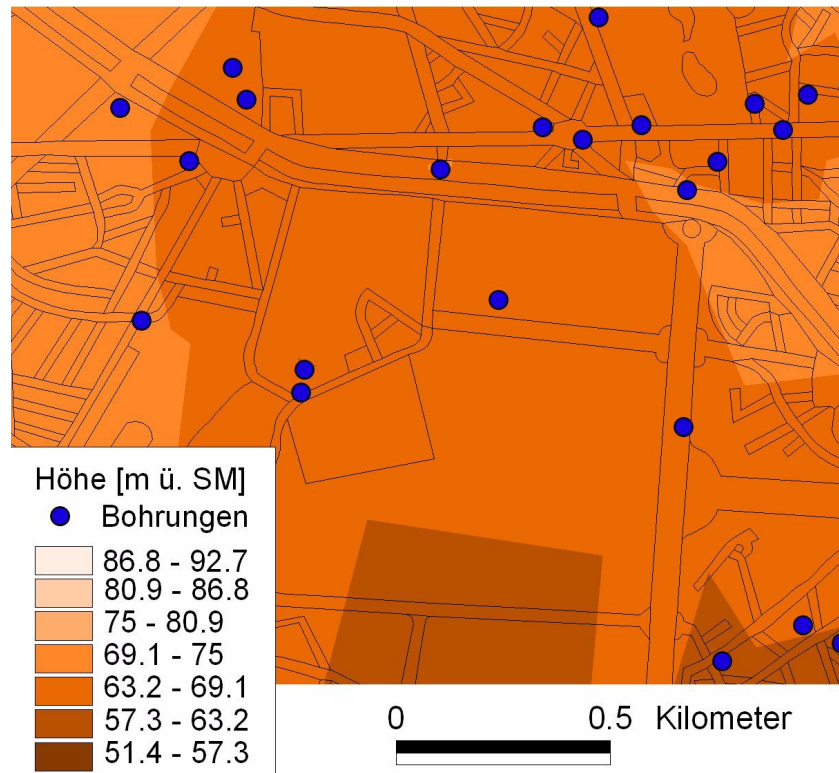


Abb. 5-9: Kartenausschnitt mit dem Resultat der TIN-Interpolation. In Bereichen mit wenigen Stützpunkten wird die Oberfläche durch grobe Strukturen nur unzureichend beschrieben.

5.3.2.2 Trend

Eine Fläche wird so orientiert, dass die quadrierten Abweichungen zwischen den Attributen der Fläche und denen der Kontrollpunkte minimal werden.

Es handelt sich um eine polynomische Regression, deren Ordnung optional ist. Mit höherer Ordnung wird die Anpassung an die Kontrollpunkte in der Regel verbessert. Wird eine Regression erster Ordnung gewählt, so ist das Resultat eine ebene Fläche.

5.3 Generierung räumlicher Informationen mit dem GIS

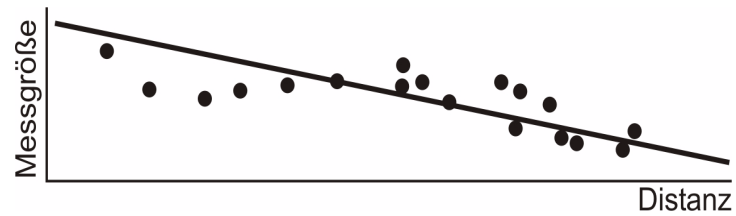


Abb. 5-10: Schema einer interpolierten Trendfläche 1. Ordnung in der Seitenansicht (verändert nach www1).

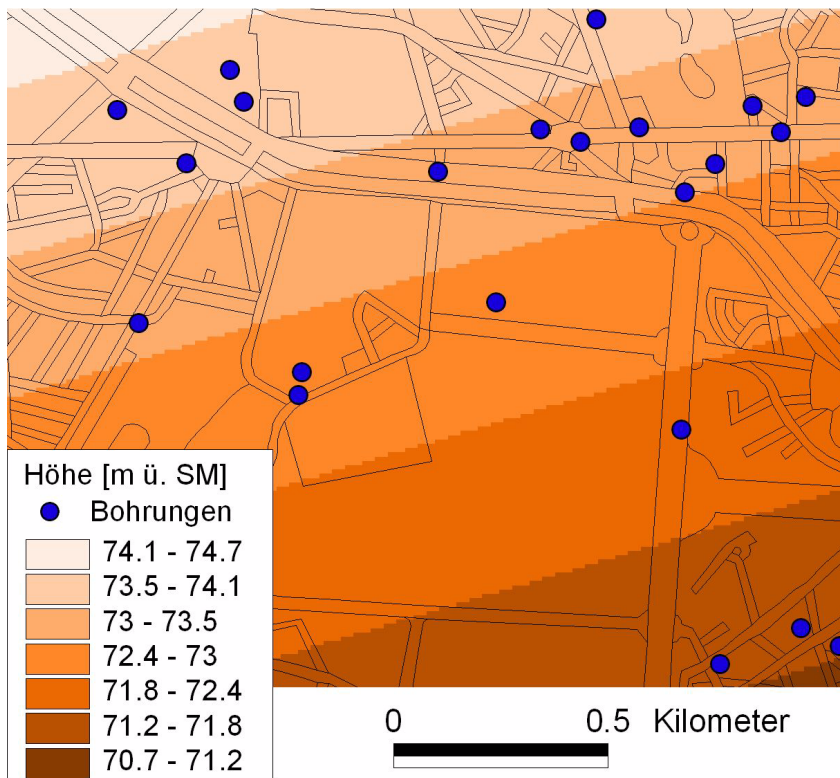


Abb. 5-11: Kartenausschnitt mit dem Resultat der Trend-Interpolation 1. Ordnung. Die ebene Trend-Fläche zeigt ein flaches Einfallen der Schichtoberfläche nach Süd-Südosten.

Das Verfahren *[trend]* eignet sich gut, um ein regionales Einfallen von geologischen Schichten unabhängig von kleinräumigen Variationen zu visualisieren (siehe Abb. 5-10 und Abb. 5-11).

5.3.2.3 Spline

Der Spline-Algorithmus berechnet eine Fläche mit minimierter Krümmung, die durch die Kontrollpunkte verläuft. Für die Anpassung werden polynomielle Kurven verwendet, die in Intervalle unterteilt sind. Für jedes Teilintervall wird eine eigene Funktion berechnet. Um einen kontinuierlichen Kurvenverlauf zu gewährleisten, müssen an den Intervallgrenzen die ersten und zweiten Ableitungen stetig sein (BILL, 1999b).

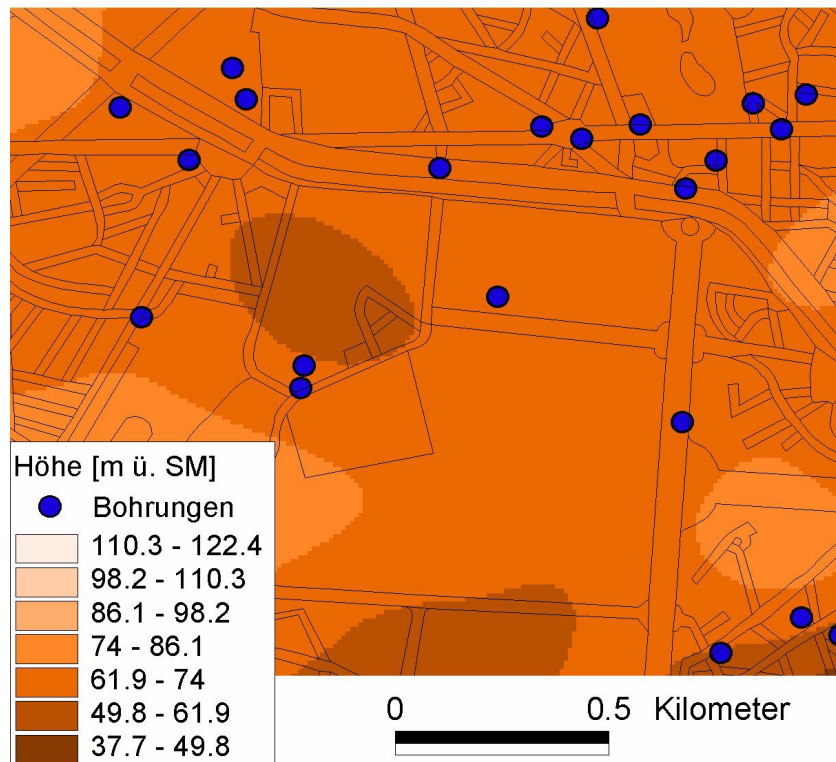


Abb. 5-12: Kartenausschnitt mit dem Resultat der Spline-Interpolation. Zu beobachten sind konzentrische Strukturen, die sogenannten „Bull’s Eyes“, welche durch isolierte Peaks in der interpolierten Oberfläche bedingt sind.

5.3 Generierung räumlicher Informationen mit dem GIS

Bei größeren Gradienten zwischen den Kontrollpunkt-Attributen führt die Forderung nach einer minimalen Krümmung oftmals zu unplausiblen Peaks, sogenannte Overshoots, zwischen den Kontrollpunkten (BULLINGER, 2000).

Die "Elastizität" der Fläche lässt sich deshalb mit GRID™ durch die [regularized]- und [tension]-Option verändern. Werden allerdings zu große Krümmungen zugelassen, dann ähnelt die Fläche in ihren Eigenschaften einer elastischen Membran, die an den Stellen der Kontrollpunkte Peaks aufweist.

Ein Nachteil der Spline-Interpolation [spline] ist der „Bull's Eyes“-Effekt (siehe Abb. 5-12), der häufig bei unregelmäßig verteilten Stützpunkten auftritt. Dabei bilden sich konzentrische Strukturen, die als isolierte Peaks aus der Oberfläche herausragen. Lineare morphologische Elemente, wie z.B. Rinnen, lassen sich damit schlecht darstellen.

5.3.2.4 IDW

Beim IDW (inverse distance weighting) werden Zellwerte durch eine inverse Gewichtung der umliegenden Kontrollpunkt-Attribute entsprechend ihrer Distanz zur jeweiligen Zelle berechnet. Kontrollpunkte, die in der Nähe der Zelle liegen, üben damit einen größeren Einfluss aus als solche, die weiter entfernt liegen (BULLINGER, 2000).

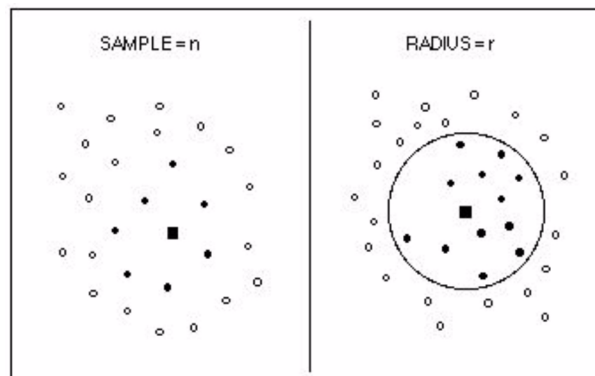


Abb. 5-13: Festlegung der zur Interpolation herangezogenen Stützpunkte durch eine festgelegte Anzahl der nächsten Nachbarn (links) oder einem fixen Suchradius (rechts) (aus ESRI, 1994).

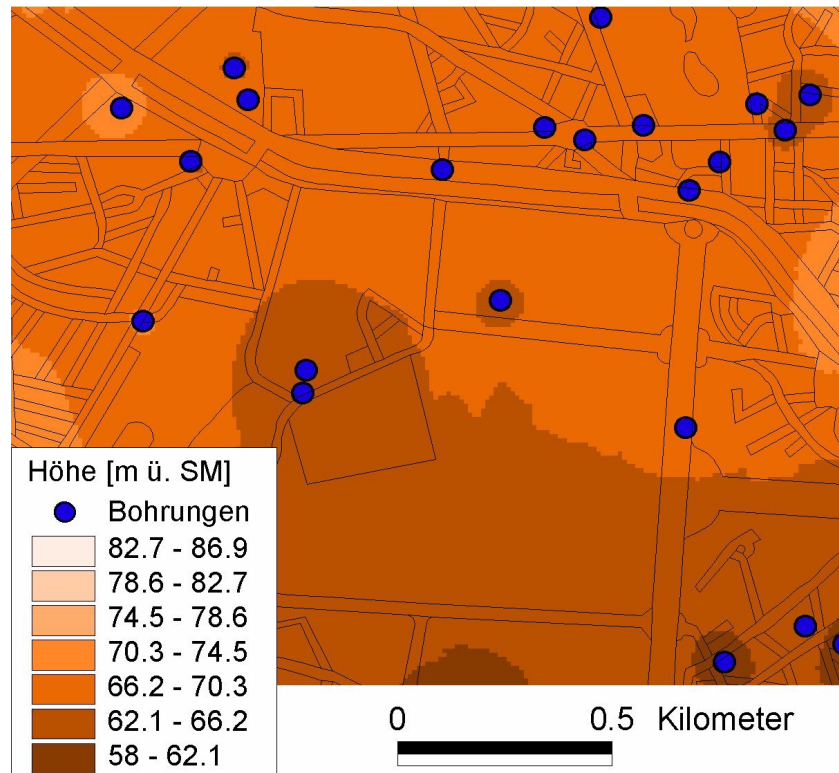


Abb. 5-14: Kartenausschnitt mit dem Resultat der IDW-Interpolation. Auch hier sind konzentrische Strukturen zu beobachten, die im Sinne einer Modellierung geologischer Oberflächen unzweckmäßig sind.

Die für die Interpolation verwendeten Punkte können entweder über einen Suchradius oder über eine vorbestimmte Anzahl festgelegt werden (siehe Abb. 5-13). Auch bei dieser Methode verläuft die interpolierte Fläche durch die Kontrollpunkte.

Die Nachteile des IDW [idw] sind im wesentlichen die gleichen wie beim Spline-Verfahren. Auch hier entstehen konzentrische „Bull's Eyes“, die schlecht geeignet sind, um geologische Strukturen darzustellen.

5.3 Generierung räumlicher Informationen mit dem GIS

5.3.2.5 Kriging

Die Grundlage für die Kriging-Interpolation [*kriging*] ist die Theorie der regionalisierten Variablen. Über kurze Distanzen hinweg sind demnach die Variablen korreliert, während weiter auseinander liegende Punkte ab einem gewissen Abstand statistisch unabhängig sind. Die Raumattribute geologischer Flächen können als regionalisierte Variablen betrachtet werden, insofern es sich um kontinuierliche Flächen ohne Störungen handelt (DAVIS, 1986).

Eine grundlegende statistische Größe zur Quantifizierung des Zusammenhangs räumlicher Phänomene ist die Semivarianz. Dabei handelt es sich um die mittlere quadrierte Differenz von Werten, die an spezifischen Punktepaaren gemessen wurde (ISAAKS & SRIVASTAVA, 1989). Im Fall des Untergrundmodells sind dies die Höhenwert-Attribute der einzelnen Bohrpunkte.

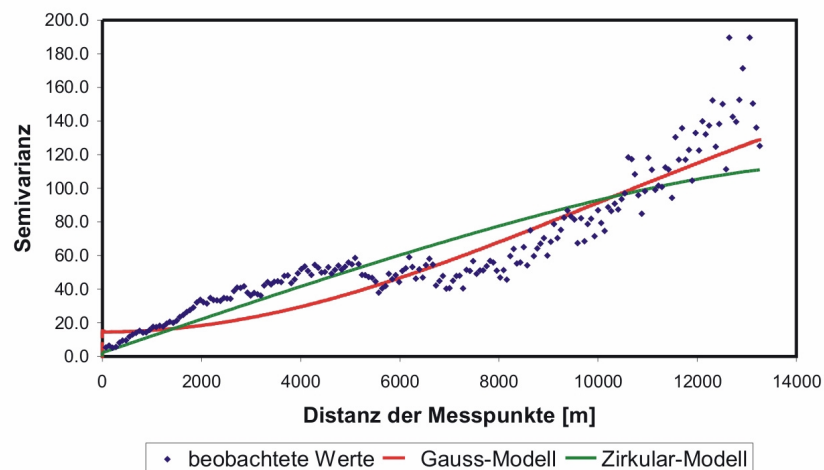


Abb. 5-15: Beispiel für ein Semivariogramm mit den Werten der Semivarianz in Abhängigkeit von der Distanz der Messpunkte (Bohrungen). Dargestellt sind die beobachteten und die mit zwei unterschiedlichen mathematischen Modellen geschätzten Werte für die Semivarianz der Messwerte (Höhenattribute) im Arbeitsgebiet. Für kleine Distanzen sind die Semivarianzen aufgrund ähnlicher Höhenwerte klein, bei größeren Distanzen nehmen die Varianzen zu.

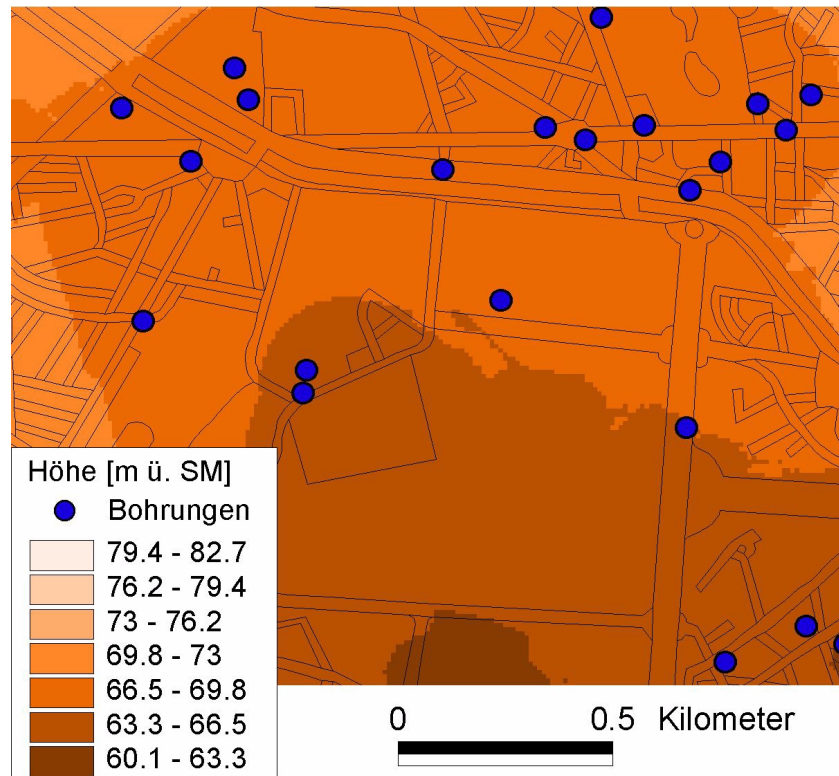


Abb. 5-16: Kartenausschnitt mit dem Resultat der Kriging-Interpolation.

Wird die Semivarianz in Abhängigkeit von der Distanz der Punktepaare aufgetragen, erhält man ein Semivariogramm. Mit Hilfe verschiedener mathematischer Funktionen wird eine geschätzte Kurve mit möglichst geringen Abweichungen an die Messdaten im Semivariogramm angepasst (siehe Abb. 5-15).

Das Semivariogramm liefert einen Satz an Wichtungsfaktoren für die Interpolation der Oberfläche. Damit entscheidet eine aus den Messdaten abgeleitete und durch die Daten gesicherte Funktion über das Interpolationsergebnis (siehe Abb. 5-16; BILL, 1999b).

5.3 Generierung räumlicher Informationen mit dem GIS

5.3.2.6 TOPOGRID™

Diese Interpolationsmethode wurde speziell zur Erstellung von hydrologisch korrekten Höhenmodellen unter Berücksichtigung des kontinuierlichen Charakters des Geländes entworfen. Es basiert auf dem Interpolationsprogramm ANUDEM (HUTCHINSON, 1989).

Die Interpolation [*topogridtool*] wird nach der Methode der finiten Differenzen durchgeführt. Aufgrund eines iterativen Interpolationsverfahrens, das die Vorteile von Nahdistanz-Methoden wie IDW mit kontinuierlich-globalen Methoden wie Kriging und Spline vereint (ESRI, 1994), erzielt das Verfahren auch bei ungleichmäßig verteilten Untergrundinformationen gute Resultate.

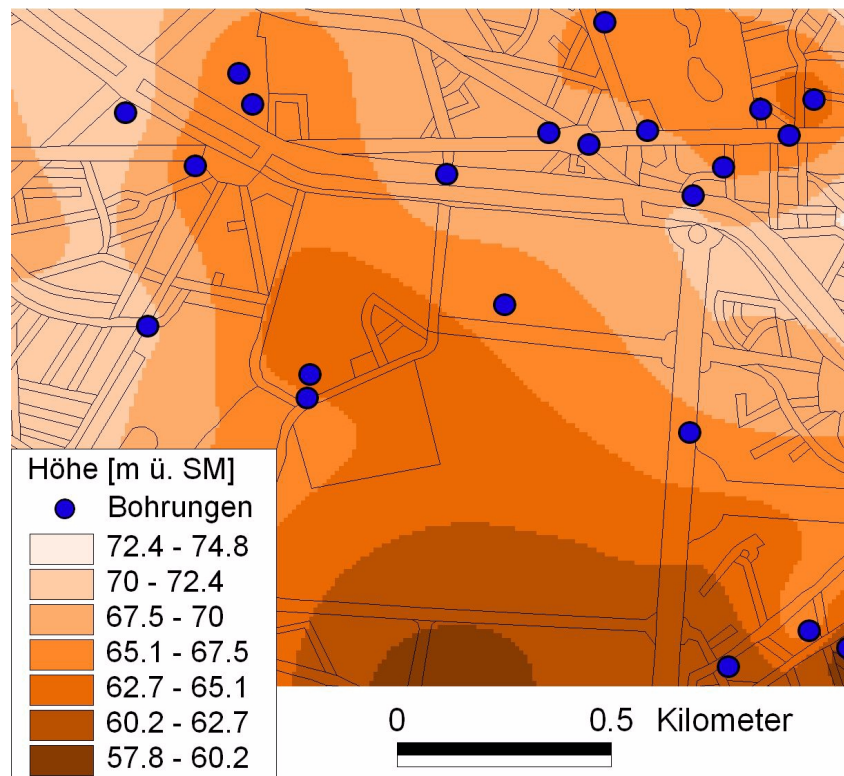


Abb. 5-17: Kartenausschnitt mit dem Resultat der TOPOGRID™-Interpolation.

Durch Deaktivierung der Drainage-Funktion [*enforce off*], die eine Modellierung von Abflussrinnen erzwingt, konnte der Algorithmus hinsichtlich der Modellierung von kontinuierlichen geologischen Schichtoberflächen optimiert werden.

Ein Nachteil von TOPOGRID™ ist, dass das Interpolationsresultat nicht statistisch überprüft werden kann, wie es z.B. beim Kriging-Verfahren der Fall ist.

5.3.2.7 Abschließende Bewertung und Grid-Generierung

BULLINGER (2000) vergleicht und bewertet die Fähigkeiten der oben genannten Verfahren bei der Erstellung eines digitalen Höhenmodells aus Vermessungspunkten und Höhenlinien. Er kommt zu dem Schluss, dass bei der Generierung von Höhenmodellen aus Konturlinien und Punktinformationen Kriging und TOPOGRID™ mit die besten Resultate liefern.

Dieses Resultat konnte durch eigene Beobachtungen bestätigt werden. Ein Vergleich der verschiedenen Interpolationsalgorithmen ergab, dass die besten Resultate hinsichtlich geologischer Plausibilität mit Kriging und dem TOPOGRID™-Modul erzielt wurden. Beide Verfahren erzielten bei entsprechender Wahl der Interpolationsoptionen ähnliche Resultate. Aufgrund des höheren Bedienungskomforts und der kürzeren Berechnungszeit wurden die Flächeninterpolationen mit TOPOGRID™ durchgeführt.

Ein weiterer wichtiger Parameter, der das Interpolationsresultat beeinflusst, ist die räumliche Verteilung der Interpolationsstützpunkte. Die Qualität der Schätzung ist naturgemäß an die Dichte der verwendeten Stützpunkte gekoppelt.

Weil abseits der U-Bahntrassen wenige Erkundungsbohrungen vorliegen, ist im Arbeitsgebiet eine deutliche Clusterung der Stützpunkte unvermeidbar (siehe Abb. 5-1). Die Zuverlässigkeit des Untergrundmodells ist daher im Bereich der SFB-Test Area am größten.

Die Größe der einzelnen Gridzellen orientiert sich am Abstand der Interpolationsstützpunkte, d.h. der Bohrungen. Da diese besonders im Bereich der Test Area teilweise dicht beieinander liegen (siehe Abb. 5-1), wurde eine Zellengröße von 10x10 m gewählt. Dadurch ergibt sich eine Gesamtanzahl von 452.100 Rasterzellen pro Grid.

5.3.3 Korrektur des Untergrundmodells durch Anwendung von GRID™-Operatoren

Um die Konsistenz des erstellten Untergrundmodells sicherzustellen, mussten unzulässige Überschneidungen von übereinander folgenden Schichttyp-Oberflächen ausgeschlossen werden. Dies bedeutet, dass die Höhen-Attributwerte (bezogen auf m ü. SM) der liegenden Schichtoberflächen stets kleiner sein müssen, als die der hangenden.

Bestehende Unstimmigkeiten wurden mit Zellen-gebundenen Anwendungen des ArcInfo-GRID™-Moduls ermittelt und korrigiert. Räumlich korrespondierende Rasterzellen können mit GRID™ durch Operatoren verknüpft und das Resultat in einem neuen Grid dargestellt werden. Der Vorgang ist schematisch in Abb. 5-18 dargestellt:

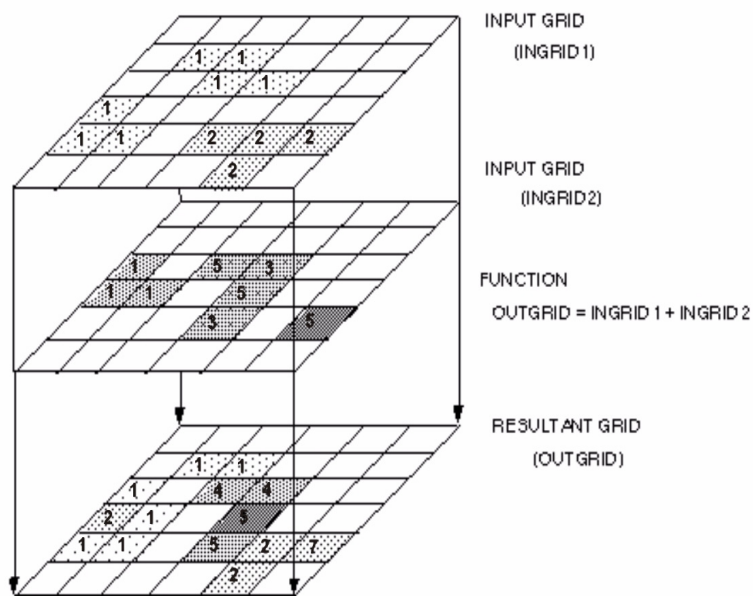


Abb. 5-18: Schematische Darstellung einer Zellen-basierten GRID™-Berechnung: Attributwerte von räumlich korrespondierenden Rasterzellen können über Operatoren miteinander verknüpft werden, um daraus ein neues Grid zu generieren (aus ESRI, 1994).

Zur Lösung des vorliegenden Problems wurden die Höhen-Attribute übereinander liegender Oberflächengrids durch Bedingungsoperatoren [*con*] verglichen. Falls eine liegende Oberfläche größere Höhenwerte als die hangende Schicht aufwies, wurden in den entsprechenden Bereichen die Zellenwerte der hangenden Schicht eingesetzt und unzulässige Überschneidungen damit eliminiert (siehe Abb. 5-19).

Probleme mit Überschneidungen traten in erster Linie in Oberflächennähe auf:

Da für Bukarest kein digitales Höhenmodell (DGM) verfügbar war, wurde es auf Basis einer gescannten Höhen-Isolinienkarte (aus LUNGU et al., (1999b); siehe Kap. 5.1) selbst erstellt.

Die interpolierten Höhenwerte des DGM weichen zum Teil um mehrere Meter von den angegebenen Höhen der Bohransatzpunkte im Innenstadtbereich ab. Die großen Differenzen können nicht allein durch Interpolationseinflüsse bedingt sein, so dass die Genauigkeit der verwendeten Höhenangaben zweifelhaft ist.

Durch eine Anpassung des DGM an die Ansatzhöhen wurden diese Differenzen so weit als möglich eliminiert. Weiterhin bestehende Ungenauigkeiten können nur durch ein genaueres Höhenmodell (z.B. durch Daten einer geplanten Laserbefliegung) beseitigt werden.

Der oberflächennahe Schichttyp 1+2 (siehe Kap. 3.4) weist mitunter sehr geringe Mächtigkeiten auf, so dass es aufgrund der erwähnten Ungenauigkeiten des DGM zu Überschneidungen mit der Geländeoberfläche kommt (siehe Abb. 5-19).

Die Ursachen für Überschneidungen zwischen tiefer gelegenen Schichtoberflächen können ungenaue Höhenangaben der Bohransatzpunkte oder Unstimmigkeiten bei der Schichttyp-Einteilung sein.

Die angewendete Korrekturmethode ist hinsichtlich der Genauigkeit des Untergrundmodells sicherlich problematisch. Es werden damit lediglich die Symptome und nicht die Ursachen für die Überschneidungen beseitigt. Das Problem der ungenauen Höhenangaben der Bohransatzpunkte bleibt bestehen. So lange allerdings kein einheitlicher und exakter topografischer Bezug für alle Bohrdaten vorliegt, ist dies die einzige Möglichkeit, die Konsistenz des Modells zu wahren.

5.3 Generierung räumlicher Informationen mit dem GIS

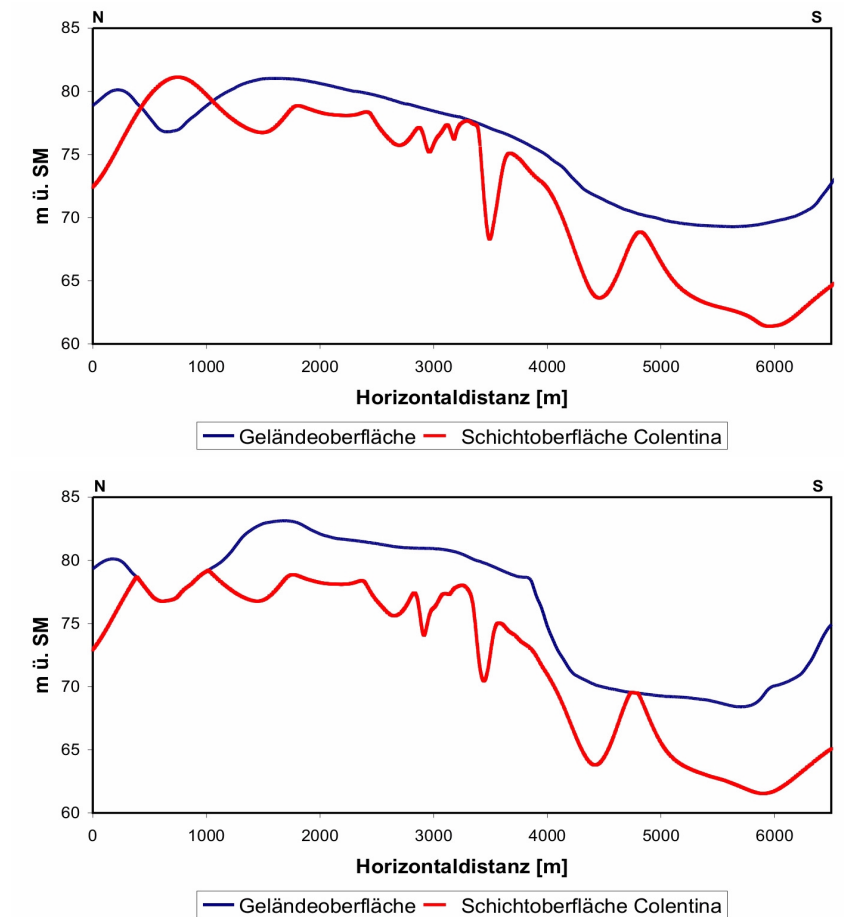


Abb. 5-19: Aus dem Untergrundmodell generierte, 100-fach überhöhte Nord-Süd-Profile mit der Schichtoberfläche des Colentina-Komplex und der Geländeoberfläche im Arbeitsgebiet. Dargestellt ist die Situation vor (oben) und nach der Korrektur (unten) des Geländemodells und des Oberflächengrids.

5.4 Ergebnisse der Untergrundmodellierung

5.4.1 Ergänzung und Visualisierung des Untergrundmodells

Mit den korrigierten Schichtoberflächen wurde die Mächtigkeit der Schichttypen durch Subtraktion der Höhenwerte übereinander liegender Grids ermittelt. Die Anwendung arithmetischer Operatoren mit dem GRID™-Modul ist schematisch in Abb. 5-18 dargestellt.

Zur Visualisierung der räumlichen Untergrundverhältnisse (Schichttyp-Oberflächen und -Mächtigkeiten) stehen in ArcInfo™ und ArcView™ mehrere Optionen zur Verfügung. Auf den nächsten Seiten werden anhand mehrerer Beispiele Schichtoberflächen im Arbeitsgebiet mit unterschiedlichen Methoden dargestellt.

- a) Darstellung von Schichtoberflächen als zweidimensionales Grid in ArcView™. Unterschiedliche Höhen- oder Mächtigkeitswerte können durch abgestufte Farbtintensitäten dargestellt werden. Zusätzliche Informationsebenen, z.B. Lagepläne oder Koordinatennetze, stellen den geografischen Bezug her (siehe Abb. 5-20).
- b) Aus den Grids können Isolinien berechnet werden, die eine Konturliniendarstellung der Schichtoberflächen ermöglichen (siehe Abb. 5-21).
- c) Mit Hilfe der ArcView™ 3D-Analyst™-Extension können Grids als 3D-Oberfläche dargestellt werden. Die Höhenwerte entstammen einer beliebigen Attributspalte der Grids. Damit können außer topografischen Höhen auch weitere thematische Sachverhalte modelliert werden. Die Ansicht kann durch Überhöhung, Rotation und Schattierungen den Bedürfnissen angepasst werden (siehe Abb. 5-22).
- d) Mit dem 3D-Analyst™ können gleichzeitig mehrere Oberflächen von räumlich korrespondierenden Grids dargestellt werden (siehe Abb. 5-23). Dadurch lässt sich ein räumlicher Eindruck der Untergrundverhältnisse erzeugen.
- e) Nach Anordnung von mehreren Grids in einem speziellen ArcInfo™-Datensatz namens Stack (siehe Kap. 6.5) können Querprofile entlang beliebiger Profillinien generiert [*stackprofile*] und in unterschiedlichen Grafikformaten abgespeichert werden [*display*] (siehe Abb. 5-24).

5.4 Ergebnisse der Untergrundmodellierung

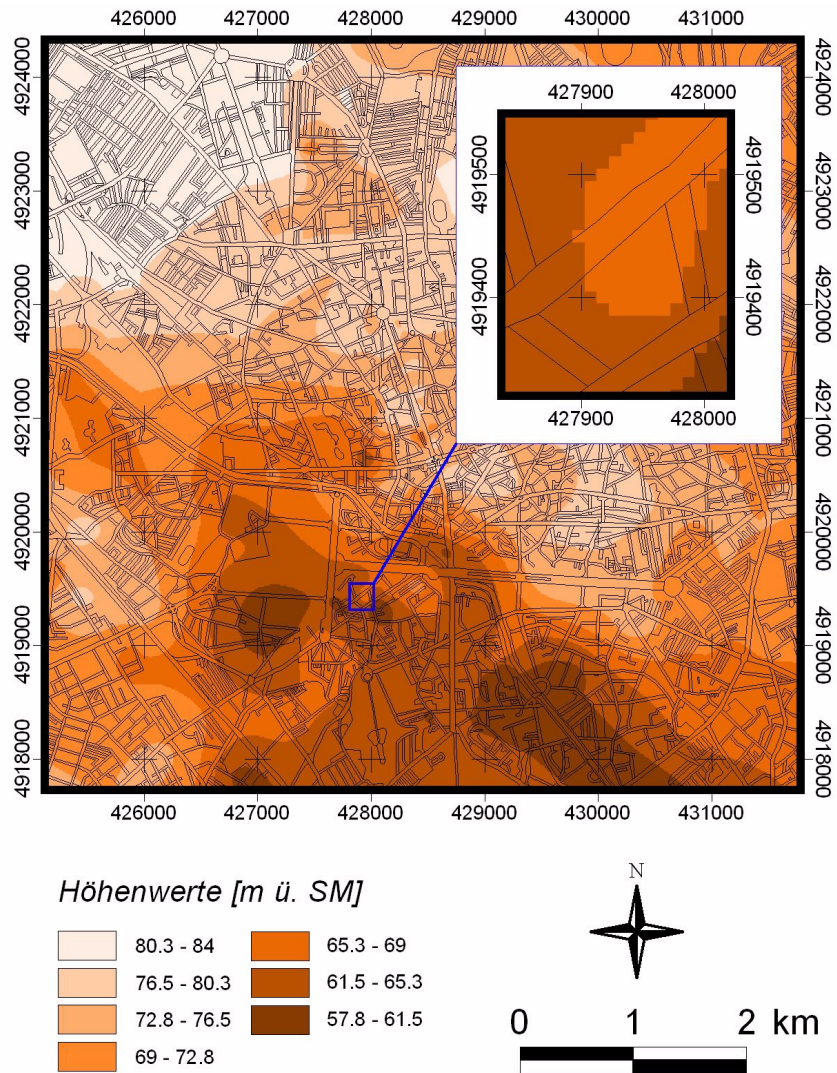


Abb. 5-20: Darstellung der Schichtoberfläche des Colentina-Kieskomplexes (Schichttyp 3) als 2D-Grid mit UTM-Koordinatennetz. Die Ausschnittvergrößerung zeigt die einzelnen Rasterzellen mit der Abmessung von 10x10 m.

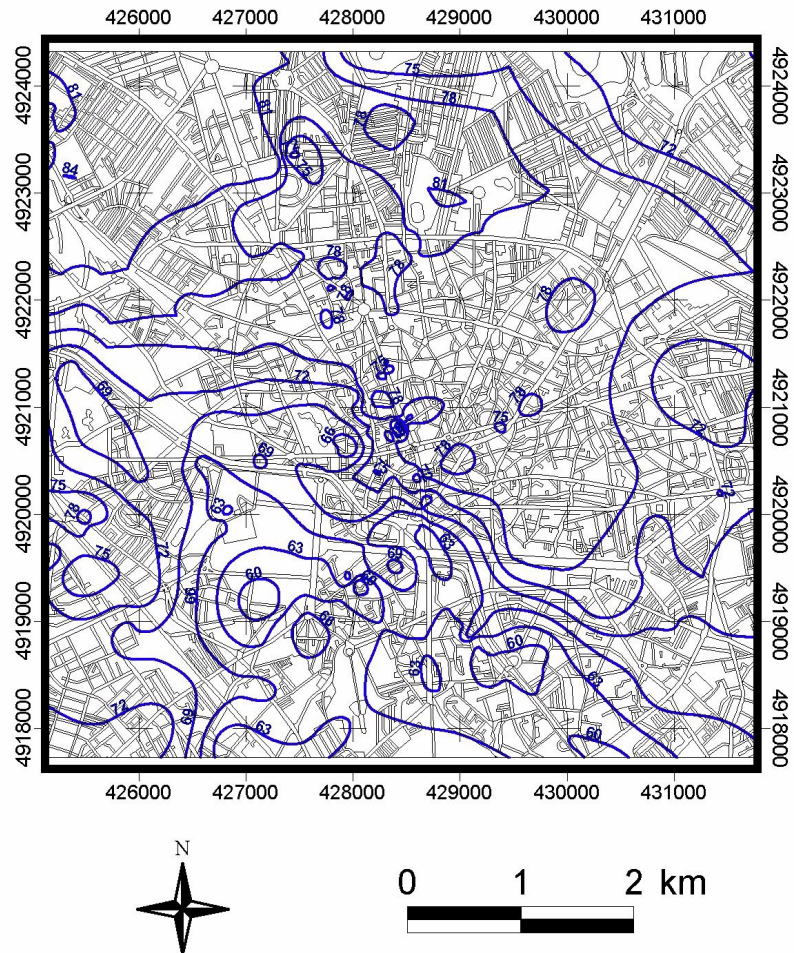


Abb. 5-21: Darstellung der Schichtoberfläche des Colentina-Kieskomplexes (Schichttyp 3) als Konturplot mit Isolinien. Das Höhenattribut der Isolinien wird durch Labelbeschriftungen angezeigt.

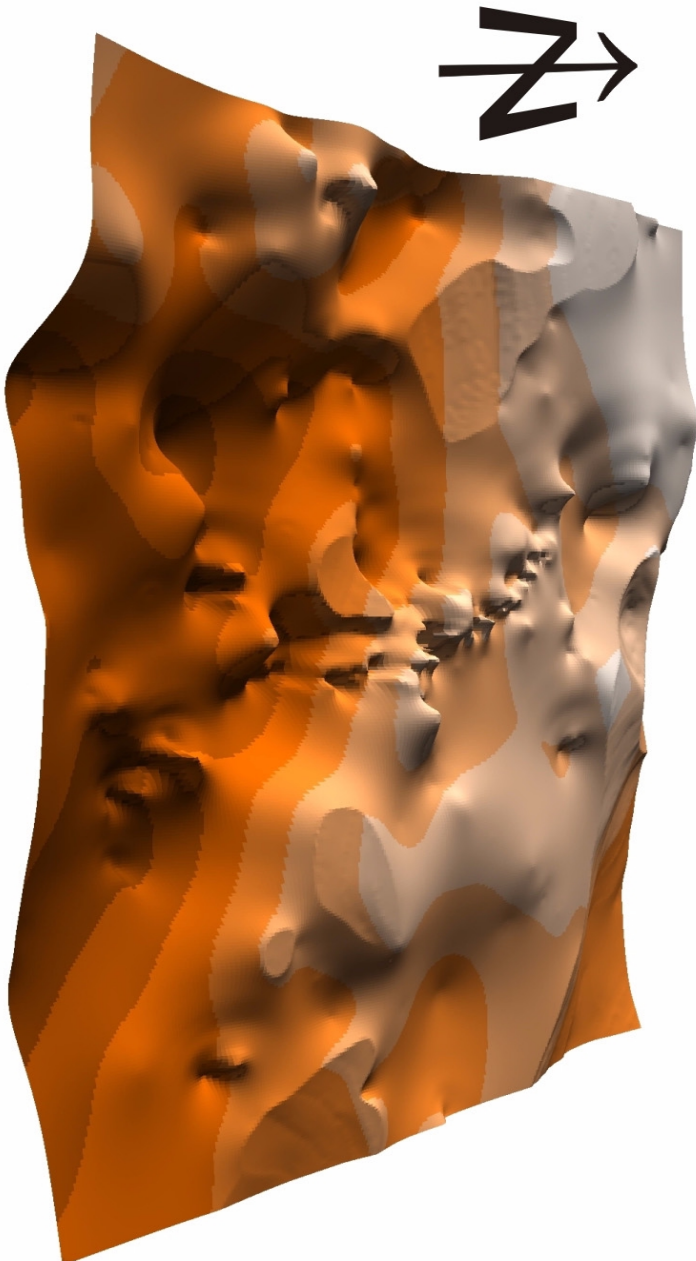


Abb. 5-22: Darstellung der Schichtoberfläche des Colentina-Kieskomplexes (Schichttyp 3) als 50-fach überhöhtes 3D-Grid mit Schattierungen.

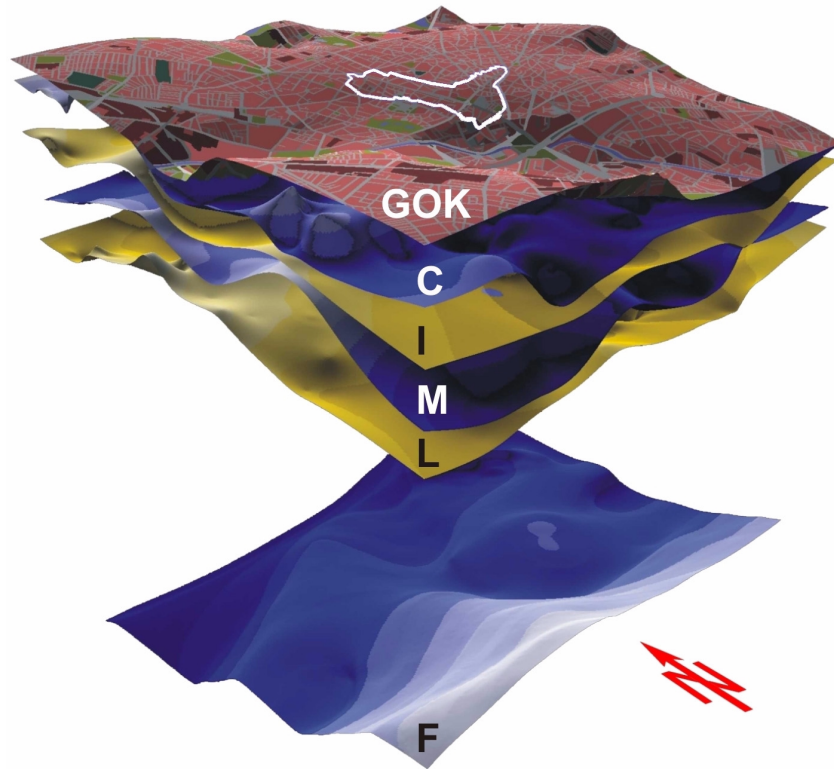


Abb. 5-23: Überhöhte 3D-Ansicht der Schichttyp-Oberflächen (F - Fra-testi-Komplex, L - Lakustrischer Komplex, M - Mostistea-Sandbank, I - Komplex der Intermediären Ablagerungen, C - Colentina-Kieskomplex, GOK - Geländeoberkante) im Innenstadtbereich mit topografischem Bezug (Stadtplan). Die Test Area ist als weißes Polygon dargestellt.

5.4 Ergebnisse der Untergrundmodellierung

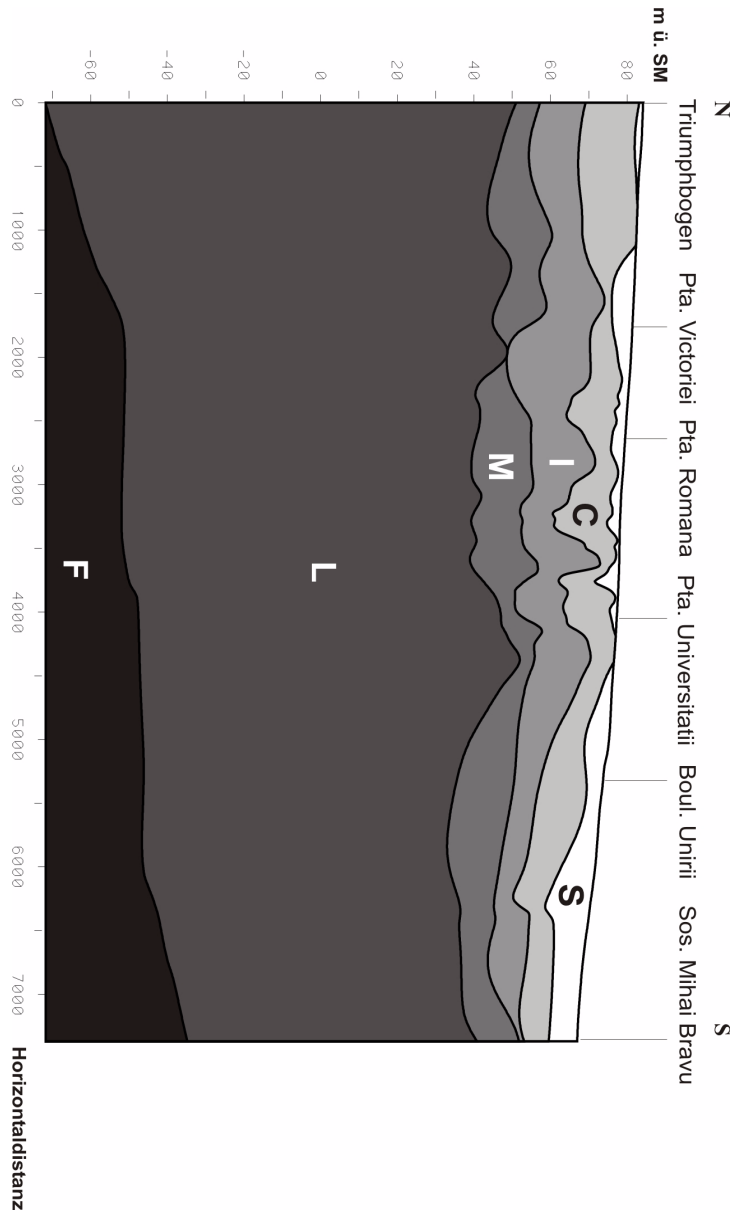


Abb. 5-24: Überhöhtes Nord-Süd-Profil der Quartärablagerungen im Arbeitsgebiet (F - Fratesci-Komplex, L - Lakustischer Komplex, M - Mostisitea-Sandbank, I - Komplex der Intermediären Ablagerungen, C - Colentina-Kieskomplex, S - Ton-Sand-Komplex), generiert aus dem digitalen Untergrundmodell.

5.4.2 Diskussion der räumlichen Untergrundverhältnisse im Arbeitsgebiet

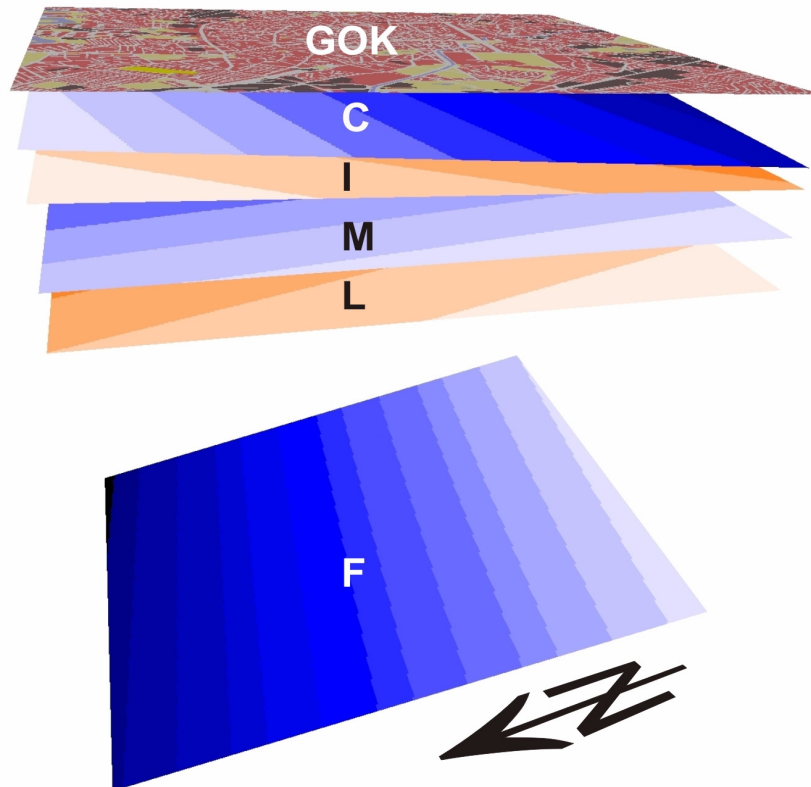


Abb. 5-25: Überhöhte Darstellung der Schichttyp-Oberflächen im Arbeitsgebiet als ebene Trendflächen (F - Fratesti-Komplex, L - Lakustrischer Komplex, M - Mostistea-Sandbank, I - Komplex der Intermediären Ablagerungen, C - Colentina-Kieskomplex, GOK - Geländeoberkante). Jeder Wechsel der Farbintensität entspricht einer Teufenänderung von einem Meter.

Der regionale Trend der Schichtlagerung im Arbeitsgebiet ist in Abb. 5-25 dargestellt. Die Schichtoberflächen der Schichttypen 1-6 sind nahezu horizontal gelagert, die Neigung beträgt weniger als 0,1°. Auch

5.4 Ergebnisse der Untergrundmodellierung

die Teufe des Fratesti-Komplex ändert sich im Arbeitsgebiet nur um 33 m und weist damit eine Neigung von lediglich $0,3^\circ$ auf.

Die Einflüsse systematischer Mächtigkeitsänderungen sind daher im Arbeitsgebiet als geringfügig einzustufen. Größeren Einfluss haben lokale Variationen, die in den folgenden Kapiteln anhand der einzelnen Schichttypen erläutert werden.

Die Häufigkeitsverteilung der Schichttyp-Mächtigkeiten im Arbeitsgebiet ist in Abb. 5-26 dargestellt. Daraus wird ersichtlich, wie oft Rasterzellen mit bestimmten Schichttyp-Mächtigkeiten innerhalb bestimmter Mächtigkeitsintervalle beobachtet werden können.

Beim Vergleich der Verteilungsformen fällt der Unterschied zwischen den glockenförmigen Verteilungen der Schichttypen 3 bis 5 und der L-Verteilung des Schichttyps 1+2 auf.

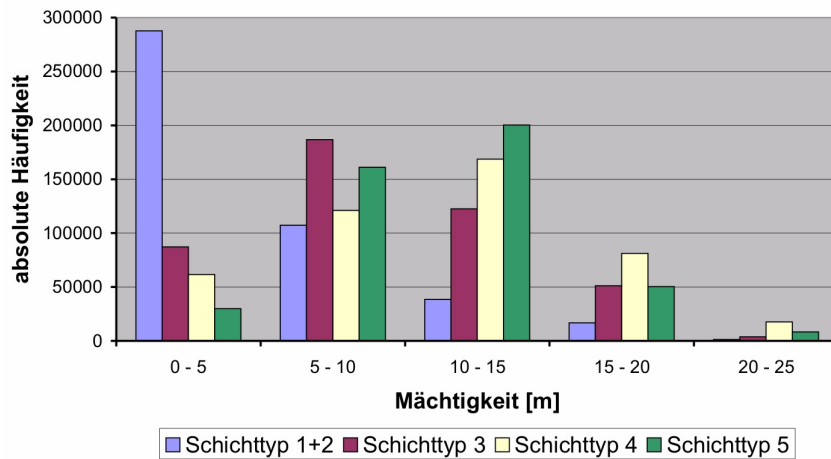


Abb. 5-26: Histogramm mit den Mächtigkeiten der Schichttypen 1+2, 3, 4 und 5.

Tab. 5-2: Arithmetische Mittelwerte der Schichttyp-Mächtigkeiten.

Schichttyp	1+2	3	4	5	6
Mächtigkeit [m]	4,6	9,1	11,0	10,9	91,1

5.4.2.1 Schichttyp 1+2 (Auffüllungen und Oberer Ton-Sand-Komplex)

Größere Mächtigkeiten des Schichttyps 1+2 sind vor allem südlich der Dimbovita zu beobachten. Sie erreichen hier 25 m, während nördlich des Flusses die Mächtigkeiten deutlich reduziert sind und nur vereinzelt 10 m überschritten werden (siehe Abb. 5-27).

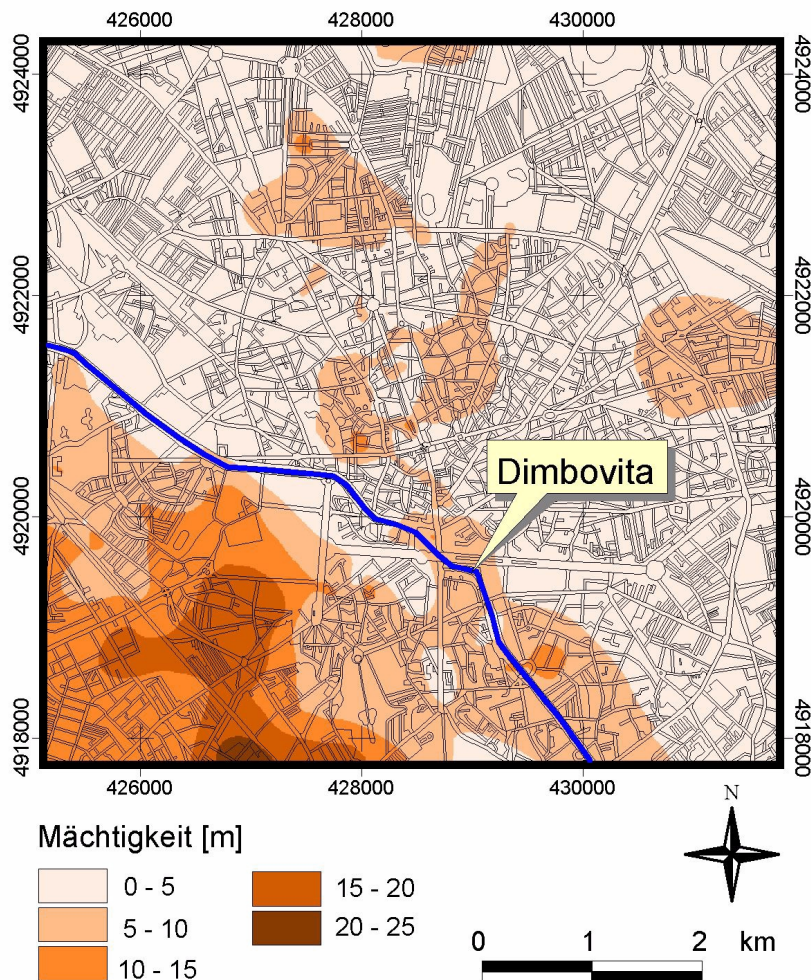


Abb. 5-27: Mächtigkeit des Schichttyps 1+2 im Arbeitsgebiet. Südlich der Dimbovita nimmt die Mächtigkeit deutlich zu.

5.4 Ergebnisse der Untergrundmodellierung

Die Dominanz geringer Mächtigkeiten spiegelt sich auch im Histogramm in Abb. 5-28 wieder. Mit zunehmender Mächtigkeit nimmt die Häufigkeit exponentiell ab.

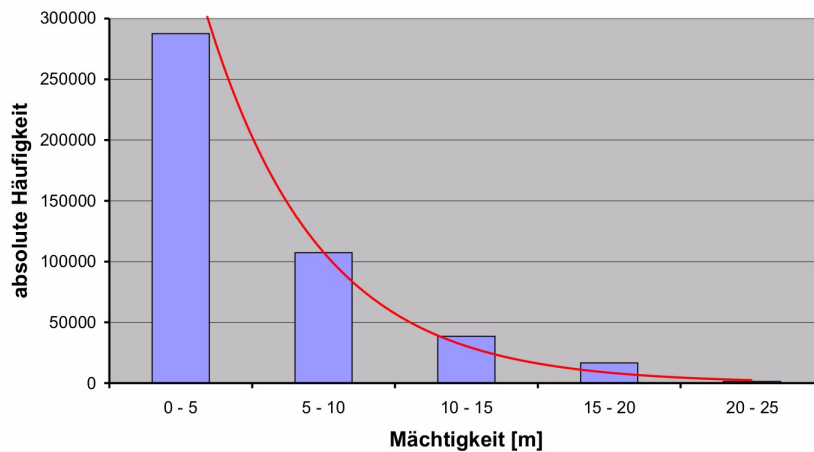


Abb. 5-28: Histogramm der Mächtigkeiten des Schichttyps 1+2. Die Verteilungsform kann durch eine Exponentialkurve angenähert werden.

5.4.2.2 Schichttyp 3 (Colentina-Kieskomplex)

Die größten Mächtigkeiten des Schichttyps 3 sind entlang eines bogenförmigen Lineaments orientiert (siehe Abb. 5-29). Ein Hinweis auf den Ursprung dieses auffälligen Musters sind die in Kap. 3.5 erwähnten Flussmäander, die in der rumänischen Tiefebene rezent häufig zu beobachten sind. Darum liegt die Annahme nahe, dass es sich auch im vorliegenden Fall um die Ablagerungen einer ehemaligen Flussschleife handelt.

Nach dem Histogramm in Abb. 5-26 dominieren über die Fläche des gesamten Arbeitsgebietes gesehen Mächtigkeiten zwischen 5 und 15 m.

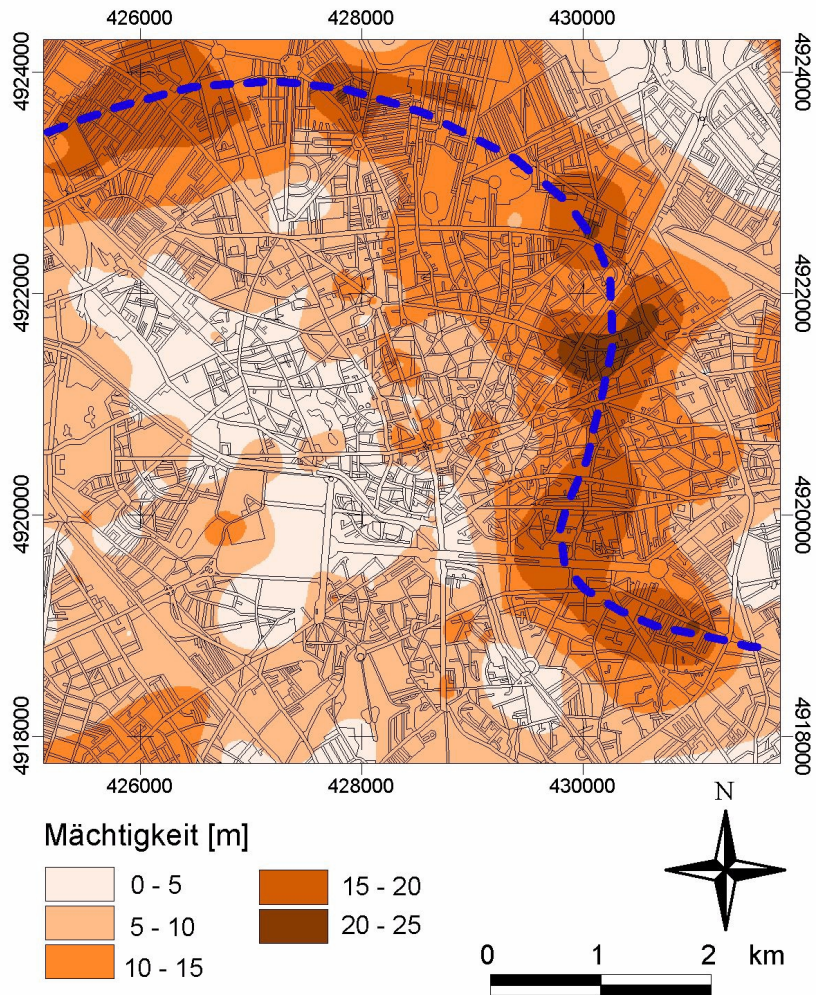


Abb. 5-29: Mächtigkeit des Schichttyps 3 im Arbeitsgebiet. Die Maxima entlang der geschwungenen gestrichelten Linie weisen auf die Ablagerungen einer ehemaligen Flussschleife hin.

5.4 Ergebnisse der Untergrundmodellierung

5.4.2.3 Schichttyp 4 (Komplex der Intermediären Ablagerungen)

Der Schichttyp 4 weist nördlich der Dimbovita tendentiell größere Mächtigkeiten auf, besonders im Bereich der Piata Victoriei. Dort werden lokal 20-25 m erreicht (siehe Abb. 5-30).

Die Mächtigkeitsverteilungen könnten mit der Sedimentation der vorwiegend pelitischen Sedimente in isolierten Tümpeln in Zusammenhang stehen (siehe Kap. 3.4).

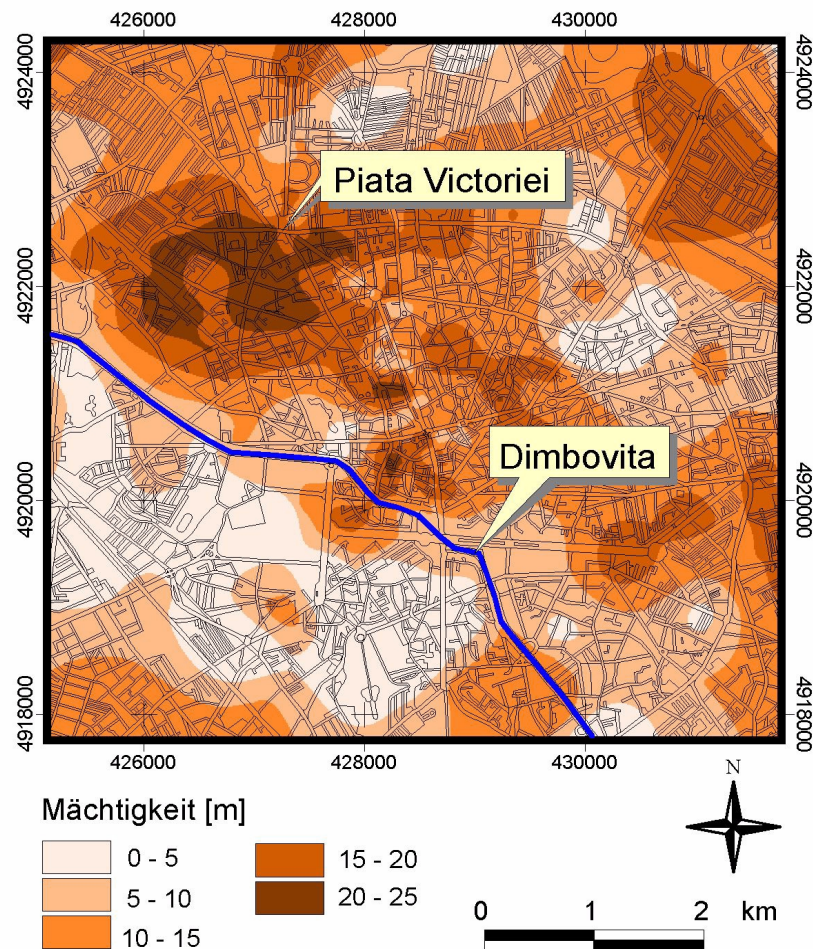


Abb. 5-30: Mächtigkeit des Schichttyps 4 im Arbeitsgebiet mit Lage des Flusses Dimbovita und der Piata Victoriei.

5.4.2.4 Schichttyp 5 (Mostistea-Sandbank)

Analog zum Schichttyp 3 weisen die Mächtigkeiten des Schichttyps 5 lineare, schleifenartige Muster auf (siehe Abb. 5-31). Auch hier kann davon ausgegangen werden, dass es sich um die Ablagerungen ehemaliger Flussmäander handelt.

Nach Abb. 5-28 dominieren die Mächtigkeiten zwischen 5 und 15 m.

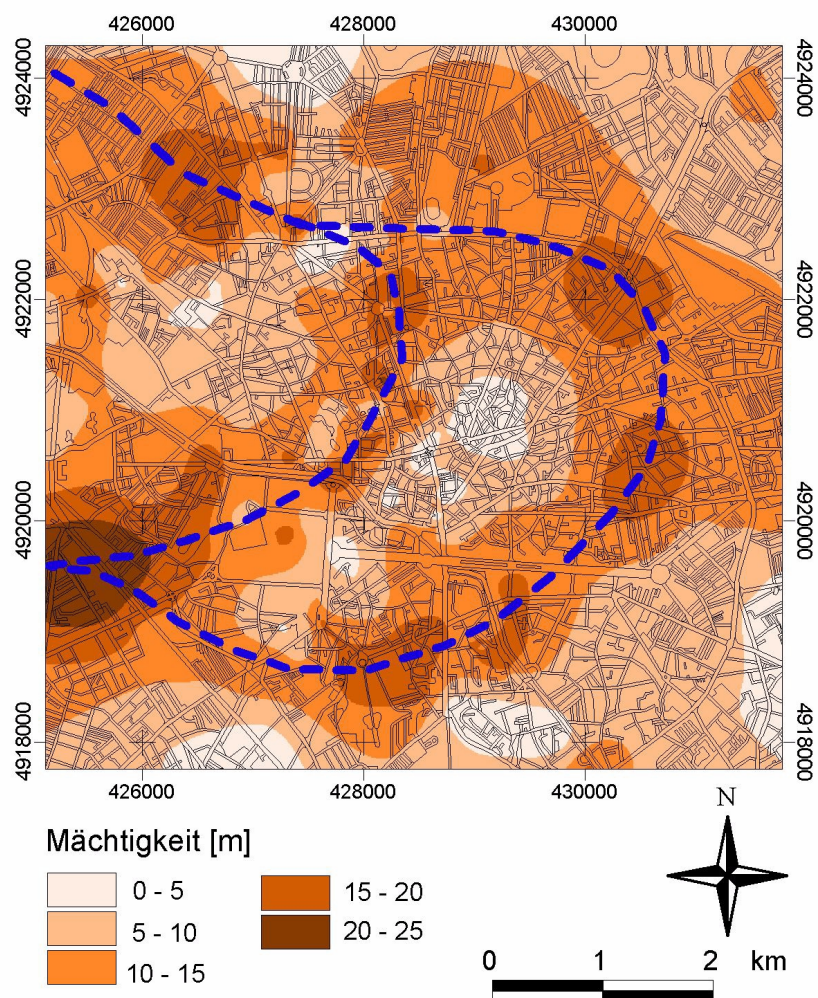


Abb. 5-31: Mächtigkeit des Schichttyps 5 im Arbeitsgebiet.

5.4 Ergebnisse der Untergrundmodellierung

5.4.2.5 Schichttyp 6 (Lakustrischer Komplex)

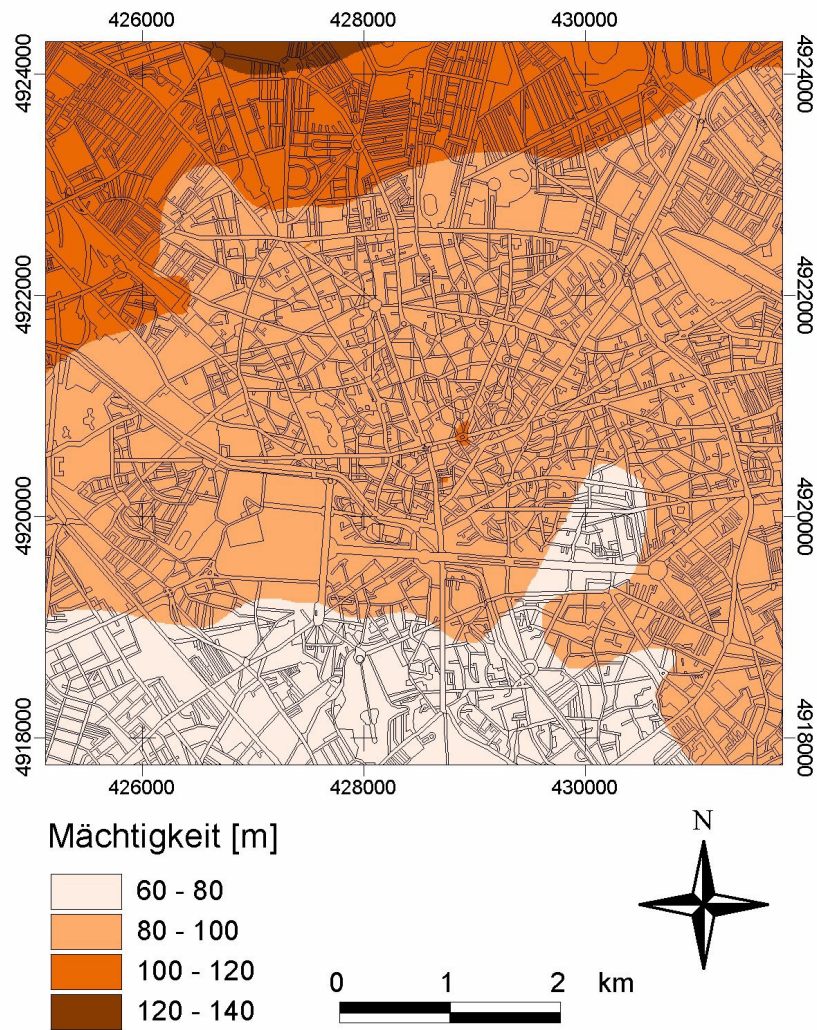


Abb. 5-32: Mächtigkeit des Schichttyp 6 im Arbeitsgebiet. Zu beobachten ist eine allgemeine Mächtigkeitszunahme nach Norden.

Der Schichttyp 6 zeichnet sich durch eine nach Norden zunehmende Mächtigkeit aus, die durch das gleichsinnige Abtauchen des Fratesti-Komplexes bedingt ist.

Das Histogramm in Abb. 5-33 zeigt eine nahezu ideal-symmetrische, glockenförmige Verteilung mit einem auffälligen Maximum beim Mächtigkeitsintervall 90-95 m.

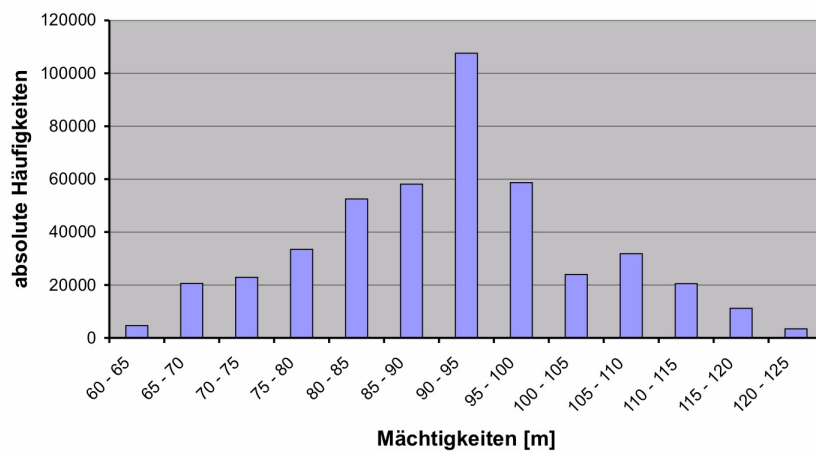


Abb. 5-33: Histogramm der Mächtigkeiten des Schichttyp 6.

5.4.3 Digitale Abfrage räumlicher Parameter

Wie in Kap. 5.4.1 erläutert, können an jedem beliebigen Punkt im Innenstadtbereich mit verschiedenen Methoden Informationen über die räumlichen Parameter des quartären Untergrundes visualisiert werden. Hinsichtlich der nachfolgenden statistischen und numerischen Analysen (siehe Kap. 6) ist es zudem nötig, Grid-Attribute flächendeckend oder an diskreten Punkten auszulesen und anderen Anwendungen zur Verfügung zu stellen.

Eine schnelle interaktive Abfrage von Attributen einzelner Grid-Zellen kann mit ArcView™ am Bildschirm vollzogen werden (siehe Abb. 5-34). Diese Einzelabfragen sind allerdings ungeeignet, um größere Datenmengen auszulesen.

5.4 Ergebnisse der Untergrundmodellierung

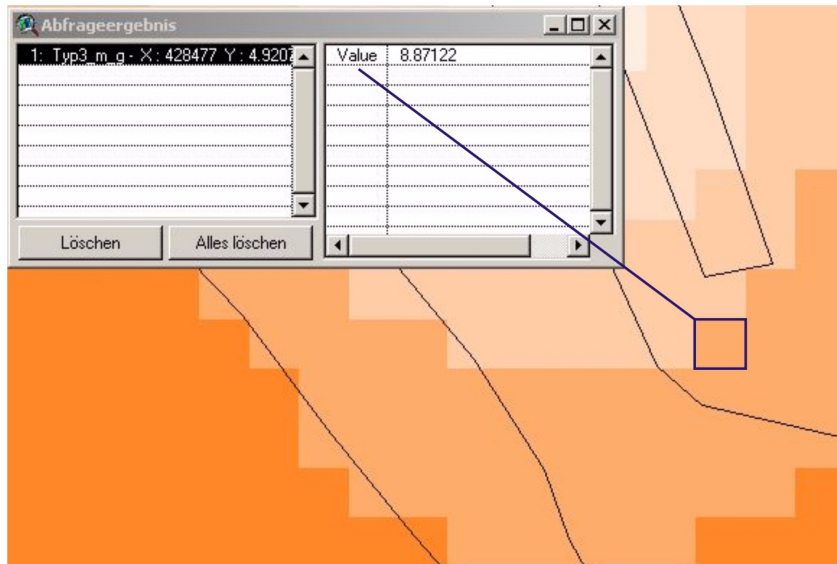


Abb. 5-34: Interaktive Abfrage der Attribute einer Grid-Zelle (hier: Mächtigkeit eines Schichttyps an einem Punkt in der SFB-Test Area) mit ArcView™.

Mit Hilfe eines Export-Befehls [*gridascii*] können ArcInfo™-Grids in eine ASCII-Matrix konvertiert werden. Vor einer weiteren Bearbeitung mit diversen Programmen muss die Matrix allerdings erst in eine Spaltendarstellung überführt werden.

Der [*sample*]-Befehl bietet in dieser Hinsicht mehr Komfort, da er eine Spaltenausgabe ausgewählter Grid-Attribute ermöglicht.

Mit Hilfe des AML-Scripts *gridspot70.aml* (aus *www3*), das den [*cellvalue*]-Befehl in einem Schleifenkonstrukt anwendet, können Gridattribute an diskreten Punkten einer Punktcoverage ausgelesen werden. Die ausgelesenen Werte werden anschließend in der PAT in einer neuen Attributspalte abgelegt.

6. MIKROZONIERUNG

In diesem Kapitel werden verschiedene Ansätze zur Durchführung einer Mikrozonierung im Arbeitsgebiet vorgestellt. Der Einfluss der Geologie auf die Standorteffekte wird mit Hilfe des GIS und einer numerischen Modellierung der Bodenbewegung quantifiziert.

Bi- und multivariate Analysen geben Aufschluss über räumliche Zusammenhänge zwischen den Untergrundeigenschaften, den Standorteffekten und der seismischen Intensität.

6.1 Mittlere Scherwellengeschwindigkeit

Die mittlere Scherwellengeschwindigkeit ist, wie in Kap. 2.4.1 dargestellt, aufgrund der Korrelation mit der Verstärkung der Bodenbewegung eine wichtige Methode zur Quantifizierung von Standorteffekten (BORCHERDT et al., 1991).

Für das Arbeitsgebiet wurde daher das gewichtete arithmetische Mittel der Scherwellengeschwindigkeit $v_{S\sim}$ für unterschiedliche Tiefenintervalle berechnet.

Die verwendeten Scherwellengeschwindigkeiten der Schichttypen wurden im Jahr 1997 von dem Unternehmen GEOTEC S.A. in Bukarest ermittelt. Dazu wurden auf dem Gelände des Materialprüfungsinstituts INCERC im Osten der Stadt in einem 128 m tiefen Bohrloch Downhole-Tests durchgeführt (siehe Kap. 2.4.2; LUNGU et al., 1999a). Die Dichtewerte wurde anhand von Bodenproben im Labor ermittelt. Tab. 6-1 zeigt die ermittelten Scherwellengeschwindigkeiten und Dichten der einzelnen Schichttypen.

Da für Bukarest bislang keine weiteren Messungen der Scherwellengeschwindigkeit vorliegen, wurden die am INCERC bestimmten Geschwindigkeitsprofile auf das Untergrundmodell im ca. ein Kilometer westlich gelegenen Arbeitsgebiet übertragen. Diese Vorgehensweise ist vertretbar, weil sich nach CIUGUDEAN & MARTINOF (2000) innerhalb des Stadtgebiets die geotechnischen Parameter der Schichttypen nur in vergleichsweise engen Grenzen ändern.

Zur Generierung der $v_{S\sim}$ -Grids wurden die Schichttyp-Mächtigkeiten in den Tiefenintervallen 0-10 m, 0-20 m, ..., 0-60 m mit dem GRID™-Modul berechnet (siehe Abb. 6-1).

6.1 Mittlere Scherwellengeschwindigkeit

Tab. 6-1: Scherwellengeschwindigkeit v_s und Dichte ρ der Schichttypen in Bukarest, bestimmt am INCERC-Teststandort (nach LUNGU et al., 1999a).

Schichttyp	v_s [m/s]	ρ [g/cm ³]
1 (Auffüllung)	102	1,90
2 (Oberer Ton-Schluff-Komplex)	102	1,90
3 (Colentina-Komplex)	333	2,03
4 (Intermediärer Tonkomplex)	236	2,04
5 (Mostistea-Sandbank)	271	1,90
6 (Lakustrischer Komplex)	360	2,10

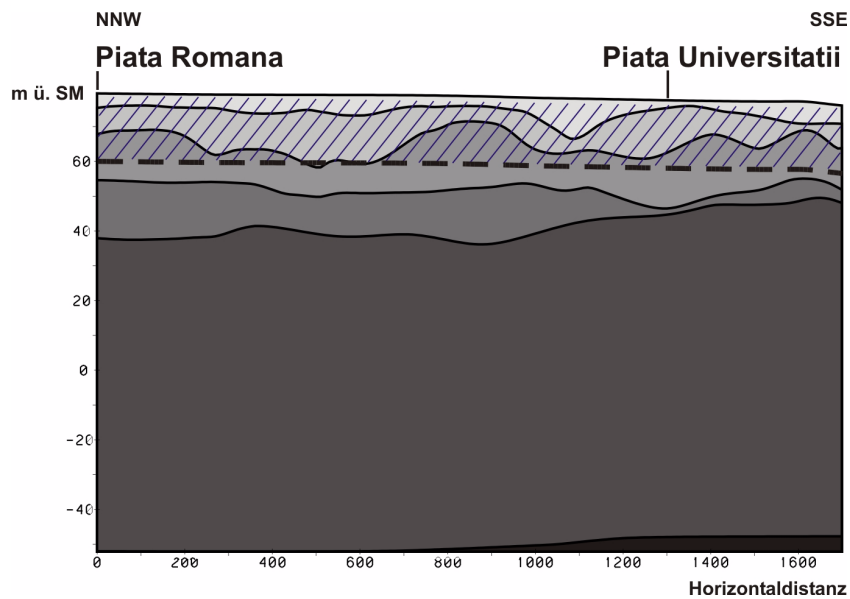


Abb. 6-1: Schema der v_s -Berechnung in der Profildarstellung: Die Schichtmächtigkeiten im schraffierten Bereich dienen bei der Berechnung der v_s als Wichtungsfaktor.

Die Mächtigkeits-Attributwerte der modifizierten Untergrundmodelle flossen in die Formel zur Berechnung des gewichteten arithmetischen Mittelwertes ein (z.B. nach SCHÖNWIESE, 2000). Die Mächtigkeiten m_i der einzelnen Gridzellen dienten dabei als Wichtungsfaktor:

$$v_S \sim = \frac{\sum_{i=1}^n H_i v_i}{\sum_{i=1}^n H_i} \quad \text{Gl. 6.1}$$

mit: $v_S \sim$ gewichtetes arithmetisches Mittel der v_S
 n Gesamtanzahl der Gridzellen
 v_i Scherwellengeschwindigkeit des i -ten Schichttyps
 H_i Mächtigkeit des i -ten Schichttyps

Der verwendete Algorithmus zur Berechnung der $v_S \sim$ verschiedener Tiefenintervalle ist im vs.aml im Anhang A dargestellt.

Gl. 6.1 ist die Basis für die Berechnung unterschiedlicher Grids mit flächenhaften Standortparametern:

- Die $v_S \sim$ wurde mit dem GRID™-Modul für die Tiefenintervalle von 0-10 m, 0-20 m, ..., 0-60 m (siehe Abb. 6-2) berechnet. Nachfolgende statistische Analysen (siehe Kap. 6.5) geben Aufschluss über das Tiefenintervall, dessen $v_S \sim$ in Bukarest am besten mit historischen Variationen der seismischen Intensitäten und verschiedenen synthetisch berechneten Bodenerschütterungsparametern korreliert.
- Mit Hilfe der GRID™-Operatoren kann auf Basis empirischer Formeln (BORCHERDT et al., 1991) mit den Grids für das Tiefenintervall 0-30 m ($v_{S-30} \sim$) unter Verwendung von Gl. 2.7 und 2.8 die mittlere horizontale spektrale Verstärkung (siehe Kap. 2.4.2) für Schwach- und Starkbeben prognostiziert werden (siehe Abb. 6-3).
- Die über die variable Gesamtmächtigkeit der Schichttypen 1-6 gemittelte $v_S \sim$ ist Grundlage für die flächenhafte Berechnung der standortabhängigen Eigenperiode T_0 des Quartärs im Hangenden des Fratesti-Komplexes. Die Berechnung erfolgt für diesen vereinfachten Einschichtfall nach LUNGU et al. (1999a):

6.1 Mittlere Scherwellengeschwindigkeit

$$T_0 = 4H_{\text{ges}} / v_{\text{S-ges}} \quad \text{Gl. 6.2}$$

mit: T_0 Eigenperiode
 H_{ges} Gesamtmächtigkeit des Schichtpaketes
 $v_{\text{S-ges}}$ gemittelte Scherwellengeschwindigkeit des gesamten Schichtpaketes

Die auf diese Weise berechneten Eigenperioden des Untergrundes (siehe Abb. 6-4) stimmen mit dem von BONJER et al. (1999) für Bukarest ermittelten Resonanzpeak der Bodenerschütterungen (siehe Kap. 4.3.2) überein.

Mit der bekannten Eigenperiode T_0 des Untergrundes kann nach Gl. 2.16 die Stockwerksanzahl der aufgrund ihrer Eigenperiode gefährdeten Gebäude abgeschätzt werden:

$$\text{Anzahl der Stockwerke} \approx T_0 * 10 \quad \text{Gl. 6.3}$$

- Auf Basis der $v_{\text{S-30}}$ -Grids kann der Untergrund entsprechend der NEHRP-Bodenklassifikation (siehe Kap. 2.4.2; BSSC, 1997) eingeteilt werden. Demnach ist nahezu des gesamte Arbeitsgebiet der Bodenklasse D zuzuordnen (siehe Abb. 6-5). Numerische Modellierungen weisen allerdings auf bedeutende Variationen der Bodenverstärkung hin (siehe Kap. 6.2.1), so dass die Anwendung der NEHRP-Bodenklasse F (spezieller Boden; siehe Tab. 2-2) sinnvoll erscheint.

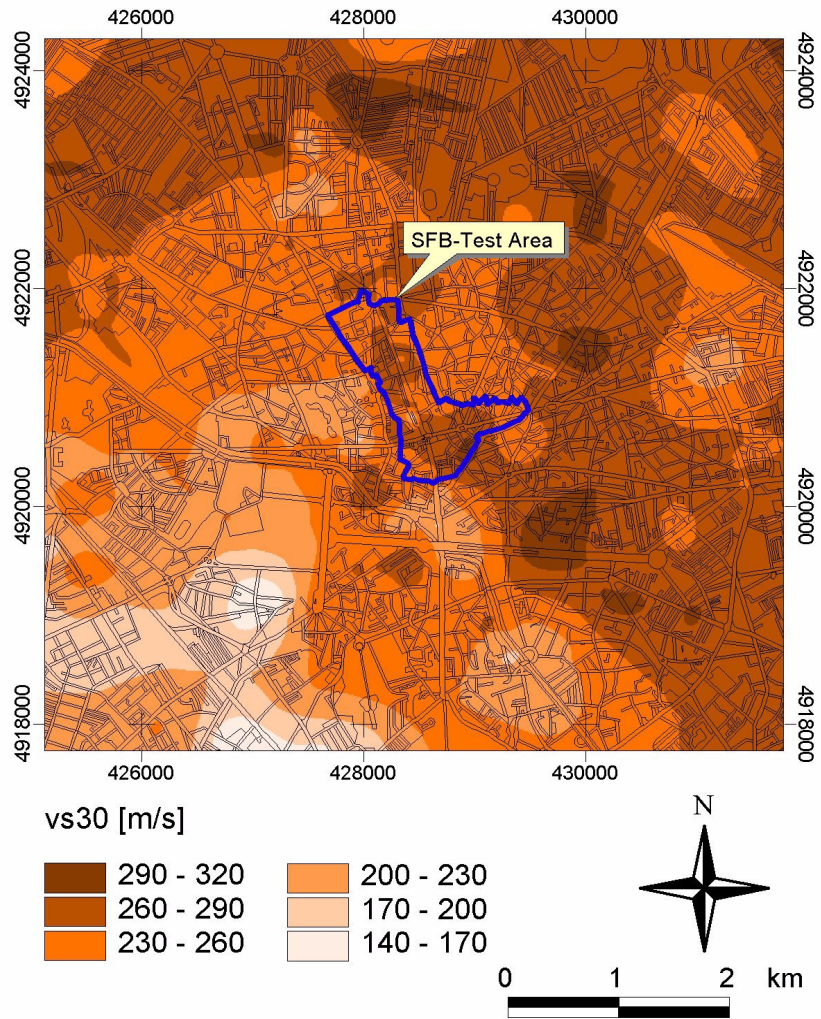


Abb. 6-2: Mittlere Scherwellengeschwindigkeit der obersten 30 m (v_{s30}) im Innenstadtbereich. Zusätzlich ist der Umriss der Test Area dargestellt.

6.1 Mittlere Scherwellengeschwindigkeit

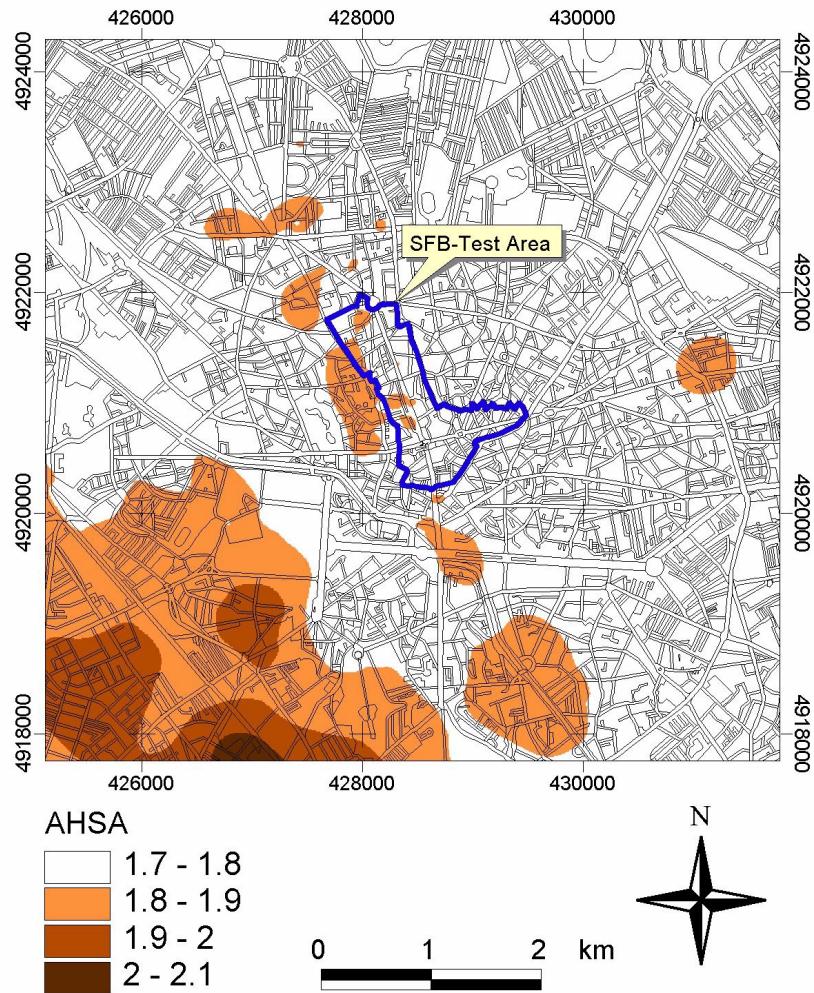


Abb. 6-3: Prognose der mittleren horizontalen spektralen Verstärkung AHSA (average horizontal spectral amplification, siehe Kap. 2.4.2) für den Fall eines Starkbebens. Beim Vergleich mit Abb. 6-2 fällt auf, dass die größten Verstärkungen im Südwesten des Arbeitsgebietes mit den niedrigsten v_{S-30} korrelieren.

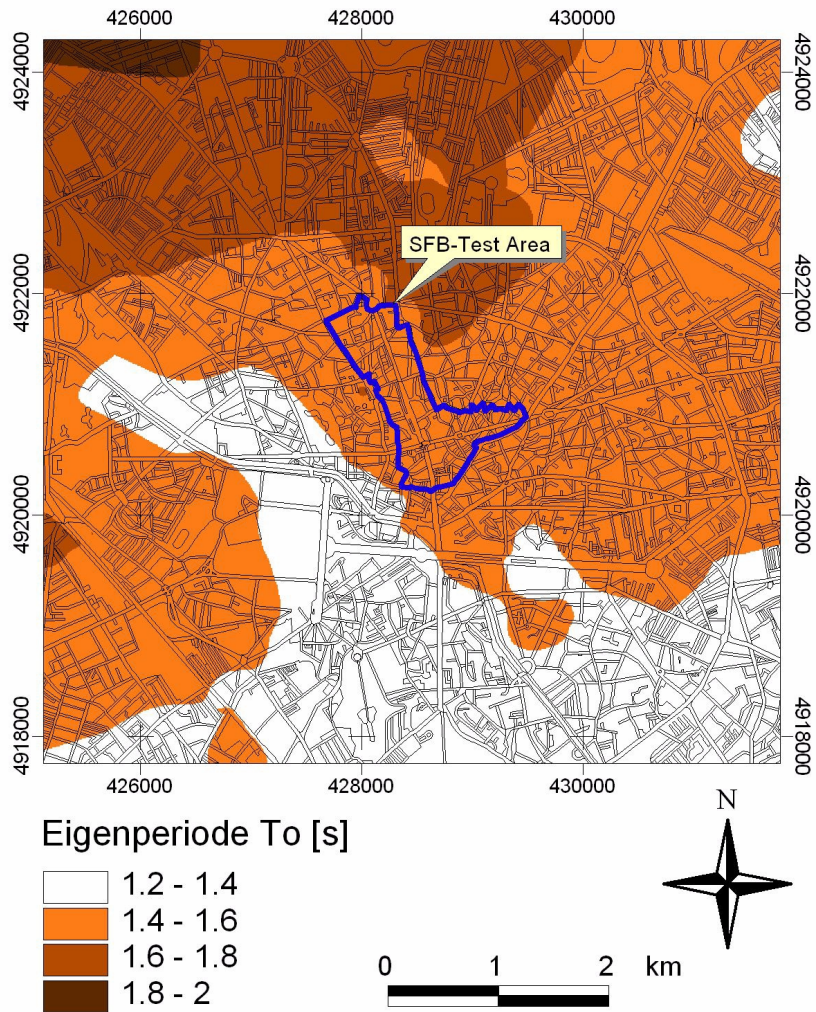


Abb. 6-4: Prognose der Eigenperiode des Untergrundes im Arbeitsgebiet, basierend auf der v_{S-ges} und der zusammengefassten Mächtigkeiten der Schichttypen 1-6 (siehe Gl. 6.2). Die ungefähre Stockwerksanzahl der bei diesen Perioden gefährdeten Gebäude ergibt sich aus dem zehnfachen Wert der Eigenperioden (siehe Gl. 2.16).

6.1 Mittlere Scherwellengeschwindigkeit

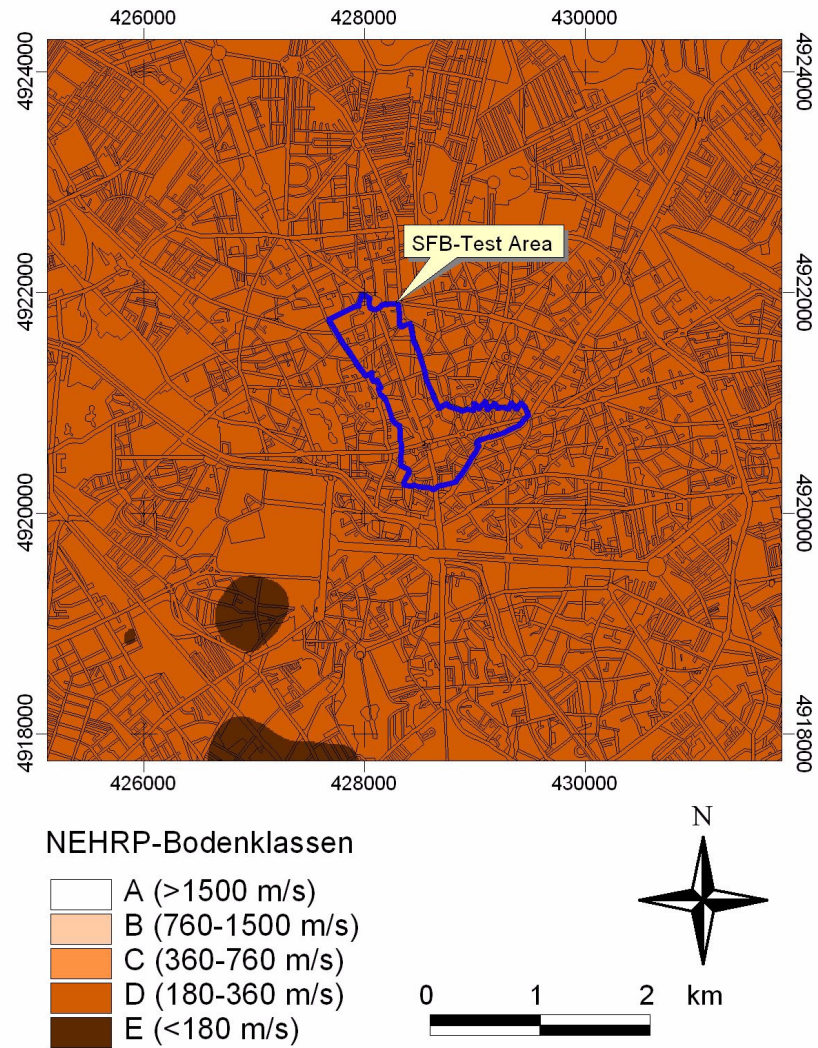


Abb. 6-5: Bodenklassifikation nach den v_{S-30} entsprechend der NEHRP-Kriterien. Im Arbeitsgebiet liegt fast ausschließlich die Bodenklasse D (steifer Boden) vor.

6.2 Numerische Modellierung der Bodenantwort

Die Analyse der Bodenantwort wurde auf Basis des in Kap. 2.4.1 erläuterten eindimensionalen Ansatzes mit der Software ProShake® (EDU-PRO CIVIL SYSTEMS, 1999) durchgeführt.

Die Voraussetzungen für die Anwendung der eindimensionalen Analyse sind in Bukarest günstig, da sowohl das Gelände als auch die Schichttyp-Oberflächen nahezu horizontal sind (siehe Kap. 5.4.2). Zudem sind nach CIUGUDEAN & MARTINOF (2000) die geotechnischen Eigenschaften innerhalb der Schichttypen relativ homogen und isotrop. Becken- und Topografieeffekte (BARD, 1999b; BIELACK et al., 2000), die zu komplexen Resonanzmustern der seismischen Wellen führen und eine zwei- oder dreidimensionale Modellierung erfordern, sind nicht zu erwarten.

Bei der Modellierung der Bodenantwort wurde von einem linear-elastischen Verhalten des Untergrundes ausgegangen (siehe Kap. 2.6). Durch die Vernachlässigung der nichtlinearen Effekte ist bei Starkbeben wie dem 1977er Ereignis mit einer Abweichung von ca. 10% zwischen den berechneten und beobachteten Verstärkungen zu rechnen (F. Wenzel, pers. Mitt.).

Grundlage für die Berechnung der Bodenantwort mit ProShake® sind Bodenprofile, die die Mächtigkeit, Scherwellengeschwindigkeit, Dichte und das Dämpfungsverhältnis der jeweiligen Schichten beschreiben (siehe Abb. 6-6).

Aufgrund einiger Beschränkungen eignet sich ProShake® nicht zur Verarbeitung großer Datenmengen, wie sie beispielsweise bei der flächendeckenden Analyse der Zellen-gebundenen Mächtigkeitsattribute des Untergrundmodells anfallen würden:

- Die Profilparameter müssen einzeln von Hand eingegeben werden, ein Import der Untergrundinformationen aus existierenden Dateiformaten, z.B. aus Datenbank-Tabellen, ist nicht möglich.
- Die Analyse der Profile setzt sich aus einer Reihe von Bearbeitungsschritten zusammen, die nicht automatisiert werden können.
- Dasselbe gilt für die Ausgabe der Ergebnisse.

Die numerische Analyse der Bodenantwort wurde deshalb auf den Bereich der SFB-Test Area begrenzt. Dort wurde eine Coverage mit einer

6.2 Numerische Modellierung der Bodenantwort

Matrix aus 49 Punkten in Form eines regelmäßigen, quadratischen Rasters (siehe Abb. 6-8) erstellt. Der Abstand der Punkte untereinander beträgt 300 m. Mit dem *[cellvalue]*-Befehl wurden die Schichttyp-Mächtigkeiten des Untergrundmodells an den Rasterpunkten ausgelesen (siehe Kap. 5.4.3). Die entsprechenden Scherwellengeschwindigkeiten und Dichtewerte wurden aus Tab. 6-1 entnommen. Für das Dämpfungsverhältnis wurde ein konstanter Wert von 2% angenommen. Die Bodenantwort wurde anschließend mit ProShake® modelliert und durch charakteristische Parameter quantifiziert, die als numerische Werte in einer Attributspalte der Punktcoverage gespeichert wurden. Damit waren die Voraussetzungen für eine flächenhafte Interpolation und Darstellung der Bodenantwort mit den in Kap. 5.3 erläuterten Methoden gegeben.

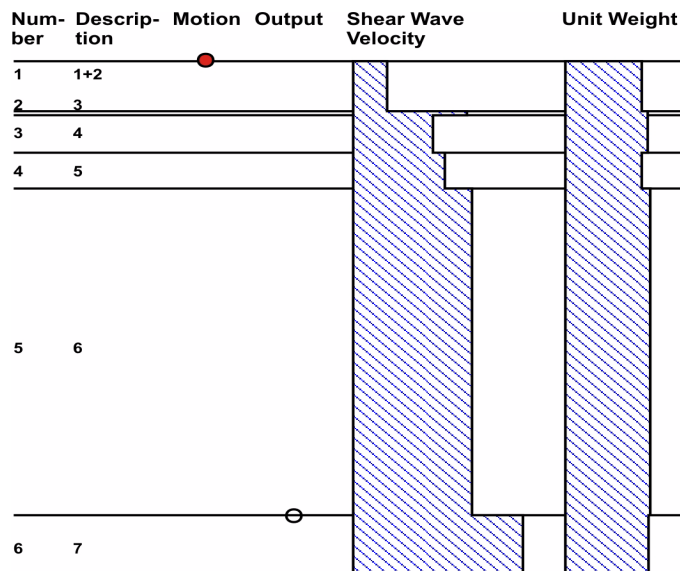


Abb. 6-6: Darstellung eines ProShake®-Bodenprofils am Standort INCERC mit der teufenabhängigen Verteilung der Scherwellengeschwindigkeit und Dichte.

6.2.1 Bestimmung der Transferfunktionen

Transferfunktionen beschreiben, wie in Kap. 2.4.1 erläutert, das Verhältnis zweier Fourierspektren. Im vorliegenden Fall interessieren die Fourierserien der Bodenerschütterung an der Basis und an der Oberfläche der Quartäreinheiten. Die Transferfunktion beschreibt einen Filter, der die Fourierserien der Basis- und Oberflächensignale ineinander überführt.

Spektrale Charakteristika der Transferfunktionen, wie dominante Perioden und die zugeordneten maximale Fourieramplituden, können daher zur Quantifizierung des Standorteffekts herangezogen werden. Bei Annahme linear-elastischen Verhaltens des Bodens ist die spektrale Charakteristik der Transferfunktion unabhängig von den spektralen Eigenschaften der Erdbebenerschütterung. Die Transferfunktion beschreibt in diesem Fall eine reine Untergrundeigenschaft.

Auf Basis der eingegebenen Bodenprofile wurden mit ProShake® Transferfunktionen für die oben genannten 49 Rasterpunkte im Bereich der SFB-Test Area berechnet. Die Spektren der Transferfunktionen werden durch folgende diskrete Funktionsparameter charakterisiert, die in einer Attributspalte der Punktcoverage abgelegt sind:

- a) dominante Perioden des Spektrums
- b) maximale Amplituden des Spektrums
- c) maximale Amplituden der Periodenintervalle 0,05-0,15 s, 0,15-0,25 s und 0,25-0,35 s, stellvertretend für Eigenperioden unterschiedlich hoher Gebäude

Der Einfluss der Schichttyp-Mächtigkeiten auf die spektralen Eigenschaften der Transferfunktionen ist aus Abb. 6-7 ersichtlich. Die große Mächtigkeit des Schichttyps 1+2 am Punkt 32 bedingt die im Vergleich zum Spektrum des Punktes 41 erheblich erhöhten Verstärkungen.

Die berechneten Funktionsparameter und die Schichttyp-Mächtigkeiten der 49 Rasterpunkte sind im Anhang B tabellarisch aufgelistet. Abb. 6-8 bis Abb. 6-12 zeigen die Resultate der flächenhaften Interpolation der Parameter aus a), b) und c).

6.2 Numerische Modellierung der Bodenantwort

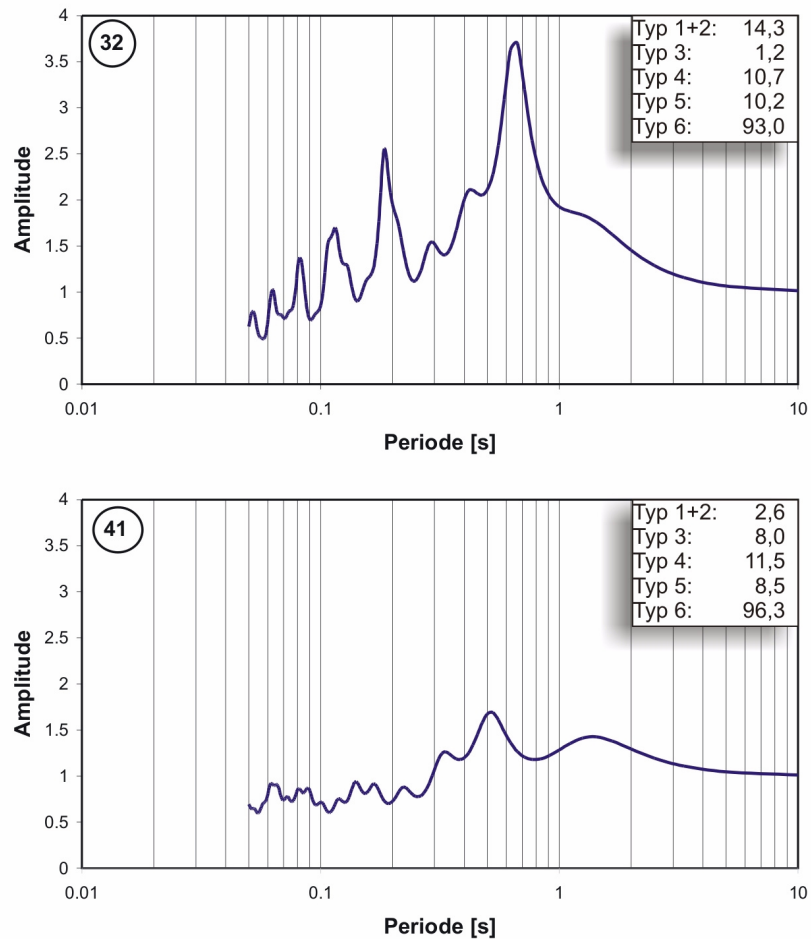


Abb. 6-7: Darstellung der an den Punkten 32 (oben) und 41 (unten) berechneten Transferfunktionen. Die jeweiligen Mächtigkeiten der Schichttypen sind in den Diagrammen aufgelistet. Die variierenden Mächtigkeiten der Schichttypen 1+2 und 3 haben einen großen Einfluss auf die Amplituden der Transferfunktionen.

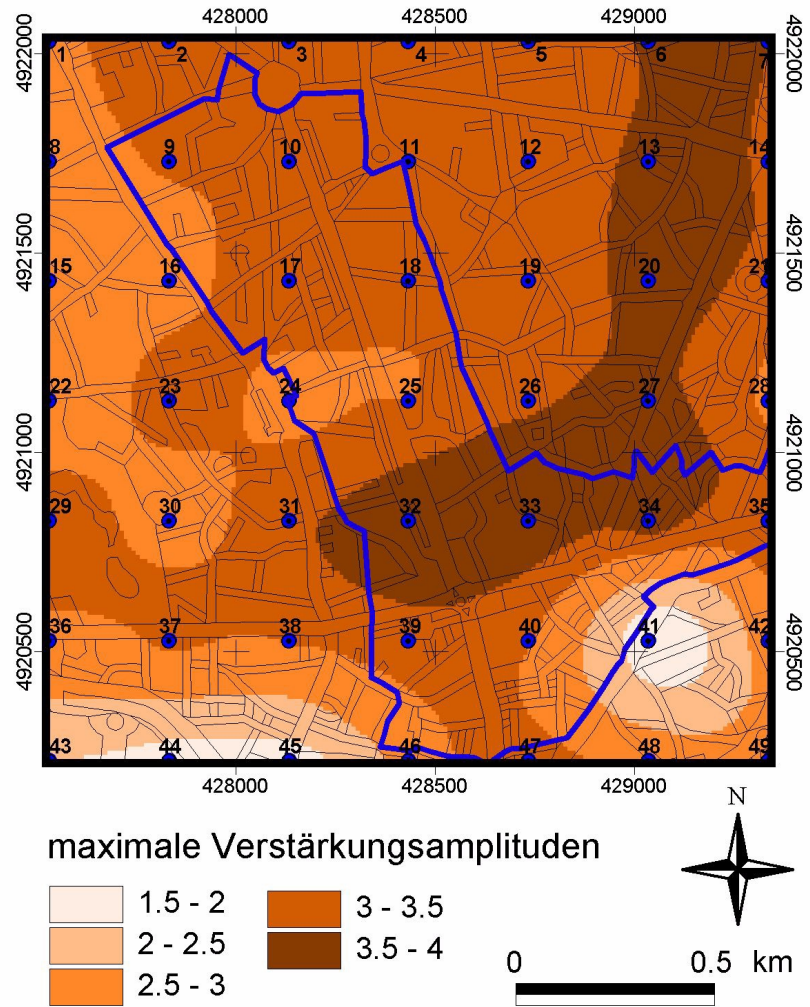


Abb. 6-8: Interpolierte maximale spektrale Verstärkung in der Innenstadt. Zusätzlich sind die nummerierten Interpolationsstützpunkte des Punktrasters und die Grenzen der SFB-Test Area dargestellt. Die Werte der an den einzelnen Punkten berechneten Verstärkungen finden sich im Anhang B.

6.2 Numerische Modellierung der Bodenantwort

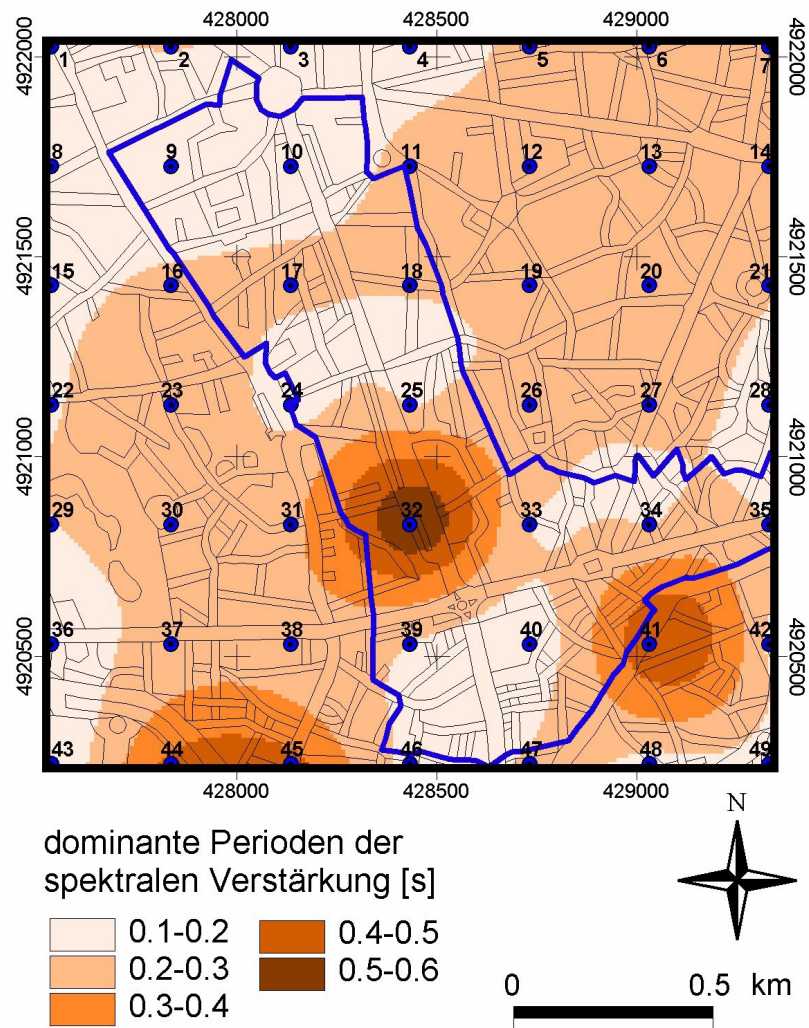


Abb. 6-9: Dominante Perioden der spektralen Verstärkung in der Innenstadt. Die große Mächtigkeit des Schichttyps 1+2 am Punkt 32 bedingt höhere Perioden.

6. Mikrozonierung

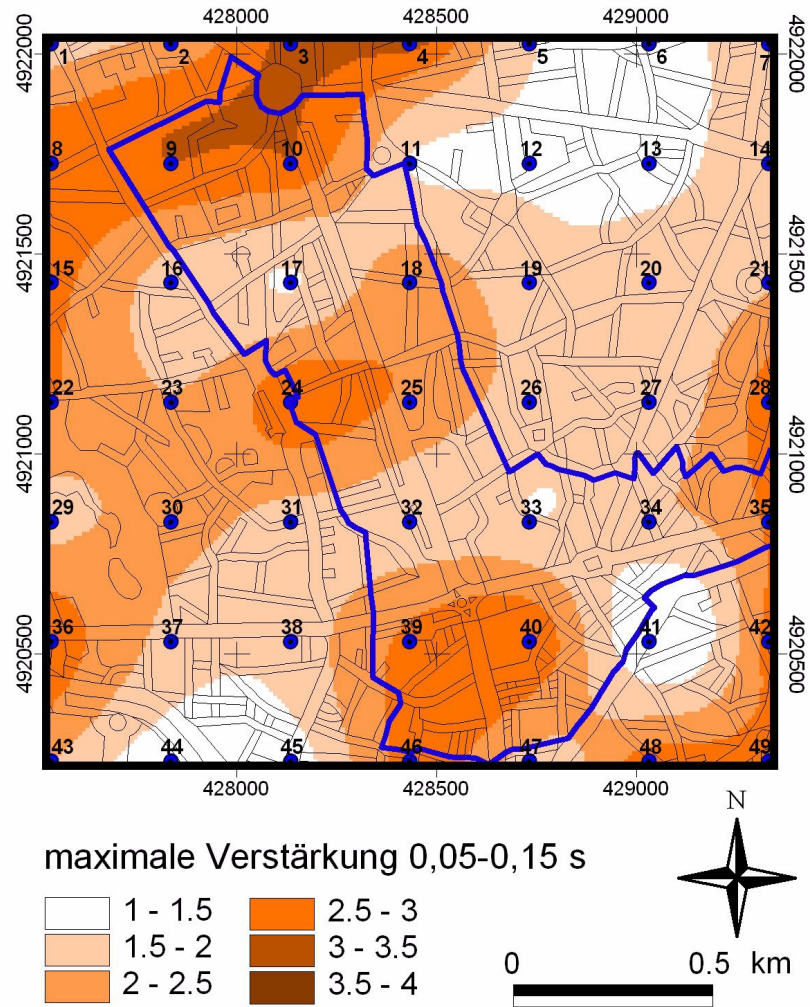


Abb. 6-10: Maximale spektrale Verstärkung im Periodenintervall 0,05-0,15 s. Nach Gl. 6.3 sind in diesem Periodenintervall in erster Linie niedrige, einstöckige Gebäude gefährdet.

6.2 Numerische Modellierung der Bodenantwort

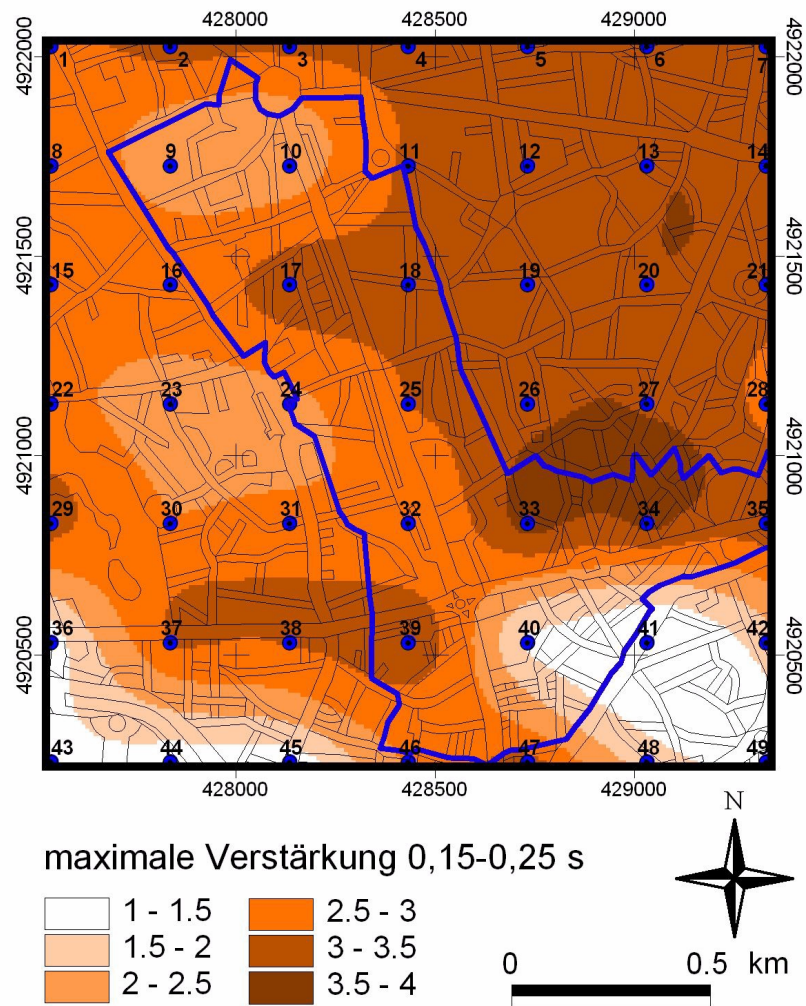


Abb. 6-11: Maximale spektrale Verstärkung im Periodenintervall 0,15-0,25 s. Gefährdet sind ein- bis zweistöckige Gebäude.

6. Mikrozonierung

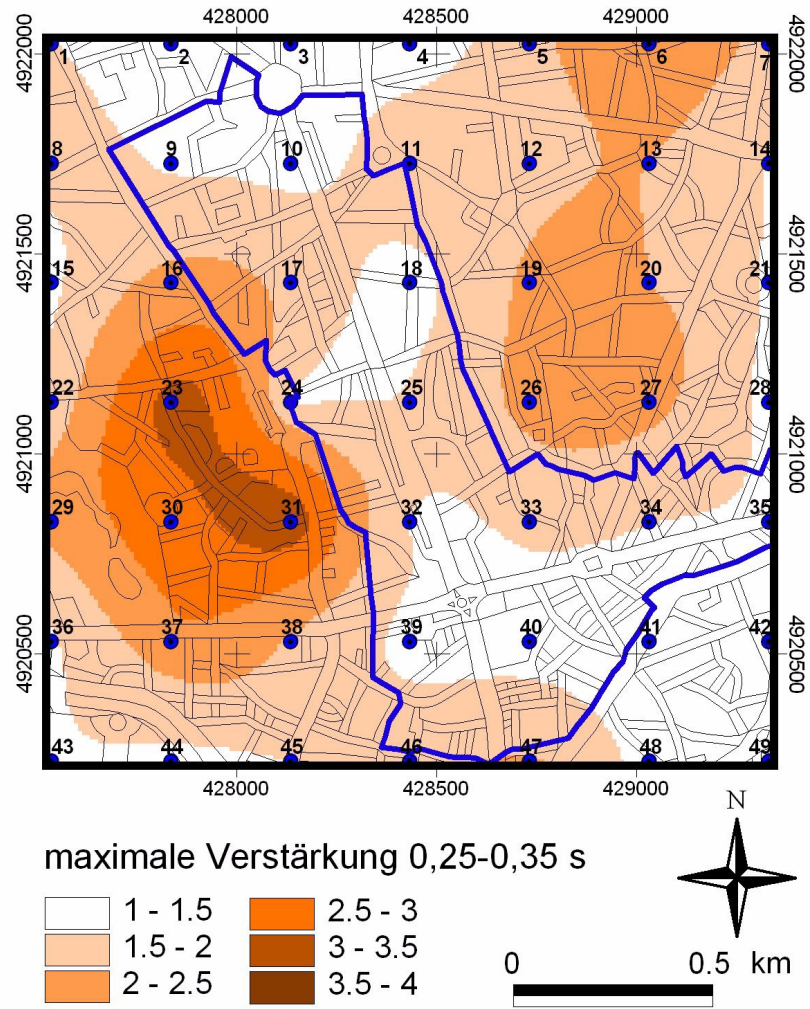


Abb. 6-12: Maximale spektrale Verstärkung im Periodenintervall 0,25-0,35 s. Gefährdet sind zwei- bis dreistöckige Gebäude.

6.2.2 Berechnung charakteristischer Bodenerschütterungsparameter

Bei der Berechnung der Bodenerschütterungsparameter im Arbeitsgebiet wurde von der Voraussetzung ausgegangen, dass die Variationen der Standorteffekte in Bukarest ausschließlich von den in Kap. 5.3 modellierten Quartäreinheiten oberhalb des Fratesti-Komplexes verursacht werden. Im Fall eines Erdbebens kann an der Basis dieser Quartäreinheiten von konstanten Partikelbewegungen ausgegangen werden (WENZEL et al., 2001; WIRTH et al., 2001a+b).

Unter dieser Prämisse ist es möglich, eine Oberflächenregistrierung mit Hilfe der Transferfunktion in ein hypothetisches Tiefensignal zu überführen (Dekonvolution). Dieses Signal kann dann an einem anderen Ort mit bekanntem Bodenprofil wieder in ein Oberflächensignal umgewandelt werden (Konvolution). Der Vorgang ist schematisch in Abb. 6-13 dargestellt.

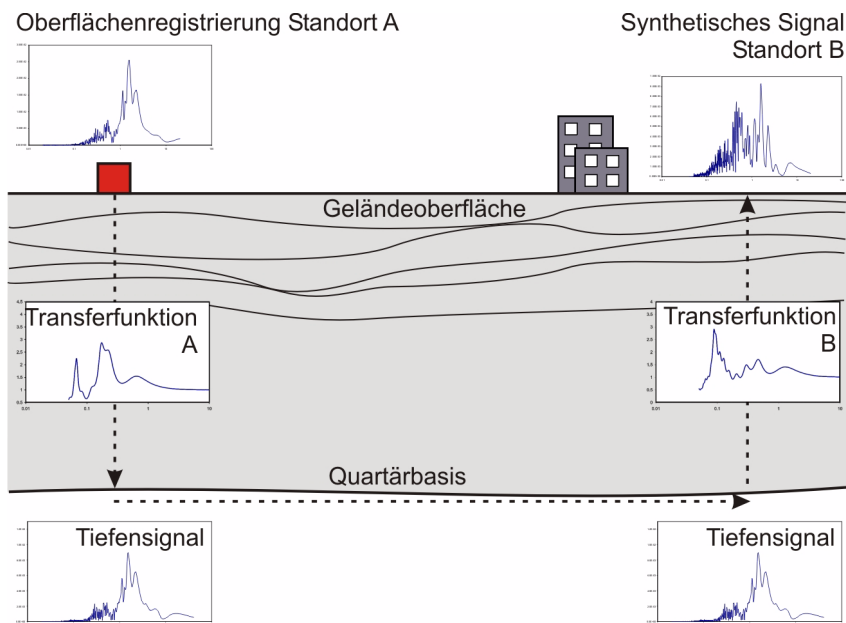


Abb. 6-13: Schematische Darstellung der Dekonvolution und Konvolution eines seismischen Signals zur Modellierung der Bodenantwort an Standorten mit bekanntem Untergrundprofil.

Für die Berechnung der Bodenantwort wird ein reelles oder künstlich erzeugtes Erdbebensignal benötigt. Auf Basis eines Szenarioerdbebens können Erschütterungskarten mit einer flächenhaften Darstellung der Erschütterungsparameter erzeugt werden.

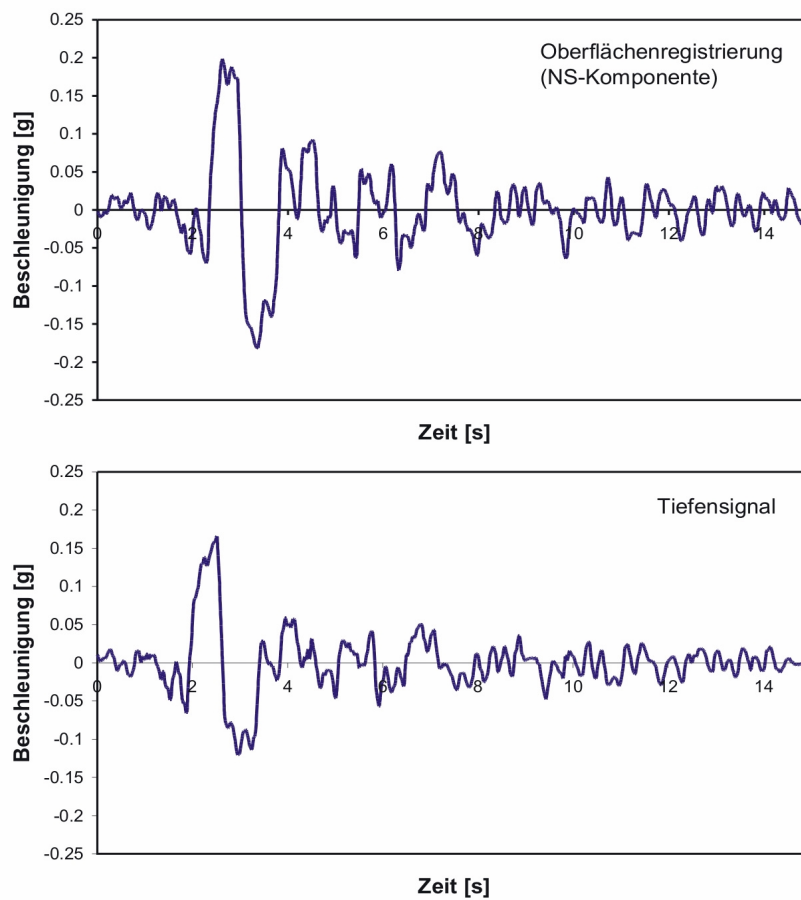


Abb. 6-14: Zeitverlauf des 1977 am INCERC registrierten Starkbebens (oben) und des mit ProShake® berechneten Tiefensignals (unten).

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die NS-Komponente des 1977 am INCERC registrierten Oberflächensignals als 'worst-case'-Szenario ver-

6.2 Numerische Modellierung der Bodenantwort

wendet, da es sich um das bislang stärkste in Bukarest registrierte Beben handelt. Der an der Oberfläche registrierte Zeitverlauf und das daraus abgeleitete Tiefensignal sind in Abb. 6-14 dargestellt.

Zur Verifizierung des oben geschilderten Ansatzes wurde die INCERC-Oberflächenregistrierung eines mittleren Bebens aus dem Jahr 1986 in das entsprechende Tiefensignal transformiert und an mehreren Punkten in der Innenstadt wieder in Oberflächensignale überführt. Die Antwortspektren dieser synthetischen Signale wurden dann mit den vor Ort registrierten Signalen verglichen. Dabei zeigte sich, dass die Amplituden der Spektren zum Teil höhere Abweichungen aufwiesen, während die dominanten Perioden meist relativ gut übereinstimmten (siehe Abb. 6-15). Der Grund die Abweichungen können z.B. Ungenauigkeiten des interpolierten Untergrundmodells oder Variationen der Scherwellengeschwindigkeiten sein.

Aus dieser Beobachtung ergab sich die Konsequenz, dass die mit dem synthetischen Signal errechneten Beschleunigungen nur als qualitative Vergleichswerte verwendet werden können und keine zuverlässigen Absolutwerte liefern.

Der eindimensionale Ansatz zur Modellierung der Bodenantwort geht davon aus, dass eine elastische Felsunterlage von isotropen, linear-elastischen Lockergesteinen überdeckt ist (siehe Kap. 2.4.1).

In den jungen, größtenteils unkonsolidierten Quartärsedimenten unter Bukarest liegt keine Felsunterlage vor, die einen deutlichen Impedanzkontrast zum überlagernden Lockergestein aufweisen würde (siehe Kap. 3.4). Aus diesem Grund wurde für die Berechnung mit ProShake® der A-Layer des Fratesti-Komplexes als hypothetischer Felsuntergrund definiert.

Auf Basis dieses Modells wurde die Bodenbewegung an den 49 Rasterpunkten mit der NS- und EW-Komponente des 1977er Bebens berechnet. Als charakteristische Funktionsparameter wurden jeweils folgende Werte ausgelesen:

- die maximale Bodenbeschleunigung in g
- die dominante Periode, die mit der maximalen Amplitude des Fourierspektrums korrespondiert
- spektrale Beschleunigungen bei 0,3 und 1,0 s, ausgelesen aus dem Antwortspektrum (5% Dämpfung)

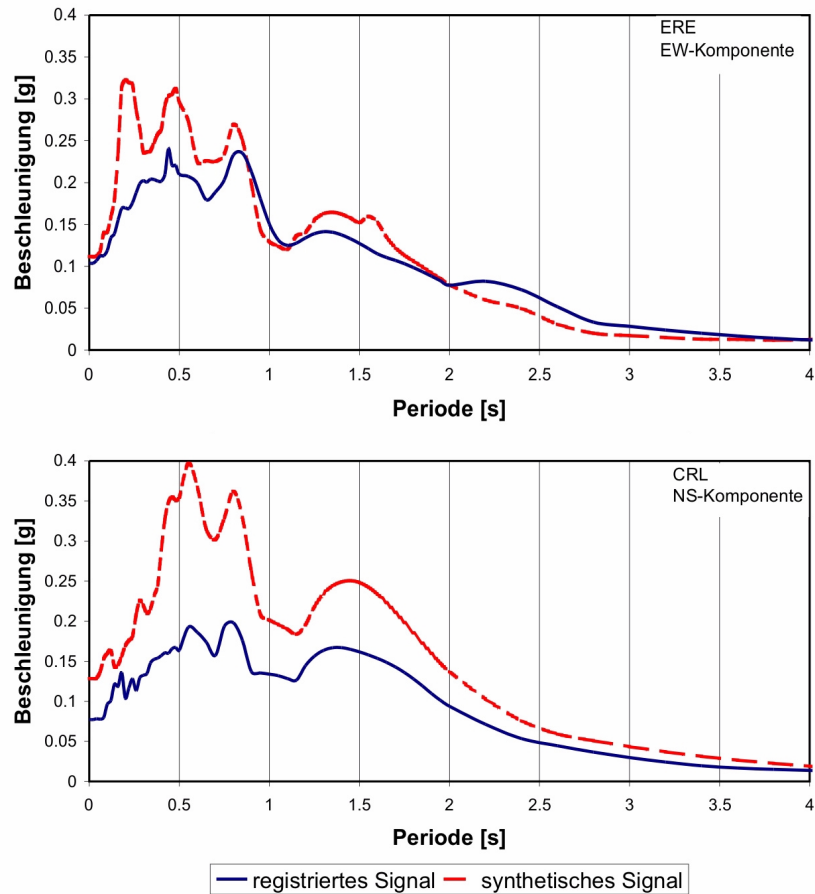


Abb. 6-15: Antwortspektren (5% Dämpfung) des 1986er Bebens an der Station ERE (oben) und CRL (unten) in Bukarest. Die registrierten Spektren wurden vor Ort gemessen, die synthetischen auf Basis des transformierten INCERC-Signals berechnet. Die dominanten Perioden zeigen im Gegensatz zu den Amplituden gute Übereinstimmung.

Diese Werte wurden in Attributspalten der Punktcoverage gespeichert und finden sich in der Tabelle im Anhang B. Die Resultate der flächenhaften Interpolation sind in Abb. 6-16 bis Abb. 6-18 wiedergegeben.

6.2 Numerische Modellierung der Bodenantwort

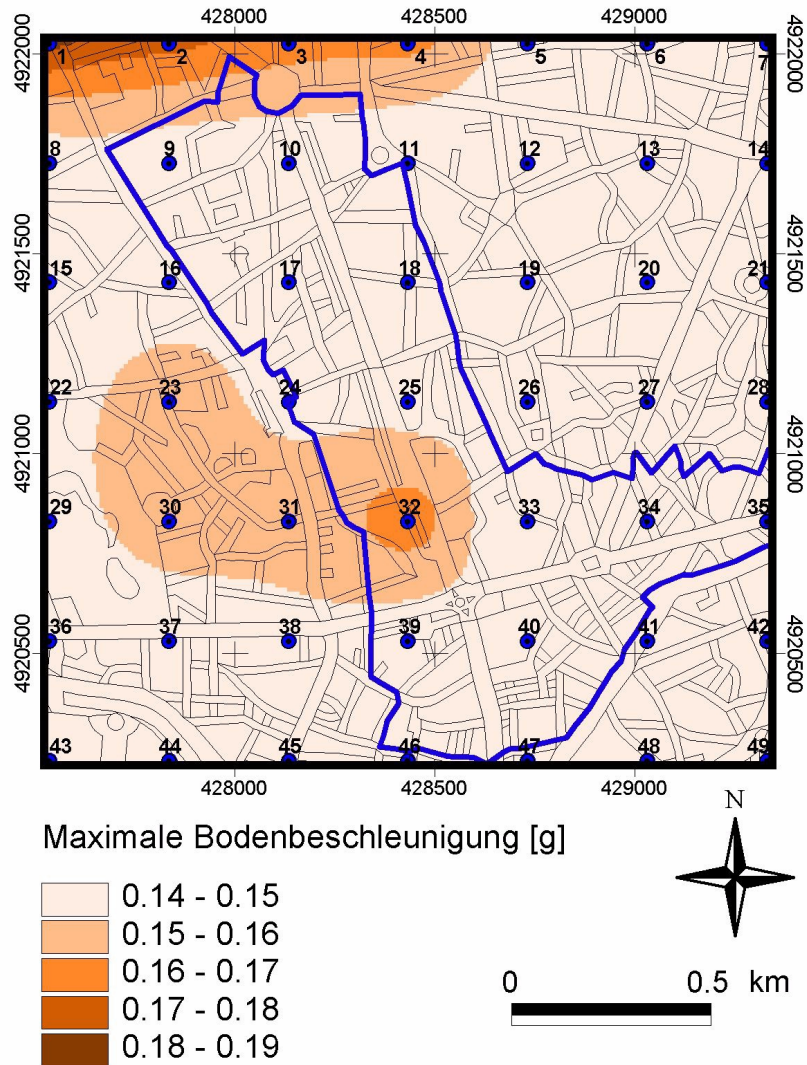


Abb. 6-16: Interpolierte maximale Bodenbeschleunigung im Arbeitsgebiet, berechnet mit der NS-Komponente des 1977er Bebens. Zusätzlich sind die nummerierten Interpolationsstützpunkte des Punktrasters und die Grenzen der SFB-Test Area dargestellt.

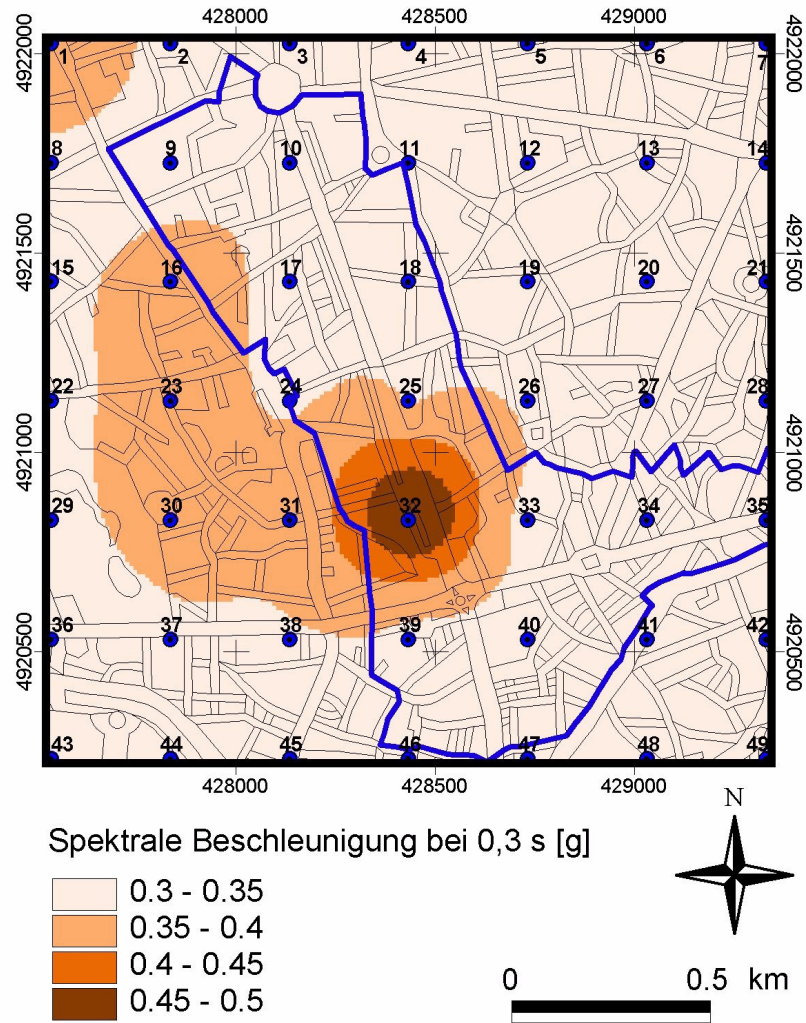


Abb. 6-17: Spektrale Beschleunigung bei 0,3 s im Arbeitsgebiet. Größere Mächtigkeiten des Schichttyps 1+2 am Punkt 32 (siehe Anhang B) bedingen eine höhere spektrale Beschleunigung in diesem Periodenbereich.

6.2 Numerische Modellierung der Bodenantwort

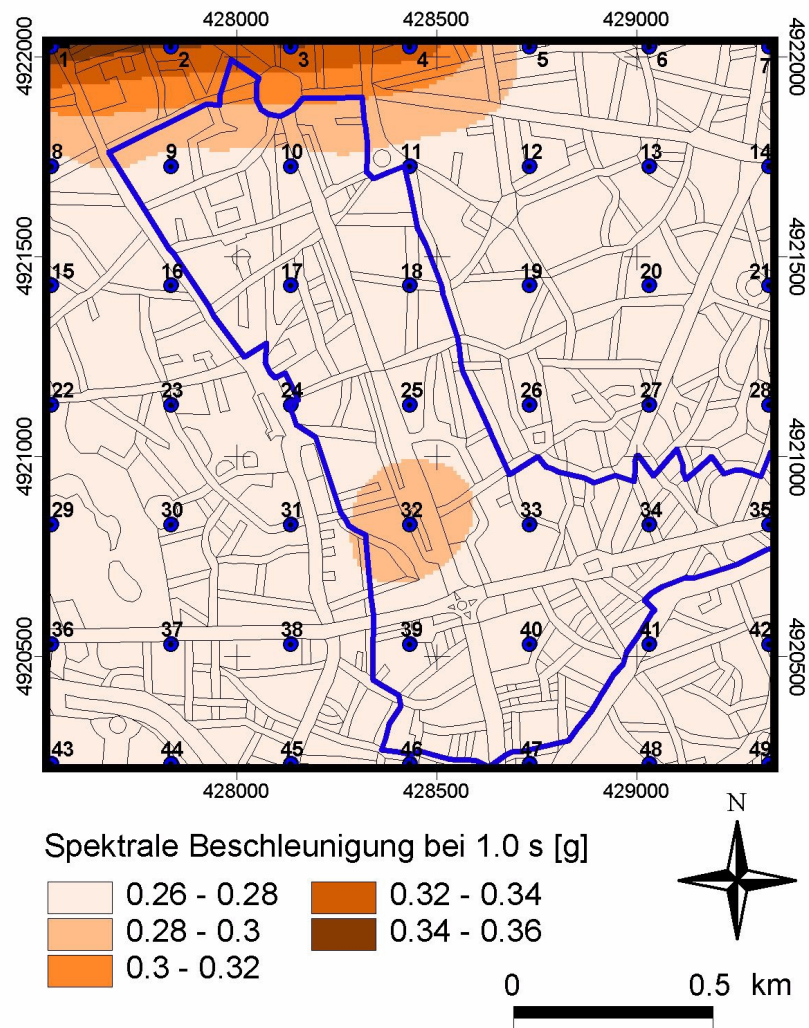


Abb. 6-18: Spektrale Beschleunigung bei 1,0 s im Arbeitsgebiet.

6.3 Boden isotropisierung

Boden isotropisierungen als Folge eines Erdbebens konnten in Bukarest in der Vergangenheit wiederholt beobachtet werden (siehe Kap. 4.3.1). Die jungpleistozänen, unkonsolidierten psammischen Sedimente in Bukarest erfüllen die in Kap. 2.6 erwähnten Kriterien für isotropisierungsanfällige Böden. Zu nennen sind in diesem Zusammenhang besonders die oberflächennahen, wassergesättigten, sandig-kiesigen Sedimente des Colentina-Komplexes.

Als einfaches Kriterium für die Identifikation von Bereichen mit potentiell möglicher Boden isotropisierung dient der Flurabstand des Grundwassers und die Wassersättigung des Colentina-Komplexes. Mit Hilfe von flächenhaften GRID™-Abfragen wurden Bereiche als gefährdet identifiziert, in denen die Basis des Colentina-Komplexes unter dem Grundwasserspiegel liegt. Dieser Vorgang ist schematisch in Abb. 6-19 anhand eines Profils dargestellt.

Der Grad der Gefährdung wurde durch den Flurabstand des Grundwassers bestimmt: Als stark gefährdet wurden Zonen mit Flurabständen < 5 m eingestuft.

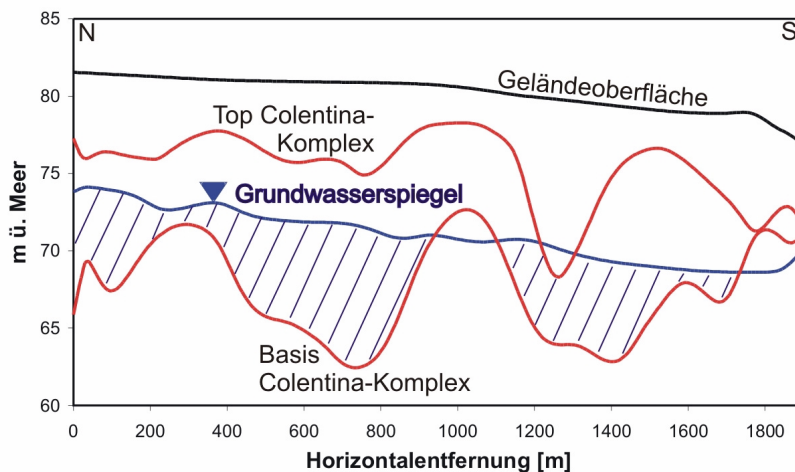


Abb. 6-19: Festlegung von Bereichen mit potentiell möglicher Boden isotropisierung in der Profildarstellung. Gefährdet sind die schraffierten Zonen, in denen die Schichtbasis des Colentina-Komplexes tiefer liegt als der Grundwasserspiegel.

6.3 Boden isotropisierung

Da verlässliche Grundwasserstands-Daten nur aus dem engeren Bereich der Test Area verfügbar waren, wurden die Untersuchungen auf diese Zone beschränkt. Das Resultat ist in Abb. 6-20 dargestellt.

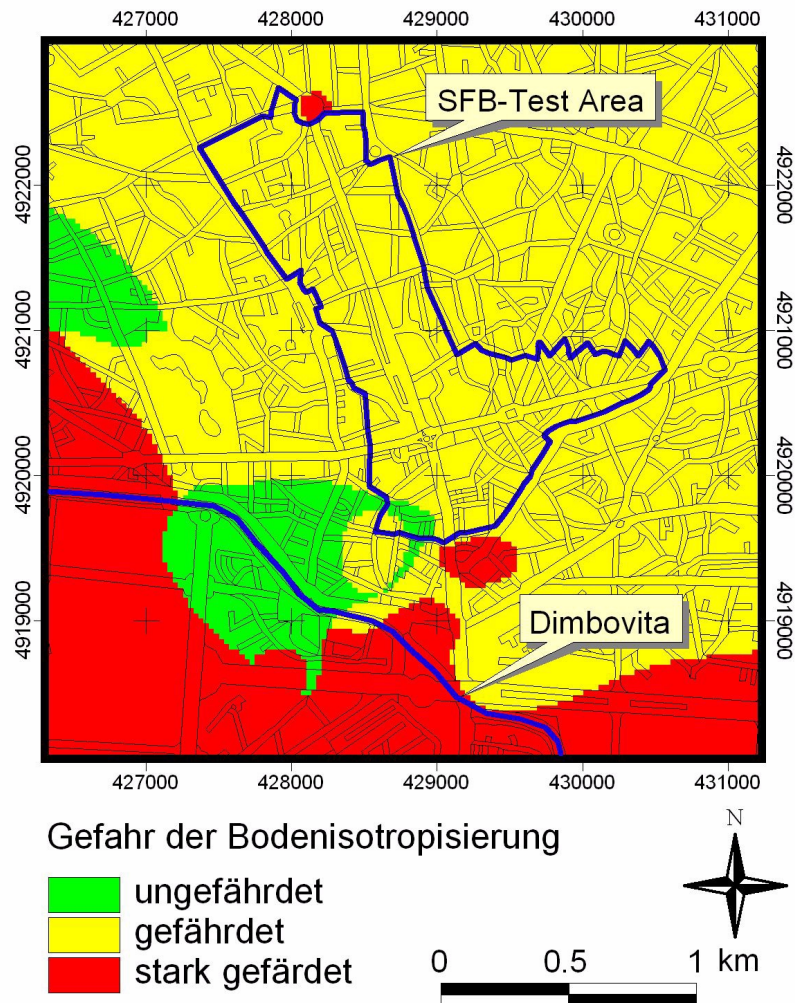


Abb. 6-20: Bereiche mit potentiell möglicher Boden isotropisierung in der Innenstadt. Gefährdet sind insbesondere die Flussaunen der Dimbovita, was mit den historischen Beobachtungen übereinstimmt (vgl. Kap. 4.3.1).

6.4 Historische Intensitäten

In Bukarest kann wegen der in Kap. 4.1 erläuterten engen räumlichen Konzentration der Epizentren in der Vrancea-Region und der Dominanz der Standorteffekte (siehe Kap. 4.3.1) davon ausgegangen werden, dass die räumlichen Variationen der Intensitäten bei verschiedenen Beben ähnliche Muster aufweisen.

Aus diesem Grund werden die verschiedenen Ansätze zur Mikrozonierung anhand der räumlichen Variationen der seismischen Intensitäten des 1977er Bebens verifiziert.

Wie in Kap. 4.3.1 dargestellt, wurden nach dem Beben vom 4. März 1977 erstmals definierte Bemessungskriterien für die Ermittlung seismischer Intensitäten in Bukarest verwendet. Die aufgezeichneten Intensitäten früherer Beben (RADULESCU, 1941) konnten hingegen aufgrund unklarer Bemessungskriterien im Rahmen dieser Arbeit nicht verwendet werden.

Die Gebäudeschäden nach dem 1977er Starkbeben wurden von SANDI & VASILE (1982) mit Hilfe einer Fragebogenaktion statistisch erfasst. Dazu wurde das Stadtgebiet in 150 Quadranten von je einem km² eingeteilt und an 66 davon der jeweilige mittlere Schadensgrad, unterteilt nach Typ und Eigenperiode der Gebäude, bestimmt.

Im Rahmen dieses Projektes wurden die unten im Fettdruck markierten Perioden und Gebäudetypen berücksichtigt. Es wurden nur Gebäudetypen herangezogen, die in mindestens 15 untersuchten Quadranten repräsentiert sind. So konnte eine ausreichende flächenhafte Informationsdichte hinsichtlich der Schadenskoeffizienten gewährleistet werden.

Gebäudetypen:

- Typ 1: Gebäude aus Baumaterialien minderer Qualität (z.B. Lehmziegelbauten)
- **Typ 2: Gebäude mit Ziegelwänden und leichten, flexiblen Holzdecken**
- **Typ 3: Gebäude mit Ziegelwänden und steifen Betondecken**
- **Typ 4: Gebäude mit armiertem Betonskelett**
- Typ 5: Gebäude mit armierten Stützwänden (System Monolith und Fertigbauteile)

6.4 Historische Intensitäten

Untersuchte Intervalle der Eigenperioden:

0,05-0,15 s; 0,15-0,25 s; 0,25-0,35 s; 0,35-0,50 s; 0,50-0,70 s;
0,70-1,00 s; 1,00-1,30 s; >1,30 s

Pro Quadrant wurden ca. 300 statistisch gleichmäßig verteilte Gebäude analysiert. Für jedes Gebäude wurde nach entsprechenden Kriterien ein Schadenskoeffizient bestimmt. Dieser kann Werte zwischen 0 (keine Schäden) und 5 (vollständige Zerstörung) annehmen. Die Kriterien für die Einteilung der Gebäude nach Schadenskoeffizienten richten sich nach dem Gebäudetyp. In Tab. 6-2 sind die Kriterien beispielhaft für den Gebäudetyp 2 dargestellt.

Tab. 6-2: Kriterien für die Zuordnung von Schadenskoeffizienten für den Gebäudetyp 2.

Schadenskoeffizient	Beschreibung der Mauerwerk-Schäden
0,00	keine Schäden
1,00	leichte Schäden
1,75	geschlossene Risse
2,30	klaffende Brüche
3,00	unter 45° gekreuzte Scherbrüche
4,00	klaffende Brüche mit Vertikalversatz
5,00	vollständiger Kollaps des Gebäudes

Die nach Eigenperioden unterteilten Schadenskoeffizienten wurden von SANDI & VASILE (1982) mit Hilfe der rumänischen Norm STAS 3684-71 in MSK-Intensitäten umgerechnet. Auch die Intensitäten wurden nach den Eigenperioden der erfassten Gebäude in die Intervalle 0-0,15 s, 0,15-0,25 s, 0,25-0,5 s unterteilt.

Die digitale Aufbereitung der Schadens- und Intensitätsdaten erfolgte entsprechend der in Kap. 5.2 geschilderten Verfahren:

Die Karten mit den Schadenskoeffizienten und Intensitäten aus SANDI & VASILE (1982) wurden gescannt und georeferenziert. Im Mittelpunkt der in Frage kommenden Quadranten wurde ein Punkt digitalisiert und diesem der Wert des Schadensgrades zugeordnet. Flächenhafte Interpolationen mit dem TOPOGRID™-Tool (siehe Kap. 5.3.2.6) auf Basis dieser Punktinformationen lieferten insgesamt 15 Grids mit der räumlichen Verteilung der Bebenschäden. Zwei davon sind exemplarisch in Abb. 6-21 und Abb. 6-22 dargestellt.

Die statistisch am besten abgesicherte flächenhafte Darstellung der Schäden wird durch die eher moderaten Schadenskoeffizienten der Gebäudetypen 2 und 3 repräsentiert. Diese Gebäude sind in Bukarest häufig vertreten und vergleichsweise homogen verteilt.

Aufgrund der spektralen Charakteristik des 77er Bebens sind die größten Schadenskoeffizienten jedoch bei den meist höheren Gebäuden des Typs 4 zu beobachten. Die dominante Periode der Bodenerschütterungen lag in Bukarest bei 1,5 s und korrespondierte daher mit den Eigenperioden dieser Bauwerke (SANDI & VASILE, 1982; siehe Kap. 4.3.1).

Aus dem oben gesagten wird deutlich, dass die Variationen der seismischen Intensität in Bukarest sehr stark vom betrachteten Periodenbereich sowie vom Typ und der Qualität des Gebäudebestands beeinflusst werden.

6.4 Historische Intensitäten

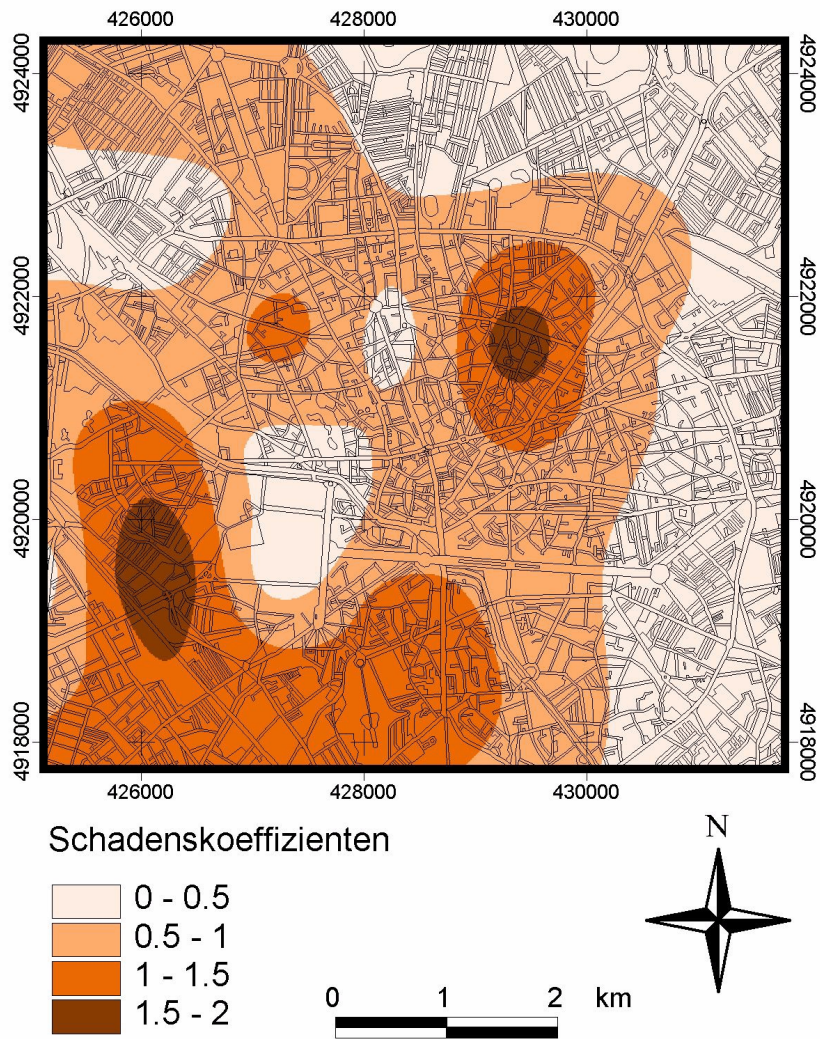


Abb. 6-21: Grid mit den Gebäude-Schadenskoeffizienten des 1977er Bebens für das Eigenperiodenintervall von 0,05 - 0,15 s des Gebäudetyps 3 im Innenstadtbereich.

6. Mikrozonierung

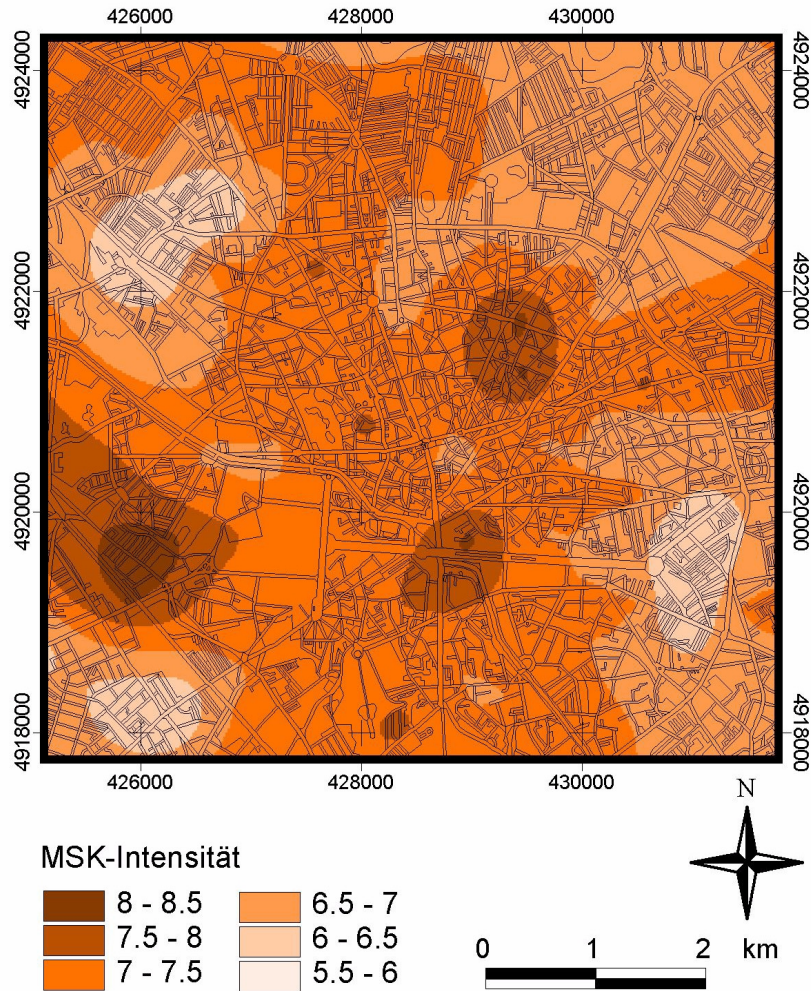


Abb. 6-22: Grid mit den aus Schadenskoeffizienten abgeleiteten Intensitäten des 1977er Bebens für den Periodenbereich von 0,05-0,15 s in der Innenstadt von Bukarest. Die räumliche Verteilung der seismischen Intensitäten weicht von denen der Schadenskoeffizienten ab, da ein Mittelwert aus den Schäden aller Gebäudetypen gebildet wird.

6.5 Räumliche statistische Analysen

Mit Hilfe der räumlichen statistischen Analysen wird der Einfluss der Untergrundeigenschaften auf die Variationen der Standorteffekte und der Gebäudeschäden im Arbeitsgebiet quantifiziert.

Auf Grundlage der ermittelten statistischen Zusammenhänge werden mit dem GIS Bodenbewegungen und Gebäudeschäden flächenhaft prognostiziert.

6.5.1 Grundlagen der verwendeten Verfahren

Die im Rahmen dieser Mikrozonierung verwendeten statistischen Verfahren werden nachfolgend kurz geschildert. Ausführliche Erläuterungen finden sich z.B. in den Werken von DAVIS (1986), ISAAKS & SRIVASTAVA (1989), BAHRENBERG et al. (1990) und SCHÖNWIESE (2000).

6.5.1.1 Bivariate Korrelationen

Die räumliche Korrelation quantifiziert die Güte der Beziehung zwischen den Sachattributen räumlich korrespondierender Elemente. Im vorliegenden Fall werden die geologischen und seismologischen Eigenschaften von Rasterzellen verschiedener Grids verglichen (siehe Abb. 6-23).

Der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient r_{xy} als Maß für die Güte des linearen Zusammenhangs zweier Variablen wird durch Anwendung eines gängigen Verfahrens (siehe Gl. 6.4) für jedes räumlich korrespondierende Zellenpaar zweier Grids X und Y ermittelt (z.B. nach BAHRENBERG et al. (1990)).

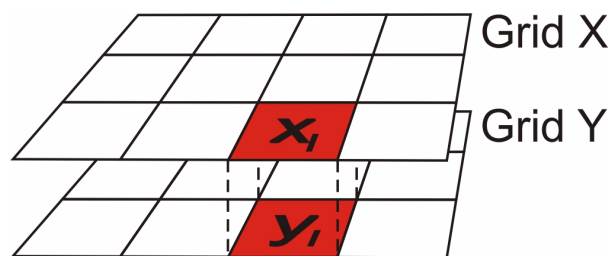


Abb. 6-23: Schematische Darstellung der räumlichen Korrelationsanalyse: Vergleich der Grid-Attribute x_i / y_i räumlich korrespondierender Rasterzellen.

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_m)(y_i - y_m)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - x_m)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - y_m)^2}} \quad \text{Gl. 6.4}$$

mit: r_{xy} Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient
 x_i Grid X: Wert der Zelle i
 y_i Grid Y: Wert der Zelle i
 x_m/y_m Mittelwerte der Attribute
 n Gesamtanzahl der Zellen bzw. der Wertepaare

Der Korrelationskoeffizient kann Werte zwischen +1 (positiv korreliert) und -1 (negativ korreliert) annehmen. Die Stärke des linearen Zusammenhangs der Variablen ist umso größer, je näher $|r_{xy}|$ bei 1 liegt. Da die Korrelationen im vorliegenden Fall auf interpolierten Daten basieren, können keine statistischen Signifikanzen ermittelt werden (DAVIS, 1986).

Zur Visualisierung der Zusammenhänge bivariater Daten können die Wertepaare x_i, y_i zweier Grids in einem Streudiagramm aufgetragen werden. Auf diese Weise werden atypische Extremwerte, sogenannte Ausreißer, ermittelt, die die Güte der Korrelationen entscheidend beeinflussen können.

6.5.1.2 Multiple Regressionen

Mit Hilfe der Regressionsanalyse kann der funktionale Zusammenhang zwischen Variablen beschrieben werden (SCHÖNWIESE, 2000). Der gleichzeitige Einfluss mehrerer unabhängiger Variablen (Prädiktorvariablen) auf eine abhängige Variable (Kriteriumsvariable) wird mit Hilfe von multiplen Regressionen untersucht. Folgende lineare Gleichung beschreibt den Zusammenhang (z.B. nach BAHRENBURG et al., 1992):

$$Y = \alpha + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_i X_i \quad \text{Gl. 6.5}$$

mit: Y abhängige Variable
 α Regressionskonstante
 β_i partieller Regressionskoeffizient der Variablen X_i
 X_i unabhängige Variablen

6.5 Räumliche statistische Analysen

Gl. 6.5 beschreibt die beste lineare Prognose der abhängigen Variablen bei gegebenen unabhängigen Variablen. Im bivariaten Fall kann dies anhand eines Streudiagramms veranschaulicht werden. Dabei werden die Summen der quadrierten vertikalen Abweichungen zwischen beobachteten Punkten und der Regressionsgeraden minimiert. Die vertikalen Differenzen zwischen den beobachteten Punkten und dieser Geraden werden als Residuen bezeichnet (siehe Abb. 6-24).

Der multiple Korrelationskoeffizient R erfasst den Zusammenhang zwischen mehreren unabhängigen und einer abhängigen Variablen. Er entspricht dem Korrelationskoeffizient einer bivariaten Korrelation zwischen den prognostizierten und beobachteten Variablen. R hat einen Wertebereich von 0 bis 1.

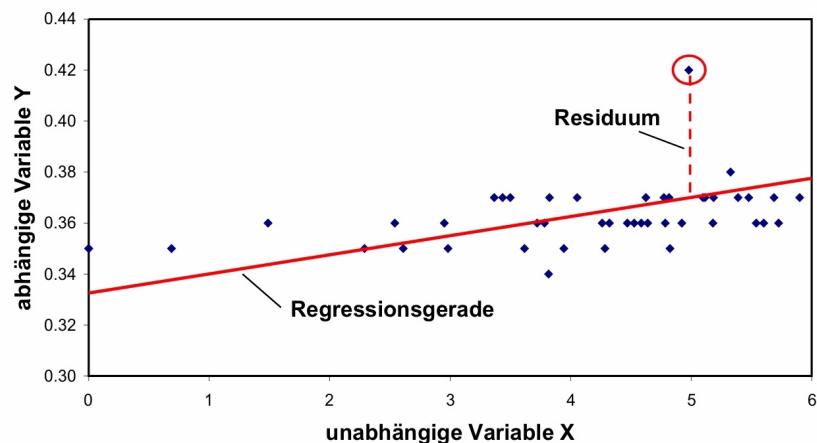


Abb. 6-24: Eine Punktwolke bestehend aus Wertepaaren zweier Variablen lässt sich durch eine Regressionsgerade repräsentieren. Die Güte der Regression kann über eine Analyse der Residuen bestimmt werden.

Für eine sinnvolle Anwendung der multiplen Regression existieren mehrere Voraussetzungen:

- Die Beziehungen zwischen den untersuchten Variablen sollten linear sein (Überprüfung anhand bivariater Streudiagramme).

- Die Residuen müssen normalverteilt sein (Überprüfung anhand von Histogrammen der Residuen).
- Eine weitere wichtige Prämisse ist die stochastische Unabhängigkeit der Prädiktorvariablen. Nach einer Faustformel (www6) ist eine gegenseitige Abhängigkeit (Multikollinearität) gegeben, wenn der Toleranzwert $< 0,2$ ist:

$$\text{Toleranzwert der unabhängigen Variablen } X = 1 - R_X^2 \quad \text{Gl. 6.6}$$

mit: R_X multipler Korrelationskoeffizient mit X als abhängiger Variablen und den übrigen unabhängigen Variablen als Regressoren

6.5.2 Ergänzung des GIS durch Statistik-Software

Um mit dem ArcInfo-GRID™-Modul eine Analyse der räumlichen Übereinstimmung von Merkmalen mehrerer Grids durchführen zu können, müssen sie in einem speziellen Datenformat namens Stack angeordnet werden [*makestack*]. Ein Stack besteht aus einem Satz räumlich überlappender Grids, die als Dateneinheit für verschiedene statistische Analysen dient (ESRI, 1994).

Durch Ausgabe einer Korrelationsmatrix lässt sich ein Überblick über den Grad der räumlichen Übereinstimmung zwischen den verschiedenen Grids eines Stacks gewinnen [*stackstats*].

Zur Ergänzung der eingeschränkten und mitunter recht zeitaufwändigen Statistik-Funktionen des GRID™-Moduls bietet sich die Nutzung einer entsprechenden Statistik-Software an. Weitere Analysen wurden daher mit dem Programm STATISTICA® (STATSOFT, 1999) durchgeführt.

Um die Datenmenge beim Export der Griddaten nach STATISTICA® zu begrenzen, wurde die Größe der Grid-Zellen auf $200 * 200$ m vergrößert [*resample*] und damit die Gesamtzahl der Zellen pro Grid auf 1122 limitiert. Ein Vergleichstest ergab, dass die Korrelationskoeffizienten durch diese Modifikation nicht signifikant beeinflusst werden.

Mit dem [*sample*]-Befehl konnten die Grid-Matrizen anschliessend als ASCII-Daten im Spaltenformat exportiert und in STATISTICA® eingelesen werden.

6.5.3 Beschreibung der räumlichen Zusammenhänge zwischen geologischen und seismologischen Parametern

6.5.3.1 Mächtigkeiten der Schichttypen - Bebenschäden

In Tab. 6-3 sind die Korrelationskoeffizienten der Einzelkorrelationen zwischen den Grids mit den Schichttyp-Mächtigkeiten und den Schadenskoeffizienten bzw. Intensitäten dargestellt (erste Zeile: TYP 1+2 - Mächtigkeit Schichttyp 1+2 etc.; TYP 1-3 - zusammengefasste Mächtigkeit der Schichttypen 1-3 etc.; erste Spalte: s015_2 - Schadenskoeffizient bei Periode 0,05-0,15 s für Gebäudetyp 2 etc.; i015 - seismische Intensitäten bei Periode 0,05-0,15 s etc.):

Tab. 6-3: Korrelationsmatrix zur Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen Schichttyp-Mächtigkeiten und Gebäude-Schadenskoeffizienten bzw. Intensitäten. Korrelationskoeffizienten > 0,5 sind fett markiert.

	TYP 1+2	TYP 3	TYP 4	TYP 5	TYP 6	TYP 1-3	TYP 1-4	TYP 1-5	TYP 1-6
s015_2	0.52	0.07	-0.39	0.24	-0.33	0.47	0.13	0.27	-0.18
s015_3	0.61	-0.06	-0.27	0.11	-0.47	0.43	0.21	0.25	-0.33
s015_4	0.27	-0.35	-0.16	0.21	-0.02	-0.07	-0.21	-0.05	-0.04
s025_2	0.34	-0.05	-0.35	0.17	-0.22	0.22	-0.09	0.03	-0.20
s025_3	0.10	0.03	-0.13	-0.28	-0.35	0.10	-0.01	-0.19	-0.42
s025_4	0.20	-0.27	-0.22	0.00	-0.09	-0.07	-0.28	-0.24	-0.20
s035_2	0.23	-0.14	-0.13	0.17	0.22	0.07	-0.04	0.07	0.24
s035_3	-0.10	0.26	-0.07	0.25	0.54	0.13	0.08	0.23	0.61
s035_4	0.26	-0.04	-0.29	0.16	-0.15	0.17	-0.09	0.03	-0.13
s050_2	0.35	-0.17	-0.12	0.05	-0.04	0.13	0.03	0.06	-0.01
s050_4	-0.28	0.19	0.30	0.11	0.48	-0.06	0.21	0.26	0.57
s070_4	-0.12	0.33	-0.07	0.09	0.15	0.17	0.11	0.16	0.21
i015	0.36	-0.07	-0.41	0.26	-0.10	0.22	-0.14	0.04	-0.07
i025	0.17	-0.01	-0.27	0.32	-0.02	0.12	-0.12	0.10	0.03
i100	0.02	0.16	-0.09	0.01	-0.06	0.15	0.07	0.07	-0.03

Die berechneten Korrelationskoeffizienten in Tab. 6-3 erreichen Maximalwerte von 0,61. Das Streudiagramm in Abb. 6-25 zeigt beispielhaft die Wertepaare einer Korrelation mit einem maximalen Korrelationskoeffizienten.

Die gestreckte Form der Punktwolke weist auf eine Beziehung zwi-

schen den Daten hin, die durch eine Regressionsgerade repräsentiert werden kann.

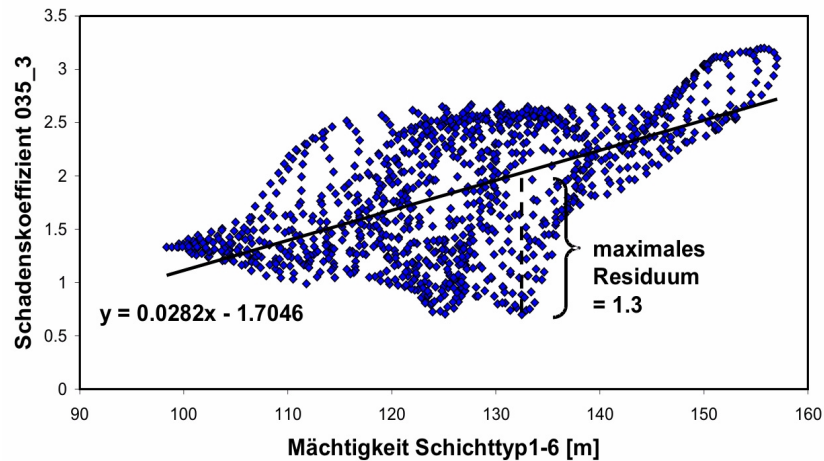


Abb. 6-25: Streudiagramm mit den Wertepaaren aus der Korrelation zwischen den summierten Schichtmächtigkeiten von Schichttyp 1-6 und dem Schadenskoeffizient für das Periodenintervall von 0,25-0,35 s für den Gebäudetyp 3. Dargestellt ist die Regressionsgerade mit Regressionsgleichung und das maximale Residuum. $r_{xy} = 0,61$

Anhand der bestimmten Regressionsgleichung können nun die Gebäude-Schadenskoeffizienten aus der Mächtigkeit eines Schichttyps abgeleitet werden. Allerdings sind diese Berechnung mit gewissen Unsicherheiten behaftet, da die Residuen zum Teil größer als eins sind (siehe Abb. 6-25). Die wirklichen Gebäudeschäden könnten also um mehr als eine Schadensklasse von den berechneten abweichen.

Zur Quantifizierung des Einflusses der einzelnen Schichttypen auf die räumliche Verteilung der Schadenskoeffizienten werden die Beträge der Korrelationskoeffizienten aller Periodenintervalle und Gebäudetypen für die einzelnen Schichttypen aus Tab. 6-3 aufsummiert. Wie aus Abb. 6-26 zu ersehen ist, haben die eher tonigen Schichttypen 1+2 (Auffüllung und Oberer Ton-Schluff-Komplex), 4 (Mittlerer Tonkomplex) und 6 (Lakustrischer Komplex) einen größeren Einfluss auf die Schadensverteilung als die sandig-kiesigen Einheiten 3 (Colentina-Komplex)

6.5 Räumliche statistische Analysen

und 5 (Mostistea-Sandbank). Die mittlere Mächtigkeit der Schichttypen (siehe Tab. 5-2) hat keinen Einfluss auf diese Häufigkeitsverteilung.

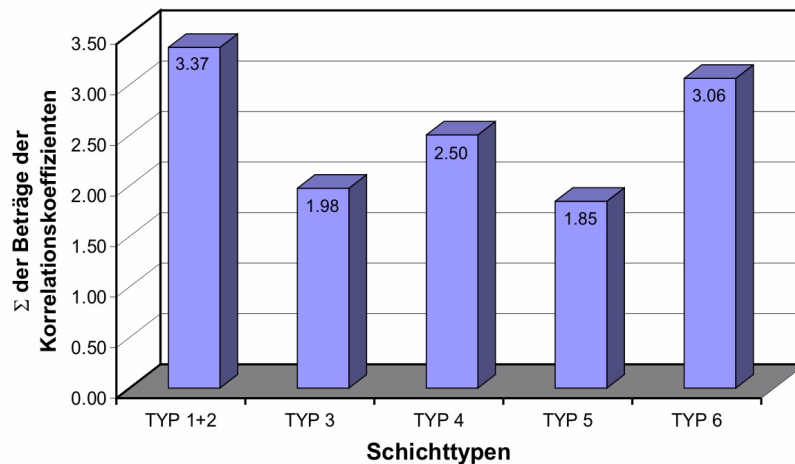


Abb. 6-26: Summe der räumlichen Korrelationen zwischen der Mächtigkeit der Schichttypen und den Gebäude-Schadenskoeffizienten für die Gebäudetypen 2-4 und die Perioden aller Intervalle zwischen 0,05-0,7 s.

Die Korrelationsanalysen weisen darauf hin, dass es erkennbare Zusammenhänge zwischen den Schichttyp-Mächtigkeiten und der räumlichen Verteilung der Schadenskoeffizienten gibt. Allerdings sind diese Zusammenhänge insgesamt gesehen zu schwach und zu unsystematisch, um daraus eine gesicherte räumliche Schadensprognose für alle Gebäudetypen und Periodenintervalle ableiten zu können.

Aus diesem Grund wurden mit STATISTICA® multiple Regressionen durchgeführt, um mit Hilfe mehrerer unabhängiger Variablen (Schichttyp-Mächtigkeiten) eine abhängige Variable (Gebäude-Schadenskoeffizient) genauer bestimmen zu können.

Die Toleranzen der Schichttyp-Mächtigkeiten sind allesamt $> 0,5$. Die Prämisse der weitgehenden stochastischen Unabhängigkeit der Prädiktorvariablen ist damit erfüllt.

Das Resultat der multiplen Regression mit dem größten multiplen Korrelationskoeffizient von $R = 0,67$ ist in Abb. 6-27 wiedergegeben. Der

Gebäude-Schadenskoeffizient für den Gebäudetyp 3 im Periodenintervall 0,25-0,35 s wurde mit den Mächtigkeiten der Schichttypen 1-6 als unabhängige Variablen berechnet. Das Streudiagramm zeigt die Wertepaare der beobachteten und der aufgrund der multiplen Regressionsgleichung berechneten Schadenskoeffizienten.

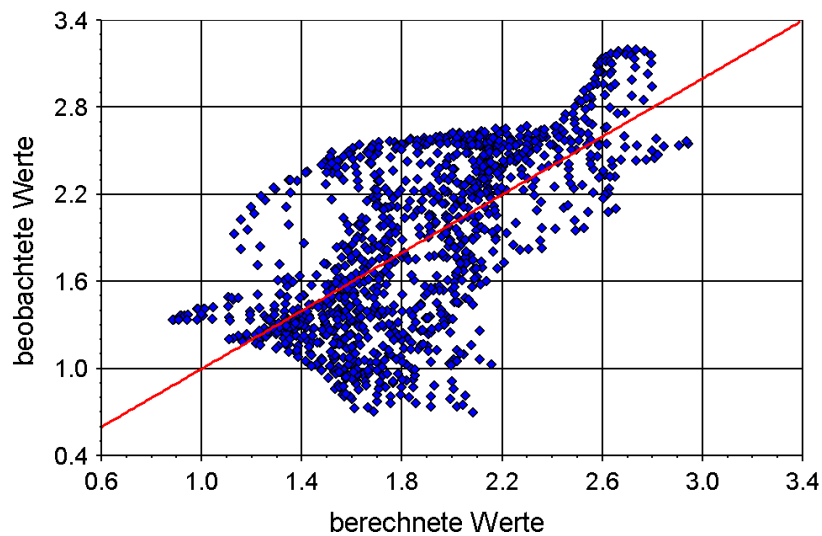


Abb. 6-27: Streudiagramm mit den Wertepaaren der berechneten und beobachteten Gebäude-Schadenskoeffizienten. Zusätzlich ist die Regressionsgerade dargestellt. Abhängige Variable: Gebäudetyp 3 im Periodenintervall 0,25-0,35 s. Unabhängige Variablen: Mächtigkeiten der Schichttypen 1-6. $R = 0,67$.

Abb. 6-27 zeigt, dass die Residuen auch in diesem Fall eine Schadensklasse übersteigen, so dass die multiple Regression hier keine deutliche Verbesserung gegenüber den Einfachkorrelationen liefert. Die Häufigkeiten der Residuen sind im Histogramm in Abb. 6-28 wiedergegeben. Eine Normalverteilung der Residuen als Voraussetzung für eine multiple Regression ist demnach gegeben.

6.5 Räumliche statistische Analysen

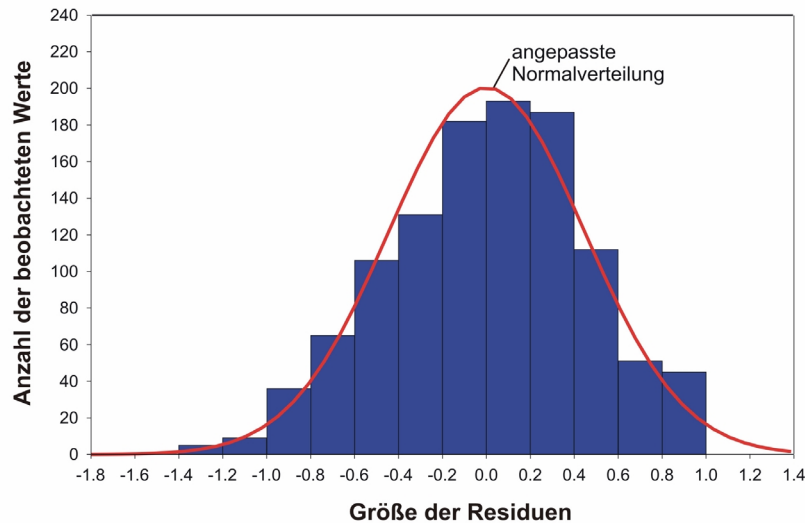


Abb. 6-28: Histogramm der Residuen aus Abb. 6-27 mit angepasster Kurve der Normalverteilung.

Auf Basis der multiplen Regressionsgleichung (siehe Gl. 6.7) kann der Schadenskoeffizient s_{035_3} aus den Schichttyp-Mächtigkeiten mit dem GRID™-Modul flächenhaft berechnet werden:

$$\begin{aligned} s_{035_3} = & -2,10 + (0,045 * \text{Typ1+2}) + (0,024 * \text{Typ3}) \\ & + (0,034 * \text{Typ4}) + (0,034 * \text{Typ5}) \\ & + (0,034 * \text{Typ6}) \end{aligned} \quad \text{Gl. 6.7}$$

Als Referenz für das Resultat der Berechnung in Abb. 6-30 dient die interpolierte Karte der Schadenskoeffizienten des 1977er Bebens (Abb. 6-29, siehe Kap. 6.4). Beim Vergleich der beiden Karten sind ähnliche räumliche Trends zu beobachten. Diese Übereinstimmung äußert sich auch im Korrelationskoeffizienten von $r_{xy} = 0,62$.

Obwohl die Regressionsgleichung aufgrund der relativ hohen Residuen mit Unsicherheiten behaftet ist, können mit diesem Verfahren Schadenskoeffizienten zumindest semiquantitativ bestimmt werden.

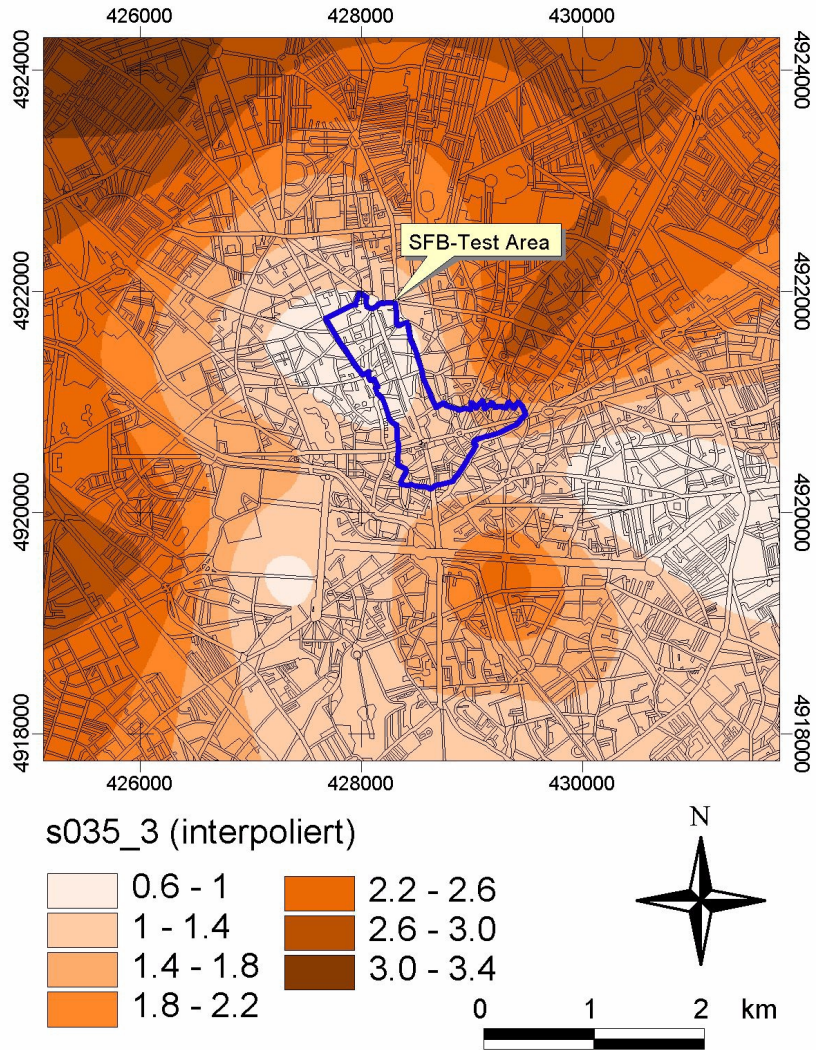


Abb. 6-29: Gebäude-Schadenskoeffizienten im Periodenintervall 0,25-0,35 s für den Gebäudetyp 3, interpoliert aus den Beobachtungen des 1977er Bebens (nach SANDI & VASILE, 1982).

6.5 Räumliche statistische Analysen

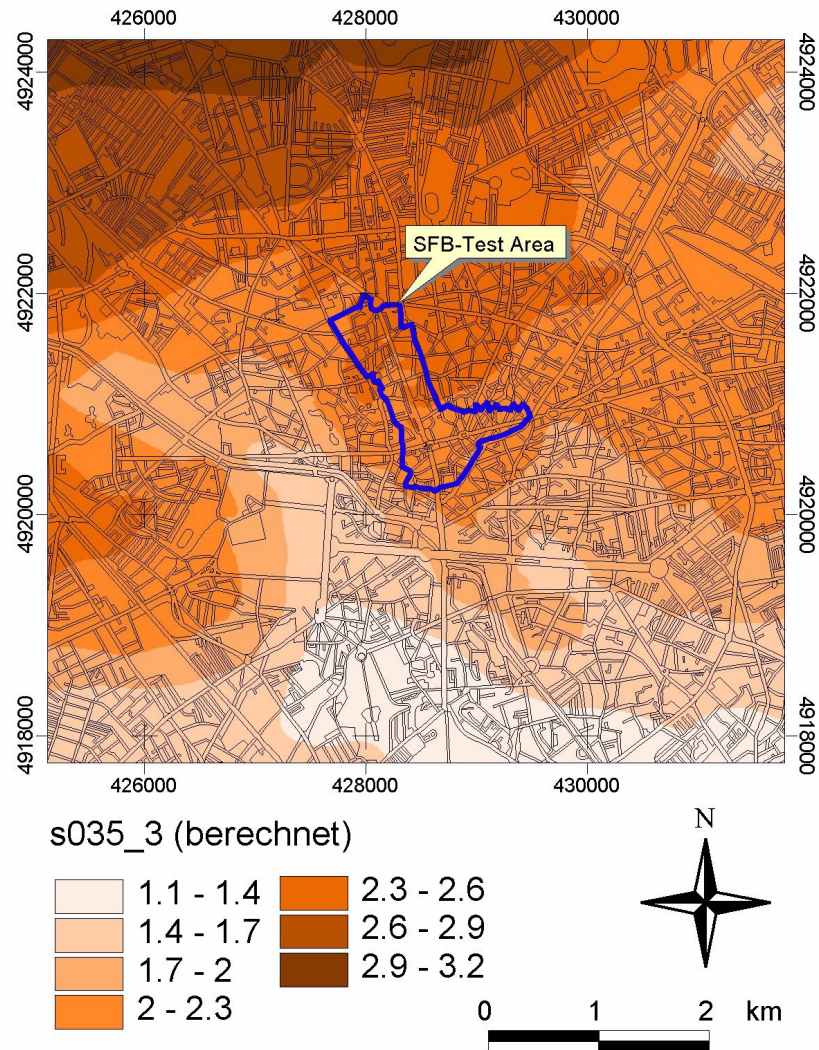


Abb. 6-30: Gebäude-Schadenskoeffizienten im Periodenintervall 0,25-0,35 s für den Gebäudetyp 3, berechnet aus den Schichttyp-Mächtigkeiten mit Gl. 6.7.

6.5.3.2 Mittlere Scherwellengeschwindigkeiten - Bebenschäden

Tab. 6-4 zeigt das Resultat der Korrelationen zwischen den mittleren Scherwellengeschwindigkeiten $v_{S\sim}$ unterschiedlicher Tiefenintervalle und den Gebäude-Schadenskoeffizienten bzw. Intensitäten (erste Zeile: vs10 - $v_{S\sim}$ im Intervall 0-10 m etc.; erste Spalte: s015_2 - Schadenskoeffizient bei Periode 0,05-0,15 s für Gebäudetyp 2 etc.; i015 - seismische Intensitäten bei Periode 0,05-0,15 s etc.).

Diese Analysen sollen klären, welches zur Berechnung der $v_{S\sim}$ verwendete Tiefenintervall am besten mit der Verteilung der Schäden in Bukarest korreliert.

Aus Tab. 6-4 ist ersichtlich, dass lediglich die Schadenskoeffizienten des Gebäudetyps 3 im Periodenintervall 0,05-0,15 s (s015_3) höhere Korrelationskoeffizienten aufweisen. Die fast durchgehend negativen Korrelationskoeffizienten bestätigen die theoretische Erkenntnis aus Kap. 2.4.2, dass in Bereichen mit geringen $v_{S\sim}$ tendenziell größere Schäden zu erwarten sind.

Tab. 6-4: Korrelationsmatrix zur Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen der $v_{S\sim}$ unterschiedlicher Tiefenintervalle und den Gebäude-Schadenskoeffizienten bzw. Intensitäten. Korrelationskoeffizienten $> 0,5$ sind fett markiert.

	VS10	VS20	VS30	VS40	VS50	VS60
s015_2	-0.48	-0.35	-0.40	-0.47	-0.46	-0.46
s015_3	-0.57	-0.50	-0.55	-0.59	-0.59	-0.59
s015_4	-0.39	-0.43	-0.39	-0.34	-0.33	-0.33
s025_2	-0.37	-0.28	-0.27	-0.25	-0.24	-0.24
s025_3	-0.08	-0.05	-0.01	0.05	0.07	0.07
s025_4	-0.26	-0.31	-0.24	-0.13	-0.10	-0.10
s035_2	-0.16	-0.21	-0.20	-0.20	-0.19	-0.19
s035_3	0.12	0.20	0.19	0.08	0.04	0.04
s035_4	-0.28	-0.23	-0.20	-0.20	-0.21	-0.21
s050_2	-0.35	-0.35	-0.37	-0.34	-0.35	-0.35
s050_4	0.31	0.31	0.24	0.12	0.09	0.09
s070_4	0.20	0.27	0.27	0.17	0.15	0.15
i015	-0.40	-0.27	-0.30	-0.28	-0.24	-0.24
i025	-0.19	-0.12	-0.13	-0.16	-0.15	-0.15
i100	0.08	0.08	0.09	0.05	0.06	0.06

6.5 Räumliche statistische Analysen

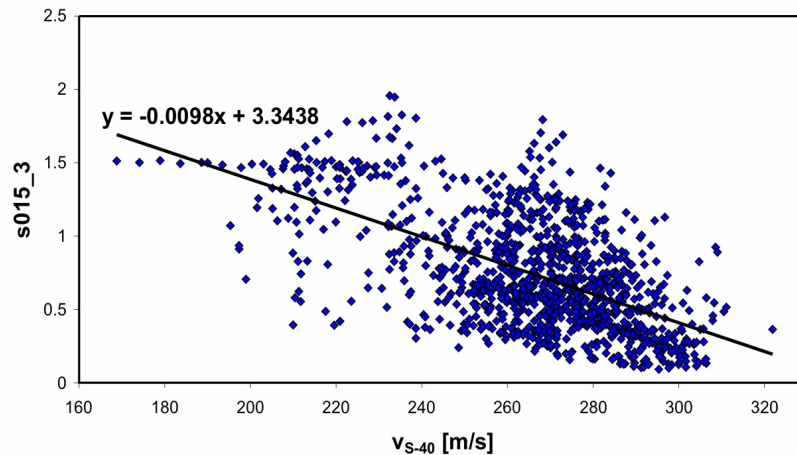


Abb. 6-31: Streudiagramm mit den Wertepaaren aus der Korrelation zwischen der mittleren Scherwellengeschwindigkeit im Intervall 0-40 m (v_{S-40}) und dem Schadenskoeffizient für das Periodenintervall von 0,05-0,15 s für den Gebäudetyp 3 (s_{015_3}). Zusätzlich ist die Regressionsgerade mit Regressionsgleichung dargestellt. $r_{xy} = -0,59$

Das Streudiagramm in Abb. 6-31 verdeutlicht, dass die Korrelationen selbst bei den höchsten Korrelationskoeffizienten von $r_{xy} = -0,59$ zu schwach sind, um mittels einer Regression eine genaue Quantifizierung der Gebäudeschäden zu erreichen. Die Unsicherheit der Prognose übersteigt aufgrund der großen Residuen teilweise eine Gebäude-Schadensklasse.

Multiple Regressionen machen aufgrund der gegenseitigen statistischen Abhängigkeit der $v_{S\sim}$ keinen Sinn. So ist beispielsweise $v_{S-50\sim}$ mit $v_{S-60\sim}$ zu nahezu 100% korreliert ($r_{xy} > 0,99$), die Toleranz ist demnach praktisch = 0 (vgl. Gl. 6.8).

Der Zusammenhang zwischen den $v_{S\sim}$ und den Schadenskoeffizienten wird durch Aufsummieren der Beträge der einzelnen Korrelationskoeffizienten für jedes Tiefenintervall quantifiziert. Aus Abb. 6-32 geht hervor, dass mit zunehmender Mächtigkeit des betrachteten Untergrundintervalls die Korrelation tendenziell abnimmt.

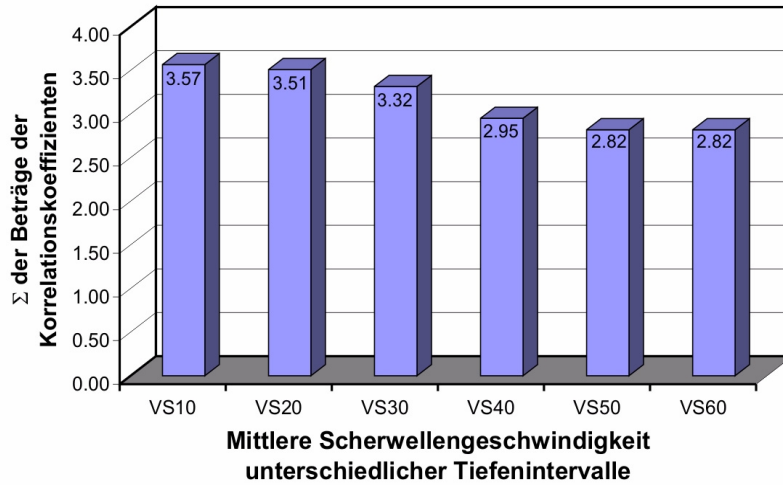


Abb. 6-32: Summe der räumlichen Korrelationen zwischen der Mächtigkeit der Schichttypen und den Gebäude-Schadenskoeffizienten für die Gebäudetypen 2-4 und die Periodenintervalle zwischen 0,05-0,7 s.

6.5.3.3 AHSA und T_0 - Bebenschäden

In Tab. 6-5 sind die Resultate der Korrelation zwischen der AHSA bzw. T_0 und den Gebäude-Schadenskoeffizienten bzw. Intensitäten dargestellt (erste Zeile: s015_2 - Schadenskoeffizient bei Periode 0,05-0,15 s für Gebäudetyp 2 etc.; i015 - seismische Intensitäten bei Periode 0,05-0,15 s etc.).

Tab. 6-5: Korrelationsmatrix zur Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen der AHSA bzw. T_0 und Gebäude-Schadenskoeffizienten bzw. Intensitäten. Korrelationskoeffizienten > 0,5 sind fett markiert.

	s015_2	s015_3	s015_4	s025_2	s025_3	s025_4	s035_2	s035_3	s035_4	s050_2	s050_4	s070_4	i015	i025	i100
AHSA	0.46	0.61	0.21	0.26	0.06	0.15	0.14	-0.20	0.22	0.30	-0.27	-0.13	0.21	0.10	0.03
T_0	-0.06	-0.18	0.02	-0.14	-0.44	-0.19	0.31	0.61	-0.08	0.08	0.56	0.19	-0.01	0.07	-0.03

6.5 Räumliche statistische Analysen

Die Korrelationskoeffizienten sind allgemein niedrig. Auch hier gilt wie schon zuvor bei den Schichttyp-Mächtigkeiten und den Scherwellengeschwindigkeiten, dass die vorhandenen Korrelationen auf erkennbare Zusammenhänge zwischen den Variablen hinweisen. Diese sind jedoch in den meisten Fällen zu schwach für eine abgesicherte quantitative Prognose der Zielvariablen.

In Abb. 6-33 ist ein Streudiagramm mit einer relativ guten Korrelation zwischen der Eigenperiode und einem Gebäude-Schadenskoeffizient dargestellt. Die Längserstreckung der Punktwolke weist auf einen angenähert linearen Zusammenhang der Variablen hin.

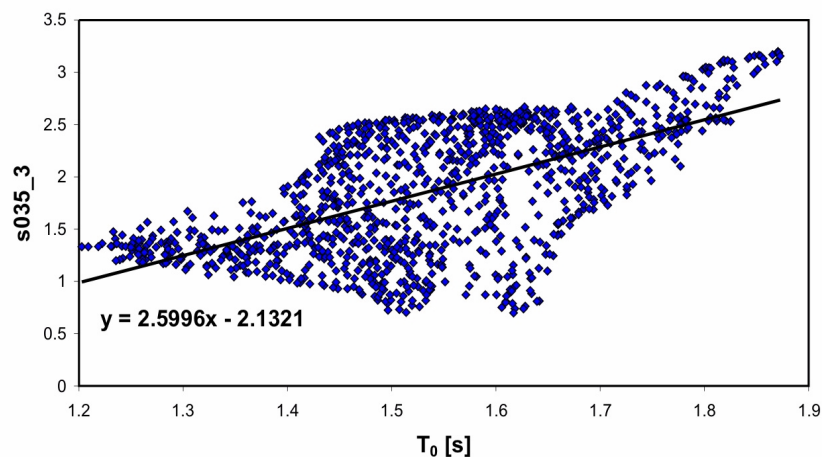


Abb. 6-33: Streudiagramm mit den Wertepaaren aus der Korrelation zwischen der Eigenperiode T_0 des Untergrundes und dem Schadenskoefizient für das Periodenintervall von 0,25-0,35 s für den Gebäudetyp 3 (s_{035_3}). Zusätzlich ist die Regressionsgerade mit Regressionsgleichung dargestellt. $r_{xy} = 0,61$

6.5.3.4 Bodenbewegung - Untergrundeigenschaften

An den 49 Rasterpunkten in der Innenstadt (siehe Kap. 6.2) werden statistische Beziehungen zwischen den Untergrundeigenschaften und den modellierten Verstärkungs- und Erschütterungsparametern ermittelt. Anhand dieser lokalen Kalibrierung wird anschließend die Verstärkung der Bodenbewegung im gesamten Arbeitsgebiet berechnet.

Die hohe Mächtigkeit des Schichttyps 1+2 am Punkt 32 (siehe Anhang B) verursacht extrem hohe Verstärkungs- und Beschleunigungswerte, die sich in mehreren Streudiagrammen als isolierte Ausreißer bemerkbar machen. Aus diesem Grund wird der Punkt 32 bei den folgenden Analysen nicht berücksichtigt.

In Tab. 6-6 ist eine Korrelationsmatrix mit den Schichttyp-Mächtigkeiten und der modellierten Bodenbewegung dargestellt (erste Zeile: TYP 1+2 - Mächtigkeit Schichttyp 1+2 etc.; TYP 1-3 - zusammengefasste Mächtigkeit der Schichttypen 1-3 etc.; erste Spalte: PGA_EW - max. Bodenbeschleunigung berechnet mit der EW-Komponente des 1977er Bebens, SA03_EW - spektrale Beschleunigung bei 0,3 s, berechnet mit der EW-Komponente des 1977er Bebens etc.; TF_PER - dominante Periode der Transferfunktionen, TF_AMPL - max. Amplitude der Transferfunktion, TF_015 - max. Amplitude der Transferfunktion im Periodenintervall 0,05-0,15 s etc.).

Tab. 6-6: Korrelationsmatrix zur Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen Schichttyp-Mächtigkeiten und den Bodenbewegungen bzw. Verstärkungen. Korrelationskoeffizienten > 0,5 sind fett markiert.

	TYP 1+2	TYP 3	TYP 4	TYP 5	TYP 6	TYP 1-3	TYP 1-4	TYP 1-5	TYP 1-6
PGA_EW	0.24	0.05	0.06	0.36	-0.32	0.16	0.16	0.38	0.22
SA03_EW	0.57	-0.24	0.27	0.31	-0.33	0.04	0.22	0.40	0.24
SA10_EW	0.12	0.23	0.17	0.32	-0.23	0.26	0.31	0.48	0.37
PGA_NS	0.46	-0.21	0.05	0.26	-0.16	0.02	0.05	0.22	0.14
SA03_NS	0.71	-0.32	-0.06	0.16	0.05	0.03	-0.02	0.09	0.12
SA10_NS	0.38	-0.07	0.21	0.29	-0.13	0.11	0.23	0.40	0.33
TF_PER	-0.18	-0.18	-0.07	-0.07	0.21	-0.25	-0.24	-0.25	-0.14
TF_AMPL	0.70	0.45	0.04	-0.11	0.34	0.72	0.57	0.42	0.59
TF_015	-0.14	-0.01	0.24	0.05	-0.35	-0.07	0.11	0.13	-0.05
TF_025	0.69	0.34	0.11	-0.05	0.39	0.61	0.54	0.43	0.63
TF_035	0.77	-0.39	-0.15	0.12	0.16	0.00	-0.10	-0.01	0.07

Die Beschleunigungen sind nur mit dem Schichttyp 1+2 enger korreliert. Multiple Regressionen unter Einschluss der restlichen Schichttypen machen daher keinen Sinn.

6.5 Räumliche statistische Analysen

Die Amplituden der Transferfunktionen korrelieren in erster Linie mit der Mächtigkeit des Schichttyps 1+2 und den zusammengefassten Mächtigkeiten der Schichttypen. Multiple Regressionen kommen auch hier nicht in Frage, da die zusammengefassten Schichtmächtigkeiten naturgemäß untereinander eng korreliert sind.

Alle bedeutenden Korrelationskoeffizienten sind positiv, was bedeutet, dass größere Schichttyp-Mächtigkeiten größere Beschleunigungen und Verstärkungen zur Folge haben.

Bemerkenswert sind die guten Korrelationen zwischen der maximalen Amplitude der Transferfunktion in den Intervallen 0,15-0,25 bzw. 0,25-0,35 s (TF_025 und TF_035) und der Mächtigkeit des Schichttyps 1+2 ($r_{xy} = 0,68$ und $0,77$). Ein entsprechendes Streudiagramm ist in Abb. 6-34 dargestellt. Die Punktwolke der Wertepaare weist einen leicht nicht-linearen Trend auf, der z.B. über eine Parabel 2. Grades angenähert werden kann.

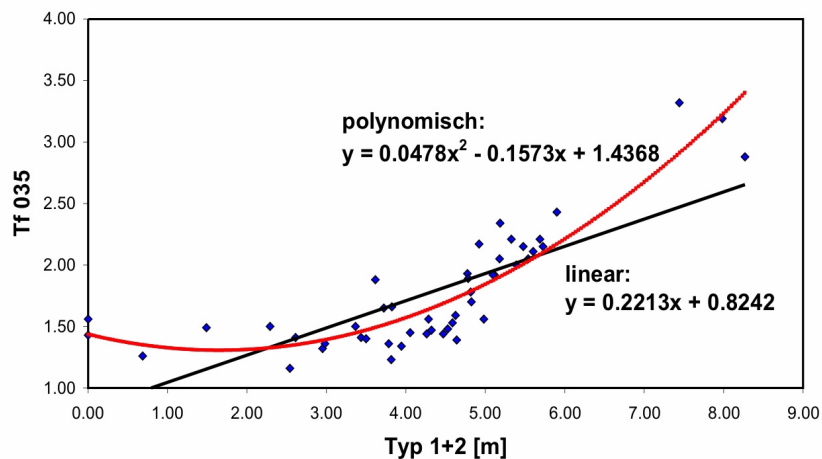


Abb. 6-34: Streudiagramm mit den Wertepaaren aus der Korrelation zwischen der Mächtigkeit des Schichttyps 1+2 (Typ 1+2) und der max. Amplitude der Transferfunktion im Intervall 0,25-0,35 s (Tf 035). Der Trend der Wertepaare wird durch Regressionsgeraden oder Parabeln 2. Grades angenähert.
 $r_{xy} = 0,77$

6. Mikrozonierung

Unter Anwendung der linearen und polynomischen Regressionsgleichungen kann auf Basis der Mächtigkeit des Schichttyps 1+2 die maximale Verstärkung für das gesamte Arbeitsgebiet mit dem GRID™-Modul (siehe Abb. 6-35) berechnet werden.

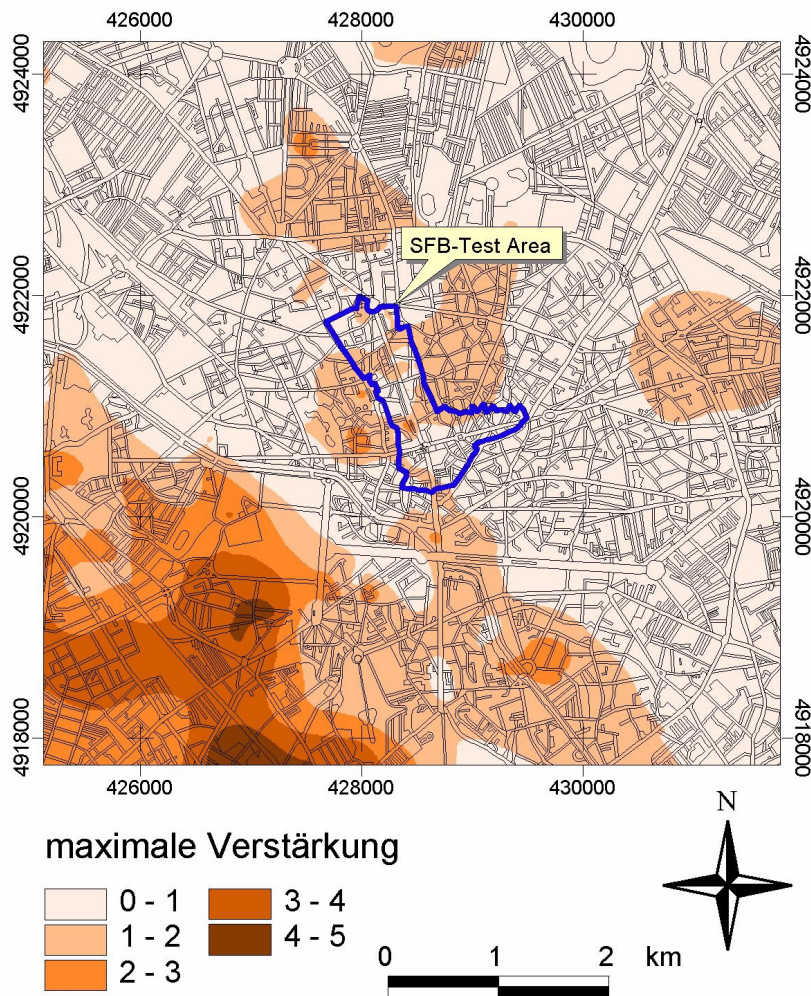


Abb. 6-35: Auf Grundlage der linearen Regressionsgleichung berechnete maximale Verstärkung für das Periodenintervall 0,25-0,35 s.

6.5 Räumliche statistische Analysen

Die räumlichen Prognosen der berechneten maximalen Verstärkung werden anhand der Gebäude-Schadenskoeffizienten des 1977er Bebens verifiziert. Korrelationsanalysen zeigen, dass die Resultate der linearen Berechnung eine deutlich bessere räumliche Übereinstimmung mit den Schäden aufweist als die der polynomischen Gleichung. Im ersten Fall erreichen die Korrelationskoeffizienten Werte von $r_{xy} > 0,6$, im zweiten von $r_{xy} > 0,5$.

6.5.3.5 Bodenbewegung - mittlere Scherwellengeschwindigkeit

Aus Tab. 6-7 geht hervor, dass die mit ProShake® modellierten Erschütterungsparameter beim Vergleich mit den mittleren Scherwellengeschwindigkeiten v_S unterschiedlicher Tiefenintervalle in einigen Fällen Korrelationskoeffizienten $> 0,5$ aufweisen (erste Zeile: VS10 - v_S im Intervall 0-10 m etc.; erste Spalte: PGA_EW - max. Bodenbeschleunigung berechnet mit der EW-Komponente der 1977er Bebens, SA03_EW - spektrale Beschleunigung bei 0,3 s, berechnet mit der EW-Komponente des 1977er Bebens etc.; TF_PER - dominante Periode der Transferfunktionen, TF_AMPL - max. Amplitude der Transferfunktion, TF_015 - max. Amplitude der Transferfunktion im Periodenintervall 0,05-0,15 s etc.).

Tab. 6-7: Korrelationsmatrix zur Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen der v_S unterschiedlicher Tiefenintervalle und den Bodenbewegungen bzw. Verstärkungen. Korrelationskoeffizienten $> 0,5$ sind fett markiert.

	VS10	VS20	VS30	VS40	VS50	VS60
PGA_EW	-0.02	-0.02	-0.13	-0.37	-0.41	-0.41
SA03_EW	-0.24	-0.32	-0.49	-0.68	-0.67	-0.67
SA10_EW	0.17	0.19	0.07	-0.27	-0.32	-0.32
PGA_NS	-0.25	-0.28	-0.33	-0.41	-0.41	-0.41
SA03_NS	-0.52	-0.52	-0.59	-0.53	-0.53	-0.53
SA10_NS	0.00	-0.07	-0.17	-0.37	-0.39	-0.39
TF_PER	-0.01	-0.03	0.14	0.27	0.27	0.27
TF_AMPL	-0.03	0.12	-0.12	-0.31	-0.31	-0.31
TF_015	0.18	0.07	0.00	-0.07	-0.08	-0.08
TF_025	-0.10	0.04	-0.18	-0.40	-0.41	-0.41
TF_035	-0.61	-0.60	-0.63	-0.50	-0.48	-0.48

Den höchsten Korrelationskoeffizienten von $r_{xy} = 0,68$ weist die Korrelation der VS-40 mit SA03_EW auf. Das dazugehörige Streudiagramm in Abb. 6-36 zeigt einen nicht-linearen Zusammenhang der Variablen.

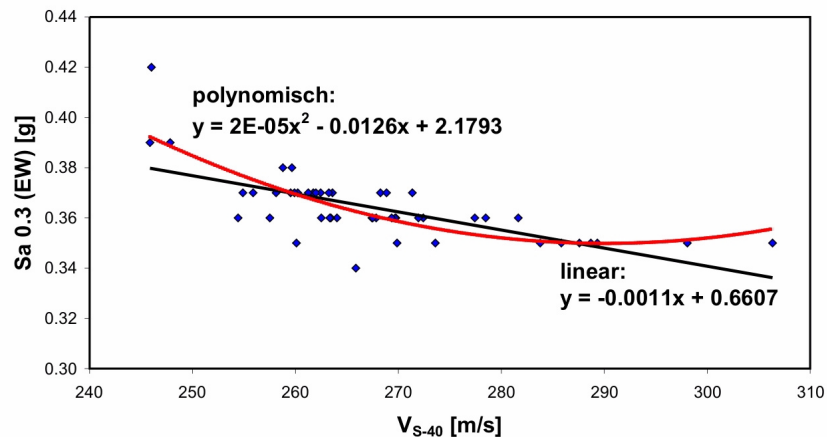


Abb. 6-36: Streudiagramm mit den Wertepaaren aus der Korrelation zwischen der mittleren Scherwellengeschwindigkeit im Intervall 0-40 m (v_{S-40}) und der EW-Komponente der spektralen Beschleunigung bei 0,3 s ($Sa\ 0,3\ (EW)$). Erkennbar ist ein nicht-linearer Trend der Wertepaare, der über eine Parabel 2. Grades angenähert werden kann. $r_{xy} = -0,68$

Auf Basis der Regressionsgleichungen können in diesem Fall Bodenbewegungen bei Perioden von 0,3 s flächenhaft ermittelt werden. Ein Resultat ist beispielhaft in Abb. 6-37 dargestellt.

Die Verifizierung der Bodenbewegung anhand der Schäden des 1977er Bebens zeigt, dass auch in diesem Fall mit den linearen Regressionsgleichungen bessere Übereinstimmungen mit den historischen Schäden erzielt werden. Die Regressionskoeffizienten erreichen hier Werte von $r_{xy} = 0,6$, mit der polynomischen Gleichung wird $r_{xy} = 5,6$ erzielt.

6.5.3.6 Bodenbewegung - Gebäudeschäden

Zwischen der räumlichen Verteilung der Bebenschäden und der berechneten Bodenbewegung bestehen nur sehr schwache Zusammenhänge. Die Korrelationskoeffizienten r_{xy} sind durchweg $< 0,4$, so dass hier keine weiteren Analysen durchgeführt wurden.

6.5 Räumliche statistische Analysen

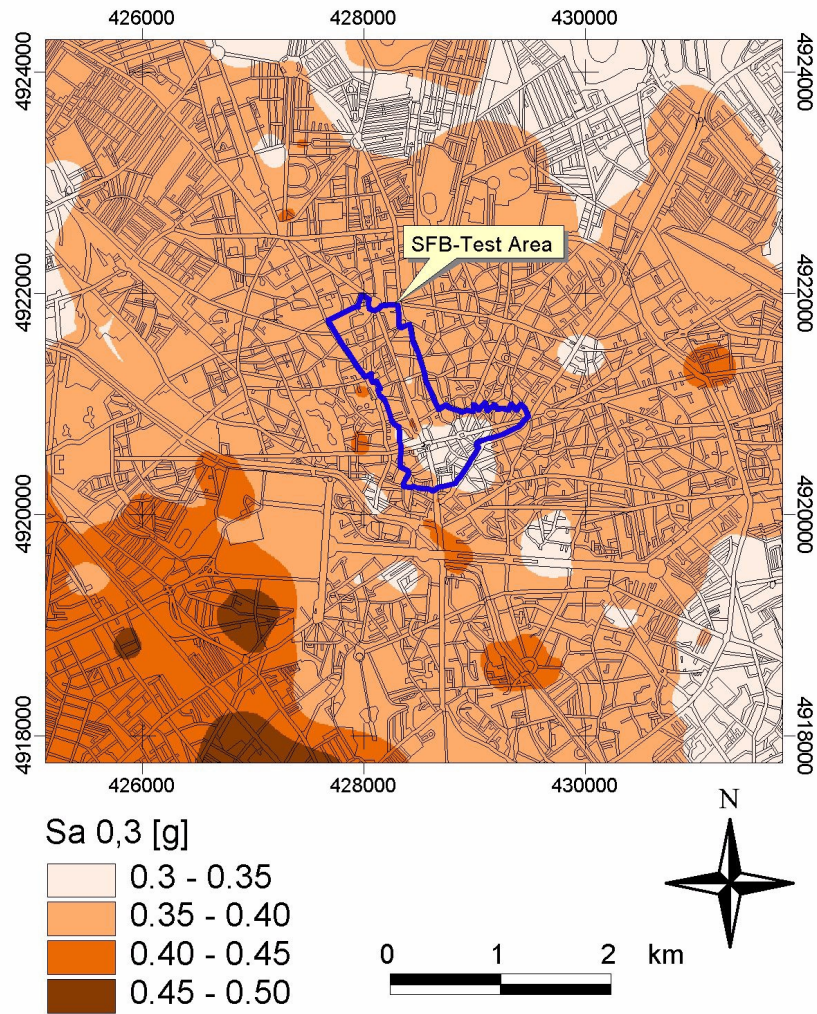


Abb. 6-37: Auf Grundlage der linearen Regressionsgleichung berechnete spektrale Beschleunigung bei 0,3 s (Sa 0,3).

7. FAZIT UND AUSBLICK

Der Schwerpunkt der Arbeit lag in der Erstellung des digitalen Untergrundmodells und in der Entwicklung verschiedener Methoden zur flächenhaften Ermittlung von Standorteffekten. Die zu Beginn definierten Projektziele wurden erreicht:

- Ein detailliertes digitales Untergrundmodell des Arbeitsgebiets liegt vor.
- Es wurden mehrere Möglichkeiten zur Verknüpfung geologischer und seismologischer Daten aufgezeigt.
- Verschiedene Ansätze zur flächenhaften Ermittlung von spektralen Bodenverstärkungen und Bodenerschütterungen wurden vorgestellt.

In einer neuen SFB-Antragsphase sollen die oben genannten Daten und Methoden ergänzt, optimiert und weiterentwickelt werden. Nachfolgend werden die wichtigsten Erkenntnisse und Resultate der Arbeit zusammengefasst, diskutiert und die Planung bezüglich der weiteren Vorgehensweise erläutert:

Die Erhebung und Eingabe der Untergrunddaten erwies sich als der zeitaufwändigste Teil der Arbeit, der eine Beschränkung des Arbeitsgebietes auf die Innenstadt von Bukarest notwendig machte. Mit Hilfe von Eingabemasken kann die Datenbankeingabe von Bohrdaten zukünftig von mehreren Bearbeitern mit der Standard-Software MS Access® vollzogen werden.

Der in Kap. 5.2 beschriebene Weg zur getrennten Aufarbeitung der im Tabellen- und Kartenformat vorliegenden Bohrdaten sowie die anschließende Integration der Daten im GIS hat sich bewährt. Durch automatisierte Prozesse konnte die Aufarbeitung bereits erheblich rationalisiert werden.

Dem Problem der ungleichmäßig verteilten Bohrpunkte soll in der neuen Antragsphase durch Erhebung neuer Bohrdaten bei weiteren Institutionen in Bukarest begegnet werden. Um eine möglichst homogene Verteilung der Untergrundinformationen zu erzielen, werden zusätzliche Bohrdaten integriert.

7. Fazit und Ausblick

Die räumliche Ausdehnung des Untergrundmodells wird über den Innenstadtbereich hinaus erweitert, um den Einfluss großräumiger Heterogenitäten (z.B. das Abtauchen des Fratesti-Komplexes nach Norden) auf die spektralen Verstärkungen und Bodenerschütterungen bestimmen zu können. Aufgrund der großen Fläche des Stadtgebietes von Bukarest erscheint es sinnvoll, die Ausweitung zunächst nur anhand von Profilstreifen vorzunehmen.

Wegen der ungenauen Angaben hinsichtlich der Bohransatzhöhen ergaben sich Probleme hinsichtlich der Genauigkeit und Plausibilität des Untergrundmodells (siehe Kap. 5.3.3). Abhilfe versprechen die exakten Höhendaten eines geplanten Laserscanning, das im Auftrag eines Teilprojekts des SFB 461 durchgeführt werden soll. Durch Integration dieser Daten können die Schichtniveaus wesentlich genauer festgelegt werden.

Aus zeitlichen Gründen musste bislang auf die systematische Erhebung von Grundwasserdaten verzichtet werden. Von einem neu beantragten SFB-Teilprojekt werden hydrogeologische Daten übernommen und in das Untergrundmodell integriert. Diese Daten sind wichtig, um Bereiche mit potentiell möglicher Bodenanisotropisierung flächendeckend zu ermitteln.

Die Einflüsse der Bodenanisotropisierung auf die spektralen Eigenschaften der Bodenerschütterung werden gegenwärtig von einem SFB-Teilprojekt untersucht. Die Resultate können als quantitative Flächenparameter in die Zonierung einbezogen werden.

Die Scherwellengeschwindigkeit ist das wesentliche Bindeglied zwischen der Geologie und der Seismologie. Die wichtige Kalibrierung der geologischen Einheiten hinsichtlich der Scherwellengeschwindigkeit erfolgte bislang nur am Standort INCERC (LUNGU et al., 1999a). Die sich daraus ergebende Einteilung des Untergrundes nach Schichttypen wurden auf das gesamte Arbeitsgebiet übertragen (siehe Kap. 6.1).

Aufgrund der heterogenen geologischen Untergrundverhältnisse ist die Bestimmung der dynamischen Parameter an einem Standort möglicherweise nicht repräsentativ für den gesamten Stadtbereich. Es sollten Messungen an mehreren Standorten vorliegen, um die Konsistenz der schichtgebundenen dynamischen Parameter im gesamten Arbeitsgebiet belegen zu können und zufällige störende Einflüsse an einem Standort zu erkennen und auszuschließen.

Die in der kommenden Antragsphase geplante Messung der Scherwellengeschwindigkeit an mehreren Standorten in der Stadt wird diesbezüglich Klarheit bringen.

Sollten die Resultate dieser Messungen auf ein Geschwindigkeitsprofil hinweisen, das von der nach geotechnischen Gesichtspunkten getroffenen Schichttyp-Einteilung abweicht, so muss letztere korrigiert und das Untergrundmodell den neuen Erkenntnissen angepasst werden.

Auf Basis des Untergrundmodells und der Scherwellengeschwindigkeiten der Schichttypen konnten mittlere Scherwellengeschwindigkeiten unterschiedlich großer Tiefenintervalle flächenhaft für das Arbeitsgebiet berechnet werden. Daraus erfolgte wiederum eine flächenhafte Prognose der Eigenperioden und mittleren horizontalen Verstärkungen.

Zusätzlich wurden die Bodenerschütterungsparameter numerisch ermittelt. Die Analyse der Bodenantwort mit dem Programm ProShake® erwies sich als äußerst zeitintensiv. Transferfunktionen und Bodenbewegungen konnten deshalb nur für eine beschränkte Anzahl von Rasterpunkten in der Innenstadt berechnet werden.

Um dennoch eine flächenhafte Darstellung der oben genannten Parameter zu erreichen, wurden zwei Ansätze getestet. Zum einen wurden Interpolationen zwischen diesen Punktinformationen angewendet. Zum anderen erfolgte eine Kalibrierung der Verstärkungen und Bodenbewegungen anhand der Untergrundeigenschaften durch einfache und multiple Regressionsgleichungen.

Eine Verifizierung der oben berechneten spektralen Verstärkungen und Bodenbewegungen erfolgte durch den statistischen Vergleich mit der räumlichen Verteilung der historischen Schäden des 1977er Bebens. Die Analysen zeigen, dass mit der Methode der lokalen Kalibrierung der Verstärkungen und Bodenbewegungen an Rasterpunkten bereits mit den bislang zur Verfügung stehenden Daten zutreffende Prognosen erzielt werden können.

Die Auswertung von Streudiagrammen einfacher Korrelationen zeigt, dass in einigen Fällen die Zusammenhänge zwischen geologischen Parametern und Schadenskoeffizienten nichtlinear sind und deshalb besser durch Polynome höherer Ordnung beschrieben werden können. Diesem Sachverhalt wird durch die Anwendung nichtlinearer statistischer Analysen in der neuen Antragsphase Rechnung getragen.

7. Fazit und Ausblick

Ursachen für bestehende Abweichungen zwischen den Prognosen und den historischen Schäden können Ungenauigkeiten des digitalen Untergrundmodells, Abweichungen bei den benutzten Scherwellengeschwindigkeiten oder die Vernachlässigung nichtlinearer Effekte bei den numerischen Analysen sein.

Die verwendeten GIS-Systeme erwiesen sich hinsichtlich der Datenverwaltung und -modellierung als geeignet. Die bereits begonnene Anpassung der Software wird durch Programmierung von Benutzeroberflächen und der Nutzung weiterer Schnittstellen zur Integration externer Daten fortgesetzt. Das Ziel ist eine GIS-Applikation, die eine flächenhafte Berechnung von spektralen Verstärkungen in einer geschlossenen Benutzeroberfläche auf der Basis von ArcInfo™ bzw. ArcGIS™, der Nachfolgesoftware, ermöglicht.

Diese Applikation ermöglicht eine standardisierte Durchführung von Mikrozonierungen in erdbebengefährdeten Gebieten mit mächtiger Lokergesteinsbedeckung.

8. LITERATUR

- AKI, K. & RICHARDS, P.G. (1980): Quantitative Seismology: Theory and Methods. – Vol. 1; New York (Freeman).
- ALONSO, M. & FINN, E.J. (1988): Physik. - 762 S.; Bonn, München (Addison-Wesley).
- AMBRASEYS, N.N. (1977): Long-period effects in the Romanian earthquake of March 1977. – *Nature*, **268**: 324-325.
- ATANASIU, I. & KRÄUTNER, T. (1941): Vorläufige Mitteilung über das Erdbeben vom 10. November 1940. – *Acad. Roum. Bull. Sect. Sci.*, **XXIV**, **3**: 207-219; Bucuresti.
- BAHRENBERG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (1990): Statistische Methoden in der Geographie, Bd. 1: Univariate und bivariate Statistik. - 233 S.; Stuttgart (B. G. Teubner).
- BAHRENBERG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (1992): Statistische Methoden in der Geographie, Bd. 2: Multivariate Statistik. - 415 S.; Stuttgart (B. G. Teubner).
- BALAN, S., CRISTESCU, V. & CORNEA, I. (1982): The Romanian Earthquake of 4 March 1977. – Bucuresti (Editura Academiei).
- BARD, P.-Y. (1999a): Microtremor measurements: A tool for site effect estimation? – In: MAKROPOULOS, K.C. (Hrsg.): Seismotectonic and Microzonation Techniques in Earthquake Engineering: Integrated Training in Earthquake Risk Reduction Practices: 75-124; Athens.
- BARD, P.-Y. (1999b): Local effects on strong ground motion: Physical basis and estimation methods in view of microzoning studies – In: MAKROPOULOS, K.C. (Hrsg.): Seismotectonic and Microzonation Techniques in Earthquake Engineering: Integrated Training in Earthquake Risk Reduction Practices: 125-218; Athens.
- BARTELME, N. (1995): Geoinformatik. – 414 S.; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- BELES, A.A. (1941): Earthquake and Buildings. – *Bul. Soc. Politehnice din Romania*, **LV**, **10**; Bucuresti.

8. Literatur

- BERCKHEMER, H. (1990): Grundlagen der Geophysik. – 201 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- BIELACK, J., HISADA, Y., BAO, H., XU, J. & GHATTAS, O. (2000): One- vs two- or three-dimensional effects in sedimentary valleys. - 12WCEE: 1-8.
- BILL, R. (1999a): Grundlagen der Geo-Informationssysteme – Bd. 1: Hardware, Software und Daten. – 454 S.; Heidelberg (Wichmann Verlag).
- BILL, R. (1999b): Grundlagen der Geo-Informationssysteme – Bd. 2: Analysen, Anwendungen und neue Entwicklungen. – 475 S.; Heidelberg (Wichmann Verlag).
- BODIN, P., SMITH, K., HORTON, S. & HWANG, H. (2001): Microtremor observations of deep sediment resonance in metropolitan Memphis, Tennessee. – In: SCHWEIG, E.S., GOMBERG, J.S. & VAN ARSDALE, R.B. (Hrsg.): Engineering Geology, **62**: 159-168.
- BONJER, K.-P., ONCESCU, M.C., DRIAD, L & RIZESCU, M. (1999): A Note on Empirical Site Responses in Bucharest, Romania. - In: WENZEL, F., LUNGU, D. & NOVAK, O. (Hrsg.): Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation: 149-162; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- BONJER, K.-P., RIZESCU, M. & RADULIAN, M. (2001): Ground motion pattern of large and moderate Vrancea earthquakes. – European Geophysical Society XXVI General Assembly, Nice, EGS Newsletter, **78**, Geoph. Res. Abstr. Vol 3, EGS, NH5.
- BORTZ, J. (1993): Statistik für Sozialwissenschaftler. – 753 S.; Berlin (Springer Verlag).
- BORCHERDT, R.D. (1994): Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). – Earthquake Spectra, **10**: 617-653.
- BORCHERDT, R.D., WENTWORTH, C.M., JANSSEN, A., FUMAL, T., & GIBBS, J. (1991): Methodology for predictive GIS mapping of special study zones for strong ground motion in the San Francisco Bay region, CA. – Proc. Fourth. Int. Cont. on Seismic Zonation, Earthquake Engineering Research Institute: 545-552; Oakland.

- BSSC (1997): NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings, Part 1 - Provisions. - Building Seismic Safety Council, 1997 Edition; Washington D.C.: 337ff.
- BULLINGER, A. (2000): Vergleich von Interpolationsverfahren und digitalen Geländemodellen für Wattgebiete – GIS-gestützte Untersuchungen am Beispiel der morphologischen Modellierung von Tidebecken in Schleswig-Holstein. – Diplomarbeit Universität Kiel, 120 S.; Kiel, http://www.uni-kiel.de:8080/Geographie/Sterr/downloads/Diplomarbeit_Abullinger.pdf.
- CHANG, S.W. & BRAY, J.D. (1997): Implications of recent strong motion data for seismic building code design at deep, stiff soil sites. – Proc. CURE Northridge Earthquake Research Conference; Los Angeles, CA.
- CIOCARDEL, R., TITARU, E. & CISMIGIU, A. (1964): Seismic microzoning of Bucharest city. – Arh. IGP; Bucuresti (auf Rumänisch).
- CIUGUDEAN, V. & MARTINOF, G. (2000): Conditii geologice, geomorfologice si hidrogeologice specifice arealului Municipiului Bucuresti. – Interner Bericht Metroul S.A.; Bucuresti (auf Rumänisch).
- CORNEA, S. & POLONIC, G. (1979): Data concerning the seismicity and seismotectonics of the Eastern Moesian Platform. – St. cerc., geol., geofiz., geogr., Geofizica, **17(2)**: 167-176; Bucuresti (auf Rumänisch).
- DAVIS, J.C. (1986): Statistics and Data Analysis in Geology. – 646 S.; New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore (John Wiley & Sons).
- DINTER, G. & SCHMITT, G. (2001): Three Dimensional Plate Kinematics in Romania. – Natural Hazards, **23**: 389-406.
- EISBACHER, G.H. (1996): Einführung in die Tektonik. – 374 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- ELLOUZ, N., ROURE, F., SANDULESCU, M. & BADESCU, D. (1994): Balanced cross sections in the eastern Carpathians (Romania) : a tool to quantify neogene dynamics. – In: ROURE, F., ELLOUZ, N., STEIN, V.S. & SKVORTZOV, I. (Hrsg.): Geodynamic evolution of sedimentary basins. – Internat. Symposium: 305-325; Moscow.

8. Literatur

- FACCIOLI, E., PESSINA, V., CALVI, G.M. & BORZI, B. (1999): A study on damage scenarios for residential buildings in Catania city. - In: MAKROPOULOS, K.C. (Hrsg.): Seismotectonic and Microzonation Techniques in Earthquake Engineering: Integrated Training in Earthquake Risk Reduction Practices: 301-329; Athens.
- FÄH, D., RÜTTENER, E., NOACK, T. & KRUSPAN, P. (1997): Seismic microzonation of the city of Basel (Switzerland) based on geological and geotechnical data and numerical simulations. – *Eclogae Geol. Helv.*, **90**: 433-448.
- FÄH, D., DEICHMANN, D., KIND, F. & GIARDINI, D. (2000): Von der Gefährdung zur Schadensabschätzung. – *SI+A*, Nr. **40**: 857-861.
- FECKER, E. & REIK, G. (1987): *Baugeologie* – 418 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- FIELD, E.H. (2000): accounting for Site Effects in Probabilistic Seismic Hazard Analyses of Southern California: Overview of the SCEC Phase III Report. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**: 1-31.
- FINN, W.D. LIAM (1991): Geotechnical engineering aspects of microzonation. – *Proc. Fourth Int. Conf. Seism. Zonation*, 1: 199-259; Stanford, CA.
- FINN, W.D. LIAM (1994): Geotechnical aspects of the estimation and mitigation of earthquake risk. – In: TUCKER, B.E. et al. (Hrsg.): *Issues in Urban Earthquake Risk*: 35-77; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- FOWLER, C.M.R. (1990): *The Solid Earth*. - 472 S.; Cambridge (Cambridge University Press).
- FUCHS, K., BONJER, K., CORNEA, I., RADU, C., ENESCU, D., JIANU, D., NOURESCU, A., MERKLER, G., MOLDOVEANU, T., TUDORACHE, G. & BOCK, K. (1997): The Romanian earthquake of March 4, 1977. Aftershocks and seismic activity migration. – *Tectonophysics* **53**: 225-247.
- GHICA, S. (1953): Geologic microzoning of Bucharest. – *Arh. Dep. Geol., MMPG; Bucuresti* (auf Rumänisch).

- HANKS, T.C. & KANAMORI, H. (1979): A moment magnitude scale. – Journal of Geophysical Research, **84**: 2348-2350.
- HERGÉ (1946): L' Étoile Mystérieuse. - 46 S.; Paris, Tournai (Casterman).
- HINZEN, K.-G., SCHERBAUM, F., EWALD, M., FRIEDERICH, W., IGEL, H., OHRNBERGER, M., PELZING, R., REAMER, S. K., SACHSE, A., STREICH, R. (2001): Seismizität, seismische Gefährdung und Standorteffekte in der Niederrheinischen Bucht - Projekt AGRIPPINA - http://www.gfz-potsdam.de/pb2/dgg/dgg2001/SO/hinzen_etal1.html.
- HORVATH, F. (1993): Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. – Tectonophysics, **226**: 333-357.
- HUTCHINSON, M.F. (1989): A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. - Journal of Hydrology, **106**: 211-232.
- IDRISS, I.M. (1991): Earthquake Ground Motions at Soft Soil Sites. – Special Session in Honor of H.B. Seed, Proc. Second Int. Conf. on Recent Advances in Geotech. Earthq. Eng. and Soil Dyn.; St Louis, B.
- ISAAKS, E.H. & SRIVASTAVA, R.M. (1989): Applied Geostatistics. - 561 S.; New York, Oxford (Oxford University Press).
- KRAMER, S.L. (1996): Geotechnical Earthquake Engineering.- 652 S.; Upper Saddle River (Prentice Hall).
- LIEMERSDORF, H., KUNZE, W.M. & EIBL, J. (1997): 21. GRS-Fachgespräch, Garching, 4. November 1997. - <http://www.grs.de/fglm.htm>.
- LITEANU, G. (1951): Geology of the city of Bucharest. –Technical Studies, Series E, Hydrogeology No.1; Bucuresti (auf Rumänisch).
- LUNGU, D., ALDEA, A., MOLDOVEANU, T., CIUGUDEAN, V. & STEFANICA, M. (1999a): Near-surface geology and dynamic properties of soil layers in Bucharest. - In: WENZEL, F., LUNGU, D. & NOVAK, O. (Hrsg.): Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation: 137-148; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).

8. Literatur

- LUNGU, D., CORNEA, T. & NEDELICU, C. (1999b): Hazard Assessment and Site-Dependent Response for Vrancea Earthquakes. - In: WENZEL, F., LUNGU, D. & NOVAK, O. (Hrsg.): Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation: 251-267; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- MANDRESCU, N. (1972): Experimental researches on seismic microzon-
ing. – St. Cerc. Geol. Geogr. Geofiz., Geofiz., **10**, 1: 103-116;
Bukarest (auf Rumänisch).
- MANDRESCU, N. (1981): The Romanian Earthquake of March 4, 1977:
aspects of soil behavior. – Rev. Roum. Géol., Géogr., Géophys.,
Géophysique **25**: 35-56.
- MANDRESCU, N. (1982): The Romanian Earthquake of March 4, 1977:
damage distribution. – Rev. Roum. Géol., Géogr., Géophys.,
Géophysique, **26**:37-44.
- MANDRESCU, N. (1984): Geological hazard evaluation in Romania. –
Engineering Geology, **20**:39-47.
- MANDRESCU, N. (1997): The Vrancea subcrustal earthquakes of 1986
and 1990. Geological and seismological significance. – St.
Cerc. Geol. Geogr. Geofiz.; Bucharest.
- MANDRESCU, N. & RADULIAN, M. (1999a): Seismic Microzoning of
Bucharest (Romania): A critical review. - In: WENZEL, F., LUNGU,
D. & NOVAK, O. (Hrsg.): Vrancea Earthquakes: Tectonics, Haz-
ard and Risk Mitigation: 109-121; Dordrecht (Kluwer Academic
Publishers).
- MANDRESCU, N. & RADULIAN, M. (1999b): Macroseismic Field of the
Romanian Intermediate-Depth Earthquakes. - In: WENZEL, F.,
LUNGU, D. & NOVAK, O. (Hrsg.): Vrancea Earthquakes: Tecton-
ics, Hazard and Risk Mitigation: 163-174; Dordrecht (Kluwer
Academic Publishers).
- MATENCO, L. (1997): Tectonic evolution of the outer Romanian Car-
pathians. – PH.D. thesis Vrije Universiteit Amsterdam, 160 S.;
Amsterdam.
- MEDVEDEV, S.V. (1962): Seismic engineering. – Moscow (auf Rus-
sisch).

- MÜNCHENER RÜCK (1999): Pressemitteilung vom 20. Dezember 1999. - http://www.munichre.com/index_d.html.
- MURAWSKI, H. (1992): Geologisches Wörterbuch. – 254 S.; Stuttgart (DTV, Enke Verlag).
- NEUGEBAUER, J., GREINER, B. & APPEL, E. (2001): Kinematics of the Alpine-West Carpathian orogen and palaeogeographic implications. – J. Geol. Soc., **158**: 97-110; London.
- ONCESCU, M.C., BONJER, K.P. & RIZESCU, M. (1999): Weak and strong ground motion of intermediate depth earthquakes from the Vrancea region. - In: WENZEL, F., LUNGU, D. & NOVAK, O. (Hrsg.): Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation: 27-42; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- OSINOV, V.A. & LOUKACHEV, I. (2000): Settlement of liquefied sand after a strong earthquake. – In: Kolymbas, D. & Fellin, W. (Hrsg.): Proc. Compaction of soils granulates and powders, **28-29**: 297-306.
- PAROLAI, S., BORMANN, P., MILKEREIT, C. (2001): Eigenfrequenz der Sedimentbedeckung im Raum Köln, abgeschätzt aus Rauschmessungen. - http://www.gfz-potsdam.de/pb2/dgg/dgg2001/SO/parolai_etal.html.
- PESSINA, V. (1999): Empirical prediction of the ground shaking scenario for the Catania area. - In: MAKROPOULOS, K.C. (Hrsg.): Seismotectonic and Microzonation Techniques in Earthquake Engineering: Integrated Training in Earthquake Risk Reduction Practices: 277-299; Athens.
- RADULESCU, A. (1941): Considérations géographiques sur le tremblement de terre du 10 Novembre 1940. – C. R. Inst. Sci. Roum., **5/3**, Acad. Sci. Roum.: 243-269; Bucuresti (auf Französisch).
- RAILEANU, V., DIACONESCU, C. & RADULESCU, F. (1994): Characteristics of Romanian lithosphere from deep seismic reflection profiling. – Tectonophysics, **239**: 165-185.

8. Literatur

- SANDI, H., VASILE, P. (1982): Studii ingeneresti asupra miscarii seismice a terentului.- In: BALAN, S., CRISTESCU, V., CORNEA, I. (Hrsg.): Cutremurul de pamint din Romania de la 4 martie 1977: 137-216.; Bucuresti (Editura Academiei Republicii Socialiste Romania) (auf Rumänisch).
- SANDI, H. (1999): Earthquake Risk Analysis and Management. - In: WENZEL, F., LUNGU, D. & NOVAK, O. (Hrsg.): Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation: 309-320; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- SCHNABEL, P.B., LYSMER, J. & SEED, H.B. (1972): SHAKE: a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. – Report EERC 72-12, Earthquake Engineering Research Center, University of California; Berkley.
- SCHÖNENBERG, R., NEUGEBAUER, J. (1997): Einführung in die Geologie Europas.- 385 S.; Freiburg im Breisgau (Rombach Wissenschaft).
- SCHÖNWIESE, C.D. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. - 298 S.; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- SCHÜLLER, G. (1882): Report on the earthquakes occurred in Wallachia in 1838. – Bull. Soc. Geogr. Rom., III; Bucuresti.
- SCHWARZ, J. & SCHMIDT, H.-G. (2001): Lehren aus aktuellen Erdbeben. – <http://www.uni-weimar.de/Bauing/edac/publikationen/schaden2.html>.
- SPERNER, B., LORENZ, F., BONJER, K., HETTEL, S., MÜLLER, B. & WENZEL, F. (2001): Slab Break-Off – Abrupt Cut or Gradual Detachment? New Insights from the Vrancea Region (SE-Carpathians, Romania). – Terra Nova (in Druck).
- STUDER, J.A. & KOLLER, M.G. (1997): Bodendynamik: Grundlagen, Kennziffern, Probleme. – 262 S.; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- TRIFUNAC, M.D. & BRADY, A.G. (1975): On the correlation of seismic intensity with peaks of recorded strong ground motion. – Bulletin of the Seismological Society of America, **65**: 139-162.

- WENZEL, F., LORENZ, F.P., SPERNER, B. & ONCESCU, M.C. (1999a): Seismotectonics of the Romanian Vrancea Area. - In: WENZEL, F., LUNGU, D. & NOVAK, O. (Hrsg.): Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation: 15-25; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- WENZEL, F., ONCESCU, M.C., BAUR, M., FIEDRICH, F. & IONESCU, C. (1999b): 25 Seconds for Bucharest. - In: WENZEL, F., LUNGU, D. & NOVAK, O. (Hrsg.): Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation: 349-356; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- WENZEL, F., CIUGUDEAN, V., WIRTH, W., KIENZLE, A., HANNICH, D., BONJER, K.-P., MOLDOVEANU, T. & SOKOLOV, V. (2001): Options for Rapid Ground Motion Assessment in Bucharest. - In: LUNGU, D. & SAITO, T. (Hrsg.): Earthquake Hazard and Countermeasures for Existing Fragile Buildings, Bukarest, Romania, November 23-24, 2000: 81-92; Bucharest.
- WILLS, C.J., PETERSEN, M., BRYANT, W.A., REICHLER, M., SAUCEDO, G.J., TAN, S., TAYLOR, G & TREIMAN, J. (2000): A Site-Conditions Map for California Based on Geology and Shear-Wave Velocity. - Bull. Seis. Soc. Am, **90**, 6B: 187-208.
- WIRTH, W., HANNICH, D. & KIENZLE, A. (2001a): Das multidisziplinäre seismische Testgelände INCERC als Kalibrierungsstandort für Standorteffekte in Bukarest. - 61. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG); Frankfurt a. Main.
- WIRTH, W., KIENZLE, A., CIUGUDEAN, V. & HANNICH, D. (2001b): Near-surface Geology and Site-Effects in a Test Area in Bucharest. - European Geophysical Society XXVI General Assembly, Nice, EGS Newsletter, **78**, Geoph. Res. Abstr. Vol 3, EGS, NH5.
- WIRTH, W. (2001): Standorteffekte und laterale Variationen seismischer Bodenbewegungen in Bukarest. - Unveröff. Berichtsband des Sonderforschungsbereichs 461 für die Jahre 1999-2001; Karlsruhe.

8. Literatur

Software-Handbücher

- EDUPRO CIVIL SYSTEMS (1999): ProShake® User's Manual, Ground Response Analysis Program, Version 1.1. - EduPro Civil Systems, Inc.; Redmond.
- ESRI (1994): Cell-based Modeling with GRID™. - Environmental Systems Research Institute, Inc., Redlands.
- ESRI (1995): Understanding GIS - The ARC/INFO® Method. - Environmental Systems Research Institute, Inc., Redlands.
- ESRI (1998): ArcView GIS - The Geographic Information System for Everyone™. - Environmental Systems Research Institute, Inc., Redlands.
- FUGRO CONSULT GMBH (1997): GeODin®-System 2.0 Benutzerhandbuch. - FUGRO CONSULT GMBH.
- STATSOFT (1999): STATISTICA® for Windows (Computer program manual). - StatSoft, Inc.; Tulsa.

Internet-URL

- www1: http://www.gis.univie.ac.at/karto/lehr/giszyklus/1998/kriz/karto_geoinfo/work/g1/2.html
- www2: <http://www.geoinformatik.uni-rostock.de/einzel.asp?ID=1550>
- www3: <http://gis.esri.com/arcscripsts/index.cfm?>
- www4: http://www.in-chemnitz.de/michael.preissler/ws/geo/geolog_aufbau/geolog_aufbau.html
- www5: <http://earthquake.usgs.gov/hazards/probability.html>
- www6: <http://www2.chass.ncsu.edu/garson/pa765/regress.htm>

ANHANG A

```
/******  
/* transform.aml  
  
/* Transformiert eine Coverage in ein neues Koordinatensystem  
/* &transform <existierende Coverage> <neue Coverage>  
/* die Files ticalt und ticneu enthalten identische Tics im alten bzw.  
/* neuen Koordinatensystem.  
/* Workspaces mit den Coverages müssen im AML festgelegt werden  
/* ebenso, ob Coverages oder Grids transformiert werden sollen.  
  
/* A. Kienzle  
/* 11.01.01  
/******  
  
&args cov_alt cov_neu  
  
/* Hier Workspace festlegen:  
&workspace *workspace*  
&call checkargs  
&call transform  
&return  
  
/******  
&routine transform  
  
ae  
disp 9999 1  
  
edit %cov_alt%  
ef tics  
sel all  
delete  
get ticalt  
save  
  
edit ticneu  
ef tics  
sel all  
/* Hier Workspace festlegen:  
put *workspace*/%cov_neu%  
removeedit all yes  
quit  
  
/* Hier Workspace festlegen:  
transform %cov_alt% *workspace*/%cov_neu%
```

Anhang A

```
&return

/*****
&routine checkargs

  &if [quote [locase %cov_alt%]] = 'usage' &then &call usage
  &if [null %cov_alt%] | [quote %cov_alt%] = '#' &then &call usage
  /*&if [null %subclass%] | [quote %subclass%] = '#' &then &call usage
  &if [null %cov_neu%] | [quote %cov_neu%] = '#' &then &call usage
  &if not [exist %cov_alt% -cover] &then
    &do
      &s str Cover %cov_alt% does not exist...
      &call bailout
      &return
    &end
  /* Hier Workspace eingeben
  &if [exist *workspace*/%cov_neu% -cover] &then
    &do
      &s str Cover %cov_neu% already exists...
      &call bailout
    &end

&return

/*****
&routine bailout

  &if [null %str%] &then &s str Bailing out of %aml$file%...
  &return; &return &warning %str%

/*****
&routine usage

  &s str Usage: &r %aml$file% <cov_alt> <cov_neu>
  &return; &return &warning %str%

/*****
/* Programmende
/*****/pre>
```

Anhang A

```
/******  
/* coord.aml  
  
/* coord.aml: AML zum Auslesen der Koordinaten und Attribute einer Punktcoverage  
/* A. Kienzle  
/* 13.07.01  
/******  
  
/* Hier Name und Workspace der Punktcoverage angeben  
&sv pointcov := [response 'Enter pointcoverage']  
/* Hier Name der zu erstellenden Textdatei angeben  
&sv textfile := [response 'Enter textfile']  
  
addxy %pointcov% point  
  
tables  
select %pointcov%.pat  
/* in der folgenden Zeile müssen die Namen der Koordinaten- und  
/* Attributspalten angegeben werden  
unload %textfile% x-coord y-coord name  
quit  
  
&ty  
&ty END  
&ty  
  
&return  
  
/******  
/* Programmende  
/******
```

Anhang A

```
/******  
/* vs.aml  
  
/* vs-aml: AML zur Bestimmung der mittleren Scherwellengeschwindigkeit  
/* innerhalb eines zu definierenden Tiefenintervalls  
/* A. Kienzle  
/* 16.07.01  
/******  
  
/* Hier gewuenshtes Tiefenintervall, Workspace und Name des vs-Grids eingeben:  
  
&args tiefe work vsgrid  
&call checkargs  
  
grid  
  
/* Anm. 1: topo_g_clip sowie typ3_h_g_end etc. sind Bezeichnungen der  
/* Oberflaechen-Grids, die gegebenenfalls durch eigene Namen ersetzt  
/* werden muessen. Ebenso muss die Anzahl der Lagen angepasst werden.  
  
%work%/tempgrid = topo_g_clip - %tiefe%  
%work%/typ12 = con(topo_g_clip > %work%/tempgrid, topo_g_clip, %work%/tempgrid)  
%work%/typ3 = con(typ3_h_g_end > %work%/tempgrid, typ3_h_g_end, %work%/temp-  
grid)  
%work%/typ4 = con(typ4_h_g_end > %work%/tempgrid, typ4_h_g_end, %work%/temp-  
grid)  
%work%/typ5 = con(typ5_h_g_end > %work%/tempgrid, typ5_h_g_end, %work%/temp-  
grid)  
%work%/typ6 = con(typ6_h_g_end > %work%/tempgrid, typ6_h_g_end, %work%/temp-  
grid)  
%work%/typ7 = con(typ7_h_g_clip > %work%/tempgrid, typ7_h_g_clip, %work%/temp-  
grid)  
  
%work%/typ12_m = topo_g_clip - %work%/typ3  
%work%/typ3_m = %work%/typ3 - %work%/typ4  
%work%/typ4_m = %work%/typ4 - %work%/typ5  
%work%/typ5_m = %work%/typ5 - %work%/typ6  
%work%/typ6_m = %work%/typ6 - %work%/typ7  
  
kill %work%/tempgrid  
kill %work%/typ3  
kill %work%/typ4  
kill %work%/typ5  
kill %work%/typ6  
kill %work%/typ7  
  
/* Berechnung eines Grids mit dem gewichteten Mittel  
/* der Scherwellengeschwindigkeit:
```

Anhang A

/* Anm. 2: Die unten kursiv markierten Werte der Scherwellengeschwindigkeiten müssen
/* durch eigene Werte ersetzt werden.

```
%work%/vsgrid% = (((%work%/typ12_m * 100) + (%work%/typ3_m * 330) +  
(%work%/typ4_m * 235) + (%work%/typ5_m * 270) + (%work%/typ6_m * 360)) /  
(%work%/typ12_m + %work%/typ3_m + %work%/typ4_m + %work%/typ5_m + %work%/  
typ6_m))
```

```
kill %work%/typ12_m  
kill %work%/typ3_m  
kill %work%/typ4_m  
kill %work%/typ5_m  
kill %work%/typ6_m
```

```
quit  
&return
```

```
/******
```

```
&routine checkargs
```

```
  &if [quote [locase %tiefe%]] = 'usage' &then &call usage  
  &if [null %tiefe%] | [quote %tiefe%] = '#' &then &call usage  
  &if [null %work%] | [quote %work%] = '#' &then &call usage  
  &if [null %vsgrid%] | [quote %vsgrid%] = '#' &then &call usage
```

```
&return
```

```
/******
```

```
&routine usage
```

```
  &s str Usage: &r %aml$file% <tiefe> <work> <vsgrid>  
  &return; &return &warning %str%
```

```
/******
```

```
/* Programmende
```

```
/******
```

Anhang B

ANHANG B

Punkt-Nr.	TYP 1+2	TYP 3_M	TYP 4_M	TYP 5_M	TYP 6_M	VS10	VS20	VS30	VS40	VS50	VS60	PGA	GA 0.3	GA 1.0	dom. Periode	Verstärkung	Verst. 0,05-0,15	Verst. 0,15-0,25	Verst. 0,25-0,35
1	4,98	5,74	19,47	12,21	89,05	240,03	237,52	238,00	246,00	266,87	282,39	0,19	0,42	0,37	0,17	2,89	1,65	2,90	1,56
2	4,64	11,96	11,39	11,71	92,96	261,61	271,74	263,78	269,76	287,80	299,84	0,18	0,36	0,35	0,19	3,35	2,13	3,37	1,39
3	3,94	7,97	13,95	16,68	91,35	277,75	257,51	256,79	260,09	278,51	292,09	0,17	0,35	0,35	0,15	3,19	3,19	3,19	1,34
4	3,82	11,40	13,38	16,00	90,89	278,47	274,01	264,48	265,86	279,26	292,72	0,17	0,34	0,35	0,15	3,38	3,33	3,35	1,23
5	4,77	11,79	13,63	13,34	92,84	254,10	268,71	258,97	261,73	277,69	291,41	0,15	0,37	0,28	0,20	3,10	1,60	3,13	1,93
9	5,19	12,22	13,45	11,53	94,31	241,62	267,11	256,97	260,23	278,30	291,92	0,15	0,37	0,28	0,21	3,50	1,51	3,41	2,34
7	4,78	13,38	11,87	11,68	94,05	245,32	273,70	262,04	264,03	282,12	295,10	0,15	0,36	0,28	0,20	3,45	1,66	3,41	1,89
8	3,82	6,01	20,74	10,58	89,19	269,25	262,13	248,23	255,88	276,70	290,59	0,15	0,37	0,28	0,15	2,92	2,91	2,90	1,66
9	3,37	7,38	18,76	11,97	90,29	289,19	262,10	256,19	261,24	280,99	294,16	0,15	0,37	0,28	0,14	3,09	3,06	2,27	1,50
10	3,44	6,58	15,71	16,52	90,93	277,73	256,36	256,53	259,90	279,42	292,85	0,15	0,37	0,28	0,14	3,06	3,05	2,26	1,41
11	4,82	10,55	11,15	15,05	93,09	259,89	264,52	260,81	263,59	282,87	295,72	0,15	0,37	0,28	0,20	3,15	1,50	3,15	1,78
12	5,11	8,71	14,69	11,70	95,31	248,22	252,38	250,13	258,11	278,49	292,08	0,15	0,37	0,28	0,20	3,27	1,50	3,27	1,92
13	5,18	10,70	13,85	9,73	95,95	244,09	260,63	254,08	262,51	282,00	295,00	0,15	0,36	0,28	0,21	3,51	1,42	3,53	2,05
14	4,59	12,88	12,36	9,86	94,60	251,83	273,22	262,07	267,43	285,94	298,28	0,15	0,36	0,28	0,19	3,41	1,90	3,40	1,53
15	4,05	5,28	17,89	10,06	90,91	253,87	244,43	246,55	262,44	281,95	294,96	0,15	0,37	0,28	0,15	2,93	2,73	2,93	1,45
16	5,33	5,29	17,13	12,59	90,45	255,09	245,04	247,93	259,66	279,72	293,10	0,15	0,38	0,28	0,20	2,94	1,73	2,91	2,21
17	5,10	9,83	10,46	14,86	92,28	276,30	265,93	264,23	271,35	289,08	300,90	0,15	0,37	0,28	0,20	3,30	1,50	3,31	1,92
18	4,47	9,86	13,22	10,73	95,33	277,91	266,55	261,46	272,42	289,93	301,61	0,15	0,36	0,28	0,19	3,16	2,37	3,15	1,44
19	5,48	5,47	17,30	8,09	97,84	236,87	235,94	239,73	259,52	279,62	293,02	0,15	0,37	0,28	0,21	3,27	1,73	3,37	2,15
20	5,54	8,18	15,63	6,60	97,80	235,49	246,14	244,84	263,44	282,75	295,63	0,15	0,36	0,28	0,21	3,53	1,79	3,54	2,05
21	4,53	10,85	14,74	6,99	95,05	251,33	263,46	255,13	267,84	286,27	298,56	0,15	0,36	0,28	0,19	3,35	2,00	3,38	1,48
22	3,72	3,07	13,12	10,26	92,94	189,18	212,09	229,36	257,50	278,00	291,67	0,15	0,36	0,27	0,17	2,65	2,58	2,62	1,65
23	7,98	2,49	16,34	10,72	91,13	181,64	208,32	223,59	245,86	268,69	283,91	0,16	0,39	0,28	0,28	3,21	2,08	3,21	3,19
24	3,50	6,16	19,87	12,81	89,12	290,96	262,98	258,07	263,24	282,60	295,50	0,15	0,37	0,28	0,14	2,93	2,94	2,42	1,40
25	4,62	7,82	14,04	12,96	92,99	282,57	258,78	258,05	268,25	286,60	298,83	0,15	0,37	0,28	0,16	3,06	2,46	3,06	1,59

Anhang B

Punkt-Nr.	TYP 1+2	TYP 3 M	TYP 4 M	TYP 5 M	TYP 6 M	VS10	VS20	VS30	VS40	VS50	VS60	FGA	SA 0.3	SA 1.0	dom. Periode	Verstärkung	Verst. 0.05-0.15	Verst. 0.15-0.25	Verst. 0.25-0.35
26	5.69	6.51	14.82	6.82	98.27	242.88	240.36	244.27	268.84	287.07	299.23	0.15	0.37	0.28	0.21	3.38	1.85	3.40	2.21
27	5.73	7.76	15.78	2.92	98.23	228.76	242.17	242.18	269.67	287.74	299.78	0.15	0.36	0.28	0.21	3.50	1.76	3.50	2.15
28	3.78	9.30	17.13	3.78	94.79	246.96	254.80	248.20	267.51	286.01	296.34	0.15	0.36	0.28	0.15	2.90	2.90	2.81	1.36
29	4.92	2.99	8.32	9.55	93.89	132.35	191.38	219.24	254.43	275.54	289.62	0.15	0.36	0.27	0.18	3.28	1.88	3.24	2.17
30	8.27	3.60	9.53	11.40	92.03	138.77	196.00	218.98	247.83	270.26	285.22	0.16	0.39	0.28	0.26	2.88	2.18	2.60	2.88
31	7.44	3.02	13.25	13.29	92.27	206.25	220.63	236.47	258.77	279.02	292.51	0.16	0.38	0.28	0.27	3.37	1.85	2.74	3.32
32	14.33	1.24	10.73	10.23	92.99	100.00	162.05	193.77	226.58	253.26	271.05	0.17	0.48	0.29	0.66	3.72	1.70	2.56	1.53
33	4.82	9.13	11.96	4.93	97.19	263.28	258.78	261.10	285.83	300.66	310.55	0.14	0.35	0.28	0.18	3.78	1.57	3.81	1.70
34	4.28	11.98	13.09	0.00	98.37	256.42	270.30	265.77	289.32	303.46	312.88	0.15	0.35	0.28	0.18	3.78	2.00	3.79	1.56
35	4.32	8.21	18.20	2.34	93.27	229.68	244.56	241.38	263.33	282.66	295.55	0.15	0.36	0.28	0.18	3.32	2.64	3.30	1.47
36	2.29	7.53	6.80	8.60	91.13	174.78	225.24	239.82	269.87	287.89	299.91	0.15	0.35	0.27	0.09	2.92	2.93	1.25	1.50
37	5.90	2.54	4.04	15.76	91.59	134.92	198.46	222.31	254.89	275.91	289.93	0.15	0.37	0.27	0.23	3.15	1.89	3.12	2.43
38	5.39	4.68	15.18	10.08	90.40	228.79	231.90	240.38	261.97	281.58	294.65	0.15	0.37	0.28	0.23	3.09	1.82	3.09	2.00
39	4.26	8.85	16.76	4.30	92.89	295.82	267.00	259.72	281.65	297.32	307.77	0.15	0.36	0.28	0.18	3.30	2.71	3.30	1.44
40	2.61	8.03	11.54	8.55	96.30	310.04	273.10	277.42	298.06	310.45	318.71	0.15	0.35	0.27	0.11	3.08	3.03	1.45	1.41
41	0.69	10.20	11.93	6.86	95.81	356.91	296.89	288.46	306.34	317.08	324.23	0.15	0.35	0.27	0.53	1.68	0.95	0.92	1.26
42	2.95	7.21	18.44	5.39	91.03	271.24	253.12	249.38	269.34	287.47	299.56	0.15	0.36	0.28	0.12	3.05	3.05	1.89	1.32
43	1.49	3.02	9.01	12.64	87.57	203.10	225.14	242.60	271.95	289.56	301.30	0.15	0.36	0.27	0.06	2.04	2.04	1.36	1.49
44	0.00	3.24	10.32	12.77	89.17	228.62	241.10	258.37	283.78	299.02	309.18	0.15	0.35	0.27	0.47	1.74	1.12	1.19	1.43
45	0.00	1.52	17.40	5.14	96.48	228.08	233.43	263.44	287.58	302.06	311.72	0.14	0.35	0.27	0.48	1.74	1.23	1.11	1.56
46	3.62	0.00	15.01	7.56	96.50	188.32	214.33	244.78	273.59	290.87	302.39	0.15	0.35	0.27	0.15	2.78	2.78	2.62	1.88
47	5.60	3.95	15.37	3.54	96.77	223.48	229.24	249.89	277.42	293.94	304.95	0.15	0.36	0.28	0.20	3.27	1.74	3.27	2.11
48	2.98	8.91	12.56	7.13	93.40	297.04	267.63	265.03	288.70	302.96	312.47	0.15	0.35	0.27	0.12	3.00	3.00	1.82	1.36
49	2.54	11.29	13.30	8.83	88.09	288.93	276.56	266.93	278.48	294.79	305.66	0.15	0.36	0.28	0.11	2.93	2.89	1.48	1.16

Anhang B
