Landeshydrologie und -geologie
Service hydrologique et géologique national
Servizio idrologico e geologico nazionale

Geologische Berichte – Rapports géologiques – Rapporti geologici
Nr. 24

Erdbebenmikrozonierung für den Kanton Basel-Stadt

T. Noack, D. Fäh, P. Kruspan

Bern, 1999

Landeshydrologie und -geologie
Service hydrologique et géologique national
Servizio idrologico e geologico nazionale

Geologische Berichte – Rapports géologiques – Rapporti geologici
Nr. 24

Erdbebenmikrozonierung für den Kanton Basel-Stadt

T. Noack[1)], D. Fäh[2)], P. Kruspan[3)]

1)
Geologisch-Paläontologisches
Institut der Universität Basel
Bernoullistrasse 32
CH-4056 Basel

2)
Schweiz. Erdbebendienst
ETH-Hönggerberg
CH-8093 Zürich

3)
Geologisch-Paläontologisches
Institut der Universität Basel,
jetzt: EAWAG
Überlandstrasse 133
CH-8600 Dübendorf

Bern, 1999

Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. **24** (1999)

Herausgabe und Vertrieb
Landeshydrologie und -geologie (LHG), CH-3003 Bern

Redaktion
R. Burkhalter, LHG

ISBN 3-906723-34-8
ISSN 1017-1509

Die Stadtplan-Abbildungen auf den Seiten 12, 13, 44, 48, 49, 51, 53, 55, 59, 61, 64, 65 und 72 sind reproduziert mit Bewilligung des Grundbuch- und Vermessungsamtes Basel-Stadt vom 19. 10. 1999. Für die Plangrundlage gilt: alle Rechte vorbehalten.

© 1999, Landeshydrologie und -geologie, CH-3003 Bern, Switzerland 3.2000 300 10L20176/28935

VORWORT DES HERAUSGEBERS

Die Landeshydrologie und -geologie (LHG) als Fachstelle des Bundes unter anderem für geologische Risiken befasst sich mit dem Themenkomplex der Erdbebengefährdung. Dabei wird der Beeinflussung von Erdbebensignalen durch standortspezifische Effekte aufgrund lokaler geologischer Verhältnisse besondere Beachtung geschenkt. Die Ergebnisse in diesem Bericht ergänzen diejenigen, die im vorgängigen Geologischen Bericht Nr. 19 der LHG «Integrierte Auswertung von seismischen und bodenspezifischen Parametern: Gefährdungskarten im Kanton Obwalden» publiziert worden sind sowie jene, deren Veröffentlichung zum Thema der seismischen Mikrozonierung in nächster Zeit geplant ist (Nr. 25 «Beiträge zur seismischen Zonierung des Rhonetals zwischen Sitten und Brig» und Nr. 26 «Seismic Zoning in Switzerland – State-of-the-art and Recommendations for Switzerland»).
Der Inhalt dieses Berichtes entspricht in wesentlichen Teilen den Ergebnissen der Arbeiten, die vom Geologischen Institut der Universität Basel im Auftrag des Polizei- und Militärdepartementes des Kantons Basel-Stadt durchgeführt worden sind. Für die Zusammenarbeit sei an dieser Stelle gedankt, ebenso dem Grundbuch- und Vermessungsamt des Kantons Basel-Stadt für die Erlaubnis zur Benützung der Plangrundlagen. Als massgebende Datenquelle dieser Studie diente der Bericht zum NFP 31-Teilprojekt «Erdbebengefährdung und Mikrozonierung in der Schweiz», der in Zusammenarbeit mit dem Schweizerischen Erdbebendienst, der Ingenieurgeologie ETH und dem Centre d'Études des Risques Géologiques de l'Université de Genève entstand.
Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen sind die Autoren allein verantwortlich.

PRÉFACE DE L' ÉDITEUR

En tant que service spécialisé de la Confédération, traitant entre autres des risques géologiques, le Service hydrologique et géologique national (SHGN) se préoccupe des aléas sismiques. Une attention particulière est portée à l'influence, sur le signal sismique, des réponses spécifiques liées au contexte géologique local. Les résultats contenus dans le présent document complètent ceux publiés dans le Rapport géologique du SHGN N° 19 «Integrierte Auswertung von seismischen und bodenspezifischen Parametern: Gefährdungskarten im Kanton Obwalden». D'autres résultats sur le thème de la microzonation sismique seront publiés prochainement dans le N°25 «Beiträge zur seismischen Zonierung des Rhonetals zwischen Sitten und Brig» et le N° 26 «Seismic Zoning in Switzerland – State-of-the-art and Recommendations for Switzerland».
Ce rapport comprend la plupart des résultats d'une étude réalisée par l'Institut de géologie de l'Université de Bâle, sur mandat du Département de police et des affaires militaires du canton de Bâle-ville. Nous remercions ce département d'avoir permis l'utilisation de ces résultats, de même que le Service du registre foncier et du cadastre de ce canton pour la mise à disposition de leurs plans. La source principale de cette étude est le projet «Erdbebengefährdung und Mikrozonierung in der Schweiz» du Programme National de Recherche N° 31 «Changements climatiques et catastrophes naturelles», réalisé en collaboration par le Service sismologique suisse, la chaire de géologie de l'ingénieur de l'EPFZ et le Centre d'Études des Risques Géologiques de l'Université de Genève.
Les auteurs sont seuls responsables du contenu du texte et des illustrations.

PREMESSA DELL' EDITORE

Il Servizio idrologico e geologico nazionale (SIGN), in qualità di ente preposto dalla Confederazione per lo studio dei rischi geologici si occupa, fra l'altro, della vasta tematica del pericolo sismico. In quest'ambito viene prestata particolare attenzione alle conseguenze del segnale sismico sulla base delle condizioni specifiche del luogo, tenuto conto della situazione geologica regionale. I risultati ottenuti completano da un lato quelli di un precedente

rapporto (SIGN, nr. 19 «Integrierte Auswertung von seismischen und bodenspezifischen Parametern: Gefährdungskarten im Kanton Obwalden») e dall'altro, si riferiscono a nuovi dati relativi alla microzonazione sismica, che verranno pubblicati prossimamente sotto forma di due rapporti (SIGN, nr. 25 «Beiträge zur seismischen Zonierung des Rhonetals zwischen Sitten und Brig» e SIGN, nr. 26 «Seismic Zoning in Switzerland – State-of-the-art and Recommendations for Switzerland »).
Il contenuto del presente rapporto corrisponde a grandi linee alle indagini dell'Istituto geologico dell'Università di Basilea, commissionate dal Dipartimento Militare e di Polizia del Cantone di Basilea-Città. Si ringrazia quest'ultimo per la cortese messa a disposizione dei dati come pure l'Ufficio Catasto del medesimo cantone per l'utilizzo della base cartografica. Un contributo essenziale al presente studio è stato fornito da una parte del progetto NFP31/ PNR31 «Erdbebengefährdung und Mikrozonierung in der Schweiz», svolto in collaborazione con il Servizio sismologico svizzero, l'Istituto di geologia ingegneristica della SPF e del «Centre d'Études des Risques Géologiques» dell'Università di Ginevra.
Gli autori sono i soli responsabili per il contenuto del testo e delle illustrazioni.

PREFACE OF THE EDITOR

The Swiss National Hydrological and Geological Survey (SNHGS) acts as the Swiss agency for geological risks, among other tasks. In this function the SNHGS concerns itself with topics regarding seismic hazards, with special emphasis on the influence of site effects on seismic signals. The results presented in this report supplement the ones published in the earlier Geological Report of the SNHGS no. 19 «Integrierte Auswertung von seismischen und bodenspezifischen Parametern: Gefährdungskarten im Kanton Obwalden», as well as those which will be published in the near future in Geological Reports nos. 25 and 26, «Beiträge zur seismischen Zonierung des Rhonetals zwischen Sitten und Brig» and «Seismic Zoning in Switzerland – State-of-the-art and Recommendations for Switzerland», respectively.
The content of this report largely corresponds to the results of a study carried out by the Geological Institute of the University of Basel on behalf of the Police and Military Department of the Canton of Basel-Stadt. Their permission to publish the data is gratefully acknowledged. The SNHGS would further like to thank the Land Registry and Surveyor's Office of the Canton of Basel-Stadt for the use of the topographic base maps. This study benefited from the NFP 31 (Swiss National Science Foundation) sub-project «Seismic hazards and microzoning in Switzerland» and the co-operation with the Swiss Seismological Service, the Engineering Geology department at the ETH Zurich and the «Centre d'Études des Risques Géologiques» at the University of Geneva.
The authors alone are responsible for the content of the text and the illustrations.

Landeshydrologie und -geologie
Der Direktor



Prof. Dr. M. Spreafico

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort des Herausgebers	I
Préface de l'éditeur	I
Prefazione dell'editore	II
Verzeichnis der Figuren	V
Verzeichnis der Tabellen	VI
1. Einleitung	**1**
2. Geologie von Basel-Stadt	**7**
2.1 Übersicht	7
2.2 Charakterisierung der Sedimente	11
2.2.1 Mächtigkeit der Schotter	11
2.2.2 Scherwellengeschwindigkeit der «Lockersedimente»	14
2.2.3 Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeiten aus SPT-Messungen	16
2.2.4 Scherwellengeschwindigkeiten der präquartären Sedimente	19
3. Modellrechnungen und Messungen der natürlichen Bodenunruhe	**21**
3.1 Berechnung der Aufschaukelungseffekte für eindimensionale Medien	21
3.2 Berechnung der Aufschaukelungseffekte für zweidimensionale Medien	26
3.3 Interpretation der Messungen der natürlichen Bodenunruhe und ihre Anwendung zur Charakterisierung der lokalen Struktur	28
4. Semiquantitative Bewertung der Einflussgrössen	**36**
4.1 Gewichtungsschema	36
4.2 Layer 1: Lagerungsdichte der quartären Schotter	40
4.3 Layer 2: Lithologische Charakterisierung (Typ) der quartären Schotter	45
4.4 Layer 3: Mächtigkeit der quartären Schotter in Abhängigkeit ihrer Lithologie	50
4.5 Layer 4: Laterale Mächtigkeitsänderungen in den quartären Schottern	52
4.6 Layer 5: Flurabstand des Grundwassers	54
4.7 Layer 6: Lithologie der präquartären Sedimente	56
4.8 Layer 7: Lateraler Einfluss der Rheingrabenflexur	60

Seite

5. Die Erdbebenmikrozonierungskarte für Basel-Stadt **62**

5.1 Expertenmeinungen zur Gewichtung der Einflussgrössen 62

5.2 Vergleich der Zonierungskarte mit den Schäden des Bebens von 1356 66

5.3 Hinweise zum Gebrauch der Karte 70

Liste der zitierten Referenzen 73

Liste weiterer verwendeter, aber nicht im Text zitierten Referenzen 76

Bisher erschienene «Berichte der Landeshydrologie und -geologie» 81

VERZEICHNIS DER FIGUREN

Seite

Figur	1-1:	Seismogramme von Stationen auf Fels und auf künstlicher Aufschüttung	2
Figur	2-1:	Geologische Karte des präquartären Untergundes von Basel	8
Figur	2-2:	Geologische Karte von Basel	9
Figur	2-3:	Geologische Schnitte durch Basel	10
Figur	2-4:	Lage der Bohrungen, die den Fels erreicht haben	12
Figur	2-5:	Interpolierte Mächtigkeit der quartären Lockersedimente	13
Figur	2-6:	Messungen der seismischen Geschwindigkeiten	15
Figur	2-7:	SPT-Werte und entsprechende v_S-Werte für unterschiedliche Schottertypen im Kanton Basel-Stadt	17
Figur	3-1:	Regionales, eindimensionales Krustenmodell für die Region Basel	22
Figur	3-2:	Registrierungen des Wutöschingen-Bebens an der Starkbebenstation Schweizerhalle	24
Figur	3-3:	Synthetische Seismogramme für das Wutöschingen-Beben	25
Figur	3-4:	Maximale und durchschnittliche spektrale Verstärkungen für drei Geschwindigkeitsmodelle	25
Figur	3-5:	Normierte Arias-Intensität und normierte maximale Beschleunigung aus zweidimensionalen Modellrechnungen	27
Figur	3-6:	Gemessenes und berechnetes Polarisationsspektrum (Typ II)	30
Figur	3-7:	Verschiedene Polarisationsspektren (Typ III, Typ IV), die in der Region Basel gemessen wurden	32
Figur	4-1:	Schematische Darstellung der Anwendung des Bewertungsschemas	37
Figur	4-2:	Schematische Darstellung der Bewertung der quartären Sedimente	43
Figur	4-3:	Layer 1: Bewertung der Lagerungsdichte der quartären Sedimente	44
Figur	4-4:	Klassifikation der Schotterlithologien aus den Bohrprofilen	47
Figur	4-5:	Lage der Bohrungen mit Angaben der Lithologie der quartären Schotter	48
Figur	4-6:	Layer 2: Bewertung der Lithologie der quartären Schotter	49
Figur	4-7:	Layer 3: Bewertung der Mächtigkeit der quartären Sedimente	51
Figur	4-8:	Layer 4: Bewertung der Änderung der Mächtigkeit der quartären Sedimente	53
Figur	4-9:	Layer 5: Bewertung des Flurabstandes des mittleren Grundwasserspiegels	55
Figur	4-10:	Layer 6: Bewertung der Lithologien der präquartären Sedimente	59
Figur	4-11:	Layer 7: Bewertung des Einflusses der Rheingrabenflexur	61

Seite

Figur 5-1: Mit unterschiedlichen Gewichtungen der Einflussgrössen berechnete Zonierungskarten für den Kanton Basel-Stadt 64
Figur 5-2: Differenzen der «Expertenkarten» 65
Figur 5-3: Vergleich der Zonierungskarte mit den Gebäudeschäden nach dem Basler Beben von 1356 67
Figur 5-4: Erdbebenmikrozonierungskarte für den Kanton Basel-Stadt 72

VERZEICHNIS DER TABELLEN

Tabelle 2-1: Scherwellengeschwindigkeiten der quartären und tertiären Sedimente, abgeleitet aus im Kanton Basel-Stadt gemessenen SPT-Werten 16
Tabelle 2-2: Tiefenabhängigkeit der Scherwellengeschwindigkeiten in den Meletta-Schichten 19
Tabelle 2-3: Zusammenstellung der Scherwellengeschwindigkeiten der präquartären Sedimente 20
Tabelle 3-1: Variabilität der seismischen Geschwindigkeiten an einem Teststandort 22
Tabelle 4-1: Bewertungsschema für die seismische Mikrozonierung 38
Tabelle 4-2: Zuordnung der geologischen Einheiten zu den für die Zonierung relevanten Einheiten 41
Tabelle 4-3: Klassen zur Bewertung der Lagerungsdichte der quartären Sedimente 42
Tabelle 4-4: Zusammenfassung der in den Bohrprofilen ausgeschiedenen Prozentanteile zu vier Typen 45
Tabelle 4-5: Anteile zur Charakterisierung der Schottertsrecke durch einen einzigen Schottertyp 46
Tabelle 4-6: Klassen zur Bewertung des Typs der quartären Schotter 50
Tabelle 4-7: Klassen zur Bewertung der Mächtigkeit der quartären Sedimente 52
Tabelle 4-8: Klassen zur Bewertung der Mächtigkeitsänderungen der quartären Ablagerungen 54
Tabelle 4-9: Klassen zur Bewertung des Flurabstandes des Grundwassers 56
Tabelle 4-10: Zusammenfassung der prätertiären Formationen des Tafeljuras und des Dinkelbergs 57
Tabelle 4-11: Klassen zur Bewertung der Lithologie der präquartären Sedimente 58
Tabelle 5-1: Gewichtungen der einzelnen Layer gemäss den Expertenmeinungen 63
Tabelle 5-2: Zusammenfassung der Schäden des Bebens von 1356 68

1 Einleitung

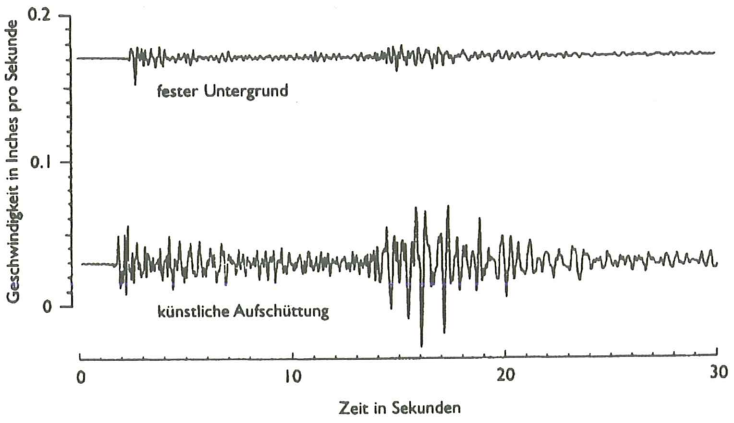
Im europäischen Vergleich gehört die Schweiz zu den Ländern mit geringer bis mittlerer Erdbebenaktivität. In historischen Zeiten wurden aber immer wieder Schadensbeben registriert. Eines davon war das verheerende Beben von 1356 (Mayer-Rosa & Cadiot 1979), welches in und um Basel sehr grosse Schäden verursacht hat.

Die Abschätzung des Erdbebenrisikos, der Wahrscheinlichkeit eines Schadens oder Verlustes infolge Erdbebens, hat drei wichtige Komponenten:

1. Die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten starker Erschütterungen in einem Gebiet (Erdbebengefährdung). Dabei behilft man sich statistischer Methoden und ermittelt eine Eintretenswahrscheinlichkeit. Aus dem Katalog der historischen Ereignisse und der Beben aus der jüngeren Vergangenheit wird die Wahrscheinlichkeit des Eintretens eines Bebens einer gewissen Stärke in einem gewissen Zeitraum berechnet.

2. Die Anfälligkeit eines Bauwerkes auf Schäden. Die zu erwartende Bodenbewegung an einem bestimmten Standort (Mikrozonierung) ist entscheidend, ebenso wie die Bauweise, das Alter und der Zustand sowie das Design des Bauwerkes.
   Die zu erwartende Bodenbewegung an einem Standort wird von drei Faktoren bestimmt: dem Mechanismus und der Stärke des Bebens, den Inhomogenitäten und strukturellen Eigenheiten der Gesteine zwischen Herd und Messpunkt und den lokalen geologischen Verhältnissen an diesem Standort.

3. Die Einstufung und Anfälligkeit der gefährdeten Gebäude nach dem möglichen Ausmass des Schadens. Gewichtet werden zum Beispiel die Anzahl gefährdeter Personen, die Bedeutung des Gebäudes für die Allgemeinheit und die ökonomischen Konsequenzen einer Zerstörung.



Figur 1-1: Diese beiden Seismogramme wurden während eines Nachbebens des Loma-Prieta-Bebens von 1989 von mobilen Instrumenten auf Fels bzw. künstlicher Aufschüttung aufgezeichnet (aus Bolt 1995).

Im Hinblick auf die Minimierung möglicher Schäden an wichtigen Gebäuden und Infrastruktureinrichtungen durch ein Erdbeben sind lokal zwei Faktoren wichtig:

1) der Untergrund und sein Einfluss auf die Verstärkung von Bodenbewegungen (Erschütterungsfähigkeit) und
2) die Bauweise, das Alter und der Zustand sowie das Design des Bauwerks.

In die Beurteilung eines bestehenden Bauwerks muss das Aufschaukelungspotential des lokalen Untergunds miteinbezogen werden. Neubauten wichtiger Infrastruktureinrichtungen sollten bezüglich der möglichen Verstärkung der Bodenbewegungen an möglichst günstigen Standorten geplant werden.

Die für die Erdbebensicherheit von Bauwerken relevante SIA-Norm 160 (Einwirkungen auf Tragwerke, Kapitel Erdbeben) teilt die Schweiz in drei Gefährdungszonen ein, wobei Basel zur Zone II mit einem Bemessungsbeben der MSK-Intensität VII+ und einer Bodenbeschleunigung a_s von 0,10 g gehört. Nach neusten Untersuchungen von Rüttener (1995) wird die seismische Gefährdung für Basel unterschätzt. Die Norm unterscheidet drei Bauwerksklassen, je nach Bedeutung des Gebäudes. Je nach Gefährdungszone und Bauwerksklasse schreibt die Norm gewisse konstruktive Massnahmen zur Verminderung des Erdbebenrisikos vor.

In der SIA-Norm 160 wird davon ausgegangen, dass die Bodenbeschleunigung und die Amplitude eines Bebens über eine Gefährdungszone hinweg gleich bleibt. Registrierungen von Starkbeben an Stationen mit unterschiedlichem geologischen Untergrund zeigen aber deutliche Unterschiede in Bezug auf die Amplitude, den

Frequenzinhalt, die maximale Beschleunigung und die Dauer der Erschütterungen an einem bestimmten Ort. Im allgemeinen weisen lockere Böden ein erhöhtes Aufschaukelungspotential auf und feste Böden ein erniedrigtes. Figur 1-1 zeigt die Registrierung eines Nachbebens des Bebens von Loma Prieta (1989) auf einem lockeren Boden und auf einem festen Boden. Die Unterschiede in der Amplitude sind deutlich zu erkennen (Aufschaukelungsfaktor > 5). Untersuchungen z. B. von Barosh (1990) zeigen, dass es sich hierbei um mehrere Intensitätsstufen handeln kann. Das gleiche Phänomen, allerdings in geringerem Ausmass, lässt sich auch an einem Beispiel aus der Region Basel erkennen. Die Registrierungen des Bebens von Wutöschingen (Magnitude ML 4,0) vom 30. Dezember 1992 an den drei Stationen Tropenhaus, Birsfelden und Schweizerhalle weisen deutliche standortabhängige Unterschiede auf. Es gibt also lokal Gebiete, in denen der geologische Untergrund zu einer Verstärkung bzw. zu einer Abschwächung der Bodenbewegung führt.

Die Mikrozonierungskarte beschreibt die lokalen Variationen des Aufschaukelungspotentials seismischer Wellen in Abhängigkeit des geologischen Untergrunds (Erschütterungsfähigkeit). Ein weicher Untergrund führt im allgemeinen zu einer erhöhten Aufschaukelung.
In der vorliegenden Arbeit wurde im Auftrag des Polizei- und Militärdepartementes Basel-Stadt (PMD) eine Erdbebenmikrozonierungskarte für den Kanton Basel-Stadt erstellt. Diese Karte beschreibt das Aufschaukelungspotential seismischer Wellen aufgrund der Beschaffenheit des lokalen geologischen Untergrundes.

Im Kanton Basel Stadt werden seit ca. 40 Jahren die geologischen Daten aus Bohrungen systematisch gesammelt und archiviert. In den vergangenen Jahren wurde eine Datenbank aufgebaut (Noack 1993, 1997), um diese Daten zu verwalten und für spezielle Fragestellungen auszuwerten. Mit mittlerweile über 2700 Bohrungen verfügen wir über eine detaillierte und dichte geologische Dokumentation des Untergrundes. Diese Daten bildeten die Grundlage für die vorliegende räumlich sehr eng differenzierte Mikrozonierungskarte.

Am Anfang der Arbeit stellte sich die Frage, wie sich diese eher beschreibende Information über die angetroffenen Gesteine in für eine Zonierung relevante physikalische Parameter übersetzen lässt. Da sich nicht alle relevanten Grössen eindeutig quantifizieren liessen, basiert die Zonierung auf einer mit numerischen Simulationen und Messungen der natürlichen Bodenunruhe «geeichten», qualitativen Bewertung der geologischen Information. Die relativen Unterschiede in der Verstärkung lassen sich in Intensitätsdifferenzen ausdrücken. Mit den vorliegenden Daten ist es noch

nicht möglich, die von den Bauingenieuren für Modellrechnungen an Gebäuden benötigten Antwortspektren zu berechnen. Jedoch lässt sich die Mikrozonierungskarte dazu verwenden, Gebiete mit erhöhter Gefährdung zu erkennen.

Die Arbeit zur Erstellung der Mikrozonierungskarte gliederte sich in verschiedene Abschnitte. In einem ersten Teil wurde die Frage der Umsetzung der geologischen und geotechnischen Daten in zonierungsrelevante Parameter untersucht. Um die Gewichtung der verschiedenen Einflussgrössen zu bestimmen, wurden numerische Simulationen durchgeführt, welche verschiedene Grössen miteinander verknüpfen. Parallel dazu wurden Methoden entwickelt, um den geologischen Datensatz zu parametrisieren. Neben bekannten Verfahren, wie Bestimmung von Schottermächtigkeiten und Kartierung der Lagerungsdichte als Funktion des Alters, mussten für die automatische Parametrisierung der Schottertypen aus den lithologischen Beschreibungen der Bohrungen neue Methoden entwickelt werden. Die Korrelation von Messungen der natürlichen Bodenunruhe mit den geologischen Verhältnissen erlaubte eine weitere Charakterisierung der geologischen Verhältnisse. Aus diesen Überlegungen resultiert ein semiquantitatives Schema für die Gewichtung der Beiträge der verschiedenen Einflussgrössen.

Da wir in Basel bisher nicht über genügend Starkbebenaufzeichnungen verfügen um die Zonierung anhand von Messdaten zu überprüfen, stellt sich die Frage, wie sich die resultierende Karte validieren lässt. Zunächst wurde eine Karte für das Stadtzentrum erstellt. Diese Karte weist eine sehr hohe Differenzierung auf. Die Bereiche unterschiedlicher potentieller Aufschaukelung sind mit den Schäden des Bebens von 1356 korrelierbar.

In einer letzten Phase wurden die Daten der verschiedenen Einflussgrössen über das gesamte Kantonsgebiet hinweg kompiliert und daraus die Zonierungskarte für den Kanton Basel-Stadt erstellt.

Dieser Bericht ist folgendermassen gegliedert: nach einer geologischen Übersicht (Kapitel 2) werden die methodischen Überlegungen zur Umsetzung der geologischen Daten in zonierungsrelevante Einflussgrössen erklärt (Kapitel 3). Im folgenden Kapitel werden die Beiträge der einzelnen Einflussgrössen im Kanton Basel Stadt und ihre jeweilige Datengrundlage dargestellt (Kapitel 4). Im Kapitel 5 wird die resultierende Zonierungskarte erläutert, und es werden einige Hinweise zu ihrem Gebrauch gegeben.

Die Arbeiten wurden im Auftrag des Polizei- und Militärdepartementes des Kantons Basel-Stadt von der Abteilung Praktische Geologie am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel (Prof. L. Hauber, Dr. Th. Noack, dipl. geol. P. Kruspan) gemeinsam mit dem Schweizerischen Erdbebendienst an der ETH Zürich (SED, Dr. D. Mayer Rosa, Dr. D. Fäh und Dr. E. Rüttener) durchgeführt. Die Erarbeitung und die Anpassung der Methodik für Basel-Stadt war ein Teilprojekt des NFP 31 (Klimaänderungen und Naturkatastrophen in der Schweiz, Teilprojekt Erdbebengefährdung und Mikrozonierung in der Schweiz) und ist im entsprechenden Schlussbericht (Fäh et al. 1996) eingehend beschrieben. Als Berater für spezielle bodendynamische Fragen hat Dr. J. Studer (Studer Engeneering, Zürich) mitgearbeitet.

2 Geologie von Basel-Stadt

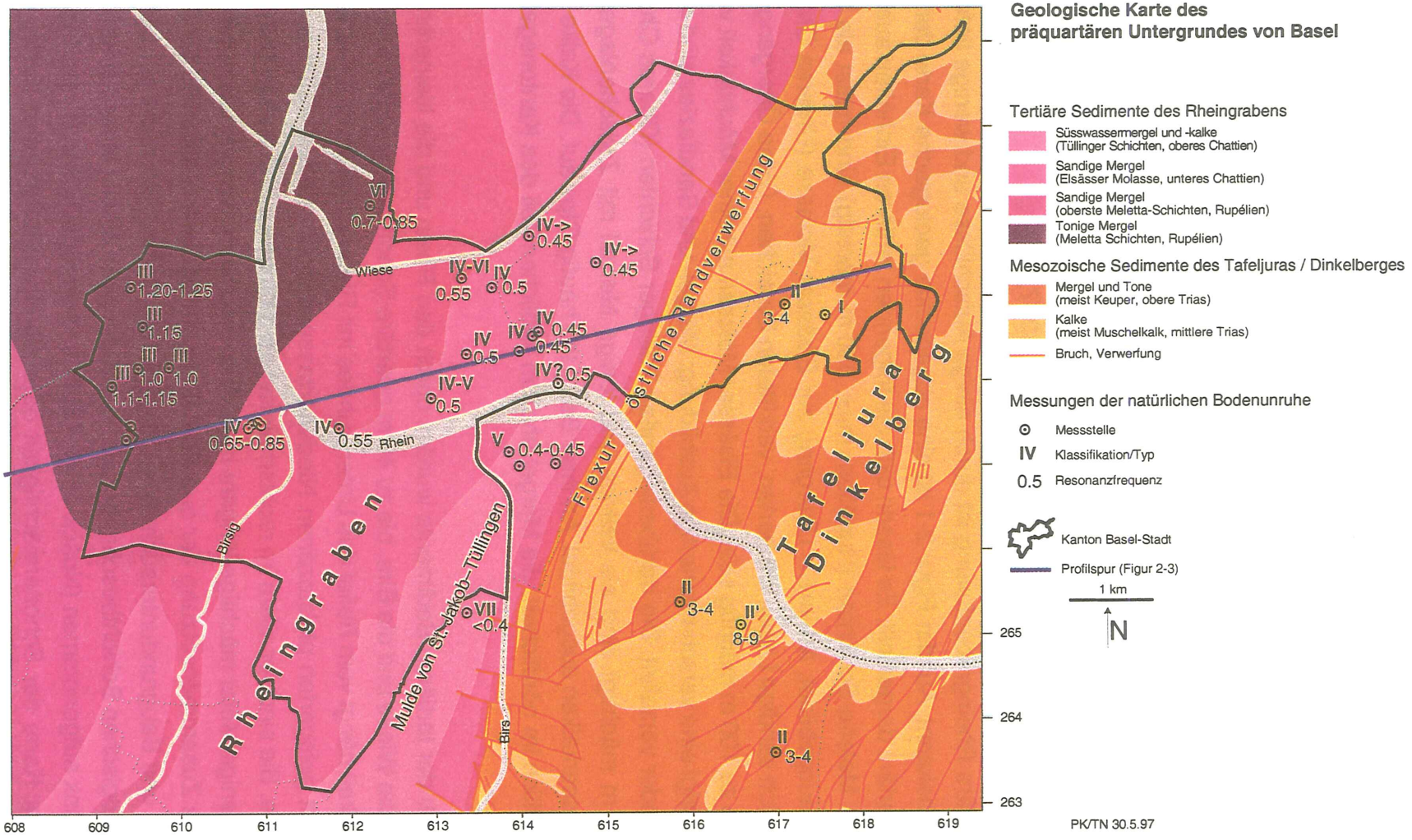
2.1 Übersicht

Die Stadt Basel liegt an der östlichen Randverwerfung des südlichen Rheingrabens (Rheintalflexur). Die Sprunghöhe der Verwerfung beträgt hier etwa 1400 m.

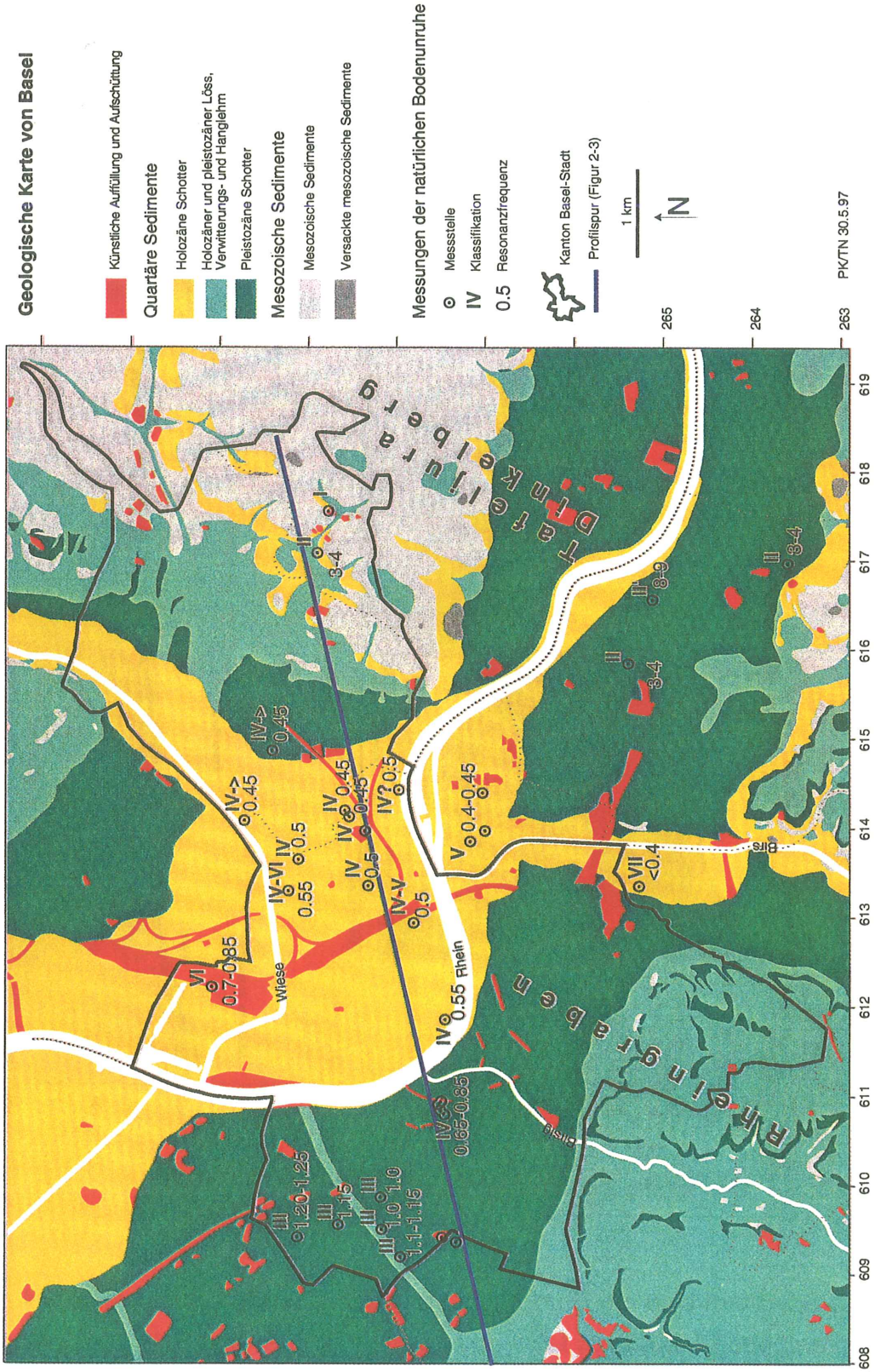
Innerhalb der Rheingrabens sind die mesozoischen Schichten (Trias–Jura) von 500 bis 1000 m mächtigen tertiären Sedimenten überdeckt. Diese bilden eine asymmetrische Synklinale mit ihrer Achse parallel zur Randverwerfung (Mulde von St. Jakob–Tüllingen, Fischer et al. 1971, Gürler et al. 1987).

Die tertiäre Rheingrabenfüllung ist durch einige Aufschlüsse und wenige tiefe Bohrungen bekannt. Auf der Figur 2-1 ist eine abgedeckte geologische Karte der Basis des Quartärs dargestellt. Es lassen sich die folgenden tertiären Einheiten ausscheiden: die Meletta-Schichten (Rupélien, max. 350 m mächtig) sind meist als tonige Mergel ausgebildet. An ihrem Übergang zur Elsässer Molasse (Unteres Chattien) finden sich sandige Lagen mit harten, verkitteten Bereichen. Diese Übergangszone kann bis zu 100 m mächtig sein. Die Elsässer Molasse mit einer Mächtigkeit von ca. 300 m zeigt eine verschiedenartige Ausbildung: Mergel- und Sandfazies sind seitlich miteinander verzahnt. Die darüberliegenden Tüllinger Schichten (Oberes Chattien, bis 200 m mächtig) sind als kalkige und tonige Mergel mit Zwischenlagen von Süsswasserkalken ausgebildet. An ihrer Basis tritt häufig Gips auf. Die Kalke treten mehrheitlich im nördlichen, die Mergel eher im südlichen Teil des Kantonsgebietes auf.

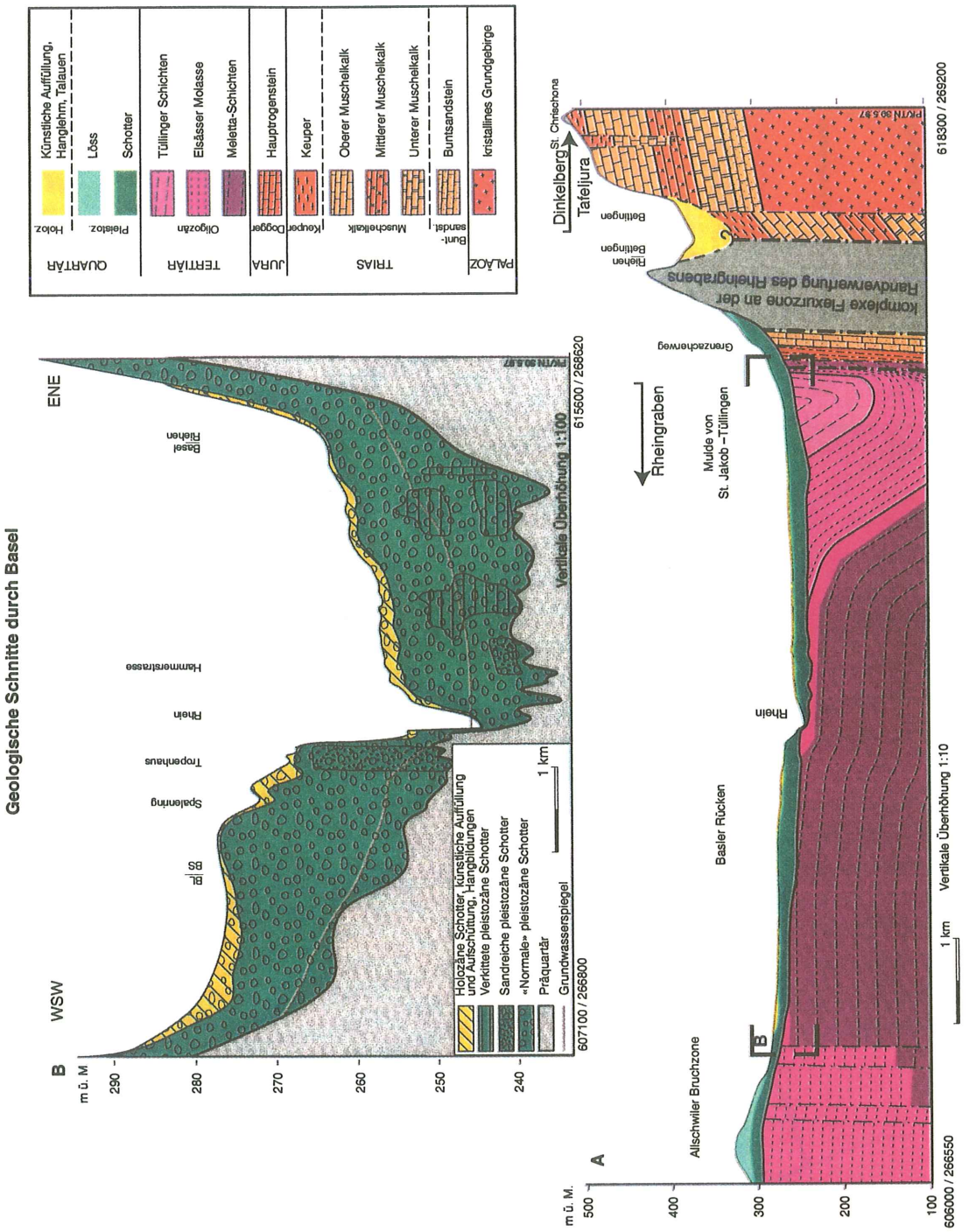
Oberhalb der tertiären Sedimente wurden durch den Rhein und die kleineren Flüsse, wie die Wiese und die Birs, bis zu 40 m quartäre Schotter abgelagert. Die lokale Mächtigkeit hängt vom Relief des Untergrundes mit Rinnen, Kolken und Rücken ab. Die dicht gelagerten pleistozänen Niederterrassenschotter bilden weitgehend die Talebene. Sie sind vor allem im rechtsrheinischen Kleinbasel und an den Talhängen durch wenige Meter mächtige jüngere holozäne Anschwemmungen überlagert (Fig. 2-2). Die Zusammensetzung der quartären Schotter ist dank etwa 2700 für Grundwasser- und Baugrunduntersuchungen abgeteuften Bohrungen recht gut bekannt. Die geologischen Schichtbeschreibungen der Bohrungen sind in einer geologischen Datenbank aufgenommen (Noack 1993, 1997) und ermöglichen z. B. die Konstruktion einer Karte der Schottermächtigkeit oder die Kompilation einer Karte, in der Gebiete mit sandreichen Schottern und solche mit wenig Sand bzw. mit einem hohen Anteil an Verkittungen ausgeschieden werden können.



Figur 2-1: Geologische Karte des präquartären Untergrundes von Basel.



Figur 2-2: Geologische Karte von Basel.



Figur 2-3: Geologische Schnitte durch Basel.

Über den Schottern sind am Bruderholz und gegen Binningen und Allschwil sowie am Westrand des Dinkelbergs Löss und Lösslehme über den Schottern verbreitet. Es ist nicht möglich, verschwemmte und solifluidal umgelagerte Lösse von solchen in ursprünglicher Lagerung zu unterscheiden. Die Mächtigkeit der Lössschichten ist stark variabel, kann aber bis 20 m betragen.

Auf der Schulter des Rheingrabens, d. h. im Bereich des Tafeljuras, ist die mesozoische Schichtreihe (Trias, in einigen kleinen Gräben auch Unterer Jura [Bitterli-Brunner & Fischer 1988]) direkt von ca. 5–50 m mächtigen quartären Schottern überlagert.

2.2 Charakterisierung der Sedimente

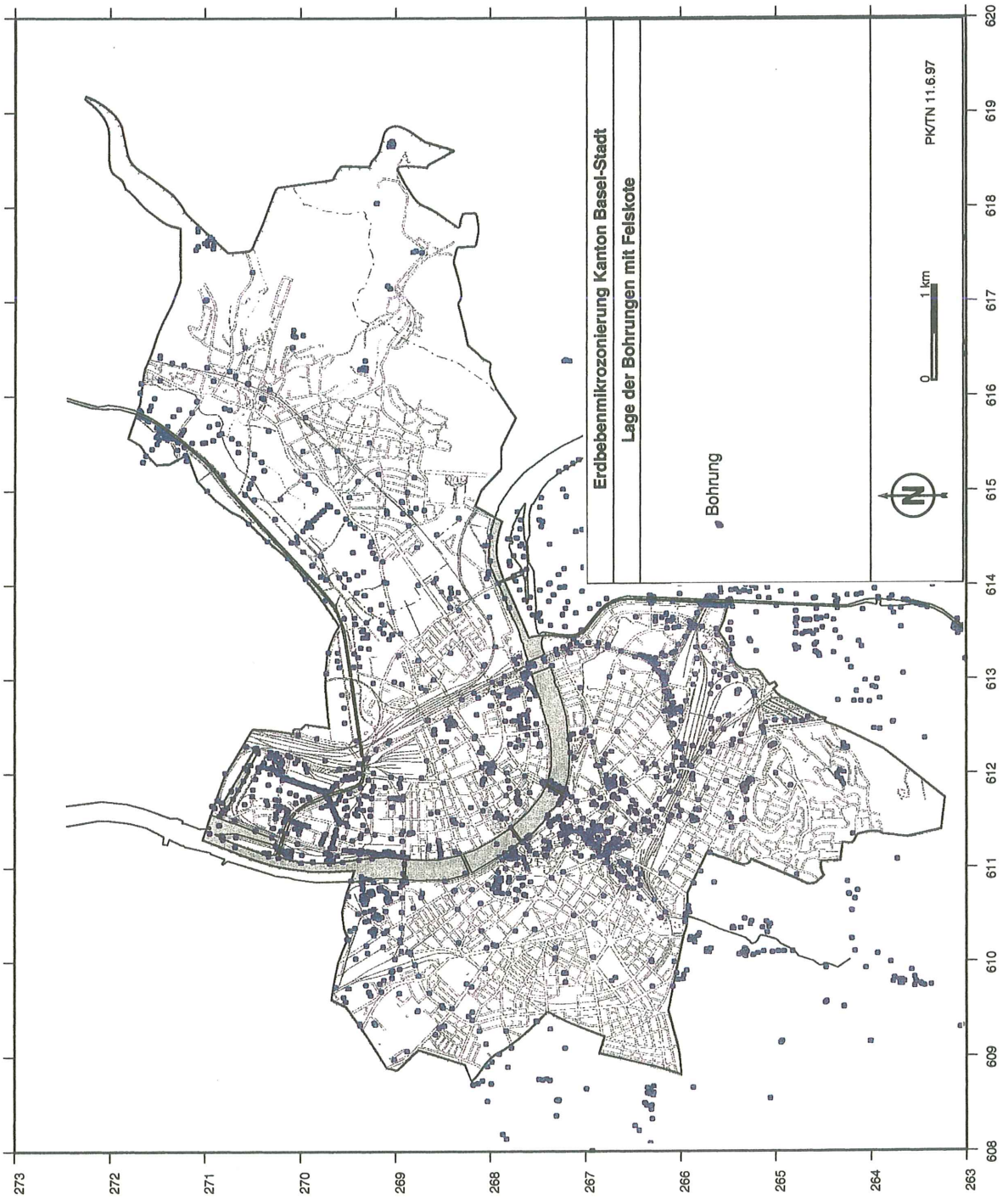
Aufgrund bekannter Angaben aus der Literatur (z. B. Fumal & Tinsley 1985) und den numerischen Simulationen (Kapitel 3) erscheinen zwei Parameter für die seismische Charakterisierung der Sedimente besonders wichtig:

1. Die Mächtigkeit bzw. die Änderung der Mächtigkeit der quartären Schotter.
2. Die Scherwellengeschwindigkeit v_S der quartären Schotter und der tertiären Sedimente (Lockergesteine).

2.2.1 Mächtigkeit der Schotter

Die Mächtigkeit der quartären Schotter (Fig. 2-5) lässt sich aus der Subtraktion der Höhenlage des präquartären Untergundes («Felsoberfläche») von der Terrainhöhe berechnen. Die Karte der Terrainhöhen im Kanton Basel-Stadt haben wir aus dem digitalen Geländemodell des Kantons Basel-Stadt erstellt, welches uns freundlicherweise vom Vermessungsamt zur Verfügung gestellt wurde.

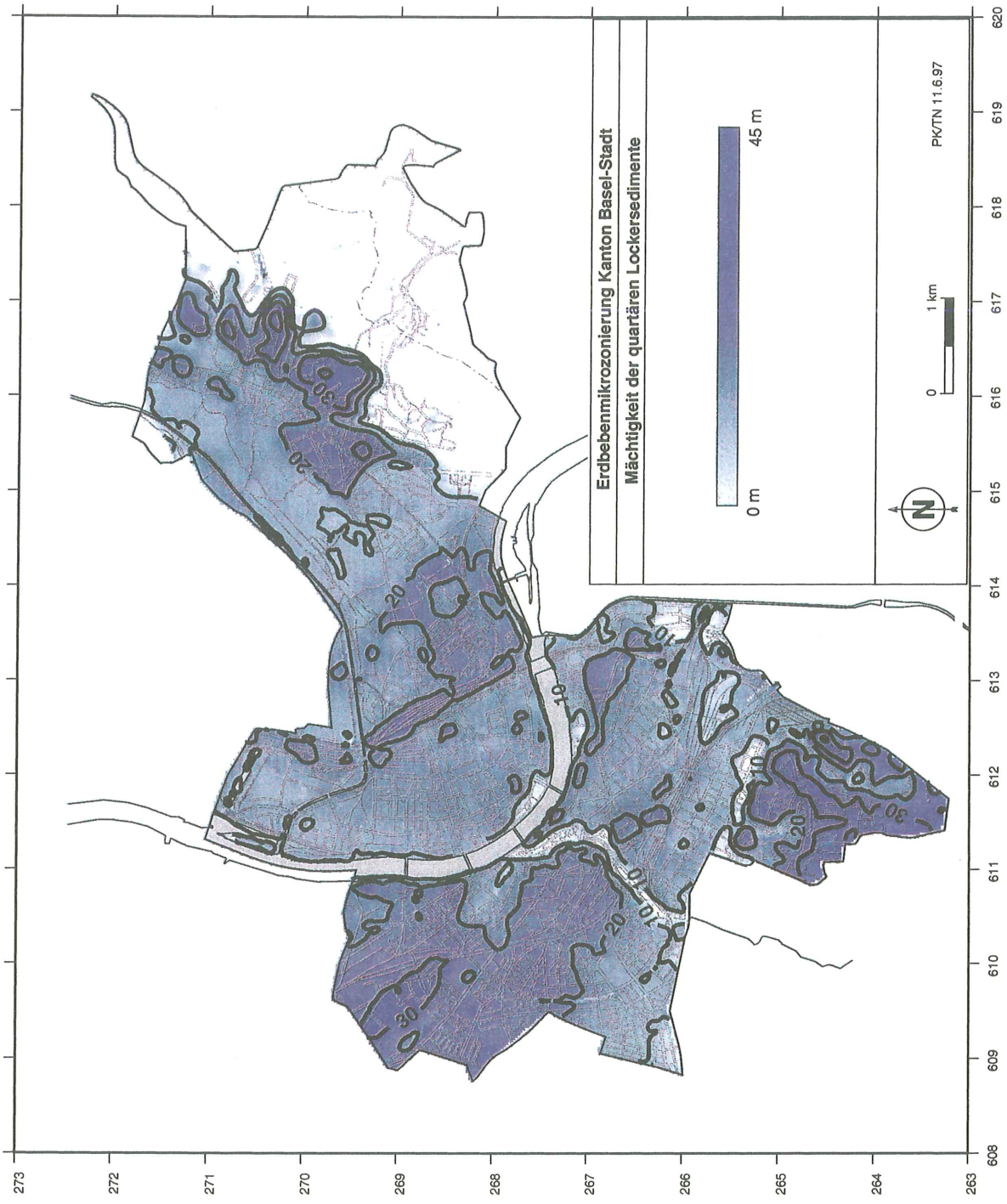
Sehr viele der Bohrungen haben die Grenze zwischen den quartären Schottern und Lehmen und dem präquartären Untergrund («Fels») erreicht. Diese ist insofern eine wichtige Grenzfläche, als sie den Stauhorizont für das Grundwasser bildet. Ausserdem sind etliche grössere Gebäude in dieser Schicht fundiert. Die Kote dieser Grenzfläche wird in den meisten Bohrungen aufgezeichnet. Sie ist auch vom wenig geübten Beobachter gut zu erkennen. Für die Karte wurden die Koten aus der Bohrdatenbank interpoliert. Hierzu ist zu bemerken, dass es Stadtgebiete mit einer sehr hohen Bohrdichte gibt (Bereiche mit vielen Tiefbauten, Fig. 2-4). Hier ist folglich die Lage der Grenzfläche sehr gut belegt. Vor allem am Rand des Kantons musste hingegen über grössere Distanzen zwischen den Bohrpunkten interpoliert werden. In Riehen, gegen den Chrischonahügel, ist die genaue Lage der Oberfläche des präquartären Untergundes nur schwer festzulegen. Hier haben sich alte Tälchen in die Felsoberfläche eingeschnitten und wurden später mit Hangsedimenten verfüllt. Ihre genaue Tiefe lässt sich schwer abschätzen, zumal es in diesem Bereich auch kaum



Figur 2-4: Lage der Bohrungen, die den Fels erreicht haben.

Bohrungen gibt. Hier wurden die Bohrdaten durch Aufschlussdaten aus der geologischen Karte ergänzt.

Die Karten der Höhenlage des präquartären Untergrundes und der Schottermächtigkeit wurden als 25 x 25-m-Raster über das Kantonsgebiet erstellt. In Bereichen mit einer hohen Bohrdichte enspricht die Rasterweite etwa dem Informations-



Figur 2-5: Interpolierte Mächtigkeit der quartären Lockersedimente.

stand. In Bereichen mit weniger Bohrungen handelt es sich um zum Teil über grössere Distanzen interpolierte Werte (vgl. Fig. 2-4).

Die Mächtigkeit der quartären Sedimente variert zwischen 0–1 m und ca. 45 m (Fig. 2-5). Die geringsten Mächtigkeiten treten im Birsigtal (0–5 m) auf sowie teilweise im Birstal und am Rand des Bruderholzes. Die grössten Mächtigkeiten (>30 m) finden sich im Nordwesten der Stadt Basel in der Gegend der Psychiatrischen Universitäts-

klinik PUK, auf dem Bruderholz und im Bereich der Niederterrasse von Riehen. Mittlere Mächtigkeiten in Grossbasel betragen im Osten des Birsigtales 10–20 m, im Westen etwas mehr (10–30 m). Im Kleinbasel sind sie etwas geringer (10–25 m). Ferner treten gewisse Bahnlinien als Aufschüttungen bzw. Einschnitte deutlich hervor.

2.2.2 Scherwellengeschwindigkeit der «Lockersedimente»

Gemäss verschiedenen Autoren (z. B. Fumal & Tinsley 1985) sind Variationen der Scherwellengeschwindigkeiten v_S in den oberflächennahen Schichten einer der wichtigsten Einflussfaktoren auf die unterschiedliche lokale Verstärkung seismischer Wellen. Dies wird auch durch die Resultate der Modellrechnungen (Kapitel 3) unterstrichen.

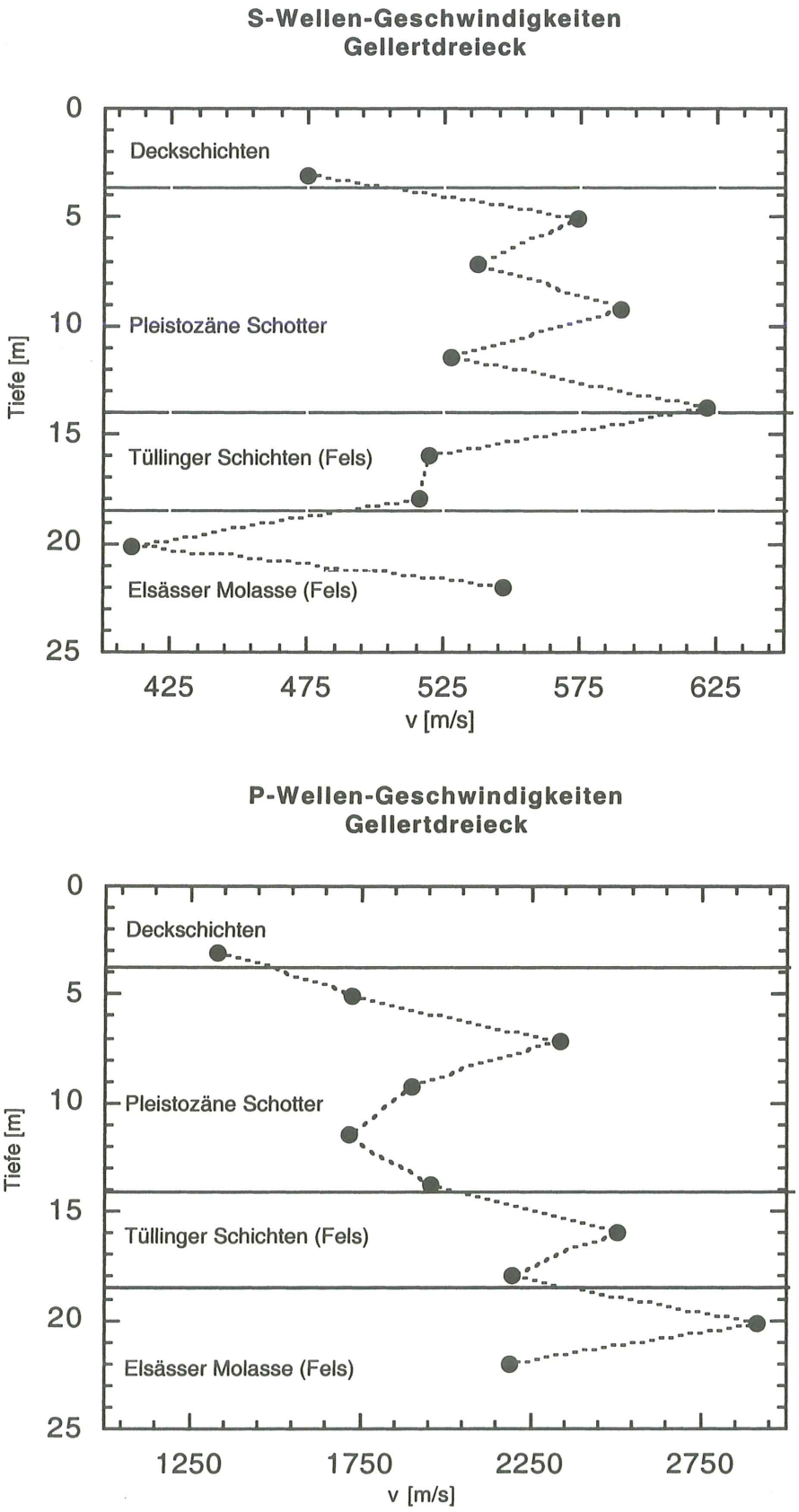
Im Raum Basel sind die Werte für v_S schlecht bekannt. Uns ist nur eine einzige in-situ-Messung von v_S im Kantonsgebiet bekannt. Es handelt sich hierbei um eine Cross-Hole-Messung im Rahmen der Projektierungsarbeiten für den Bau der N2 im Gellertdreieck aus dem Jahr 1972 (Kiefer & Studer 1972). Die Resultate dieser Messung sind auf der Figur 2-6 mit den entsprechenden Lithologien aus den Bohrungen korrelliert. Die Messwerte für v_S korrellieren schlecht mit denjenigen der Kompressionswellengeschwindigkeit v_P und passen schlecht zu den lithologischen Beschreibungen der Bohrungen. Ein Vergleich mit Werten aus der Literatur und anderen Messungen an ähnlichen Gesteinen zeigt hingegen, dass die Grössenordnung der hier bestimmten Scherwellengeschwindigkeiten realistisch ist.

Für die Modellrechnungen und die Kalibrierung des Gewichtungsschemas der verschiedenen Einflussgrössen musste die Variationsbreite der Scherwellengeschwindigkeit bei unterschiedlicher Ausbildung der oberflächennahen Schichten abgeschätzt werden.

Messungen aus vergleichbaren geologischen Verhältnissen ermöglichen keine zuverlässigeren Aussagen. Daher wurden zwei Methoden angewandt, welche eine Abschätzung der Scherwellengeschwindigkeit erlauben:

1) Umrechnung von Standard Penetration Tests (SPT-Messungen) und ihre Korrelation mit lithologischen Beschreibungen (Kapitel 2.2.3) und

2) die Auswertung der Polarisationsspektren von Messungen der natürlichen Bodenunruhe (Kapitel 3.3).



Figur 2-6: Cross-Hole-Messungen der seismischen Geschwindigkeiten im Gellertdreieck (nach Kiefer & Studer 1972).

Tabelle 2-1: Scherwellengeschwindigkeiten der quartären und teriären Sedimente, abgeleitet aus im Kanton Basel-Stadt gemessenen SPT-N_{30}-Werten.

Gesteinstyp	Anzahl Mess-werte	Mittelwert SPT N_{30}	Mittelwert v_S [m/s]	Standard-abwei-chung	Bemerkungen
Auffüllungen	53	36	277	76	Kiesige Auffüllungen weisen höhere Werte auf
«Normale Schotter»	128	106	403	78	Keine Tiefenabhängigkeit der Messwerte
Sandreiche Schotter	21	78	367	72	Keine Tiefenabhängigkeit der Messwerte
Verkittete Schotter			>550		Verkittete Schotter sind für SPT Messungen nicht geeignet, da die Eindringtiefe bei 50 Schlägen zu gering ist
Löss	3	26–98	270–410		Nur 3 Messungen!
Elsässer Molasse	9	108	418	43	Nur oberflächennah
Meletta-Schichten	18	307	588	96	Tiefenabhängig (siehe Tabelle 2-2)

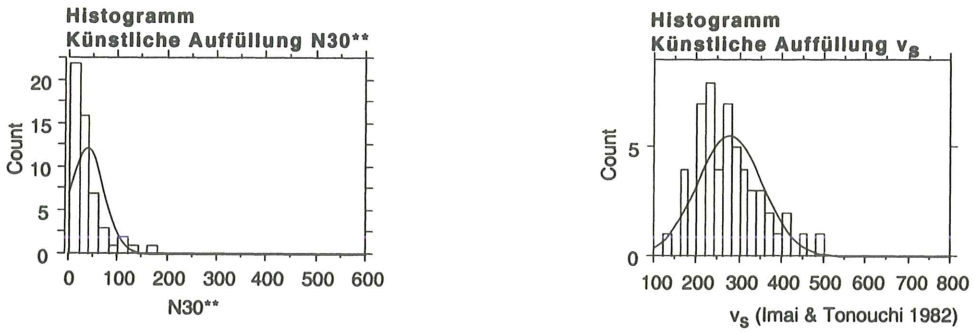
2.2.3 Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeiten aus SPT-Messungen

Aus einer Untersuchung von Scherwellengeschwindigkeiten von Sedimenten geben Imai & Tonouchi (1982) eine empirische Beziehung zwischen SPT-Messungen und der Scherwellengeschwindigkeit:

$$v_S = 97 \times N_{30}^{\,0{,}314}$$

wobei N_{30} die Anzahl Schläge der SPT-Messungen angibt, die nötig sind, um 30 cm tiefer in den Untergrund einzudringen.

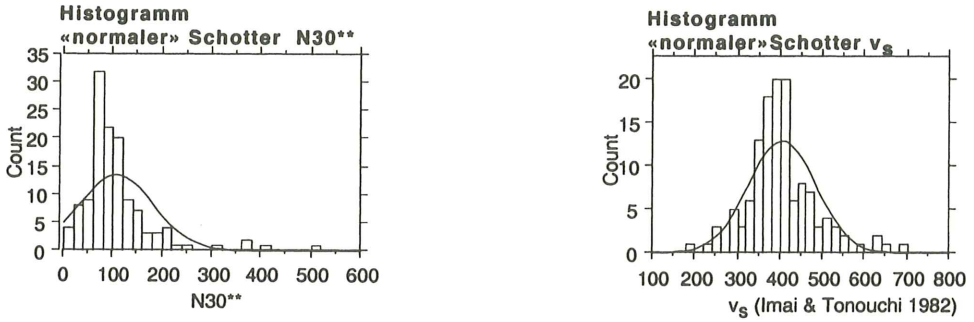
Mit SPT-Messungen kann in einem Bohrloch die Lagerungsdichte von Lockergesteinen relativ einfach und günstig bestimmt werden. Hierbei werden die Schläge mit einem standardisierten Fallgewicht gezählt, um eine Sonde drei Mal 15 cm tief in den Boden zu rammen. N_{30} ist definiert als die Anzahl Schläge für die Durchdringung der zweiten und dritten 15 cm. Sollte die Anzahl Schläge für 15 cm Eindringtiefe mehr als 50 betragen, so wird die effektive Eindringtiefe für 50 Schläge angegeben.



Descriptive Statistics

	Mean	Std. Dev.	Std. Error	Count	Minimum	Maximum	# Missing
N30**	36	34	5	53	2	177	0
v_S	277	76	10	53	121	493	0

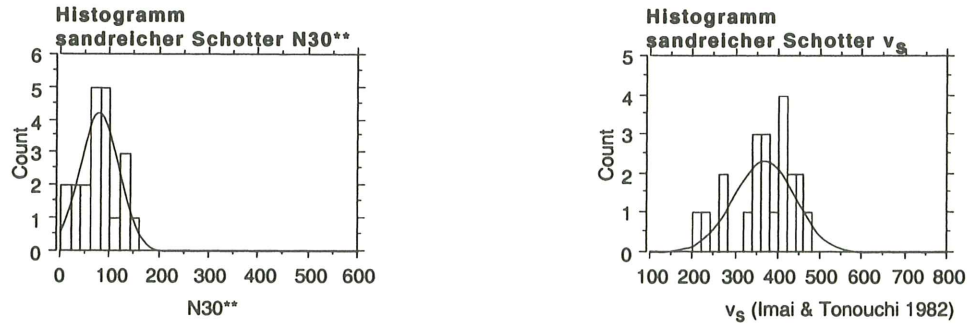
(Imai & Tonouchi 1982)



Descriptive Statistics

	Mean	Std. Dev.	Std. Error	Count	Minimum	Maximum	# Missing
N30**	106	76	7	128	10	500	0
v_S	403	79	7	128	200	683	0

(Imai & Tonouchi 1982)



Descriptive Statistics

	Mean	Std. Dev.	Std. Error	Count	Minimum	Maximum	# Missing
N30**	78	39	8	21	12	148	0
v_S	367	71	16	21	212	466	0

(Imai & Tonouchi 1982)

Figur 2-7: SPT-Werte($N_{30^{**}}$) und entsprechende Werte der Scherwellen-Geschwindigkeiten für unterschiedliche Schottertypen im Kanton Basel-Stadt.

Für das N_{30}** in unseren Tabellen und Auswertungen wurden diese Werte auf eine Tiefe von 15 bzw. 30 cm linear extrapoliert. Ferner wurden alle SPT-Messungen mit 50 und mehr Schlägen für die ersten 15 cm eliminiert. In der Bohrdatenbank sind 354 SPT-Messungen über das Kantonsgebiet verteilt aufgezeichnet. 254 davon ergaben brauchbare Werte für N_{30}**.

Für die Beurteilung der Umrechnung von N_{30}** in v_S ist es wichtig zu wissen, dass die SPT-Messungen nicht sehr gut geeignet sind, um sehr dicht gelagerte oder verkittete Schotter zu beschreiben. Die Messungen in diesen Sedimenten ergeben keine brauchbaren Werte. Deshalb ist auch die resultierende Scherwellengeschwindigkeit tendenziell eher zu tief.

In ihrer Arbeit von 1982 haben Imai und Tonouchi die gleichen Definitionen für N_{30} verwendet. Sie haben parallel zu den SPT-Messungen bohrlochseismische Bestimmungen der Scherwellengeschwindigkeit vorgenommen. Aus der Korrelation der beiden Werte wurde die empirische Formel abgeleitet, die wir im folgenden für die Eingrenzung von v_S für verschiedene Lithologien angewendet haben.

Um charakteristische Scherwellengeschwindigkeiten für verschiedene Lithologien zu erhalten und eine mögliche Tiefenabhängigkeit zu erkennen, wurde in der Datenbank jede SPT-Messung (Ort und Tiefe) mit der lithologischen Beschreibung der entsprechenden Schicht aus dem Bohrprofil korreliert und der entsprechenden Tiefe zugeordnet. Die quartären Schotter wurden in die fünf Klassen 1) künstliche Auffüllung, 2) Rollkies, sandführende Schotter («normale» Schotter), 3) sandreiche Schotter, Sand, 4) lehmreiche Schotter, Lehm, Löss und 5) verkittete Schotter, Nagelfluh unterteilt. Bei der tertiären Molasse wurden die Tüllinger Schichten, Elsässer Molasse und Meletta-Schichten unterschieden. Obschon innerhalb einer Gruppe die Variabilität der N_{30}**-Werte gross ist, weisen die Durchschnittswerte signifikante Unterschiede auf (Fig. 2-7, Tabelle 2-1).

In den quartären Schottern zeichnet sich keine Korrelation in bezug auf die Tiefenabhängigkeit ab. Hingegen scheint v_S in den Meletta-Schichten mit der Tiefe zuzunehmen (Tabelle 2-2).

Zusammenfassend kann gesagt werden:

1) Es lassen sich Unterschiede in der Geschwindigkeit zwischen den verschiedenen Gesteinstypen zuordnen.
2) Für die Schotter besteht keine Abhängigkeit von v_S mit der Tiefe, wohl aber für die Meletta Schichten.

2.2.4 Scherwellengeschwindigkeiten der präquartären Sedimente

Für die Modellrechnungen der Aufschaukelungen (Kapitel 3) ist es wichtig, auch die Scherwellengeschwindigkeiten der tieferen Schichten sowie ihre Mächtigkeit zu kennen. In der Tabelle 2-3 sind die möglichen Werte zusammengestellt. Sie beruhen zu einem kleinen Teil auf Messdaten im Jura. Die anderen Geschwindigkeiten wurden anhand von Literaturangaben abgeschätzt. Sie sind deshalb mit einer grossen Unsicherheit behaftet und weisen einen entsprechend grossen Streubereich auf. Aus den Messungen der natürlichen Bodenunruhe zeigt sich, dass die Werte für die Tüllinger Schichten und die Elsässer Molasse im nördlichen Teil eher zu tief sind.

Tabelle 2-2: Tiefenabhängigkeit der Scherwellengeschwindigkeiten in den Meletta-Schichten.

Tiefenbereich	Anzahl Messwerte	mittleres v_S	Standardabweichung
10–20 m	5	455 m/s	90 m/s
20–30 m	7	588 m/s	96 m/s
30–40 m	6	631 m/s	73 m/s

Tabelle 2-3: Zusammenstellung der Scherwellengeschwindigkeiten der präquartären Sedimente. Anzahl der -- deutet die Unsicherheit an.

Formation	Mächtigkeit	v_S [m/s]	Streubereich [m/s]	Unsicherheit	Begründung
Tüllinger Schichten	150 m	500	400–600	--	Evtl. gültig für oberflächennahe Schichten. Nach Messungen der Bodenunruhe eher zu tief
Elsässer Molasse	350 m	450	400–600	--	Evtl. gültig für oberflächennahe Schichten. Nach Messungen der Bodenunruhe eher zu tief
Meletta-Schichten sandig	120 m	450	400–600	--	
Meletta-Schichten tonig	230 m	600	500–650	--	
Rupélien	50 m	1200	800–2500	----	Kalkiger Mergel (kalkig = schneller)
Sannoisien	180 m	2000	1000–3000	----	Kalkiger als Rupélien
Eozän	50 m	2500	2000–3000	--	Kalkiger als Sannoisien
Malmkalke	160 m	3000	2500–3200	-	«Reiner» Kalk
Oxfordien	110 m	1500	800–2000	--	Ton, kalkiger Mergel
Callovien	50 m	2000	1000–2500	---	Kalkiger als Oxfordien
Hauptrogenstein	100 m	2800	2500–3000	-	Weniger kompakt als Malm
«Unterer Dogger»	100 m	2500	2000–2800	-	Mergeliger als Hauptrogenstein, weniger kompakt
Opalinus-Ton	90 m	850	500–900	-	Geschwindigkeit aus Messung im Jura: Abhängig vom Kalkanteil und der Verwitterung. Hier sicher nicht verwittert.
Lias	30 m	2500	2000–2800	-	Kalk und toniger Mergel
Keuper	120 m	1500	1000–2200	---	Mergel mit Gips (2100) und Dolomitlagen (3300)
Oberer Muschelkalk	80 m	3000	2800–3400	-	Kalk und Dolomit, wenig Mergel
Mittlerer und unterer Muschelkalk	100 m	1500	450–2200	---	Mergel mit Gips (2100) Salz und Anhydrit, Messungen im Jura
Buntsandstein	120 m	1800	700–3000	---	Messungen im Jura und Literatur
Kristallin		3200	2000–4000	--	Literatur

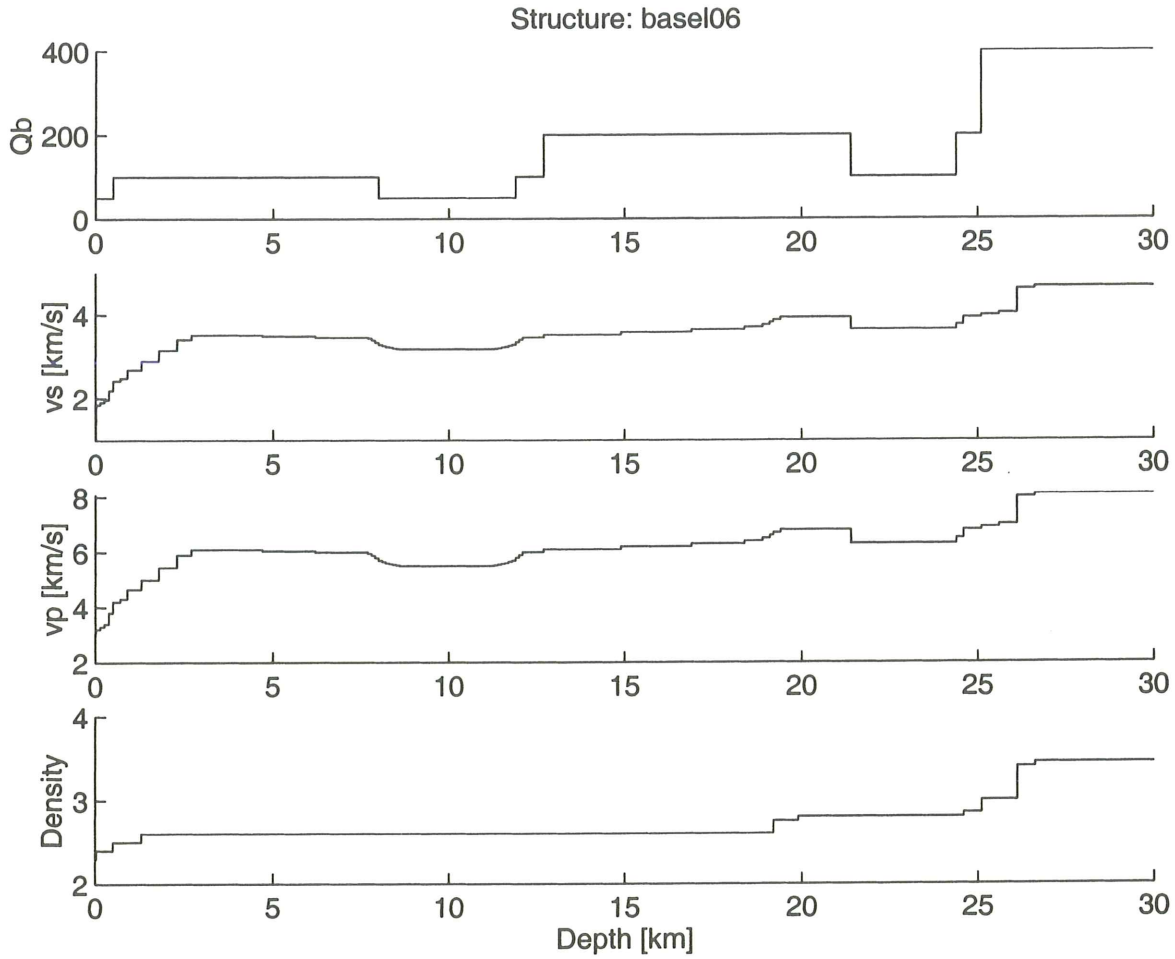
3. Modellrechnungen und Messungen der natürlichen Bodenunruhe

3.1 Berechnung der Aufschaukelungseffekte für eindimensionale Medien

In der Ingenieurseismologie werden häufig eindimensionale Modellierungstechniken angewendet, um Aufschaukelungseffekte seismischer Wellen an einem Standort zu bestimmen. Dazu werden Programme wie zum Beispiel SHAKE (Schnabel et al. 1972) verwendet. Bei dieser Modellierung wird eine ebene SH-Welle angenommen, welche unter vorgegebenem Einfallswinkel auf die geschichteten Lockersedimente einfällt. Unter dieser Annahme wird aber die seismische Quelle und die Einflüsse der Erdkruste auf die Wellenausbreitung nicht berücksichtigt.

Die in dieser Untersuchung verwendete Methode der Modensummation (Panza 1985, Florsch et al. 1991, Fäh et al. 1997) erlaubt es hingegen, den Einflüssen der Quelle und der Ausbreitung in einem realistischen Modell der Erdkruste Rechnung zu tragen. Mit dieser Methode können beliebig geschichtete Krustenmodelle und Modelle seismischer Quellen verwendet werden. Die berechneten Seismogramme lassen sich dann mit gemessenen vergleichen. In einem ersten Schritt wurde das angenommene Modell der Kruste (Fig. 3-1, kombiniert mit oberflächennnahen Sedimenten, Tabelle 3-1) anhand des Vergleichs der gemessenen und berechneten Seismogramme für das Wutöschingen-Beben von 1992 verifiziert. Die Herdparameter und die Epizentraldistanz für dieses Beben sind bekannt (Epizentraldistanz: 60 km, Herdtiefe: 22 km, Dip: 75°, Rake: 345°, Winkel Strike–Empfänger: 270°). Für den P-SV-Fall sind die synthetischen Seismogramme (Fig. 3-2) bezüglich Signaldauer und Wellenform ähnlich zu den beobachteten Signalen an der Starkbeben-Messtation SCHC (Schweizerhalle, Fig. 3-3, aus Smit [1994]). Dieser Vergleich zeigt, dass die Krustenstruktur in Figur 3-1 für die weitere Modellierung geeignet ist.

Da der Ort eines zukünftigen Bebens unbekannt ist und die Aufschaukelungseffekte auch von der seismischen Quelle abhängen, müssen für die Abschätzung dieser Effekte verschiedene Epizentraldistanzen, Herdmechanismen und Herdtiefen berücksichtigt werden. Der Grund für ein solches Vorgehen liegt darin, dass die Aufschaukelung seismischer Wellen an einem Standort unabhängig von der Lage der Quelle beurteilt werden muss, und möglichst alle Fälle abgedeckt werden sollten. In unseren Rechnungen wurden 72 verschiedene Quellen berücksichtigt. Für jede dieser Quellen wurde das Seismogramm berechnet und die spektrale Verstärkung am Standort bezüglich einem Felsstandort (Standort ohne Lockersediment-



Figur 3-1: Regionales, eindimensionales Krustenmodell für die Region Basel.

Tabelle 3-1: Variabilität der seismischen Geschwindigkeiten der Schotter an einem Teststandort (Tropenhaus). Die drei Werte in der fünften und sechsten Kolonne (v_p und v_s) stehen für tiefe, mittlere und hohe Geschwindigkeiten. H: Holozän, Sn: «normaler» Schotter, Ss: sandreicher Schotter. Der Grundwasserspiegel liegt in einer Tiefe von 16 m.

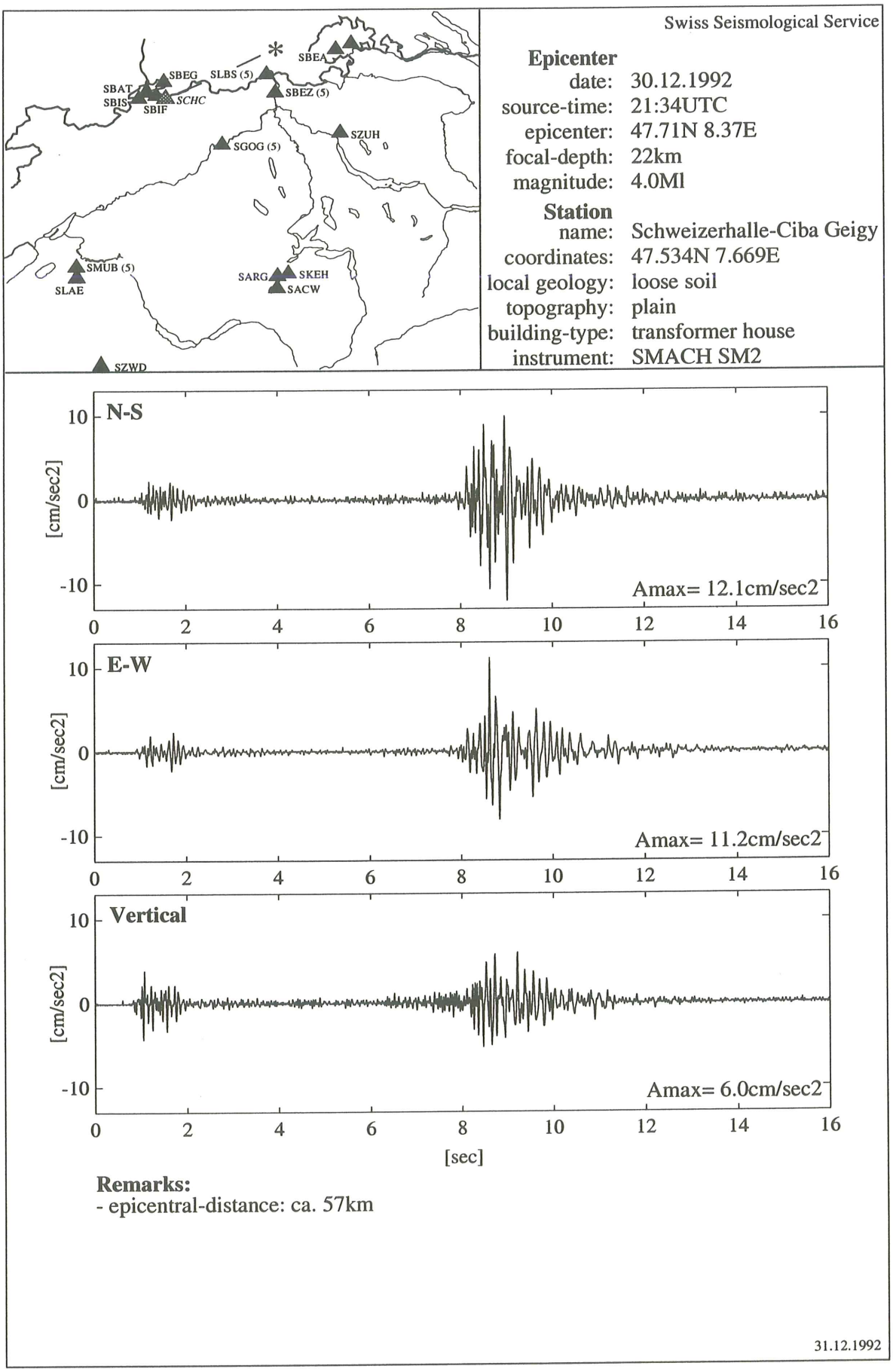
Tiefe [m]	Mächtigkeit [m]	Typ	Dichte [g/cm^3]	v_p [km/s]	v_s [km/s]	Q_β
1,5	1,5	H	1,8	0,52 / 0,52 / 0,52	0,10 / 0,15 / 0,20	20
4,5	3,0	Sn	1,9	0,60 / 0,75 / 0,92	0,29 / 0,36 / 0,44	20
10,0	5,5	Ss	2,0	0,52 / 0,61 / 0,76	0,20 / 0,25 / 0,31	20
16,0	6,0	Ss	2,0	0,69 / 0,86 / 1,05	0,28 / 0,35 / 0,43	20
20,0	4,0	Ss	2,0	1,65 / 1,65 / 1,65	0,28 / 0,35 / 0,43	20
21,0	1,0	Ss	2,0	1,65 / 1,65 / 1,65	0,36 / 0,45 / 0,55	20
24,0	3,0	Ss	2,3	1,65 / 3,00 / 3,00	0,45 / 1,00 / 1,00	20

überdeckung) in gleicher Epizentralentfernung bestimmt. Aus den 72 spektralen Verstärkungen wurde im nächsten Schritt die maximale und die durchschnittliche Verstärkung am Standort berechnet. Dieses Vorgehen berücksichtigt a priori die Einflüsse verschiedener Wellentypen sowie deren unterschiedliche Einfallswinkel. In Figur 3-3 sind die maximalen und durchschnittlichen spektralen Verstärkungen für das Modell mit mittleren Geschwindigkeitswerten der oberflächennahen Sedimente (Tabelle 3-1) dargestellt.

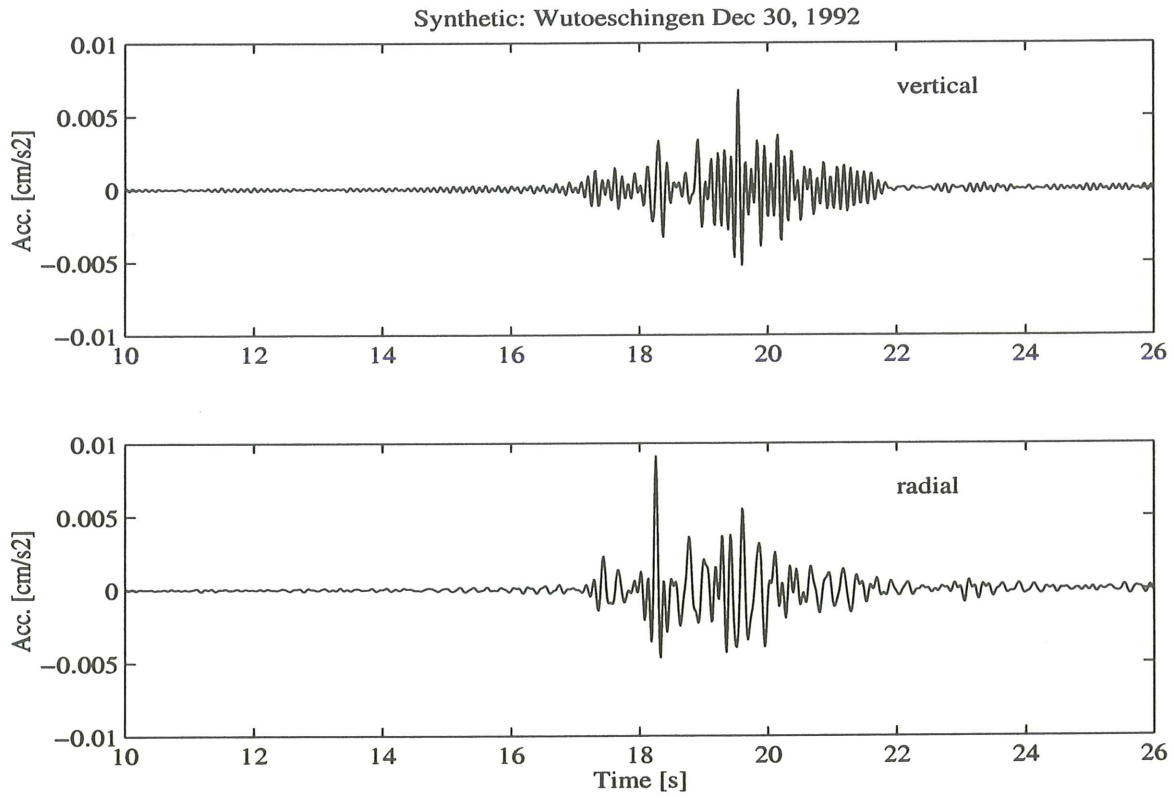
Die maximale spektrale Verstärkung beschreibt die maximal zu erwartenden Aufschaukelungen am Standort bezüglich einem Referenzstandort auf hartem Untergrund. Dieses Maximum wird nur bei seltenen Erdbeben erreicht. Es beschreibt das schlimmste Ereignis für den betrachteten Standort. Die durchschnittliche spektrale Verstärkung widerspiegelt die Aufschaukelungseffekte gemittelt über viele Ereignisse.

Da die seismischen Geschwindigkeiten der Sedimente der Region Basel nur schlecht bekannt sind (siehe Kapitel 2.2) und sich nur mit einer recht grossen Streubreite angeben lassen, müssen sie im Modell variiert werden, um den Einfluss möglicher Extremwerte abzuschätzen. Figur 3-4 zeigt die Variabilität der spektralen Verstärkungen, wie sie aufgrund der möglichen Bandbreite der seismischen Geschwindigkeiten für die oberflächennahen Lockersedimente (Tabelle 3-1) resultiert.

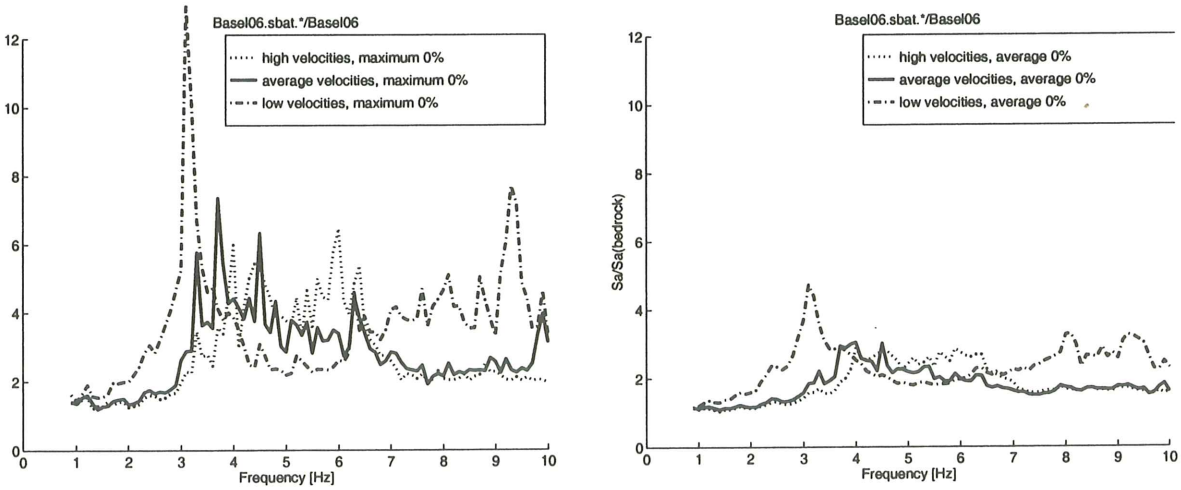
Die Berechnungen, wie sie in Figur 3-4 zusammengefasst sind, wurden für weitere Beispiele durchgeführt, bei denen die Mächtigkeit der Schichten variiert wurde. Die berechneten Maximalwerte haben die gleichen Grössenordnungen, treten jedoch, entsprechend der Mächtigkeit der Lockersedimente, bei unterschiedlichen Frequenzen auf. Die maximale spektrale Verstärkung tritt häufig, aber nicht immer, im Bereich der Resonanzfrequenz der Lockersedimente auf. Je grösser die Mächtigkeit der Lockersedimente ist, desto stärker sind die Auswirkungen bei einem Erdbeben. Dies liegt daran, dass der Frequenzbereich, bei welchem Verstärkungen auftreten, nach tiefen Frequenzen erweitert wird.



Figur 3-2: Registrierungen des Wutöschingen-Bebens an der Starkbebenstation Schweizerhalle (aus Smit 1994).



Figur 3-3: Unskalierte synthetische Seismogramme für das Wutöschingen-Beben von 1992. Folgende Herdparameter wurden verwendet: Epizentralentfernung 60 km, Herdtiefe 22 km, Dip 75°, Rake 345°, Winkel Strike–Empfänger 270°. Die verwendete eindimensionale Struktur ist in Tabelle 3-1 gegeben.



Figur 3-4: Maximale und durchschnittliche spektrale Verstärkung für drei Geschwindigkeitsmodelle (Tabelle 3-1). Es wurde keine Dämpfung angenommen.

Diese Modellrechnungen zeigen deutlich, dass es wichtig ist, zwei Parameter noch genauer einzugrenzen:

1) Eingrenzung der Scherwellengeschwindigkeiten der oberflächennahen Sedimente in Abhängigkeit der lithologischen Zusammensetzung und der Kompaktion. Es wurde nach Möglichkeiten gesucht, um aus der Bohrbeschreibung der Schotter auf Scherwellengeschwindigkeiten zurückzuschliessen. SPT-Messungen wurden mit der jeweiligen Schichtbeschreibung korreliert und in seismische Geschwindigkeiten umgerechnet (Kapitel 2.2).

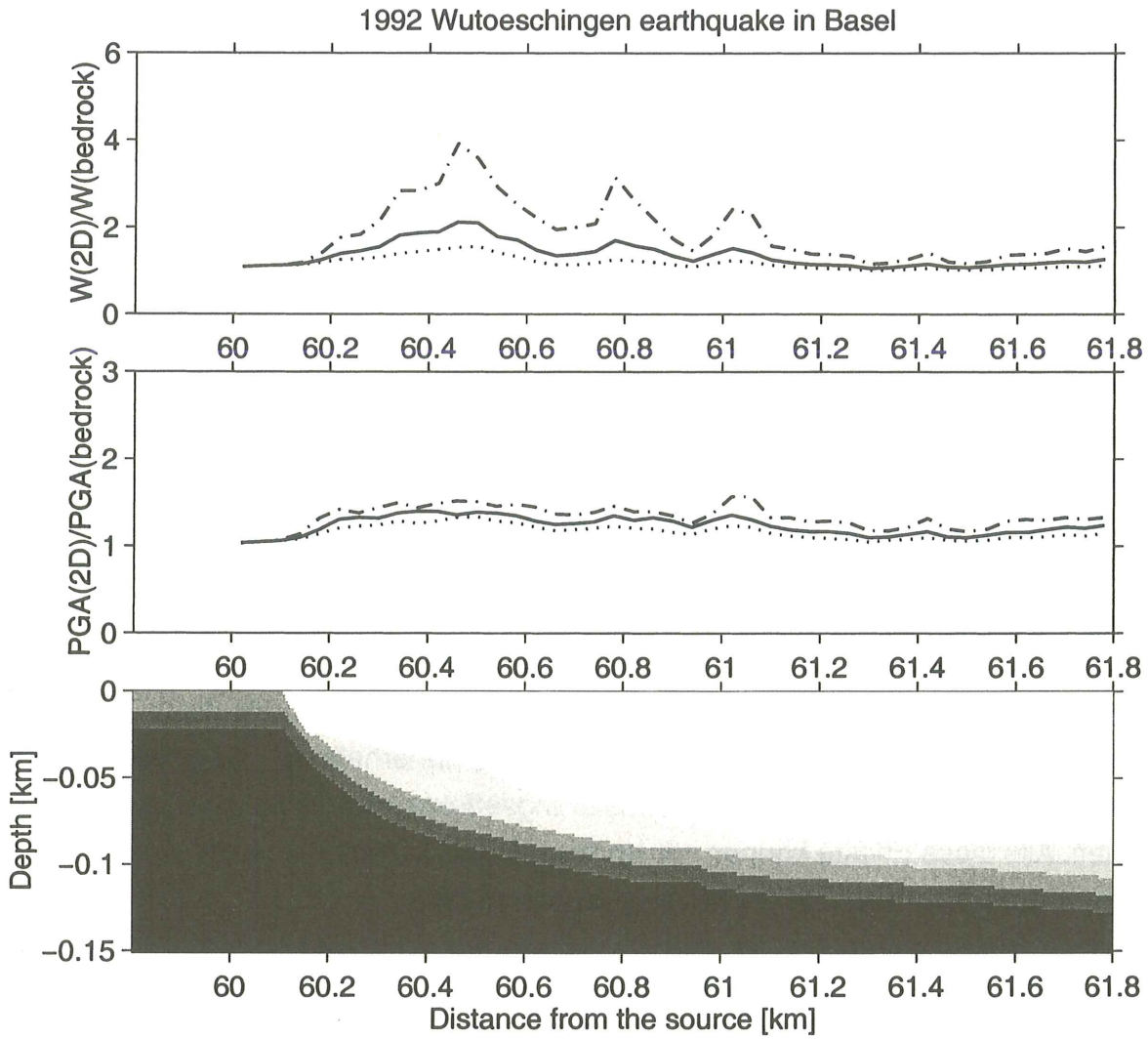
2) Bestimmung der Resonanzfrequenz der Lockersedimente. Hierzu dienen die Messungen der natürlichen Bodenunruhe (Kapitel 3.3).

Für das semiquantitative Bewertungsschema der einzelnen Einflussgrössen resultiert aus diesen Modellrechnungen, dass die Zusammensetzung und die Kompaktion der Schotter (unterschiedliche Scherwellengeschwindigkeit) und die Mächtigkeit der Schotter wichtige Faktoren sind.

3.2 Berechnung der Aufschaukelungseffekte für zweidimensionale Medien

Die zweidimensonale Modellierung erlaubt es, Einflüsse der Topographie und lateraler Änderungen der Sedimentmächtigkeit auf die lokale Aufschaukelung abzuschätzen.

Im vorangegangenen Kapitel wurde ein eindimensionales Modell mit sehr vielen Quellen untersucht. Die zweidimensionale Modellierung ist sehr viel aufwendiger. Daher ist es nicht möglich, viele Quellen zu simulieren. Für die zweidimensionale Modellierung wird eine numerische Hybridmethode verwendet, welche es ermöglicht, die Ausbreitung seismischer Wellen in zweidimensionalen Sedimenttälern zu modellieren (Fäh 1992). Das Hybridverfahren kombiniert die Methode der Modensummation mit der Methode der Finiten Differenzen. Es erlaubt die Berechnung von synthetischen Seismogrammen für beliebige Entfernungen vom Epizentrum und kann Einflüsse der seismischen Quelle, des Ausbreitungsweges und der lokalen zweidimensionalen Struktur miteinbeziehen. Dabei können die Einflüsse der Topographie und beliebig komplexer zweidimensionaler Modelle berücksichtigt werden.



Figur 3-5: Normierte Arias-Intensität (W(2D)/W(bedrock)), normierte maximale Beschleunigung (PGA(2D)/PGA(bedrock)) in Abhängigkeit von der Distanz zum Epizentrum des Bebens von Wutöschingen von 1992 bzw. als Funktion der Lage auf dem zweidimensionalen Modell. Die Lockersedimente sind im Modell in hellem grau dargestellt. Die Struktur bei 60 km Epizentraldistanz entspricht dem Krustenmodell in der Figur 3-1. (- · -: tiefe Geschwindigkeiten, —: mittlere Geschwindigkeiten, ····: hohe Geschwindigkeiten).

Es wurde wiederum das Beben von Wutöschingen aus dem Jahr 1992 simuliert. An diesem Beispiel kann gezeigt werden, dass vor allem dort, wo die Lockersedimentmächtigkeiten grösser werden, Verstärkungen der seismischen Wellen und eine zeitliche Verlängerung der Bodenbewegungen auftreten. Wir beschränken uns hier auf die Modellierung einfallender SH-Wellen. Figur 3-5 zeigt die Simulation der normierten Arias-Intensität und der normierten maximalen Beschleunigung bezüglich einem Felsstandort in Abhängigkeit der Distanz zum Epizentrum. Um die Einflüsse der oberflächennahen Schotter zu demonstrieren, ist diesem Beispiel die laterale Variation der darunter liegenden tertiären Sedimente im Rhein-

graben nicht berücksichtigt. Im Profil sind die Schotter in hellem Grau dargestellt. Wiederum wurden drei Modelle für verschiedene Scherwellengeschwindigkeiten der Schotter gerechnet (tiefe, mittlere und hohe Geschwindigkeiten, vergleichbar mit den Werten in Tabelle 3-1).

Die maximale Beschleunigung vergrössert sich innerhalb des Bereichs, in welchem Schotter auftreten, bezüglich einem Felsstandort um einen Faktor 1,3–1,5. Wie zu erwarten, ist diese Verstärkung für tiefe Scherwellengeschwindigkeiten am grössten. Die maximale Beschleunigung hängt jedoch nur wenig von lateralen Variationen der Schottermächtigkeit ab. Ganz anders die normierte Arias-Intensität. Als Integralwert über die Zeit wird bei der Arias-Intensität die Dauer der seismischen Bewegung miteinbezogen. Sie kann unter gewissen Einschränkungen mit makroseismischen Intensitätswerten verglichen werden. Figur 3-5 zeigt die grosse Variabilität der relativen Arias-Intensität im Bereich mit Schottern, vor allem dort, wo ihre Mächtigkeit ändert. Die Zunahme der relativen Arias-Intensität an einem Standort wird durch eine grössere Dauer der Bodenbewegung verursacht. Grund für diese Zunahme sind lokale Oberflächenwellen, die am Rand oder innerhalb des Sedimentbeckens erzeugt werden. Zudem können Fokussierungseffekte oder lokale Resonanzen auftreten. Alle diese Effekte können mit eindimensionalen Modellen nicht simuliert werden, was die Grenzen solcher Modelle erkennen lässt.

Die zweidimensionale Modellierung zeigt, dass für eine Mikrozonierung laterale Mächtigkeitsänderungen der oberflächennahen Sedimente berücksichtigt werden müssen, da an solchen Stellen mit starken Aufschaukelungseffekten gerechnet werden muss.

3.3 Interpretation der Messungen der natürlichen Bodenunruhe und ihre Anwendung zur Charakterisierung der lokalen Struktur

Zu Beginn der sechziger Jahre wurde damit begonnen, die Bodenunruhe als Mikrozonierungskriterium zu nutzen (Kanai & Tanaka 1961). Der Ursprung der natürlichen Bodenunruhe ist die Meeresbrandung, die Mikroseismizität und künstliche Quellen, wie etwa Verkehr oder Wasserpumpen. In dicht besiedelten Gebieten bestimmen letztere die Bodenunruhe. Im Vordergrund der ersten Untersuchungen standen Fragen nach der grössten Amplitude und der vorherrschenden Periode. Spätere Untersuchungen zeigten, dass der Charakter der Bodenunruhe verschieden ist von demjenigen der Erdbeben (Udwadia & Trifunac 1972). Dies ist darin begründet, dass

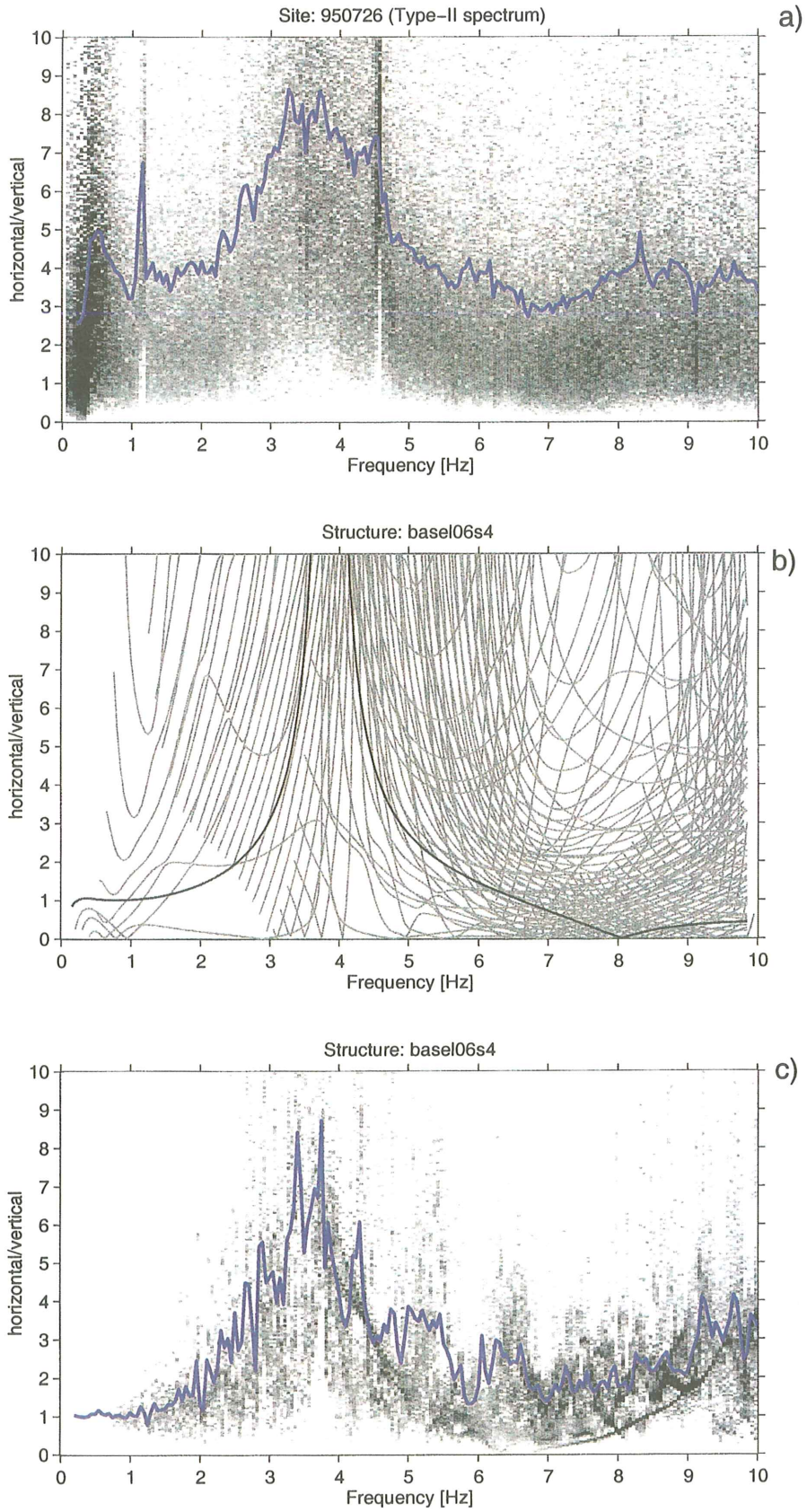
die künstlichen Quellen im Gegensatz zu den Erdbeben meist an der Erdoberfläche liegen und ihr Herdspektrum sich je nach Art der Quelle stark unterscheidet.

Dennoch widerspiegeln die Eigenschaften der natürlichen Bodenunruhe die lokalen Untergrundverhältnisse. Bei einer lockeren Sedimentschicht, welche einen harten Untergrund überlagert, polarisiert sich das Wellenfeld im Bereich der Resonanzfrequenz der Lockersedimente auf den horizontalen Komponenten. Dies wurde für Fälle nachgewiesen, bei denen die Bodenunruhe vorwiegend aus der Fundamental-Mode der Rayleigh-Wellen besteht und der Impedanzkontrast zwischen den Lockersedimenten und dem harten Untergrund sehr gross ist. Nakamura (1989) erkannte, dass in solchen geologischen Formationen zwischen der Polarisierung auf der horizontalen Komponente und den zu erwartenden Aufschaukelungseffekten ein Zusammenhang bestehen könnte. Eine Anwendung dieser Idee erfolgte für Mexiko Stadt und Acapulco durch Lermo & Chávez-García (1994). Yamanaka et al. (1994) nutzten die Polarisationseigenschaften der Fundamental-Mode der Rayleigh-Wellen zu einer Abschätzung der oberflächennahen Struktur der Kanto-Ebene in Japan. Lachet & Bard (1994) zeigten, dass die Polarisation des Wellenfeldes nur in ausgewählten Fällen die Verstärkungseffekte bei Erdbeben wiederspiegelt.

Aus einer Dreikomponeneten-Registrierung ist es im allgemeinen nicht möglich zu entscheiden, ob das Signal vorwiegend aus der Fundamental-Mode der Rayleighwellen besteht, oder ob Rayleigh-Moden höherer Ordnung und SH-Wellen den Hauptanteil des Wellenfeldes ausmachen. Dies gilt vornehmlich für Perioden, die kleiner sind als eine Sekunde, und für Lockersedimente mit geringem Impedanzkontrast zum Untergrund beziehungsweise für geschichtete Lockersedimente, welche grosse Geschwindigkeitsgradienten aufweisen.

Ziel unserer Untersuchung war es deshalb, die Polarisationseigenschaften der in einer realistischen Struktur erzeugbaren Wellentypen zu untersuchen und sie für ausgewählte Beispiele mit Hilfe von numerischen Simulationen zu interpretieren. Anhand des Vergleichs mit den geologischen Verhältnissen wird das Ergebnis analysiert.

In der Region Basel wurden verschiedene Messungen der natürlichen Bodenunruhe durchgeführt (Fäh et al. 1997). Die Messpunkte sind in den Figuren 2-1 und 2-2 dargestellt. An jedem Messpunkt wurde während der Nacht von 18:00 bis 04:15 Uhr gemessen, wobei zu jeder vollen Stunde während 15 Minuten die Bodenunruhe mit einem Dreikomponenten-Seismometer aufgezeichnet wurde. Es wurde darauf ge-



Figur 3-6: a) Gemessenes Polarisationsspektrum (Typ II).
b) Theoretische Polarisationen der verschiedenen Moden.
c) Theoretisches Polarisationsspektrum.

achtet, an Stellen zu messen, die in unmittelbarer Nähe von Bohrungen liegen. Somit lassen sich die Messungen mit dem geologischen Befund vergleichen.

Die aufgezeichneten Signale wurden in Zeitintervalle von 20 s aufgeteilt. Für jedes dieser Zeitintevalle wurde die spektrale Polarisation F(ω) berechnet:

$$F(\omega) = \frac{\sqrt{\left(\mathrm{Re}(X(\omega)) - \mathrm{Im}(Y(\omega))\right)^2 + \left(\mathrm{Re}(Y(\omega)) + \mathrm{Im}(X(\omega))\right)^2}}{|Z(\omega)|}$$

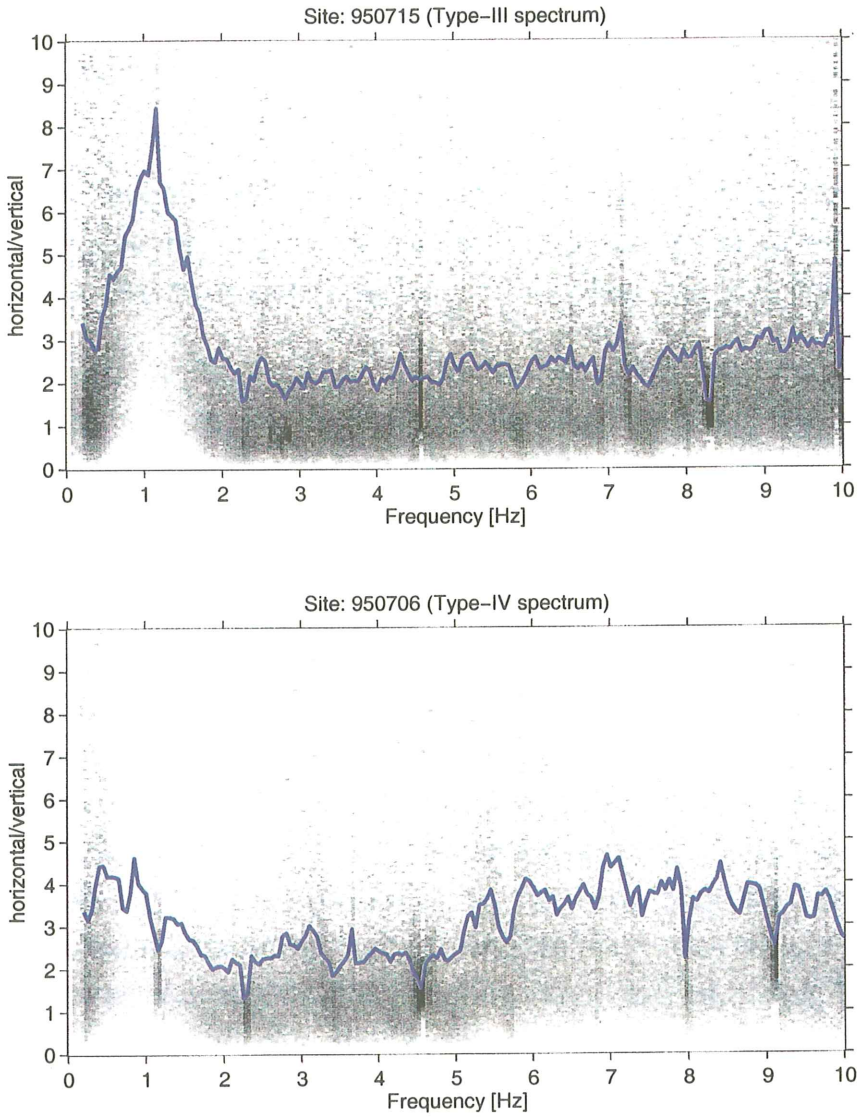
wobei Z(ω) die Fouriertransformierte der Vertikalkomponente ist, und X(ω) und Y(ω) die Fouriertransformierten der zwei Horizontalkomponenten sind. Das Polarisationsspektrum stellt nun die spektralen Polarisationen für alle Zeitintervalle dar, wobei die einzelnen spektralen Polarisationen entsprechend ihrem Energieinhalt gewichtet wurden.

Figur 3-6 zeigt das Polarisationsspektrum, welches am Standort Koord. 617.157/ 269.001 gemessen wurde. Die ausgezogene Linie zeigt die mittlere Polarisation über alle Zeitintervalle. Dieses Spektrum ist der Ausgangspunkt der Modellrechnungen.

Die Interpretation des Polarisationsspektrums wurde mit Hilfe von numerischen Simulationen vorgenommen. Ziel dieser Simulationen war es, Modelle zu finden, welche ähnliche Polarisationen seismischer Wellen zeigen wie die beobachteten Spektren. In diesen Simulationen wurden alle in einer geschichteten Struktur existierenden Moden mit Hilfe von verschiedenen seismischen Quellen angeregt. Zu diesem Zweck wurde die Art der Quelle, ihre Distanz und Herdtiefe variiert. Dann wurden die einzelnen synthetischen Signale zusammengefasst und die daraus resultierende synthetische Bodenunruhe mit dem gleichen Verfahren wie die beobachteten Bodenunruhen analysiert. Figur 3-6b zeigt die Polarisationen aller Moden, welche theoretisch in einem geschichteten Medium erlaubt sind. In diesem Beispiel setzt sich das Medium aus einem realistischen Krustenmodell und einer Schicht aus Lockersedimenten (v_S = 500 m/s, v_P = 1650 m/s, m = 30 m) zusammen. Figur 3-6c zeigt das resultierende theoretische Polarisationsspektrum. In diesem Beispiel wurde ein einfaches Modell gefunden, welches das beobachtete Polarisationsspektrum zum grossen Teil erklären kann. Solche numerischen Simulationen sind sehr aufwendig, da die Spektren sehr sensitiv auf kleine Änderungen in der seismischen Geschwindigkeit reagieren und für einen Standort im allgemeinen viele Modelle getestet werden müssen.

Einige der Polarisationsspektren, welche in der Region Basel gemessen wurden, sind in Figur 3-7 dargestellt. Spektren des Typs II, III und IV wurden an mehreren Messpunkten beobachtet. Eine Übersicht über die geographische Verteilung und ihren Bezug zum präquartären und quartären Untergrund ist in den Figuren 2-1 und 2-2 gegeben.

Im allgemeinen kann ein Polarisationsspektrum nicht eindeutig einer Struktur zugeordnet werden. Zur Interpretation müssen die geotechnischen und geologischen Daten beigezogen werden. So sind zum Beispiel die Typ-II'- und Typ-IV-Spektren sehr ähnlich, obwohl der lokale geologische Untergrund sehr verschieden ist. Das Polarisationsspektrum widerspiegelt vor allem Geschwindigkeitsunterschiede zwi-



Figur 3-7: Verschiedene Typen von Polarisationsspektren (Typ III, Typ IV), wie sie in der Region Basel gemessen wurden.

schen den einzelnen oberflächennahen Schichten. Dabei spielen nicht nur S-Wellen-Geschwindigkeiten eine Rolle, sondern auch die P-Wellen-Geschwindigkeiten. Der Impedanzkontrast zwischen zwei Schichten bestimmt die Intensität der Extrema im Polarisationsspektrum (Höhe des Minimums und Tiefe der Maxima, welche ein Minimum flankieren). Das Maximum liegt im Bereich der Resonanzfrequenz der Lockersedimente. Diese Frequenz hängt hauptsächlich von der mittleren Scherwellengeschwindigkeit der dem harten Medium überlagerten Schicht ab. Die zwei Standorttypen II und III entsprechen diesem Bild. Sie lassen sich mit einem einfachen Zweischichtenmodell (Lockersedimente über Fels) erklären.

Für einen geschichteten Untergrund mit einem Geschwindigkeitsgradienten und ohne starke Impedanzkontraste zwischen den einzelnen Schichten weisen die Polarisationsspektren eine grosse Komplexität mit mehreren Maxima und Minima auf. Solche Spektren können mit Hilfe von numerischen Simulationen erzeugt werden. Der Standort Koord. 613.305/265.330 ist der einzige innerhalb des Rheingrabens ohne oberflächennahe Schotter. Das Polarisationsspektrum (Typ VII) unterscheidet sich von den anderen Spektren durch seine Komplexität. Diese Beobachtung lässt vermuten, dass die Scherwellengeschwindigkeiten der Schotter grösser sind als diejenigen der oberflächennahen tertiären Sedimente. Für die der Verwitterung ausgesetzten tertiären Sedimente kann unterhalb der Schotter eine Geschwindigkeitsinversion vermutet werden.

Im folgenden sollen vier Typen von charakteristischen Polarisationstypen diskutiert werden (Typ I, ohne Abbildung, Typ II, III und IV, Figuren 3-6 und 3-7, Lokalisierung der Messpunkte auf den Figuren 2-1 und 2-2). Für die anderen Typen ist meist nur das Spektrum einer Messstelle vorhanden; dies erlaubt keine eindeutigen Schlussfolgerungen.

Typ I: das Polarisationsspektrum eines harten Untergrundes (Hauptmuschelkalk). Das Spektrum weist keine grossen Extremwerte auf. Es wird ausserhalb des Rheingrabens gemessen.

Typ II wird ebenfalls ausserhalb des Rheingrabens gemessen. Hier sind die mesozoischen Sedimente des Tafeljuras von einer Schicht (20–50 m) quartärer Schotter bedeckt. Es lassen sich zwei Typen unterscheiden: Typ II mit einer fundamentalen Resonanzfrequenz zwischen 3 und 4 Hz ist charakteristisch für Grabenstrukturen, wo bis zu 80 m Keuper-Mergel oder Opalinus-Tone («weiche» Sedimente) unter den Schottern liegen. In diesem Fall ist die Resonanzfrequenz hauptsächlich durch zwei Schichten beeinflusst: die Schotter und die Mergel bzw. Tone. Die durchschnittliche Scherwellen-Geschwindigkeit der «weichen» Sedimente liegt, abhängig von den je-

weiligen Mächtigkeiten der beiden Schichten, zwischen 380 und 520 m/s. Im Unterschied zu Typ II entspricht Typ II' Horststrukturen, wo die quartären Schotter direkt auf den Kalken und Dolomiten des Hauptmuschelkalkes aufliegen. Die Resonanzfrequenz von 8–9 Hz ist in diesem Fall nur von einer Schicht Schotter geprägt. Numerische Simulationen, welche die geologische Information der nahegelegenen Bohrungen mitberücksichtigen, erlauben es, die Scherwellengeschwindigkeit der Schotter abzuschätzen. Sie liegt bei 490–560 m/s – ein Wert, der vergleichbar ist mit demjenigen, der sich aus den SPT-Messungen herleiten lässt (Kapitel 2.2).

Typ-III-Spektren werden im westlichen Teil von Basel gemessen. Die fundamentale Resonanzfrequenz liegt zwischen 1 und 1,3 Hz und der Maximalwert der Polarisation ist ausserordentlich hoch. Die durchschnittliche Scherwellengeschwindigkeit liegt zwischen 500 bis 600 m/s. Die tiefe Resonanzfrequenz kann dadurch erklärt werden, dass unter den ca. 10–40 m quartären Schottern bis zu 300 m tertiäre Meletta-Schichten liegen. Diese bestehen weitgehend aus marinen, sehr tonigen Mergeln, welche seismisch zu den «weichen» Sedimenten gehören.

Typ-IV-Spektren sind charakteristisch für die Mulde von St. Jakob–Tüllingen. Die Mächtigkeit der tertiären Sedimente nimmt gegen diese asymmetrische Syklinale zu, was sich in einer Verminderung der fundamentalen Resonanzfrequenz ausdrückt. Ebenso ist auch die Amplitude der mittleren Polarisationskurve geringer als bei den Spektren der Typen II und III. Dies deutet eine höhere mittlere Scherwellengeschwindigkeit an, was geologisch dem Übergang von den tonigen marinen Sedimenten zu den terrestrischen Sandsteinen und Süsswasserkalken mit höheren Geschwindigkeiten entspricht. Nach Norden hin werden die tertiären Sedimente eher «härter» (Tüllinger Süsswasserkalk), nach Süden werden sie eher «weicher» (mergelige und teilweise sehr sandige Ausbildung). Dies äussert sich in leicht verschiedenen Spektren (Typ IV-> im Norden und Typ V im Süden).

Die vorgestellte Methode eignet sich zur Eingrenzung von Gebieten mit ähnlichem Untergrund, da in solchen Gebieten auch die Polarisationsspektren sehr ähnlich sind. Für Gebiete mit ähnlicher Geologie und mit ähnlichen Polarisationsspektren können wir ein vergleichbares Verhalten bei Erdbeben erwarten. Hingegen können Polarisationsspektren nicht eindeutig einer geologischen Struktur zugeordnet werden. Für ihre Interpretation muss die lokale Geologie mitberücksichtigt werden.

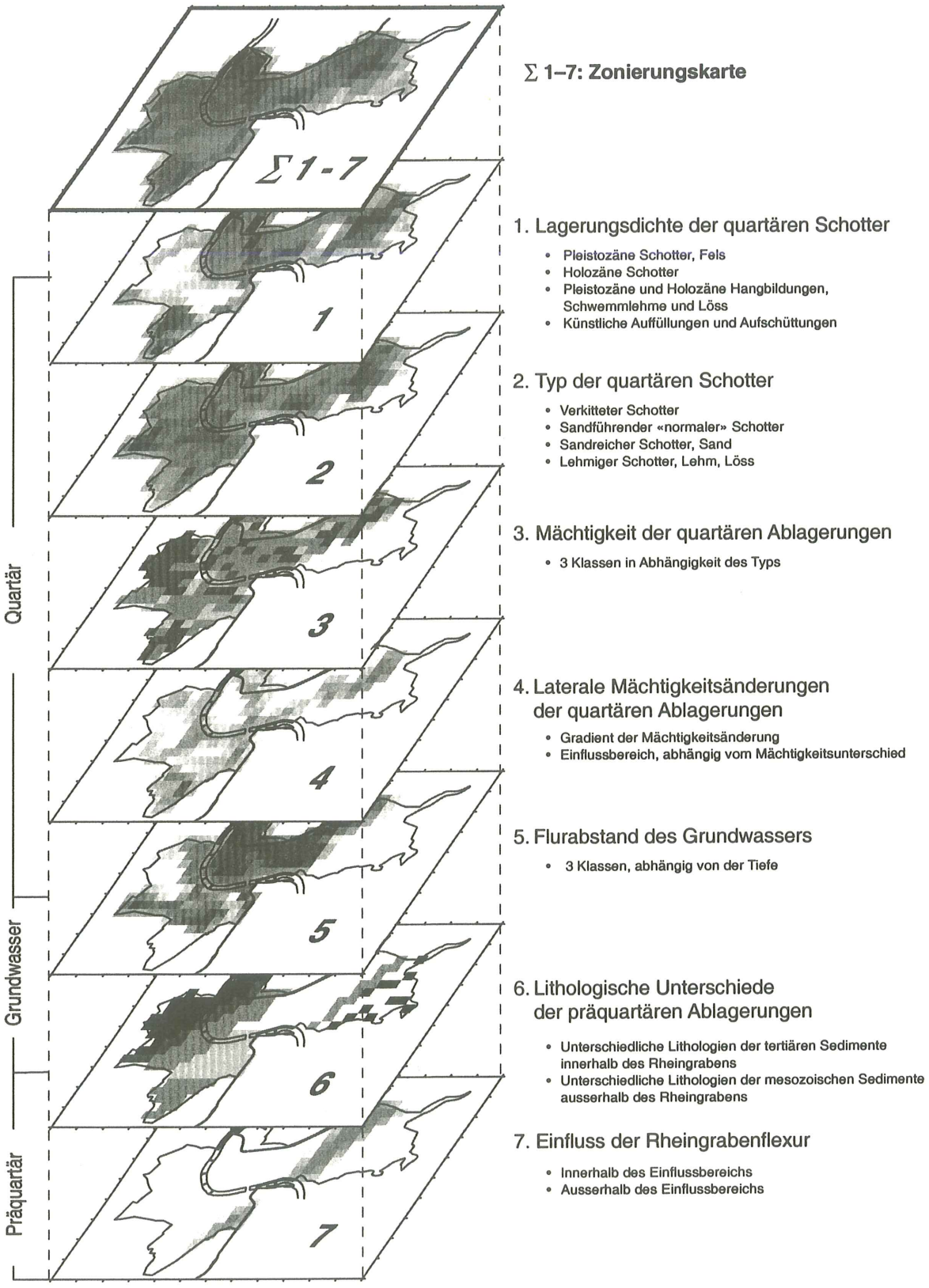
Die Interpretation der Messungen der natürlichen Bodenunruhe führt zu dem wichtigen Ergebnis, dass in der Region Basel die präquartären Mergel und Tone ähnlich einem Lockergestein behandelt werden müssen, obschon sie als gut verfestigt, ja sogar als überkonsolidiert beschrieben werden. Die Messungen legen nahe, dass Faziesänderungen in den tertiären Sedimenten eine wichtigen Einfluss auf die Zonierung haben.

4. Semiquantitative Bewertung der Einflussgrössen

4.1 Gewichtungsschema

Aufgrund der Resultate der Modellrechnungen und dem Vergleich der geologischen Verhältnisse von Basel lässt sich ein semiquantitatives Bewertungsschema der verschiedenen Einflussgrössen aufstellen (Noack et al. 1997). Hierbei werden sieben Parameter berücksichtigt. Jeder dieser Parameter liefert einen additiven Beitrag zum potentiellen Aufschaukelungspotential an einem bestimmten Standort. Für jeden der sieben Parameter wird eine Karte (Layer) erstellt und dann mittels eines Geographischen Informationssystems (GIS) zur Zonierungskarte aufaddiert (Fig. 4-1). Für den Kanton Basel Stadt sind die in der Tabelle 4-1 zusammengefassten Einflussgrössen von Bedeutung. Vier Parameter bewerten den Einfluss der quartären Lockergesteine, einer das Grundwasser und zwei den präquartären Untergrund. Die vier Parameter, welche den Einfluss der quartären Lockergesteine bewerten, sind schematisch auf der Figur 4-2 dargestellt. Es handelt sich um 1) die Lagerungsdichte als Funktion des Alters, 2) die lithologische Zusammensetzung, 3) die Mächtigkeit und 4) die laterale Änderung der Mächtigkeit. Der Einfluss des Grundwassers wird mit dem Flurabstand bewertet. Der präquartäre Untergrund wird durch seine lithologischen Eigenschaften bewertet. Zusätzlich wird der laterale Einfluss der Rheingraben-Verwerfung gewichtet.

Im folgenden werden das Vorgehen und die Datengrundlagen für die Kompilation der sieben Layer im Gebiet des Kantons Basel-Stadt näher erläutert.



Figur 4-1: Schematische Darstellung der Anwendung des Bewertungsschemas (vgl. Tabelle 4-1). Die Beiträge der einzelnen Parameter werden jeweils auf ein 25x25-m-Raster interpoliert. Die Zonierungskarte ist die Summe der einzelnen Parameter in jeder Rasterzelle.

Tabelle 4-1: Bewertungsschema für die seimische Mikrozonierung.

Einflussgrösse	Wert	Bemerkungen
1. Lagerungsdichte der quartären Sedimente (abhängig vom Alter)		
• Pleistozäne Schotter (gut konsolidiert)	0	• Kein Beitrag durch präquartären Untergund
• Holozäne Schotter (mässig konsolidiert)	2	
• Pleistozäne und Holozäne Hangbildungen und Schwemmlehme, Löss (schlecht konsolidiert)	3	• Die Karte ist eine Kompilation geologischer Karten, Bohrdaten, Altlastenkataster und
• künstliche Auffüllungen (sehr schlecht konsolidiert)	4	Aufschlussbeschreibungen von Baugruben
2. Typ der quartären Schotter (Korngrösse und Verkittung)		
• verkittete Schotter: Gc	1	
• sandführender Kies, Rollkies = «normaler» Schotter: Gn	2	• Die Karte ist eine Kompilation von lithologischen Beschreibungen der Bohrungen
• sandreicher Kies, Sand: Gs	3	
• lehmiger Schotter, Lehm, Löss: Gl	3	
3. Mächtigkeit der quartären Sedimente in Abhängigkeit ihres Typs		
• Gn: 0–10 m; Gs, Gl: 0–7 m; Gc: 0–12 m	1	• Mächtigkeitsklassen sind abhängig vom Typ
• Gn: 10–20 m; Gs, Gl: 7–15 m; Gc: 12–25 m	2	• Die Karte ist berechnet aus Bohrdaten (Isohypsen der Felsoberfläche), dem
• Gn: 20–45 m; Gs, Gl:15–45m; Gc: 25–45 m	3	digitalen Geländemodell und der Karte des Parameters 2
4. Laterale Mächtigkeitsänderungen der quartären Sedimente		
• Gradient: 0,005–0,10	1	• Für Bereiche mit einem Gradienten ≥ 0,15 wird ein Einflussbereich
0,10–0,15	2	ausgeschieden, in dem lokale Oberflächenwellen erwartet werden
≥ 0,15	4	• Die Karte ist aus der Karte der Mächtigkeit der quartären Sedimente berechnet
• Einflussbereich: $12*\Delta h > d$	2	
$24*\Delta h > d > 12*\Delta h$	1	
(d = Distanz von der Mächtigkeitsänderung,		
Δh = Mächtigkeitsänderung)		
5. Flurabstand des Grundwassers		
• 10–25 m	2	• Die Karte ist aus dem mittleren
• 3–10 m	3	Grundwasserstand und dem digitalen
• 1–3 m	4	Geländemodell berechnet

Tabelle 4-1 (Fortsetzung)

6. Lithologische Variationen in den präquartären Sedimenten		
Tertiäre Sedimente innerhalb des Rheingrabens		
• Meletta-Schichten (konsolidierter Ton und Mergel)	4	
• Übergangszone von tonigem zu sandigem Mergel	3	
• oberste Meletta-Schichten (verfestigter Sand, Mergel)	2	
• Tüllinger Schichten, Elsässer Molasse		• Die Bewertung der Tüllinger Schichten und der Elsässer Molasse entspricht einem Fazieswechsel von kalkigen Ablagerungen im Norden zu sandigeren im Süden
nördlicher Bereich	0	• Die Karte ist aus geologischen Karten,
mittlerer Bereich	1	Bohrdaten, Baugrubenaufschlüssen
südlicher Bereich	2	und Messungen der natürlichen
		Bodenunruhe kompiliert
Mesozoische Sedimente ausserhalb des Rheingrabens		
• Muschelkalk	0	
• Mergel und Tone (Anhydritgruppe, Keuper, Opalinus-Ton)	4	
• stark verwitterte Sedimente	4	
• Kalke des Lias, tektonisch zerbrochen, nahe der Rheingrabenflexur	2	
7. Lateraler Einfluss der Rheingrabenflexur		
• innerhalb des Einflussbereiches (1000 m innerhalb des Rheingrabens)	2	• Die Karte ist aus geologischen Karten und Bohrdaten kompiliert
• ausserhalb des Einflussbereiches	0	

4.2 Layer 1: Lagerungsdichte der quartären Schotter

Dicht gelagerte Sedimente weisen eine höhere Scherwellengeschwindigkeit auf, und die zu erwartende Bodenbewegung ist kleiner als an Standorten, wo die Sedimente weniger dicht gelagert sind. Der Grad der Kompaktion kann als Funktion des Alters der Schotter ausgedrückt werden. Die ältesten Schotter, im Pleistozän abgelagert, weisen die höchste Lagerungsdichte auf. Die am wenigsten dicht gelagerten Sedimente sind die jungen künstlichen Auffüllungen.

Die Kompilation der Karte der quartären Ablagerungen (Fig. 2-2) bildet die Grundlage für den Layer «Bewertung der Lagerungsdichte der quartären Lockersedimente» (Fig. 4-3). Die geologische Karte von Basel (Wittmann et al. 1970) wurde hierzu ergänzt durch Daten aus dem Baugrundarchiv am Geologisch- Paläontologischen Institut der Universität Basel und anderen Daten aus der Literatur (siehe Anhang). Ausserdem wurden die geologischen Einheiten zonierungsrelevant zusammengefasst (siehe Tabelle 4-2).

Wie schon weiter oben beschrieben, wurden im Kantonsgebiet von Basel-Stadt im Quartär unterschiedliche Sedimente abgelagert. Sie unterscheiden sich im Alter und in der Zusammensetzung. Die älteren, pleistozänen Niederterrassen-, Hochterrassen- und Deckenschotter sind sehr dicht gelagert (Raumgewicht bis 2,4 g/cm^3, z. B. Noher 1997). Darüber liegen vor allem im Kleinbasel jüngere, holozäne Schotter. Hierbei handelt es sich meist um umgelagerte Niederterrassenschotter. Sie unterscheiden sich von diesen in Bohrungen nur durch die geringere Lagerungsdichte. Es ist daher sehr schwierig, ihre Tiefenausdehnung mit Sicherheit zu kartieren. An den Talflanken (Riehen, Bettingen) und in den Bachtälern (Birsig, Allschwilerbach) wurden locker gelagerte Hang- und Schwemmlehme abgelagert. Die Bette der ehemaligen oder noch bestehenden Bäche und Flüsse, die aus Lössgebieten auf pleistozäne Niederterrassen entwässern, z. B. der westliche Allschwiler Bachgraben und diverse Bäche in Riehen, wurden als «lehmige pleisto- und holozäne Schotter, Löss» klassifiziert (und nicht als «pleistozäne Schotter»).

Auf dem Bruderholz-Plateau und in Teilen von Riehen und Bettingen wurde zuoberst eine teilweise recht mächtige Schicht Löss abgelagert. Auch diese Einheit ist im Vergleich zu den pleistozänen Schottern locker gelagert.

Die jüngsten und am wenigsten dicht gelagerten Sedimente sind die künstlichen Auffüllungen und Aufschüttungen. Sie weisen eine tiefe Scherwellen-Geschwindig-

Tabelle 4-2: Zuordnung der geologischen Einheiten zu den für die Zonierung relevanten Einheiten (auf Fig. 2-2 dargestellt).

Zusammengefasste Einheiten (Figur 2-2)	... bestehend aus folgenden geologischen Einheiten (vgl. Bitterli-Brunner et al. 1984)
Fels (solid, fest, hart, überkonsolidiert)	· Sämtliche Einheiten älter als und gleich alt wie Miozän (d. h. ab Juranagelfluh) · Weitere Unterteilung siehe Layer 6 (Präquartär)
Versackte Felsmassen	· Alte (d. h. tertiäre) Bergsturzmassen (grossenteils noch im Schichtverband)
Pleistozäne Schotter (dicht gelagert, konsolidiert, grob)	· Pleistozäne Niederterrassenschotter · Pleistozäne Hochterrassenschotter · Pleistozäne jüngere Deckenschotter · Pleistozäne ältere Deckenschotter · Pliozäne verlehmte Grobschotter, Wanderblöcke · Weitere Unterteilung siehe Layer 2 (Schottertyp)
Holozäne Schotter (locker, grob)	· Holozäne Talauen, Alluvialböden (nur von grösseren Flüssen: Rhein, Wiese, Birs) · Pleistozäne–holozäne sumpfige Gebiete (nur von grösseren Flüssen: Rhein, Wiese, Birs) · Pleistozäner–holozäner Hangschutt · Pleistozäne–holozäne Bergsturzmassen, Blockschutt · Pleistozäne–holozäne Sackungen · Pleistozäner periglazialer Verwitterungsschutt
Lehmige pleistozäne und holozäne Schotter, Löss (weich, leicht konsolidiert, fein)	· Holozäne. Talauen, Alluvialböden (nur von kleineren Flüssen und Bächen*) · Pleistozäne–holozäne sumpfige Gebiete (nur von kleineren Flüssen und Bächen sowie des Birsigs zwischen Quelle und Kantonsgrenze) · Pleistozäne–holozäne Bachschuttkegel, Schwemmfächer · Pleistozäne–holozäne Rutschungen, Hangverschlipfung · Pleistozäne–holozäne Schwemmlehme in Mulden, Dellentälchen · Pleistozäner Löss und Lösslehm · Pleistozäner Verwitterungslehm, Hanglehm · Von Schwemmlehm bedeckte pleistozäne Niederterrasse
Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen (unkonsolidiert)	· Künstliche Auffüllungen (die mindetsens 5 m tief bzw. hoch sind: Bahndämme, verfüllte Kiesgruben und Steinbrüche, Strassenaufschüttungen, verfüllte Stadtgräben, Deponien)

* Die holozänen Talauen und Alluvialböden des Birsigs wurden zwischen Quelle und Kantonsgrenze der Klasse «lehmige pleistozäne und holozäne Schotter» (da Entwässerung aus Tertiär- und Lössgebieten) und zwischen Kantonsgrenze und Mündung der Klasse «Pleistozäne Schotter» (da zu geringe Mächtigkeit und intensive Verzahnung mit Rheinschottern) zugeordnet!

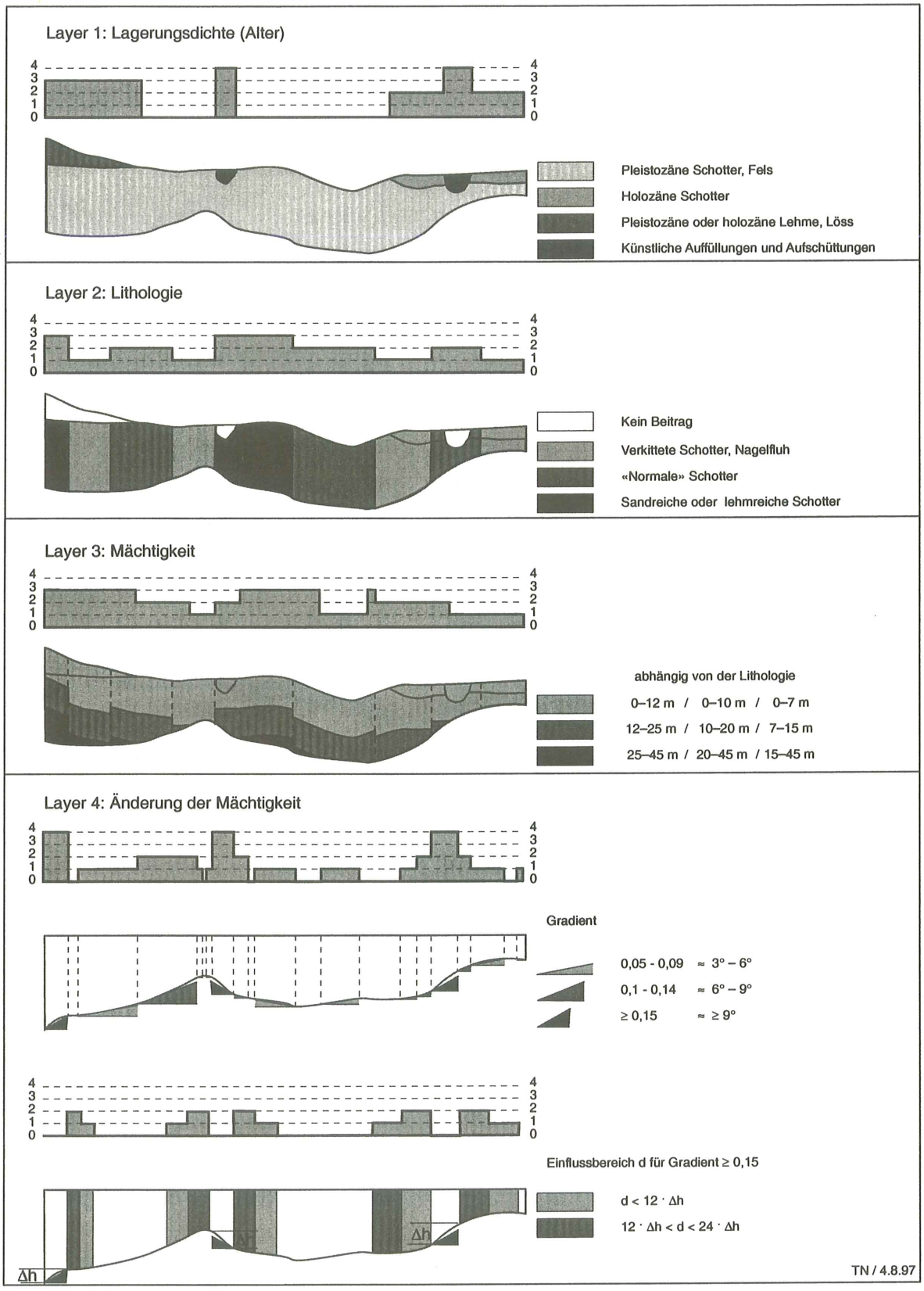
keit auf und bergen auch ein erhöhtes Setzungsrisiko in sich. Während des Mittelalters hatte Basel zwei Stadtgräben, welche in den vergangenen Jahrhunderten mit Schutt und Kies aufgefüllt wurden. Ausserdem existieren eine ganze Reihe kleinerer, heute verfüllter Kiesgruben. Für die Zusammenstellung der künstlichen Auffüllungen wurde auf das Altlastenkataster des Kantons Basel-Stadt zurückgegriffen. Es wurden alle bekannten Auffüllungen berücksichtigt, deren Mächtigkeit grösser als 5 m ist.

Die Tabelle 4-2 listet die Zuordnung der einzelnen geologischen Einheiten zu den auf der Karte der quartären Ablagerungen (Fig. 2-2) zusamengefassten Einheiten auf.

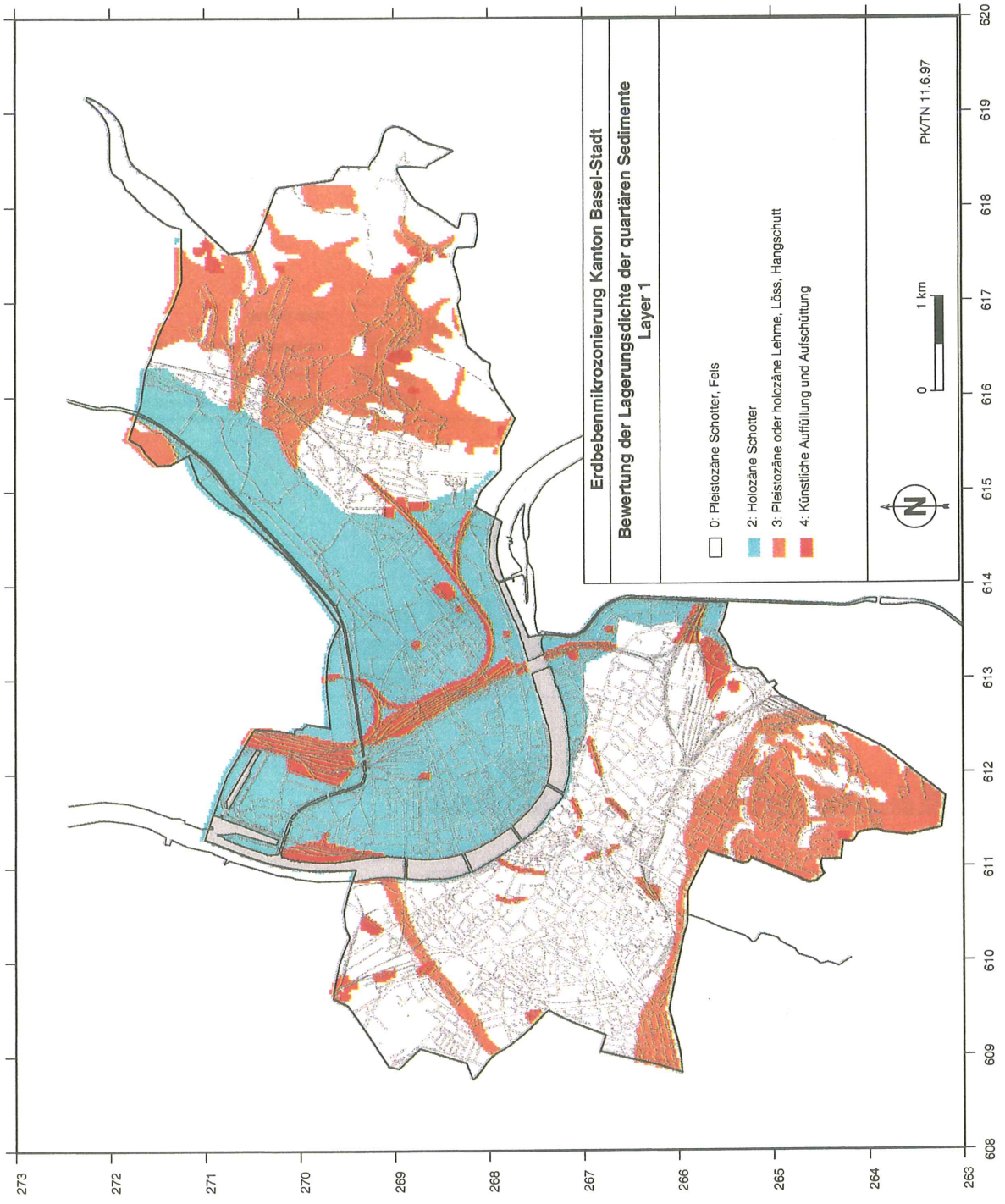
Die Bewertung der Lagerungsdichte für die Zonierung ordnet den ausgeschiedenen Einheiten Klassen zu (Tabelle 4-3). Aufgrund mangelnder Daten ist es nicht möglich, die Tiefenausdehnung des Ablagerungsalters bzw. der Lagerungsdichte in die Bewertung zuverlässig miteinzubeziehen. Mit diesem Layer wird also nur der Beitrag der an der Oberfläche anstehenden Sedimente bewertet. Im Kleinbasel liegen beispielsweise unter den ca. 2–5 m holozänen Schottern noch bis zu 30 m pleistozäne Schotter. Den pleistozänen Schottern und den präquartären Sedimenten wurde bei der Bewertung die Klasse 0 zugewiesen. Ihr Beitrag zur Verstärkung der Wellen wird mit den Layern Mächtigkeit, Lithologie und präquartärer Untergrund berücksichtigt (vgl. Fig. 4-2).

Tabelle 4-3: Klassen zur Bewertung der Lagerungsdichte der quartären Sedimente.

Klasse	Zusammengefasste Einheiten
0	Präquartäre Sedimente, pleistozäne Schotter, versackte Felsmassen
1	Holozäne Schotter
3	Lehmige pleistozäne und holozäne Schotter, Löss
4	Künstliche Auffüllungen und Aufschüttungen



Figur 4-2: Schematische Darstellung der Bewertung der quartären Sedimente.



Figur 4-3: Layer 1: Bewertung der Lagerungsdichte der quartären Sedimente. Die Lagerungsdichte wurde als Funktion des Alters der Schichten an der Oberfläche angenommen (vgl. geologische Karte Fig. 2-2).

4.3 Layer 2: Lithologische Charakterisierung (Typ) der quartären Schotter

Sand und sandreiche Schotter weisen tiefere Scherwellengeschwindigkeiten auf als Schotter mit wenig Sand. Die Scherwellengeschwindigkeit von verkitteten Schottern und Nagelfluhbildungen ist hingegen grösser. Somit hat die lithologische Zusammensetzung der Schotter einen grossen Einfluss auf die Verstärkung der Bodenbewegungen. Für die Bewertung dieses Einflusses wurden mit den Bohrdaten der Datenbank Bereiche quartärer Schotter mit unterschiedlichen Korngrössen und unterschiedlicher Verkittung ausgeschieden.

Tabelle 4-4: Zusammenfassung der in den Bohrprofilen ausgeschiedenen Prozentanteile zu vier Typen (vgl. Fig. 4-4).

Die vier zusammengefassten Schottertypen	... bestehen aus folgenden initialen Schottertypen*
«Normale» Kieszonen	1 x Anteil Rollkies + 1 x Anteil sandführender Kies
Sandzonen	1 x Anteil sandreicher Kies + 2 x Anteil Sand
Lehmzonen	1 x Anteil lehmreicher Kies + 2 x Anteil Lehm
Nagelfluhzonen	1 x Anteil Kies mit Nagelfluhzonen + 2 x Anteil Nagelfluh

* Entspricht den acht Schottertypen (A.) in der Figur 4-4.

Da es unmöglich ist, einzelne Strukturen (z. B. Sandlagen) zwischen den Bohrungen zu korrelieren (Grenzen der Bohrtechnik, schlechte Kernbeschreibungen, fehlende laterale Kontinuität der einzelnen Schichten) wurden die lithologischen Beschreibungen der Schichten jeder Bohrung generalisiert (Fig. 4-4). Zunächst wird jede Schicht durch einen der folgenden acht Typen charakterisiert: 1) Rollkies, 2) Kies mit wenig Sand oder Silt bzw. Lehm, 3) sandreicher Kies, 4) Sand, 5) lehmreicher Kies, 6) Lehm oder Löss, 7) verkitteter Schotter, 8) Nagelfluh. Die totale Mächtigkeit jedes Typs wird pro Bohrprofil addiert und als Prozentanteil der Schottermächtigkeit ausgedrückt. Zur Vereinfachung werden die acht initialen Typen zu vier Typen zusammengefasst (Tabelle 4-4). Um dem unterschiedlichen Einfluss auf die bodendynamischen Eigenschaften Rechnung zu tragen, werden in diesem Schritt die Anteile von «Sand», «Lehm» und «Nagelfluh» verdoppelt. Hierbei kann die Summe 100% übersteigen, so dass die Anteile nicht mehr als Prozente, sondern als Zahlen behandelt werden.

Tabelle 4-5: Anteile zur Charakterisierung der Schotterstrecke durch einen einzigen Schottertyp.

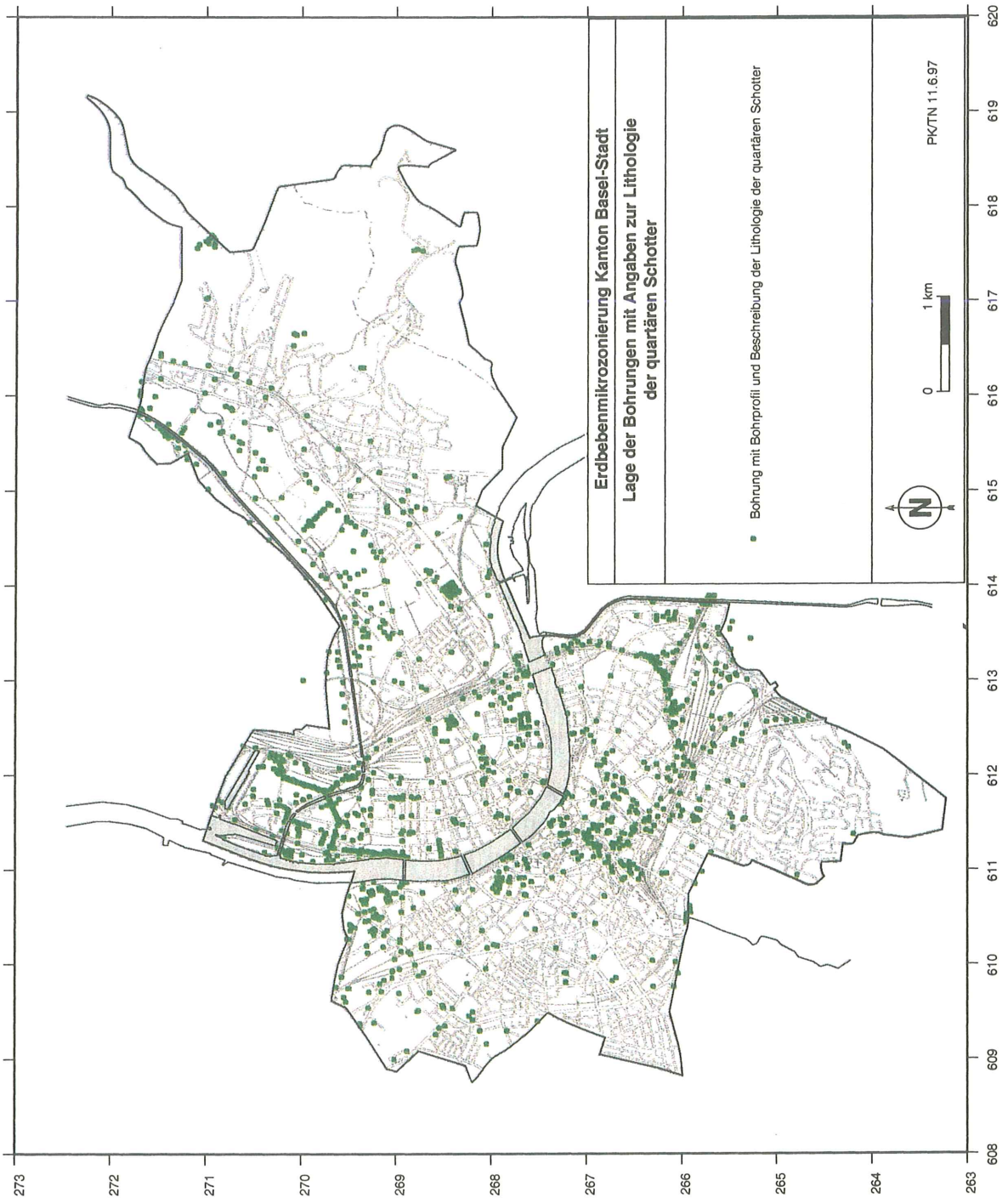
Die vier zusammengefassten Schotterklassen...*	... bestehen aus folgenden Schottertypen**
Verkitteter Schotter	< 60 Sandzonen **und > 40 Nagelfluhzonen** und < 40 Lehmzonen
«Normaler» Schotter	< 60 Sandzonen und < 40 Nagelfluhzonen und < 40 Lehmzonen
Sandreicher bzw. verlehmter Schotter	**> 60 Sandzonen** und <40 Nagelfluhzonen und <40 Lehmzonen o d e r **> 60 Sandzonen** und < 40 Nagelfluhzonen **und > 40 Lehmzonen** o d e r **> 60 Sandzonen** und < 40 Nagelfluhzonen **und > 40 Lehmzonen** o d e r < 60 Sandzonen und > 40 Nagelfluhzonen **und > 40 Lehmzonen**

* Entspricht den vier Schotterklassen (C.) der Figur 4-4. Zur Bewertung wurde der pessimistische Fall gewählt, z. B. 60% Sandzonen, 40% Nagelfluhzonen, 40% Lehmzonen ergibt sandreicher Schotter und nicht «normaler» bzw. verkitteter Schotter.

** Entspricht den vier zusammenfassenden Schottertypen (B.) der Figur 4-4. Die Zahlen beziehen sich auf die im Schritt B berechneten Anteile. Da die Extremklassen im Schritt B. zweifach gewichtet werden, kann die Summe 100 übersteigen (d. h. Behandlung der Anteile nicht als Prozente, sondern als natürliche Zahlen).

Um eine zusammenfassende Karte zu erhalten, auf der sich die lithologischen Unterschiede als grössere Gebiete unterscheiden lassen, wurden die Anteile der vier zusammmengefassten Schottertypen auf ein 25 x 25-m-Raster interpoliert und jeder Zelle der entsprechende Anteil zugewiesen. Mit einem GIS wurde dann gemäss Tabelle 4-5 jeder Rasterzelle der vorherrschende Typ zugeordnet. Somit ist die gesamte Schotterstrecke in jeder Rasterzelle durch einen Schottertyp charakterisiert.

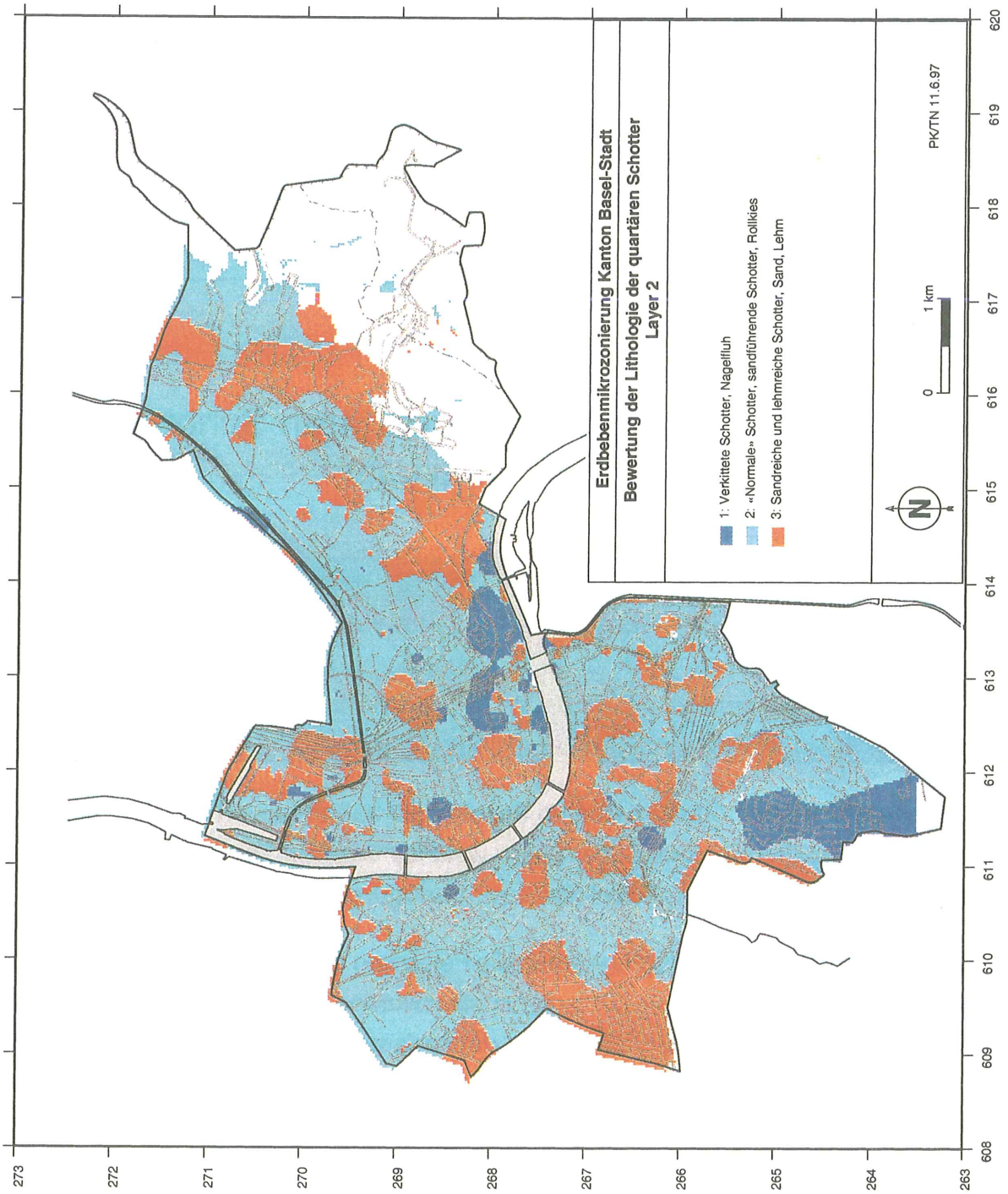
Figur 4-4: Vorgehen zur Klassifikation der Schotterlithologien aus den Bohrprofilen. Um dem unterschiedlichen Einfluss auf die bodendynamischen Eigenschaften Rechnung zu tragen, werden die Sand-, Lehm- und Nagelfluhanteile stärker gewichtet und im Schritt B verdoppelt. Hierbei kann die Summe 100% übersteigen, so dass die Anteile nachher nicht mehr als Prozente, sondern als Zahlen angesehen werden müssen.



Figur 4-5: Lage der Bohrungen mit Angaben zur Lithologie der quartären Schotter. In den Bereichen mit einer hohen Bohrdichte ist die interpolierte Karte der Bewertung der Lithologien (Fig. 4-9) zuverlässiger als in Bereichen mit wenigen Bohrungen.

Mit dieser Methode lassen sich Bereiche kartieren, wo z. B. sandreiche Schotter dominieren und andere, wo Nagelfluhbildungen und Verkittungen vorherrschend sind.

Der häufigste Schottertyp im Basler Untergrund ist ein sandführender Kies (sogenannter durchschnittlicher oder «normaler» Schotter). Die hier verwendeten Schottertypen, die von diesem «normalen» Schotter abweichen, sind als sandreich, verlehmt



Figur 4-6: Layer 2: Bewertung der Lithologie der quartären Schotter. Die Information stammt aus den in Figur 4-5 dargestellten Bohrungen.

oder verkittet bezeichnet. Da ein sandführender Kies bereits bis 25% Sand enthalten kann, sind mehr als 60% Sandanteil nötig, damit ein Schotter ein vom «normalen» abweichendes bodendynamisches Verhalten zeigt. Hingegen sind jedoch nur mehr als 40% Lehm- oder Nagelfluhanteil nötig, um das bodendynamische Verhalten eines «normalen» Schotters nachhaltig zu beeinflussen, da ein sandführender Schotter nicht mehr als 10% dieser Materialien enthält.

Tabelle 4-6: Klassen zur Bewertung des Typs der quartären Sedimente.

Klasse	Schottertyp
1	Verkittete Schotter
2	«Normale» Schotter
3	Sandreiche bzw. lehmreiche Schotter

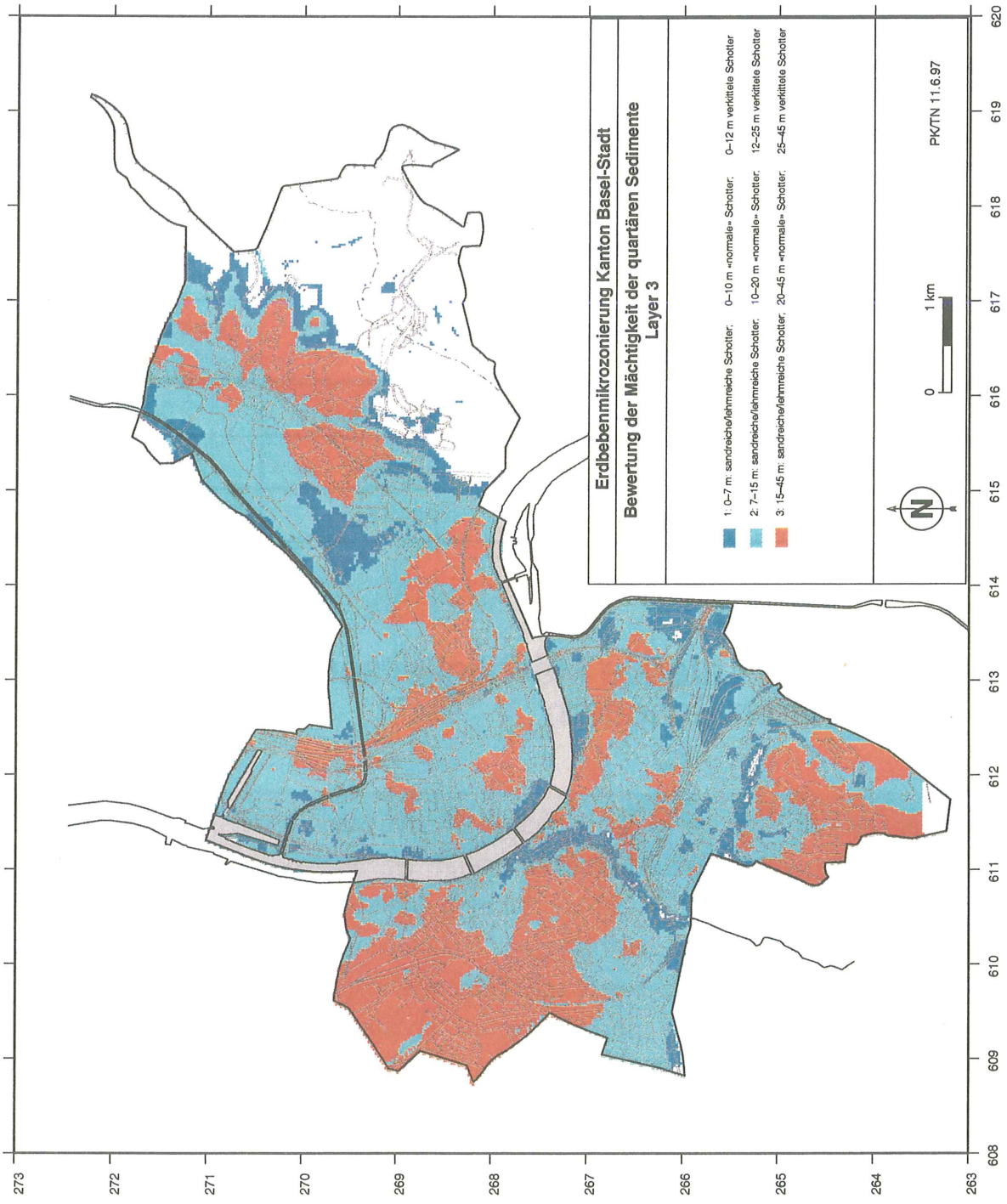
4.4 Layer 3: Mächtigkeit der quartären Schotter in Abhängigkeit ihrer Lithologie

Je mächtiger die Lockergesteinsablagerungen sind, umso grösser ist der Frequenzbereich, in dem eine Verstärkung der seismischen Wellen erwartet wird. Zudem ist die zu erwartende Verstärkung abhängig von der jeweiligen Lithologie. Die Mächtigkeit der quartären Schotter lässt sich aus der Subtraktion der Felsoberfläche von der Terrainhöhe berechnen.

Die Karte der Terrainhöhen im Kanton Basel-Stadt haben basiert auf dem digitalen Geländemodell des Kantons Basel-Stadt, welches uns freundlicherweise vom Vermessungsamt des Kantons Basel-Stadt zur Verfügung gestellt wurde.

Für die Karte der Felsoberfläche wurden die Felskoten aus der Bohrdatenbank interpoliert. Die meisten Bohrungen im Kantonsgebiet wurden bis in die Molasse abgeteuft. Die Grenze zwischen den Schottern und der Molasse (Fels) ist meist sehr deutlich zu erkennen. Ihre Höhe in m ü. M. ist als Kote der Felsoberfläche in der Datenbank verzeichnet. In den Stadtteilen mit einer hohen Bohrdichte (Bereiche mit vielen Tiefbauten, vgl. Fig. 2-4) ist die Lage der Felsobefläche sehr gut belegt. In anderen Bereichen des Kantons, vor allem an dessen Rand, musste über grössere Distanzen zwischen den Bohrpunkten interpoliert werden. Sehr schwer festzulegen ist die Lage der Felsoberfläche in Riehen in Richtung des Chrischonahügels. Hier haben sich alte Tälchen in die Felsoberfläche eingeschnitten und wurden später mit Hangsedimenten verfüllt. Ihre genaue Tiefe lässt sich schwer abschätzen, zumal es in diesem Bereich auch kaum Bohrungen gibt. Hier wurden die Bohrdaten durch Aufschlussdaten aus der geologischen Karte ergänzt.

Die Mächtigkeit der quartären Sedimente variert zwischen <1 m und ca. 45 m (Fig. 3-9). Mittlere Mächtigkeiten in Grossbasel betragen ca. 20–30 m. Im Kleinbasel sind



Figur 4-7: Layer 3: Bewertung der Mächtigkeit der quartären Sedimente. Die Information stammt aus den in Figur 2-4 dargestellten Bohrungen und dem digitalen Geländemodell des Kantons Basel-Stadt.

sie etwas geringer (10–20 m). Geringe Mächtigkeiten treten im Birsigtal (0–4 m), sowie teilweise im Birstal und am Rand des Bruderholzes auf. Die grössten Mächtigkeiten finden sich im Bereich Burgfelden, auf dem Bruderholz und im Bereich der Niederterrasse von Riehen. Ferner treten gewisse Bahnlinien als Aufschüttungen bzw. Einschnitte deutlich hervor.

Mit einem GIS wurde die auf ein 25 x 25-m-Raster interpolierte Karte der Felsoberfläche mit der Karte der Lithologien kombiniert und klassifiziert (Fig. 4-7).

In Abhängigkeit der Mächtigkeit und der Lithologien wurden drei Klassen ausgeschieden.

Tabelle 4-7: Klassen zur Bewertung der Mächtigkeit der quartären Sedimente.

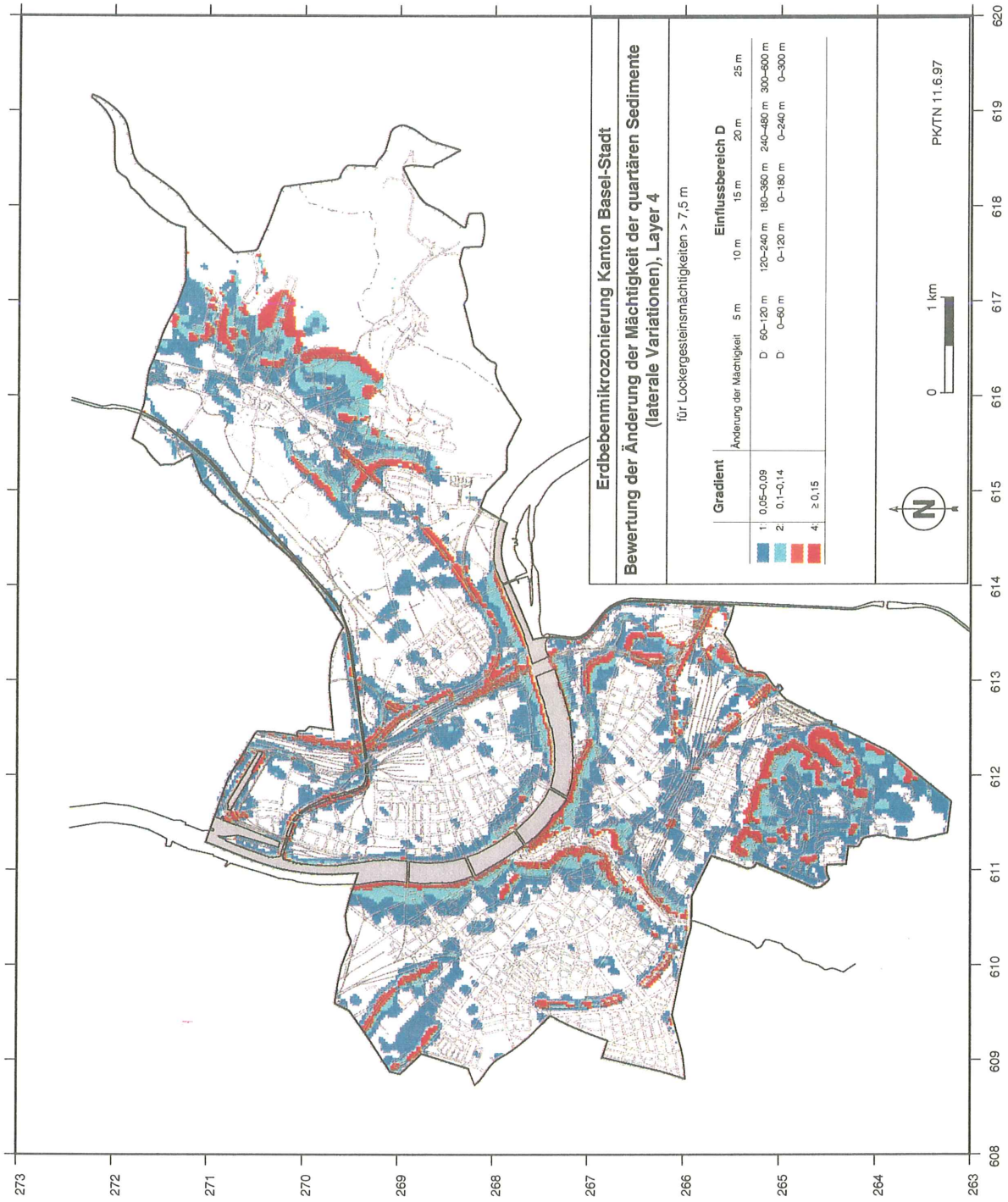
Klasse	Sandreiche / lehmreiche Schotter	«Normale Schotter»	Verkittete Schotter
1	0–7 m	0–10 m	0–12 m
2	7–5 m	10–20 m	12–25 m
3	15–45 m	20–45 m	25–45 m

4.5 Layer 4: Laterale Mächtigkeitsänderungen in den quartären Schottern

Es ist bekannt, dass bei einem Erdbeben laterale Mächtigkeitsänderungen für die Anregung von lokalen Oberflächenwellen, Resonanz- und Fokussierungseffekte verantwortlich sein können. Für eine Zonierung ist es deshalb wesentlich, nicht nur die eindimensionale geologische Struktur direkt unterhalb einer Lokalität zu bewerten, sondern auch die geometrischen Verhältnisse der umgebenden Sedimente. Es kann sich hierbei um Sedimenttröge oder aber auch um topographische Änderungen handeln.

Eine Möglichkeit diese lateralen Änderungen zu kartieren ist die Berechnung von Mächtigkeitsgradienten aus der Karte der Schottermächtigkeiten. Dort wo die Mächtigkeit der quartären Sedimente >7,5 m ist, wurden drei Klassen von Gradienten ausgeschieden: Gebiete mit einem Gradienten von 0,050,10, solche mit einem Gradienten von 0,10–0,15 und Bereiche, wo der Gradient >0,15 ist (Fig. 4-8). Dies entspricht Böschungswinkeln von 3°, 6° bzw. 9°.

Der erweitere Einflussbereich der an den Mächtigkeitsänderungen generierten lokalen Oberflächenwellen hängt von der totalen Mächtigkeitsänderung der Schotter ab. Für die Zonierung als relevant gewählt werden hierbei Gebiete mit Gradienten >0,15.



Figur 4-8: Layer 4: Bewertung der Änderungen der Mächtigkeit der quartären Sedimente (laterale Variationen). Diese Karte wurde aus der Karte der Mächtigkeiten (Figur 4-7) berechnet.

Der Einflussbereich berechnet sich nach folgendem Schema:

Klasse 1: $d_2 < 12 \times \Delta h$

Klasse 2: $12 \times \Delta h < d_1 < 24 \times \Delta h$

wobei d die Distanz von der lateralen Mächtigkeitänderung und Δh die Mächtigkeitsdifferenz ist.

Zusammenfassend resultiert das folgende Bewertungsschema für die Änderung der Mächtigkeit der quartären Sedimente.

Tabelle 4-8: Klassen für die Bewertung der Mächtigkeitsänderungen der quartären Ablagerungen.

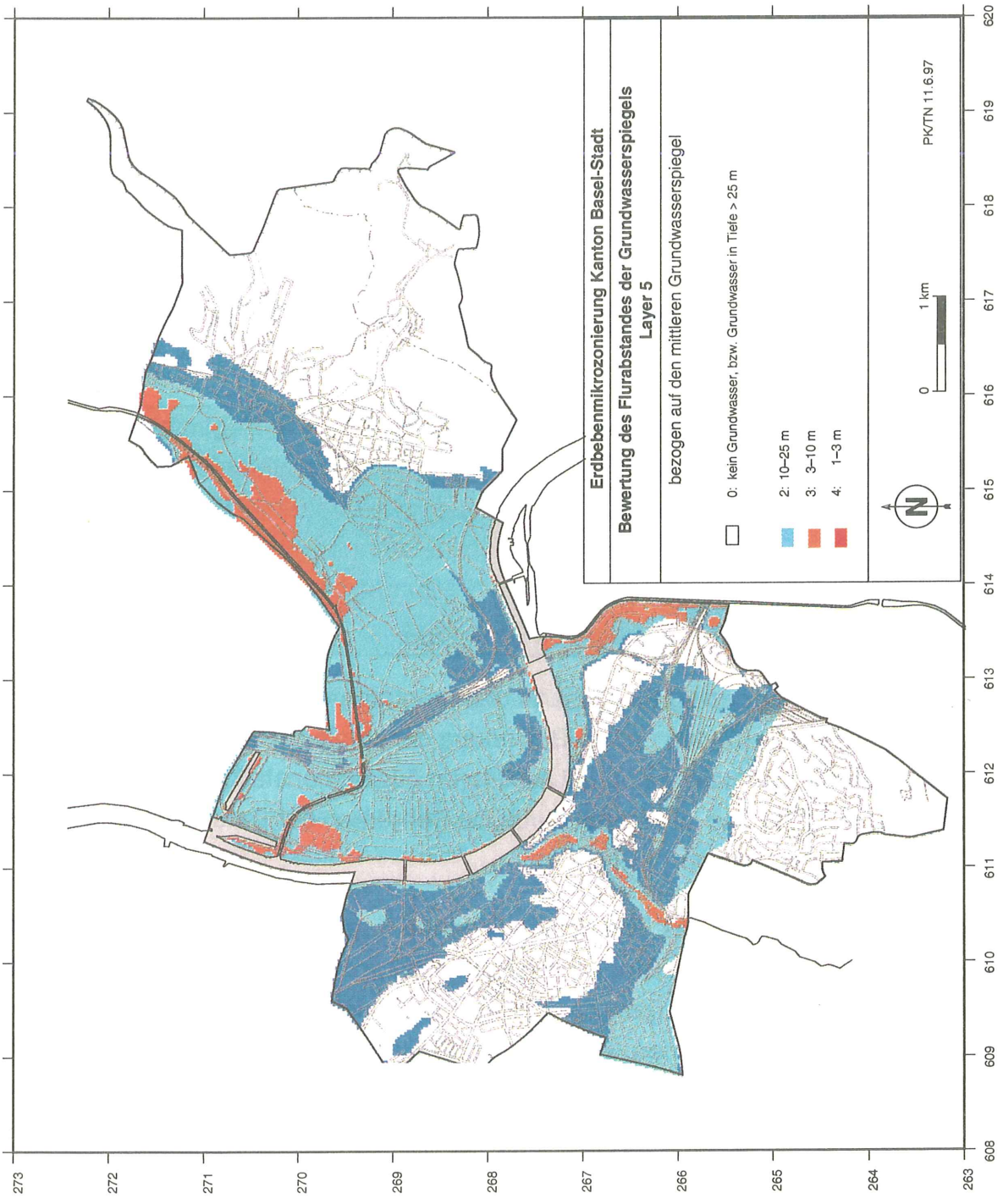
Klasse	Gradient	Einflussbereich d					
		Änderung der Mächtigkeit	Δ h: 5 m	Δh: 10 m	Δh: 15 m	Δh: 20 m	Δh: 25 m
1	0,005–0,1	d_2	60–120 m	120–240 m	180–360 m	240–480 m	300–600 m
2	0,1–0,14	d_1	0–60 m	0–120 m	0–180 m	0–240 m	0–300 m
4	≥ 0,15						

4.6 Layer 5: Flurabstand des Grundwassers

Mit diesem Layer wird der Einfluss des Grundwassers in die Bewertung einbezogen. Das Grundwasser hat in zweierlei Hinsicht einen Einfluss auf die lokale Verstärkung der Bodenbewegungen. Zum einen ist das erhöhte Risiko des Grundbruchs aufgrund von Bodenverflüssigung (liquefaction) zu bewerten. Diese tritt vor allem in wassergesättigten Sanden auf. Zum anderen führt die Reduktion der S-Wellengeschwindigkeiten in wassergesättigten Schottern zu einer erhöhten Amplifikation der seismischen Wellen.

An sich sollte dieser Parameter die Tiefe zum Grundwasserspiegel (Flurabstand), den Sandgehalt und die Verkittungen der Schotter im Grundwasser berücksichtigen. Die unterschiedlichen Lithologien der Schotter, wie sie auf der Kompilation der verschiedenen Schottertypen (Layer 2, Fig. 4-6) dargestellt sind, lassen sich aber nur auf die gesamte Schottermächtigkeit bezogen ausdrücken. Es ist mit den momentan verfügbaren Daten nicht möglich, die Lithologien der Schotter in Abhängigkeit der Tiefe flächenmässig zu kartieren, und somit zu unterscheiden, ob ein Schottertyp über oder unter dem Grundwasserspiegel vorkommt. Aus diesem Grund haben wir uns entschieden, nur den Flurabstand als Parameter zu berücksichtigen.

Für den Layer (Fig. 4-9) wurde der mittlere Grundwasserstand aus dem Finite-Elemente-Modell (Kiefer & Studer 1988, 1990) auf ein 25 x 25-m-Raster interpoliert und von den Terrainhöhen aus dem digitalen Geländemodell abgezogen. Mit dem GIS liessen sich aus diesem Raster die folgenden vier Klassen bilden:



Figur 4-9: Layer 5: Bewertung des Flurabstandes des mittleren Grundwasserspiegels. Die Karte wurde aus dem mittleren Grundwasserspiegel und dem digitalen Geländemodell berechnet.

Tabelle 4-9: Klassen zur Bewertung des Flurabstandes des Grundwassers.

Klasse	Flurabstand
0	> 25 m oder kein Grundwasser
2	10–25 m
3	3–10 m
4	1–3 m

4.7 Layer 6: Lithologie der präquartären Sedimente

Die Messungen der natürlichen Bodenunruhe (Kapitel 3.3) zeigen einen deutlichen Einfluss der lithologischen Unterschiede der präquatären Sedimente auf die Bodenbewegung. Ähnlich wie schon bei den quartären Sedimenten beschrieben, führen auch hier die «weichsten» Sedimente (hoher Tongehalt, stark verwittert) zu den grössten Verstärkungen, während harter Kalk keinen Beitrag zur Verstärkung der seismischen Wellen leistet.

Die Kompilation der geologischen Karte des präquartären Untergrundes (Fig. 2-1) bildet die Grundlage für den Layer «Bewertung der lithologischen Unterschiede der präquartären Sedimente». Sie beruht auf älteren Zusammenstellungen (z. B. Bitterli-Brunner et al. 1977) und ist ergänzt durch die Bohrdaten der Datenbank und Beobachtungen aus Baugruben.

Die tertiären Sedimente des Rheingrabens (siehe Kapitel 2) wurden nach faziellen Unterschieden bewertet. Die Grenzen sind aber nicht immer genau festzulegen. Diese Unsicherheit besteht im Übergang der sandig ausgebildeten obersten Meletta-Schichten zu dem darunterliegenden, sehr tonigen Blauen Letten und ebenfalls von den obersten Meletta-Schichten zu den darüberliegenden Schichten der Elsässer Molasse. Die Schwierigkeit, die Grenze genau festzulegen, ist einerseits in der geringen Anzahl Bohrungen zu suchen, andererseits liegen die Schichten flach, so dass sich geringe Änderungen in der Topographie des präquartären Untergrundes im Kartenbild niederschlagen. Für diesen Übergang wurde deshalb ein ca. 500 m breiter Übergangsbereich ausgeschieden.

Das gesamte Chattien (Tüllinger Schichten bis Elsässer Molasse) wurde in drei Bereiche unterteilt: einen nördlichen, einen mittleren und einen südlichen. Diese Unter-

teilung entspricht den bekannten faziellen Änderungen dieser Lithologien. Unbekannt war bis anhin eine genauere Lokalisierung der Faziesgrenzen. Dies konnte nun mit Hilfe der Messungen der natürlichen Bodenunruhe grob vorgenommen werden. Die Grenze wurde definiert als Übergang der Polarisatiosspektren Typ IV, IV->, IV? und IV–V(Nord) zu Typ V (Mitte), sowie zum Typ VIII im Süden (Fig. 2-1). Standort 950712 (Grenzacherstrasse, Rheinwasser-Pumpstation, Typ IV?) gehört zum nördlichen Bereich (fazielle Ausbildung: kalkigere Tüllinger Schichten sowie mergeligere Elsässer Molasse/Cyrenenmergel mit häufigeren Sandsteinbänken), die Standorte 950517h, 950704c und 950517g (Birsfelden: Kirchstrasse, Schulstrasse und Friedhof, Typ V) zum mittleren Bereich und der Standort 950728 (Münchenstein,

Tabelle 4-10: Zusammenfassung der prätertiären Formationen des Tafeljuras und des Dinkelbergs.

Zusammengefasste Gruppen ...	...bestehend aus folgenden geologischen Einheiten (vgl. Bitterli-Brunner 1984)
«Harte» Zonen mit v_p > 4 km/s*	· Oberes Oxfordien (Séquanien: Verena-Oolith bis Vorbourg-Kalke) · Mittleres Oxfordien (Rauracien: Korallenkalke und Liesberg-Schichten) · Bathonien (Varians-Schichten bis Homomyen-Mergel) · Oberes Bajocien (Unterer Hauptrogenstein) · Oberer Muschelkalk (Trigonodus-Dolomit bis Trochitenkalk) · Anhydritgruppe (unverwittert) · Buntsandstein (Röt bis Quarzsandsteine)
«Weiche» Zonen mit v_p < 4 km/s	· Unteres Oxfordien (Oxford-Mergel; Terrain à chailles, Renggeri-Tone) · Callovien (Anceps-Atletha-Schichten bis Macrocephalus-Schichten) · «Unterer Dogger» (Blagdeni-Schichten bis Murchisonae-Schichten) · Opalinus-Ton · Lias · Rhät · Obere und untere Bunte Mergel · Gansinger Dolomit · Gipskeuper (unverwittert) · Schilfsandstein · Lettenkohle · Unterer Muschelkalk (Wellengebirge) · Perm
«Sehr weiche», desintegrierte Zonen	· Gipskeuper (verwittert) · Anhydritgruppe (verwittert)

* diese seismische Geschwindigkeit bezieht sich auf eine Tiefe von 500 bis 1000 m und entspricht zusammengestellten Daten aus der Literatur für entsprechende Lithologien.

Brüglingen) zum südlichen Bereich (fazielle Ausbildung: tonigere Tüllinger Schichten sowie sandigere Elsässer Molasse/Cyrenenmergel, Typ VII); faziell ist ein gradueller Übergang anzunehmen, trotzdem wurden der Einfachheit halber diskrete Grenzlinien gezogen.

Die Bewertung (Fig. 4-10, Tabelle 4-11) der obersten Meletta Schichten («sandige Übergangsschichten», sandig-tonige Fazies) muss derjenigen des südlichen Chattien entsprechen (tonigere Tüllinger Schichten sowie sandigere Elsässer Molasse, ebenfalls sandig-tonige Fazies).

Die mesozoischen Schichten des Dinkelbergs und des Tafeljuras wurden ebenfalls nach ihrer «Härte» zusammengefasst. Um die bezüglich Festigkeit komplexe stratigraphische Abfolge der meso- und paläozoischen Schichten leichter bearbeiten zu können, wurden die einzelnen geologischen Einheiten in drei Gruppen zusammengefasst (Tabelle 4-10). Der dritte Bereich der sehr weichen, desintegrierten Zonen kommt im Kanton Basel-Stadt nicht vor. Vier grössere stratigraphische Abschnitte wurden der Klasse «harte Zonen» zugeordnet:

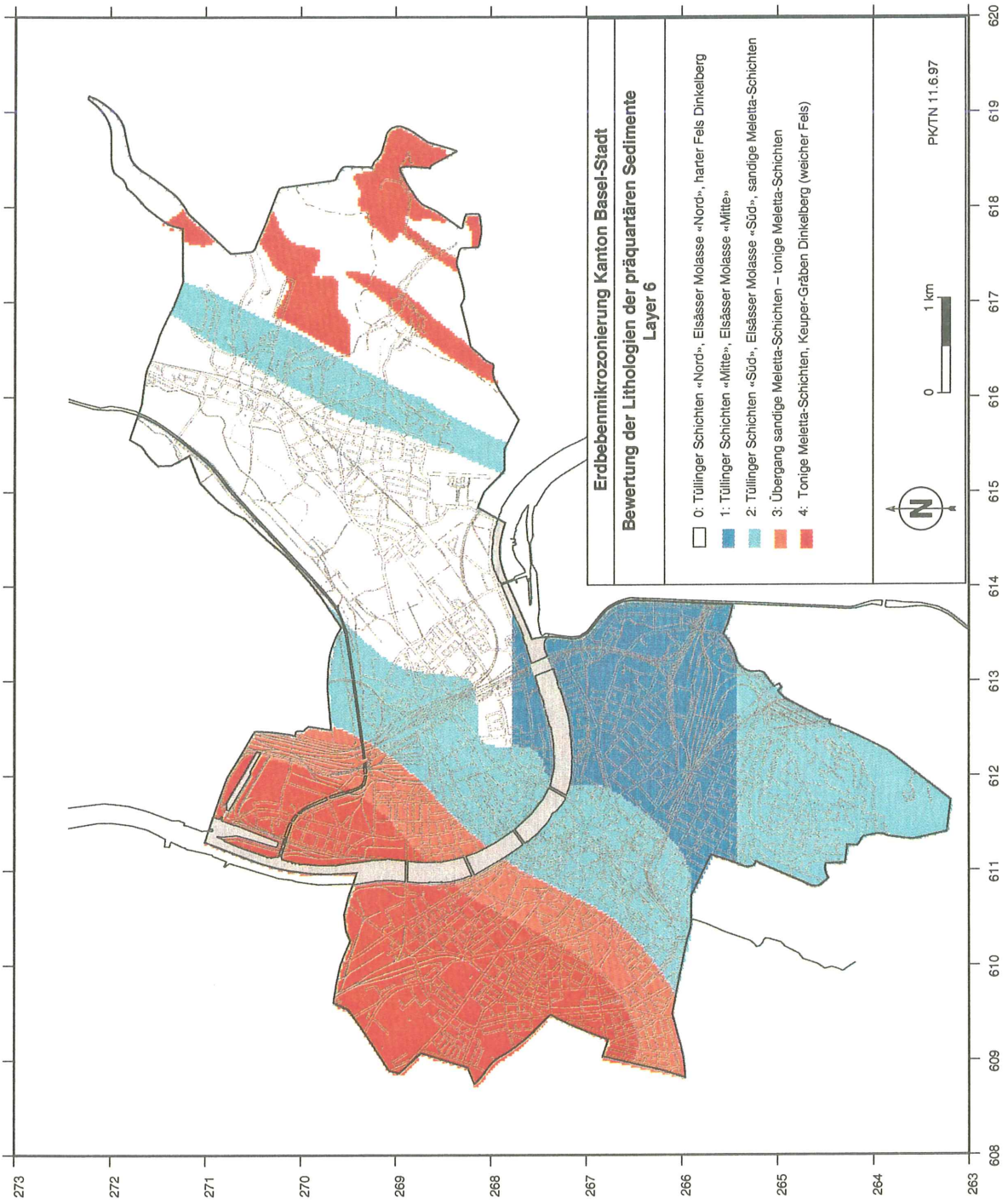
1. Séquanien + Rauracien
2. Bathonien + Oberes Bajocien (Hauptrogenstein)
3. Oberer Muschelkalk
4. Buntsandstein

Alle anderen geologischen Einheiten wurden entweder zur Klasse «weiche Zonen» oder «sehr weiche Zonen» zusammengefasst. Folglich beinhaltet die Klasse «harte» Zonen z. T. auch weiche Einheiten (Natica-Schichten, Homomyen-Mergel) bzw. die Klasse «weiche» Zonen z. T. auch harte Einheiten (Murchisonae-Schichten, Arietenkalk, Gansinger Dolomit, Wellendolomit), die aber mächtigkeitsmässig im

Tabelle 4-11: Klassen zur Bewertung der Lithologie der präquartären Sedimente.

Klasse	Geologische Einheiten
0	Tüllinger Schichten «Nord», Elsässer Molasse «Nord», harter Fels Dinkelberg
1	Tüllinger Schichten «Mitte», Elsässer Molasse «Mitte»
2	Tüllinger Schichten «Süd», Elsässer Molasse «Süd», sandige Meletta-Schichten
3	Übergang sandige Meletta-Schichten – tonige Meletta-Schichten
4	Tonige Meletta-Schichten, Keuper-Gräben Dinkelberg, weicher Fels Dinkelberg

Vergleich zu den restlichen Einheiten der zusammengefassten Gruppe unbedeutend sind.

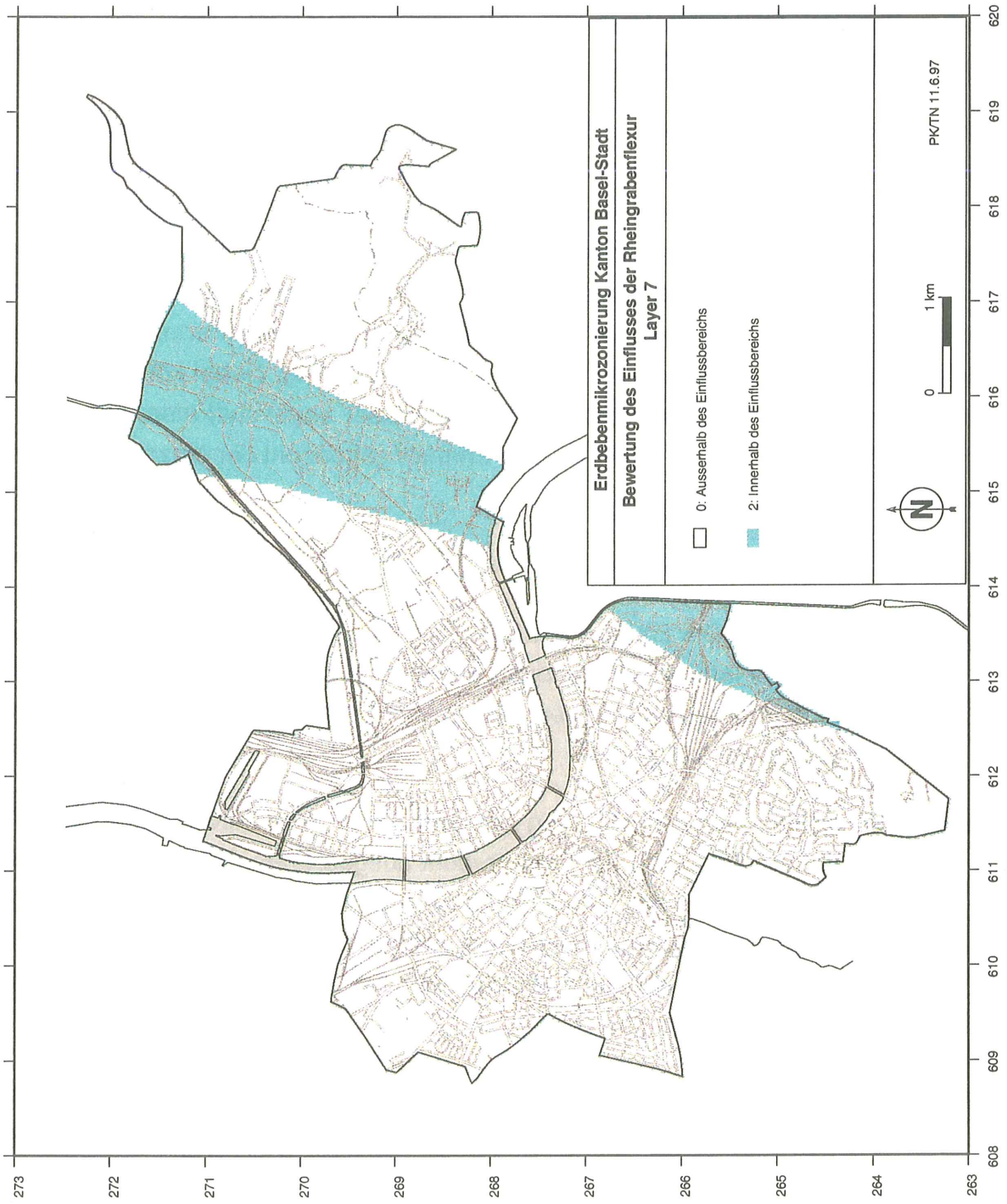


Figur 4-10: Layer 6: Bewertung der lithologischen Unterschiede der präquartären Sedimente (vgl. geologische Karte des präquartären Untergrundes (Fig. 2-1).

4.8 Layer 7: Lateraler Einfluss der Rheingrabenflexur

Durch die Beckenstruktur der Sedimente innerhalb des Rheingrabens in der Nähe der Flexur sind tieffrequente Resonanzeffekte zu erwarten. Diese bedeutende Bruchzone (Rheingrabenflexur) mit einer Sprunghöhe von 1400 m kann mit Oberflächendaten und Bohrdaten kartiert werden (z. B. Wittmann et al. 1970, Hauber 1991; siehe Figur 2-1).

Der Einflussbereich dieser Effekte wurde in einem 1 km breiten Streifen innerhalb des Rheingrabens berücksichtigt (Figur 4-11).



Figur 4-11: Layer 7: Bewertung des Einflusses der Rheingrabenflexur (vgl. geologische Karte des präquartären Untergrundes, Fig. 2-1).

5. Die Erdbebenmikrozonierungskarte für Basel-Stadt

5.1 Expertenmeinungen zur Gewichtung der Einflussgrössen

Für die Zonierungskarte werden die Beiträge der einzelnen Layer in jeder Rasterzelle zusammengezählt (Fig. 4-1). In unserer Arbeitsgruppe wurde lange über eine mögliche Gewichtung der einzelnen Layer diskutiert. Da es verschiedene Argumentationsmöglichkeiten bezüglich der Erdbebengrösse, der Frequenzinhalte der seismischen Wellen, der Lage des Epizentrums und des Einflusses der verschiedenen Layer gibt, haben wir uns entschlossen, fünf Expertenmeinungen zu berücksichtigen (siehe Tabelle 5-1, Noack & Fäh im Druck). Dabei können grosse Abweichungen für den gewichteten Einfluss gewisser Layer auftreten. Die unterschiedlichen Gewichtungen spiegeln den Erfahrungshorizont der einzelnen Experten wieder:

Experte A: Alle Layer werden gleich stark gewichtet (14,3%).

Experte B: Geologe. Der Einfluss des präquartären Untergrundes (Layer 6, 30%) und die lateralen Variationen (Layer 4, 20%) werden als hoch eingestuft. Alle anderen Layer werden leicht geringer als der Durchschnitt gewichtet (10%).

Experte C: Seismologe mit Erfahrung aus dem Bereich der theoretischen Modellierung. Diese Gewichtung ist recht ausgeglichen. Die Mächtigkeit der quartären Schotter erhält ein leicht reduziertes Gewicht (Layer 3, 11%), während der Einfluss der präquartären Sedimente (Layer 6), des Grundwassers (Layer 5) und der lateralen Variationen (Layer 4) als leicht höher bewertet wird (17%).

Experte D: Seismologe mit Erfahrung aus dem Bereich der Intensitätsabschätzung von Schadensbeben. Diese Gewichtung ist sehr ausgeprägt und differenziert. Seiner Meinung nach sollte der Einfluss der Mächtigkeit der quartären Schotter (Layer 3, 24%) und des Grundwassers (Layer 5, 24%) stärker gewichtet werden, während die präquartären Sedimente einen geringeren (Layer 6, 7%) und die Rheingrabenflexur (Layer 7) keinen Einfluss haben.

Layer	A (111)	B	C	D	E	F
1: Lagerungsdichte	14,3%	10%	14,4%	16%	14,4%	13%
2: Schottertyp	14,3%	10%	14,4%	12%	14,4%	12%
3: Mächtigkeit	14,3%	10%	11%	24%	14,4%	15%
4: Laterale Variationen	14,3%	20%	17%	17%	21%	18%
5: Grundwasser	14,3%	10%	14,4%	24%	14,4%	16%
6: Präquartär	14,3%	30%	14,4%	7%	14,4%	16%
7: Rheingrabenflexur	14,3%	10%	14,4%	0%	7%	9%

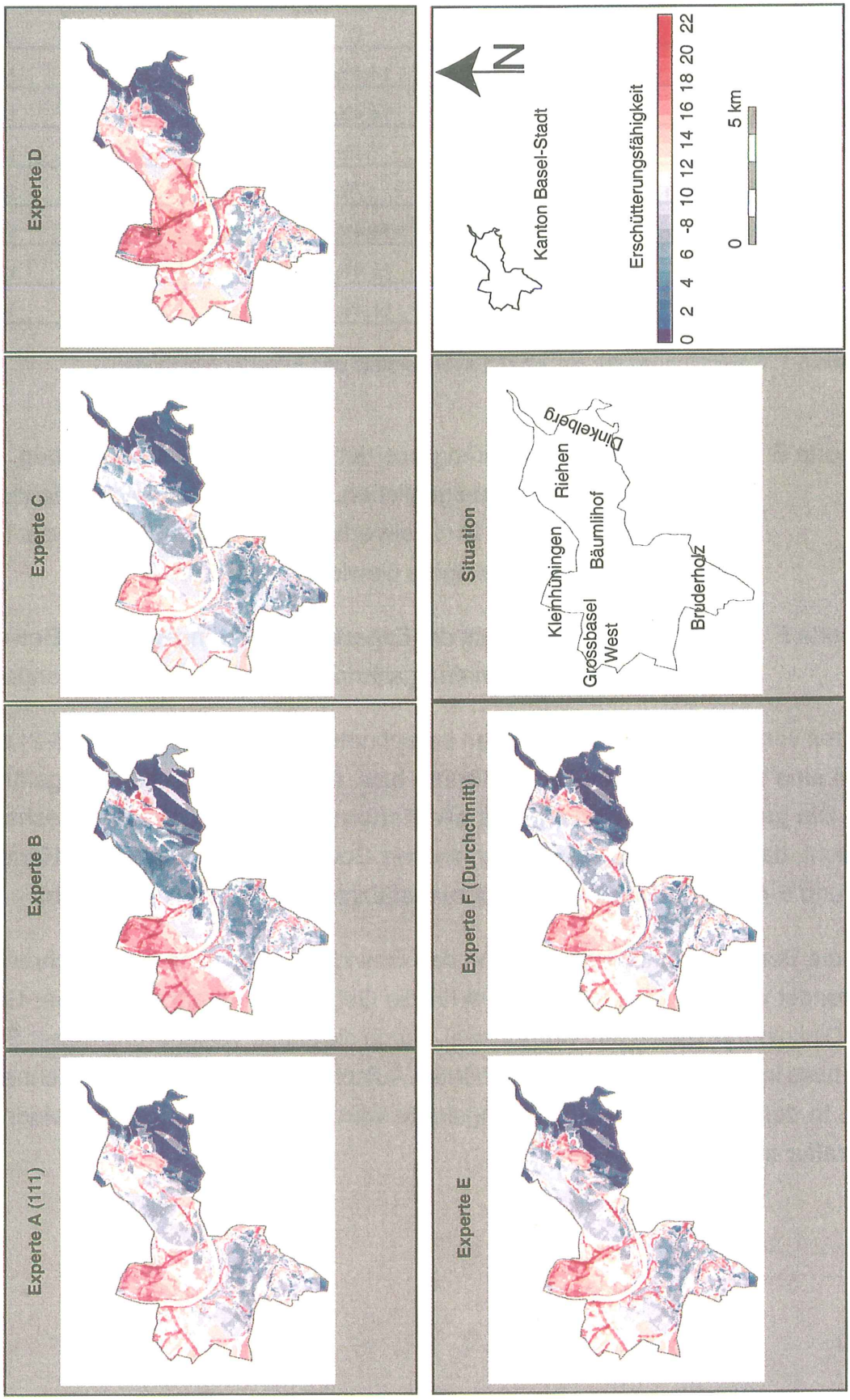
Tabelle 5-1: Gewichtungen der einzelnen Layer gemäss den Expertenmeinungen.

Experte E: Seismologe mit Erfahrung aus dem Bereich der Modellierung. Seine Gewichtung ist recht ausgeglichen. Er gibt den lateralen Mächtigkeitsänderungen (Layer 4, 21%) ein erhöhtes und dem Einfluss der Rheingrabenflexur ein erniedrigtes Gewicht (Layer 7, 7%).

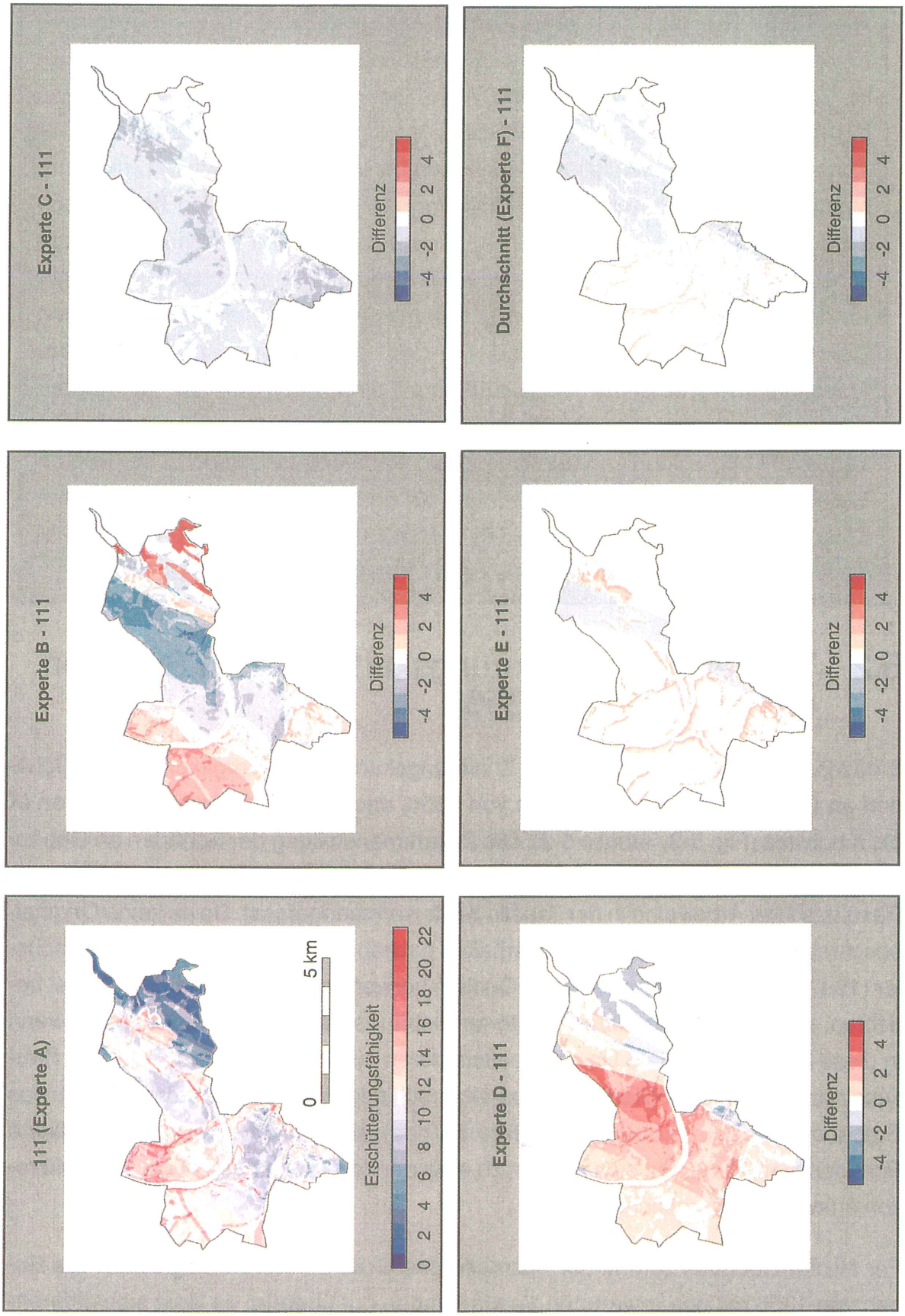
Experte F: Dies ist der Durchschnitt der Expertengewichtungen. Diese Bewertung wurde für die Mikrozonierungskarte (Fig. 5-3 und 5-4) verwendet.

Die mit verschiedenen Gewichtungen berechneten Karten (Fig. 5-1 und 5-2) zeigen lokal eine vergleichsweise leicht erhöhte bzw. erniedrigte Erschütterungsfähigkeit auf. Die grossen Züge sind aber für alle Karten sehr ähnlich. Wir sind deshalb der Ansicht, dass die mit den durchschnittlichen Gewichtungen berechnete Karte (Fig. 5-3 und 5-4) die potentielle Erschütterungsfähigkeit zuverlässig wiedergibt.

Für die Bereiche ohne Schotter kann das Gewichtungsschema nur beschränkt angewendet werden. Dies gilt vor allem für die Gebiete innerhalb der Keuper-Gräben des Dinkelbergs (Bettingen, Chrischona). Durch die starke Verwitterung dieser Schichten muss in diesen Bereichen mit erhöhten Aufschaukelungseffekten gerechnet werden. In der resultierenden Zonierungskarte werden diese Bereiche mit einer roten Schraffur ausgeschieden (Fig. 5-4).



Figur 5-1: Mit unterschiedlichen Gewichtungen der Einflussgrösen berechnete Zonierungskarten für den Kanton Basel-Stadt (Expertenmeinungen, vgl. Tabelle 5-1). Die Variation in der Erschütterungsfähigkeit von 0–22 Einheiten entspricht etwa ± einer Intensitätsstufe in Bezug auf einen regionalen Durchschnittswert.



Figur 5-2: Differenzen der «Expertenkarten» zur Karte, in der alle Einflussgrössen gleich stark gewichtet wurden (111, Experte A).

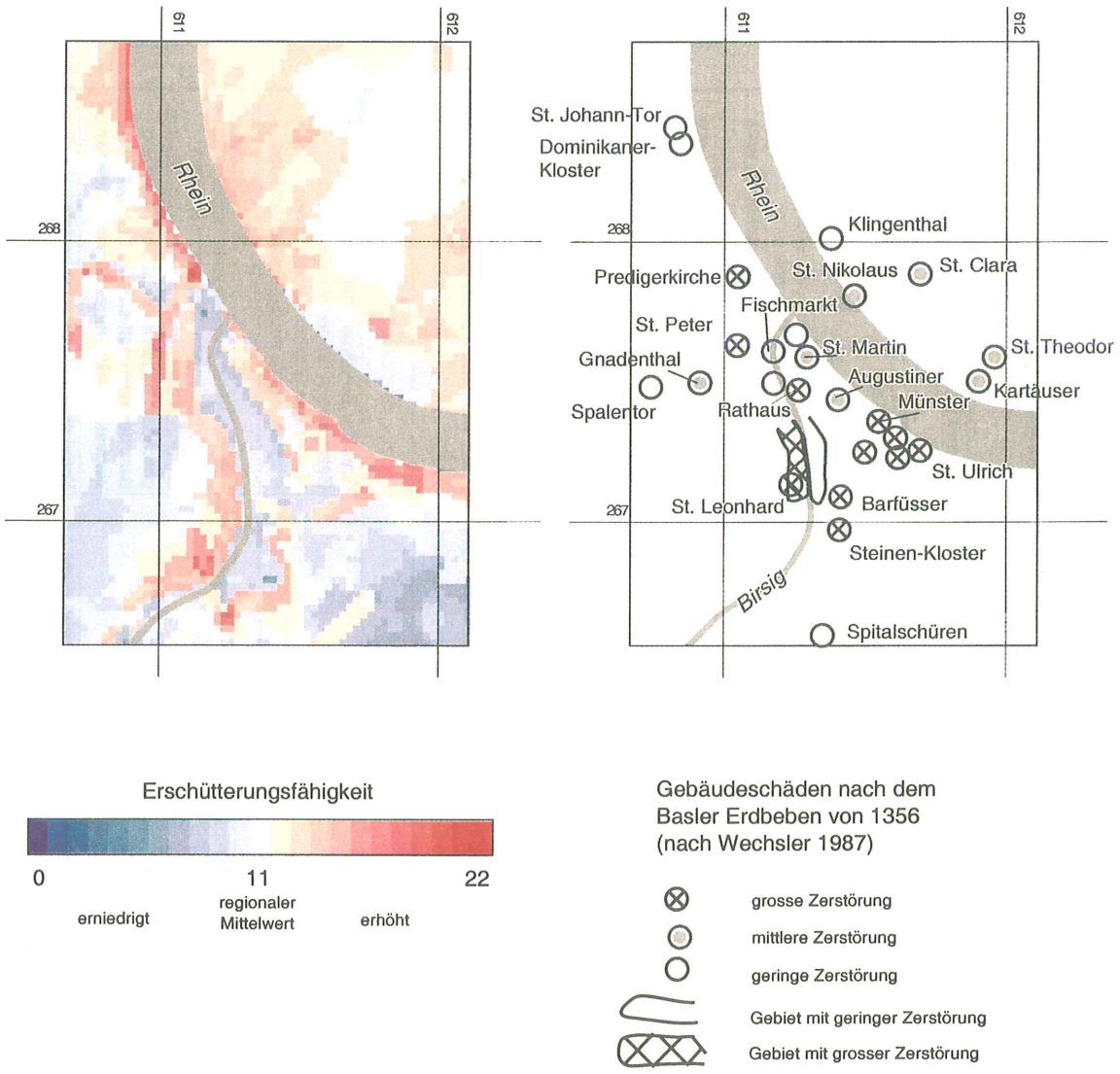
Als Resultat ergibt sich eine Zonierungskarte, welche die potentielle Erschütterungsfähigkeit relativ zu einem regionalen Mittelwert beschreibt (Fig. 5-4). Zur Visualisierung wurden die Werte unter dem Mittelwert (0–11) von dunkelblau bis hellblau eingefärbt. Sie entsprechen tendenziell einer Abminderung der potentiellen Verstärkung im Vergleich zu einem regionalen Mittelwert. Die Werte über dem Mittelwert (11–22) wurden von hellrot nach dunkelrot eingefärbt und entsprechen einer tendenziellen Erhöhung des Aufschaukelungspotentials. Die Bereiche, wo keine quartären Schotter auftreten, werden auf der Zonierungskarte (Fig. 5-4) mit einer Schraffur gekennzeichnet. Die Bereiche der Keuper-Gräben des Dinkelbergs mit erhöhtem Aufschaukelungspotential sind zusätzlich mit einer roten Schraffur überlagert.

Vergleiche mit regionalen Variationen beobachteter Intensitäten in der Region Basel (Fäh 1985) und Untersuchungen für das St. Galler Rheintal und dem Kanton Obwalden (Schindler et al. 1996, Beer 1996a, 1996b, 1997) legen nahe, dass die Differenz der Extremwerte ca. ±1 Intensitätsstufe beträgt.

5.2 Vergleich der Zonierungskarte mit den Schäden des Bebens von 1356

Eine Möglichkeit zur Validierung der Zonierungskarte ist der Vergleich mit den Schäden an Gebäuden durch das Beben von 1356, das eine Epizentralintensität von IX bis X aufwies (Fig. 5-3, Tabelle 5-2). Die Zusammenstellung der Schäden an Gebäuden in der Stadt Basel beruht auf einer Untersuchung von Wechsler (1987). Die Resultate ihrer Arbeit sind in der Tabelle 5-2 zusammengefasst. Da es keine Originalbeschreibungen von zerstörten und erhalten gebliebenen Gebäuden gibt, hat Wechsler (1987) für ihre historische Arbeit Quellen verwendet, welche über Geldmittel berichten, die zum Wiederaufbau zerstörter Gebäude verwendet wurden. Auch wenn in diese Auswertung viele Unsicherheitsfaktoren einfliessen (unterschiedliche Bausubstanz, Qualität des Wiederaufbaus, Unterschiede zwischen Zerstörung durch das Erdbeben selber und durch sekundäre Brände), ergibt sich eine recht detaillierte Schadensverteilung, die sich mit den zu erwartenden Verstärkungen aus der Mikrozonierungskarte vergleichen lässt.

Für etliche Gebäude stimmt der mutmassliche Grad der Zerstörung durch das Beben von 1356 mit den erwarteten Verstärkungen gut überein: es lässt sich differenzieren zwischen den Häusern im Talgrund des Birsigtales (unzerstört – potentielle Abminderung) und solchen an den Talflanken Richtung St. Leonhard (zerstört – po-



Figur 5-3: Vergleich der Zonierungskarte mit den Gebäudeschäden nach dem Basler Beben von 1356. Die dargestellte Zonierungskarte ist ein Ausschnitt aus der Figur 5-4. Die Variation in der Erschütterungsfähigkeit von 0–22 Einheiten entspricht etwa ± einer Intensitätsstufe in Bezug auf einen regionalen Mittelwert.

tentielle grosse Verstärkung). Die im Bereich der grössten Verstärkung liegende St. Leonhardskirche war am stärksten durch das Erdbeben betroffen. Das ebenfalls weitgehend zerstörte Münster und die Kirche St. Ulrich liegen im Bereich der grössten erwarteten Verstärkung, während die nur teilweise zerstörte Martinskirche und das ebenfalls nur teilweise zerstörte Augustinerkloster im Bereich mittlerer Verstärkung liegen. Teilweise ist die Bestimmung der Schäden aus den sehr unvollständigen Quellenhinweisen nicht eindeutig möglich. Dies gilt zum Beispiel für das Kloster Klingental im Bereich zu erwartender mittlerer Verstärkung. Hier wurden keine Zerstörungen beschrieben. Auch fehlen Hinweise auf die Vergabe grösserer Geldmittel für den Wiederaufbau. Hingegen ist bekannt, dass das Kloster sehr reich war und zur Zeit des Erdbebens umfangreiche Bauarbeiten im Gang waren. Es wäre also gut

Tabelle 5-2: Zusammenfassung der Schäden des Bebens von 1356 nach Wechsler (1987).

Lokalität	Gebäudetyp	Zerstörungsgrad	Schaden	Bemerkung
Spalentor	Stadttor	gering	Mauerrisse, keine oder nur unwesentliche Zerstörung	
Rheinbrücke	Brücke	gering	keine Schäden	massive Bauweise
In der Sattelgasse	Haus	gering	unzerstört	
Am Fischmarkt	Haus	gering	unzerstört	2 Häuser
Am Salzberg	Haus	gering	unzerstört	nähe Rheintor
Am Rheintor	Haus	gering	unzerstört	
Tor zu den Spitalschüren	Stadttor	gering	unzerstört	unsicherer Hinweis
Areal Rathaus	Haus	gross	zerstört bis auf die Grundmauern	3 Häuser: Haus zum Waldenburg, Haus zum Angen, Haus zum Windeck
Auf dem Felsen oberhalb Birsig	Haus	gross	zerstört	keine Einzelbeobachtung, sondern Hinweis über ein Gebiet
In der Senke am Birsig	Haus	gering	unzerstört	keine Einzelbeobachtung, sondern Hinweis über ein Gebiet
Haupthaus der Beginen	Haus	gross	zerstört	
Rittergasse 12	Haus	gross	zertsört	«Hof derer von Ramstein»
Münsterberg 13 und 15	Haus	gross	zerstört	Quelle unsicher
Spital an der Schwellen	Haus	gross	zerstört	Musste möglicherweise nach dem Erdbeben neu aufgebaut werden
Haus Blatzheim	Haus	gross	zerstört	
An der Steinenvorstadt	Haus	mittel	grosse Schäden, Reparaturen nötig	Grad der Zerstörung fraglich
Kloster St. Alban	Kloster	gross	zerstört, in Trümmer gelegt. Wiederaufbau nötig	
Kirche St. Alban	Kirche	mittel–gross	Schäden an Seitenmauern und Dach, Chor nicht eingestürzt	
Dominikanerkloster, Vorstadt «ze Krüz»	Kloster	gering	unzerstört	
Augustinerkloster	Kloster und Kirche	mittel	grosse Schäden	Grad der Zerstörung fraglich. Grössere Geldspenden für den Wiederaufbau. Mindestens Glasfenster zerbochen, möglicherweise auch grössere Schäden.
Barfüsser-Kloster	Kloster	gross	zerstört, weitgehend unbewohnbar	
Barfüsser-Kirche	Kirche	mittel–gross	grosse Schäden, Kirchenschiff stark reparaturbedürftig, Chor weitgehend intakt	«..kommen die Autoren zum Schluss, dass das Erdbeben von 1356 trotz der vielen Stiftungen der Barfüsserkirche nicht allzuviel geschadet haben kann. ... Die Vermutung, dass das eben erst erbaute Chorgewölbe eingestürzt wäre, muss abgelehnt werden...»
Kirche und Kloster St. Clara	Kloster / Kirche	mittel–gross	grosse Schäden, Langhaus zusammengestürzt, Chor weitgehend intakt	Keine direkten Belege, aber viele Vergabungen zum Wiederaufbau

Tabelle 5-2 (Fortsetzung)

Lokalität	Gebäudetyp	Zerstörungsgrad	Schaden	Bemerkung
Kapelle und Haus des Deutschordens, neben Münster	Haus	gross	zerstört, Einsturz	
Kirche und Kloster Gnadenthal	Kloster / Kirche	mittel	grosse Schäden, Wiederaufbau nötig	
Kapelle und Haus der Johanniter, Vorstadt «ze Krüz»	Haus	gering	unzerstört	Keine Baunachrichten bis Mitte 15. Jhts. Quellenhinweis auf Unversehrtheit
Kartause	Kloster	mittel–gross	grosse Schäden, «stark geschüttelte, zusammengefallene und in der Struktur verschobene Gebäude»	
Kloster Klingental	Kloster	gering ?	unzerstört ?	Zur Zeit des Erdbebens: reiche Bautätigkiet, reiches Kloster. Keine Erwähnung von Schäden, möglicherweise aber Ausbesserung im Rahmen der üblichen Bautätigkeit.
Kirche St. Leonhard	Kirche	gross	zerstört, in Trümmer gelegt	Verschiedene Quellen weisen darauf hin, dass die St. Leonhardskirche am stärksten durch das Erdbeben betroffen war
Kloster St. Maria-Magdalena an den Steinen	Kloster / Kirche	gross–mittel	zerstört, unbewohnbar. Chor der Kirche blieb stehen.	
St. Martinskirche	Kirche	gross	grosse Schäden, Chor weitgehend unzerstört, Mauern mussten geflickt und erneuert werden	Kurz nach dem Erdbeben konnte in Teilen der Kirche bereits wieder Gottesdienst gefeiert werden
Kapelle St. Nikolaus	Kirche	gross	Schäden	Ausmass der Schäden unbekannt. Kapelle wurde im Jahr 1375 erneut geweiht, was auf grössere Reparaturarbeiten nach dem Erdbeben schliesen lässt
Kirche St. Peter	Kirche	gross	zerstört (incl. Chor und Krypta)	
Predigerkirche und Kloster	Kloster / Kirche	gross–mittel	zerstört, Chor blieb vermutlich stehen	«Das Beben verschonte wohl den Chor, dessen Dach über dem Gefüge der Bogen stehen blieb, das Übrige aber stürzte ein»
Kirche St. Theodor	Kirche	gross–mittel	grosse Schäden, «erschüttert, umgeworfen und aus der Form gebracht»	Chorgewölbe und Westgiebel eingestürzt
Kirche St. Ulrich	Kirche	gross	zerstört, Totaleinsturz	
Münster	Kirche	gross	zerstört, zum grossen Teil eingestürzt, einzelne kleinere Kapellen unzerstört	

möglich, dass in diesem Fall die Erdbebenschäden auf diese Art gar nicht eruierbar sind. Was die Barfüsserkirche anbelangt, ist das Ausmass der Zerstörungen nicht eindeutig. Einerseits scheint viel zerstört worden zu sein; es wurde viel Geld für den Wiederaufbau gesprochen. Andererseits gibt es aber Quellen, die darauf hinweisen, dass das Beben der Kirche nicht allzuviel geschadet hat und sicherlich der Chor intakt geblieben ist. Die Klosteranlage Gnadental liegt im Bereich hoher Verstärkung, wurde aber nicht vollständig zerstört. Für die Berechnung der möglichen Verstärkung hat die junge Auffüllung des Stadtgrabens einen grossen Einfluss. Zur Zeit des Bebens von 1356 gab es den heute verfüllten Stadtgraben aber noch gar nicht. Bei einigen Gebäuden gibt es keine gute Übereinstimmung zwischen der Mikrozonierungskarte und dem Grad der Zerstörung. Dies gilt z. B. für das St. Johannstor und das Dominikanerkloster.

Der Vergleich der Schäden von 1356 mit den erwarteten Verstärkungen wird zusätzlich dadurch erschwert, dass der Grad der Zerstörung eines Bauwerkes nicht nur von seinem Untergrund abhängt, sondern mindestens ebenso stark von seiner Bausubstanz und seiner architektonischen Gestaltung. Offenbar waren in Basel die Chöre der Kirchen sehr gut gebaut. In einigen Fällen blieben sie mehr oder weniger unbeschadet, während die Kirchenschiffe und umliegenden Klosterbauten sehr stark in Mitleidenschaft gezogen wurden. Trotz all dieser Vorbehalte zeigt ein Vergleich der Karten (Fig. 5-3), dass eine recht hohe Differenzierung und eine gute Übereinstimmung erreicht werden konnte.

5.3 Hinweise zum Gebrauch der Karte

Die vorliegende qualitative Mikrozonierungskarte (Fig. 5-4) berücksichtigt die zur Zeit vorhandenen und verfügbaren Daten über den geologischen Untergrund des Kantons Basel-Stadt und setzt diese Daten direkt in eine Übersicht über die zu erwartenden Aufschaukelungseffekte um. Die Karte erlaubt es, Intensitätsunterschiede an unterschiedlichen Standorten abzuschätzen. Sie erlaubt aber keine Aussagen in Bezug auf die für den Ingenieur wichtigen physikalischen Parameter wie z. B. die spektrale Verstärkung und beinhaltet keine Aussagen über das seismische Verhalten von Gebäuden oder Life-Line-Strukturen.

Der Vergleich mit den historischen Schadensbildern zeigt eine recht gute Übereinstimmung. Hingegen fehlen bisher über das Stadtgebiet verteilte Aufzeichnungen von stärkeren Erdbeben, mit denen sich die Karte zuverlässig «eichen» liesse.

Für den Gebrauch der Karte ist unbedingt zu beachten, dass die der Karte zugrunde liegenden einzelnen Layer auf interpolierten Werten unterschiedlicher Datendichte beruhen (vgl. Fig. 2-4 und 4-5). Die exakte Lokalisierung der Grenzen zwischen den Klassen sind in Bereichen mit geringer Datendichte nicht genau festzulegen. Folglich sind auch kleinere, lokale Änderungen der potentiellen Verstärkung der Bodenbewegung auf der Zonierungskarte mit Vorsicht zu interpretieren.

Für die Umsetzung der Zonierungskarte ist die Interaktion zwischen Gebäude und Untergrund ganz entscheidend. Es muss im Einzelfall abgeklärt werden, wie sich die einzelnen Bewertungsparameter auf ein konkretes Bauwerk auswirken. Im Untergrund verlaufende Leitungen reagieren anders als ein Hochhaus. Abzuklären ist weiter, wie sich unterschiedliche Fundationstiefen auf das Gebäudeverhalten auswirken. Insbesondere ist anzunehmen, dass ein bis in die Molasse unterkellertes Gebäude anders reagiert als ein Gebäude, das auf Schottern steht.

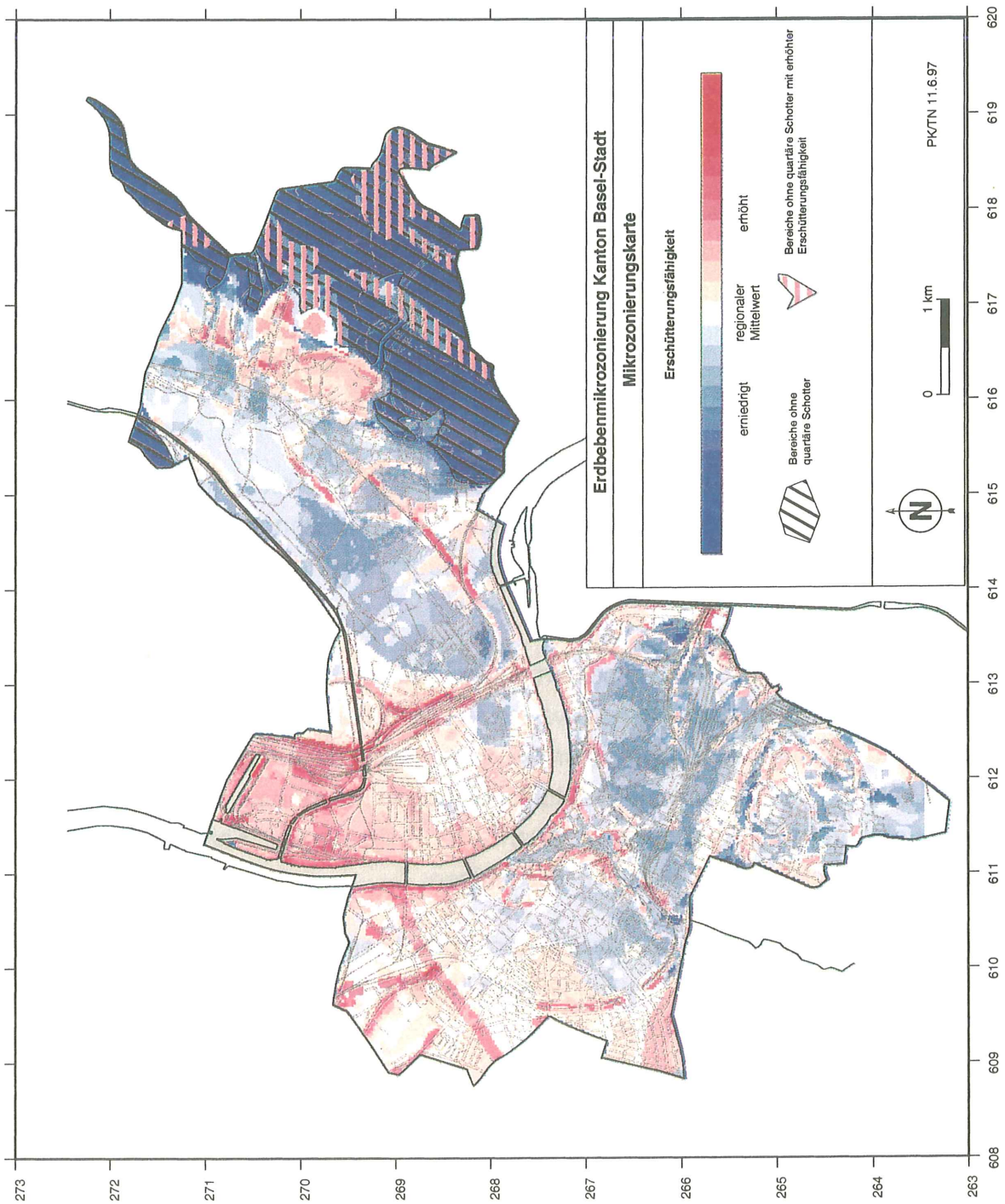
All diese Bemerkungen lassen es für den Gebrauch der Karte ratsam erscheinen, dass die Beurteilung und die Planung von konkreten Massnahmen im Einzelfall in einer Arbeitsgemeinschaft von Seismologen, Geologen und Ingenieuren vorgenommen wird.

Die vorliegende Mikrozonierung basiert auf qualitativen Kriterien. Dies erlaubt einen detaillierten Überblick über die zu erwartenden Aufschaukelungseffekte. Um jedoch quantitative Aussagen vor allem über die Änderungen der Frequenzen der seismischen Wellen und die maximalen Beschleunigungen machen zu können, werden in einem Folgeprojekt («Earthquake Scenarios for Switzerland», Fäh et al. im Druck) folgende Arbeiten für die Zukunft vorgeschlagen:

- Erarbeiten eines 3D-Modells der Region, in welchem physikalische Grössen der verschiedenen geologischen Einheiten, wie Scherwellengeschwindigkeiten und Mächtigkeiten, kartiert werden.
- Modellierung der zu erwartenden Bodenbewegungen für Szenario Erdbeben.
- Einbezug der Gebäude in die Berechnungen.

- Interpretation der in Zukunft registrierten Starkbebenaufzeichnungen sowie Vorbereitung einer detaillierten makroseismischen Untersuchung für den Fall eines stärkeren Erdbebens in der Region Basel.

Für diese weiterführenden Arbeiten wurde mit dieser Studie ein wichtiger Grundstein gelegt.



Figur 5-4: Erdbebenmikrozonierungskarte für den Kanton Basel-Stadt. Die Variation in der Erschütterungsfähigkeit entspricht etwa ± einer Intensitätsstufe in Bezug auf einen regionalen Mittelwert.

Liste der zitierten Referenzen

Barosh, P. J. (1990): Use of seismic intensity data to predict damage from earthquakes and undergound nuclear explosions. – U.S. Geological Survey, technical Letter, NTS-169.

Beer, C. (1996a): Erdbebengefährdung in Abhängigkieit vom geologischen Untergrund. – Diss. ETH Zürich.

Beer, C. (1996b): Erdbeben-Mikrozonierung in der Region Nidwalden und Obwalden. – Mitt. Schweizerische Gesellschaft für Bodenmechanik und Felsbau, 132, 13–20.

Beer, C. (1997): Neues Bild der Erdbebengefährdung aufgrund seismischer Mikrozonierung – Beispiel St. Galler Rheintal. – Bull. angew. Geol. 2/1, 3–21.

Bitterli-Brunner, P. & Fischer, H. (1988): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt Nr. 80 (1067) Arlesheim; Erläuterungen. – Landeshydrologie und -geologie.

Bitterli-Brunner, P., Fischer, H. & Herzog, P. (1984): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt Nr. 80 (1067) Arlesheim. – Schweiz. Geolog. Kommission.

Bitterli-Brunner, P., Pfirter, U. & Meier, J. (1977): Lithologische Karte von Basel 1:10'000; Ausbildung des Tertiärs (Bohraufschlüsse). – Unpubl. Karte aus dem Baugrundarchiv des Kantons Basel-Stadt.

Bolt, B. A. (1995): Erdbeben: Schlüssel zur Geodynamik. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, Oxford.

Fäh, D. (1985): Seismische Mikrozonierung der Schweiz. – Unpubl. Diplomarbeit, Institut für Geophysik, ETH. Zürich.

Fäh, D. (1992): A hybrid technique for the estimation of strong ground motion in sedimentary basins. – Diss ETH Zürich.

Fäh, D., Noack, T. & Kruspan, P. (1996): Bewertung des lokalen Untergrundes der Region Basel auf die seismische Erschütterungsfähigkeit. In: Mayer-Rosa (Ed): Erdbebengefährdung und Mikrozonierung in der Schweiz. Beitrag zur Erforschung des Erdbebenrisikos in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund. – vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.

Fäh, D., Rüttener, E., Noack, T. & Kruspan, P. (1997): Microzonation of the city of Basel. – Journal of Seismology, 1, 87–102.

Fäh, D., Bachmann, H., Bay, F., Becker, A., Giardini, D., Huggenberger, P., Kind, F., Lang, K., Mayer-Rosa, D., Noack, T., Sellami, S., Wenk, T. (im Druck): Earthquake scenarios for Switzerland. – Proceedings of the world conf. eathquake engeneering, 2000, New Zeeland, Paper 205.

Fischer, H., Hauber, L. & Wittmann, O. (1971): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt Nr. 59 (1047) Basel; Erläuterungen. – Schweiz. Geolog. Kommission.

Florsch, N., Fäh, D., Suhadolc, P. & Panza, F. (1991): Complete synthetic seismograms for high frequency multimode SH-waves. – Pure and Applied Geophysics 136, 529-560.

Fumal, T. E. & Tinsley, J.C. (1985): Mapping shear-wave velocities of near-surface geologic materials. In: Ziony J. I. (Ed.): Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region - an earth-science perspective. – U.S. Geological Survey Professional Paper 1360, 127–149.

Gürler, B., Hauber, L. & Schwander, M. (1987): Die Geologie der Umgebung von Basel mit Hinweisen über die Nutzungsmöglichkeiten der Erdwärme. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 160.

Hauber, L. (1991): Ergebnisse der Geothermiebohrungen Riehen 1 und 2 sowie Reinach im Südosten des Rheingrabens. – Geol. Jb. Reihe E 48, 167-184.

Imai, T. & Tonouchi, K. (1982): Correlation of N value with S-wave velocity and shear modulus. – Proceedings of the second European Symposium on Penetration Testing, Amsterdam, 24-27 May 1982. 67-72.

Kanai, K. & Tanaka, T. (1961): On microtremors VIII. – Bull. Earth. Res. Inst. ,39, 1-114.

Kiefer, P. & Studer, R. (1972): Nationalstrasse N2, Schwarzwaldallée Rampen Nord und Süd. – Unpubl. Bericht z.Hd. Baudepartement BS aus dem Baugrundarchiv des Kantons Basel-Stadt.

Kiefer, P. & Studer, R. (1988): Grundwassersimulation Grossbasel. – Unpubl. Bericht z.Hd Gewässerschutzamt BS aus dem Baugrundarchiv des Kantons Basel-Stadt.

Kiefer, P. & Studer, R. (1990): Grundwassermodell Kleinbasel. – Unpubl. Bericht z.Hd Gewässerschutzamt BS aus dem Baugrundarchiv des Kantons Basel-Stadt.

Lachet, C. & Bard, P.-Y. (1994): Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. – J. Phys. earth, 42,377-397.

Lermo, J. & Chavez-Garcia, F. J. (1994): Are microtremors useful in site response evaluation? – Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1350-1364.

Mayer-Rosa, D. & Cadiot, B. (1979): A review of the 1356 Basel earthquake: Basic data. – Tectonophysics 53, 325-333.

Nakamura, Y. (1989): A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. – Q. Rept. Railway Tech. Res. Inst. 30, 25-33.

Noack, T. (1993): Geologische Datenbank der Region Basel. – Eclogae geol. Helv. 86/1, 283-301.

Noack, T. (1997): Geologische Datenbank der Region Basel - Konzept und Anwendungen. – Mitt. Schweizerische Gesellschaft für Bodenmechanik und Felsbau, 133, 13 - 18.

Noack, T., Kruspan, P., Fäh, D. & Rüttener, E. (1997): A detailed rating scheme for seismic microzonation based on geological and geotechnical data and numerical simulations applied to the city of Basel. – Eclogae geol. Helv., 90/3, 433–448.

Noack, T., Fäh, D. (im Druck): The influence of experts opinion in microzonation studies. – Earthquake Spectra.

Noher, P. (1997): Die Niederterassenschotter im Raume Basel. – Mitt. Schweizerische Gesellschaft für Bodenmechanik und Felsbau, 133, 19 - 23.

Panza, G. F. (1985): Synthetic seimograms: The Rayleigh waves modal summation. – Journal of Geophysics 58, 125-145.

Rüttener, E. (1995): Earthquake Hazard Evaluation for Switzerland. – Diss. ETH Zürich.

Schnabel, P. B., Lysmer, J. & Seed, H.B. (1972): SHAKE A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. – Report No EERC 72-12, U. C. Berkeley, CA.

Schindler, C., Beer, C., Mayer-Rosa, D., Rüttener, E., Wagner, J.J., Jaquet, J.M. & Frischknecht, C. (1996): Integrierte Auswertung von seismischen und bodenspezifischen Parametern: Gefährdungskarten im Kanton Obwalden. – Geologische Berichte vol. 19. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft; Landeshydrologie und -geologie, Bern.

Smit, P. (1994): Swiss national strong motion network. Strong Motion Bulletin October 1991 - September 1993.– Publication Series of the Swiss Seismological Service No. 106, ETH Zürich.

Udwadia, F. & Trifunac, M. (1972): Studies of strong earthquake motions and microtremor processes. – Proc. of the Intern. Conf. on Microzonation, Seattle,Vol.1, 319-334.

Wechsler, E. (1987): Das Erdbeben von Basel 1356. Teil 1: Historische und kunsthistorische Aspekte. – Publikationsreihe des Schweizerischen Erdbebendienstes, ETH-Zürich, vol. 102. Schweiz. Erdbebendienst, Zürich.

Wittmann, O., Hauber, L., Fischer, H., Rieser, A., Staehelin, P. (1970): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt Nr. 59 (1047) Basel. – Schweiz. Geolog. Kommission, Geolog. Landesamt Baden-Württemberg

Yamanaka, H., Takemur, M., Ishida, H. & Niwa, M. (1994): Characteristics of Long-Period Microtremors and their Applicability in Exploration of Deep Sedimentary Layers. – Bull. Seism. Soc. Amer., 84, 1831–1841.

Liste verwendeter, aber im Text nicht zitierter Referenzen

Zusätzlich zu den im Text angeführten Publikationen sind auch auch noch andere Quellen aufgeführt, die in die Erstellung der Layer eingeflossen sind.

Albinet, M. & Vançon, J. P. (1967): Carte hydrogéologique de la France 1:50'000. Feuille XXXVII-21 Altkirch. – Bureau de recherches géologiques et minières.

Annaheim, H., Eichenberger, U., Gallusser, W.A., Muggli, H.W. & Baur, B. (1967): Strukturatlas Nordwestschweiz–Oberelsass–Südschwarzwald. Helbing & Liechtenhahn, Basel.

Barsch D. (1968): Die pleistozänen Terrassen der Birs zwischen Basel und Delsberg. – Regio Basiliensis 9/2, 363–383

Bitterli-Brunner, P. (1978): Geologisch-tektonische Karte von Basel. – Unpubl. Karte aus dem Baugrundarchiv des Kantons Basel-Stadt.

Bitterli-Brunner, P. (1980): Neue quartärgeologische Aufschlüsse in der Umgebung von Basel. – Regio Basiliensis 21/1/2, 5–16.

Bitterli-Brunner, P. (1987): Geologischer Führer der Region Basel. – Birkhäuser Verlag, Basel.

Bitterli-Brunner, P., Hauber, L. & Fischer, H. (1975): Investigation of recent crustal movements across the Rhine-Graben flexure at Basel. –Tectonophysics 29, 283–287.

Bitterli-Brunner, P., Pfirter, U. & Meier, J. (1977): Lithologische Karte von Basel 1:10'000; Ausbildung des Quartärs (Bohrprofile).– Unpubl. Karte aus dem Baugrundarchiv des Kantons Basel-Stadt.

Borcherdt, R. D. & Glassmoyer, G. (1992): On the characteristics of local geology and their Influence on ground motions generated by the Loma Prieta Earthquake in the San Francisco Bay Region, California. – Bull. Seism. Soc. amer. 82, 603–641.

Borcherdt, R. D. & Glassmoyer, G. (1994): Influences of local geology on strong and weak ground motions recorded in the San Francisco Bay region and their influence for the site-specific building-code provisions. – U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1551-A, 77–108.

Brebbia, C. A. (1996): The Kobe earthquake: geodynamical aspects. In: Baskos, D. E. & Kausel, E. (Ed): Advances in earthquake engineering, Vol. 1. – Computational Mechanics Publications, Southhampton.

Brianza, M., Hauber, L., Hottinger, L. & Maurer, H. (1983): Die geologischen Resultate der Thermalwasserbohrung von Leymen (Haut-Rhin, Frankreich) südlich von Basel, unter besonderer Berücksichtigung der Schwerminerale. – Eclogae geol. Helv. 76, 253–279.

Bucherer, P. (1970): Strukturuntersuchung Riehen/Bettingen. – Stadtplanbüro Basel-Stadt; Planungskommission Riehen.

Diebold, P., Naef, H. & Ammann, M. (1991): Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. Nagra Tech. Ber. NTB 90-04. – NAGRA, Wettingen.

Doebl, F. (1970): Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. In: Illies J.H. & Müller St. (Ed): Graben problems. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 56–66.

Fäh, D., Noack, T. & Kruspan, P. (1996): Lokale Aufschaukelungseffekte bei Erdbeben und deren Abschätzung mit Hilfe numerischer Simulation und geologisch/geotechnischer Methoden. – Forschungsbericht im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes NFP 31. Schweiz. Erdbebendienst, ETH Zürich.

Fischer, H. (1965): Oberes Rupélien (Septarienton) des südlichen Rheintalgrabens: Tongrube von Allschwil bei Basel. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 31/81, 7–16.

Fischer, H. (1969): Geologischer Überblick über den südlichen Oberrrheingraben und seine weitere Umgebung. – Regio Basiliensis 10/1, 57–84.

Fischer, H. (1969): Übersichtstabelle zur Geologie der weiteren Umgebung von Basel. – Regio Basiliensis 10/2.

Geologisch-Paläontologisches Institut & Geotechnisches Institut AG (1972): Nationalstrasse N2, Gellertdreieck, Etappe 2b; Teilstück Neusatzweg-Grosspeter. – Unpubl. Bericht z.Hd. Baudepartement BS aus dem Baugrundarchiv des Kantons Basel-Stadt.

Gewässerschutzamt Basel-Stadt & Geologisch-Paläontologisches Institut (1995): Altlastenkataster. – Unpubl. Bericht aus dem Baugrundarchiv des Kantons Basel-Stadt.

Golder, E. (1995): Der Birsig und seine Nebengewässer. – Baudepartement Basel-Stadt, Tiefbauamt.

Gorhan, H. (1968): Untersuchungen über die Festigkeitseigenschaften des Lösses an Beispielen in Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18, 401–428.

Gouda, G. H. (1962): Untersuchungen an Lössen der Nordschweiz. – Geographica Helvetica 3, 134-221.

Gutzwiller, A. (1894): Der Löss (mit besonderer Berücksichtigung seines Vorkommens bei Basel). – Wissenschaftliche Beilagen Bericht Realschule Basel.

Gutzwiller, A. (1901): Zur Altersfrage des Löss. – Verh. Naturf. Ges. Basel 13/2, 271–286.

Gutzwiller, A. (1912): Die Gliederung der diluvialen Schotter in der Umgebung von Basel. – Verh. Naturf. Ges. Basel 23, 1–19.

Gutzwiller, A. (1915): Das Oligocän in der Umgebung von Basel. – Verh. naturf. Ges. Basel 26, 96-108

Haldimann, P., Naef, H. & Schmassmann, H. (1984): Fluviatile Erosions- und Akkumulationsformen als Indizien jungpleistozäner und holozäner Bewegungen in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. Nagra Tech. Ber. NTB 84-16. – NAGRA, Wettingen.

Hauber, L. (1968): Nationalstrasse N2, Abschnitt Zürcherstrasse - Grenzacherstrasse, Rheinbrücke; Geologischer und erdbaumechanischer Bericht. – Unpubl. Bericht aus dem Baugrundarchiv des Kantons Basel-Stadt.

Hauber, L. (1971): Das Alter der Rhein- und Wieseschotter beim Eglisee in Basel. – Regio Basiliensis 12, 316-319.

Hauber, L (1997): Geologie von Basel. – Mitt. Schweizerische Gesellschaft für Bodenmechanik und Felsbau, 133, 7 - 12.

Hauber, L., Laubscher, H. & Wittmann, O. (1971): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Rheintalflexur und des Tafeljuras bei Basel am 19. und 20. Oktober 1970. – Eclogae geol. Helv. 64, 203-214.

Illies, J. H. (1972): The Rhine Graben rift system - plate tectonics and transform faulting. – Geophys. Surveys 1, 27-60.

Joyner, W. B. & Fumal, T. E. (1985): Predictive mapping of earthquake ground motion. – U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1360, 203 - 220.

Laubscher, H. (1982): Die Südostecke des Rheingrabens - ein kinematisches und dynamisches Problem. – Eclogae geol. Helv. 75/1, 101-116.

Mayer-Rosa, D., Rüttener, E., Fäh, D., Schindler, C., Beer, C., Wagner, J. & Frischknecht, C. (1997): Erdbebengefährdung und Mikrozonierung in der Schweiz. Beitrag zur Erforschung des Erdbebenrisikos in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund. Schlussbericht NFP31. – vdf, Hochschul Verlag an der ETH-Zürich.

Naef, H., Birkhäuser, P. & Roth, P. (1995): Interpretation der Reflexionsseismik im Gebiet nördlich Lägern - Zürcher Weinland. – Nagra Tech. Ber. NTB 94-14. NAGRA, Wettingen.

Pfirter, U. (1973): Geologie und Morphologie des Birstales von St. Jakob bis Münchenstein. – Unpubl. Diplomarbeit, Geologisch- Paläontologisches Institut, Universität Basel.

Rieser, A. (1970): Bau des südwestlichen Dinkelberges (nordöstlich Basel) (Stratigraphie und Tektonik). – Z. dt. geol. Ges. 121, 111-117.

Rogers, A. M., Tinsley, J. C. & Borcherdt, R. D. (1985): Predicting relative ground response. – U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1360, 221-247.

Schindler, C., Beer, C., Mayer-Rosa, D., Rüttener, E., Wagner, J.-J. & Frischknecht, C. (1993): Earthquake hazard assessment in the canton Obwalden using a geographic information system (GIS). In: Floods and geological hazards, report on the studies 1991 - 1993. – Swiss national committee of the UN international decade for natural disaster reduction (IDNDR).

Schmassmann, H. (1990): Hydrogeologische Synthese des Rheintals zwischen Ergolz und Birs. – Unpubl. Bericht z.Hd. Amt für Umweltschutz und Energie BL, Liestal.

Smit, P. & Mayer-Rosa, D. (1994): Das nationale Messnetz für starke Erdbeben in der Schweiz. – Schweizerischer Pool für Erdbebendeckung 15. Geschäftsbericht 1993, 13-29.

Tinsley, J. C. & Fumal, T. E. (1985): Mapping Quaternary sedimentary deposits for areal variations in shaking response. In: Ziony J. I. (Ed.): Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region - an earth-science perspective. – U.S. Geological Survey Professional Paper 1360, 101-125.

Wagner, J.-J., Frischknecht, C., Rosset, P., Mayer-Rosa, D., Rüttener, E., Smit, P., Schindler, C., Beer, C. & Sartori, M. (1997): Rapport final du projet SISVAL-IDNDR „zonage regional et local dans les regions de Sion et Susten-Brig".

Wittmann, O. (1959): Geologische Spezialkarte von Baden 1:25'000, Blatt Lörrach (Nr. 152). – Bad. Geolog. Landesanstalt.

Wittmann, O. (1961): Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel und ihre kartographische Darstellung. – Basler Beiträge zur Geographie und Ethnologie 3.

Wittmann, O. (1963): Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel; Diskussionsbemerkungen. – Regio Basiliensis 4/1, 7-14.

Wittmann, O. (1965): Geologische und geomorphologische Untersuchungen am Tüllinger Berg bei Lörrach. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 7, 513-552.

Wittmann, O. (1967): Die fazielle Ausbildung des basalen Meeressandes (Stampien) bei Lörrach und die stampische Morphologie. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F.49, 35-45.

Wittmann, O. (1969): Die jung- und mittelpleistozänen Schotterterrassen im Vorderen Wiesental (südlicher Schwarzwald). – Regio Basiliensis 10, 85-114.

Wittmann, O. (1970): Das Lössprofil Wyhlen (Landkreis Lörrach). – Regio Basiliensis 18/1, 302-311.

Wittmann, O. (1970): Tektonik des südlichen Oberrheingrabens und seines Rahmens. – Z. deutsch. geol. Ges. 121, 61-65

Wittmann, O. (1978): Baugrundkarte der Stadt Lörrach 1:10'000. – Regio Basiliensis 19, 194-219.

Wittmann, O. (1978): Neue Beobachtungen in den Lörracher Flexurschollen (inkl. Geologische Karte der Lörracher Flexurschollen 1:6'000). – Jh. Geolog. Landesamt Baden-Württemberg 20, 101-124.

Wittmann, O. (1987): Geologische Karte 1:25'000 von Baden-Württemberg, Blatt 8311 Lörrach; Erläuterungen. – Geolog. Landesamt Baden-Württemberg.

Geologische Berichte Rapports géologiques Rapporti geologici

Vertrieb durch

Landeshydrologie und -geologie, CH-3003 Bern

Nr. 1	1987	Tj. Peters, A. Matter, H.-R. Bläsi, A. Gautschi Sondierbohrung Böttstein – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 2	1987	A. Escher, H. Masson, A. Steck Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses	vergriffen
Nr. 3	1988	A. Pugin Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire	Fr. 10.–
Nr. 4	1988	M. Burkhard Horizontalschnitt des Helvetikums der Westschweiz	Fr. 10.–
Nr. 5	1988	A. Matter, Tj. Peters, Ch. Isenschmid, H.-R. Bläsi, H.-J. Ziegler Sondierbohrung Riniken – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 6	1988	A. Matter, Tj. Peters, H.-R. Bläsi, J. Meyer, H. Ischi, Ch. Meyer Sondierbohrung Weiach – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 7	1988	A. Escher Structure de la nappe du Grand-Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel	Fr. 10.–
Nr. 8	1988	A. Matter, Tj. Peters, H.-R. Bläsi, F. Schenker, H.-P. Weiss Sondierbohrung Schafisheim – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 9	1989	Tj. Peters, A. Matter, H.-R. Bläsi, Ch. Isenschmid, P. Kleboth, Ch. Meyer, J. Meyer Sondierbohrung Leuggern – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 10	1989	Tj. Peters, A. Matter, J. Meyer, Ch. Isenschmid, H.-J. Ziegler Sondierbohrung Kaisten – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 11	1989	P. Jeanbourquin, M. Burri La zone de Sion-Courmayeur dans la région du Simplon	Fr. 10.–
Nr. 12	1990	H. Dronkert, H.-R. Bläsi, A. Matter Facies and Origin of Triassic Evaporites from the NAGRA Boreholes, Northern Switzerland	Fr. 50.–

Nr. 13	1990	B. KELLER, H.-R. BLÄSI, N.H. PLATT, P.S. MOZLEY, A. MATTER Sedimentäre Architektur der distalen Unteren Süsswassermolasse	vergriffen
Nr. 14	1992	P. DIEBOLD, H. NAEF, M. AMMANN Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz (regionale Seismik, Oberflächengeologie und Tiefbohrungen)	Fr. 80.–
Nr. 15	1992	A. SPICHER (†) Verzeichnis der geologischen und tektonischen Karten und Kartenskizzen der Schweiz 1930-1950 (Neudruck)	Fr. 20.–
Nr. 16	1993	M. AMMANN, P. BIRKHÄUSER, H.R. BLÄSI, J.-M. LAVANCHY, S. LÖW, B. MEIER, W.H. MÜLLER Untere Süsswassermolasse im Erdsondenfeld Burgdorf. Charakterisierung mittels Geologie, Petrophysik und Fluid Logging	Fr. 40.–
Nr. 17	1994	Y.P. BONANOMI, E.R. MÜLLER, W.K. NABHOLZ, H. SCHEIWILLER Zur Hydrogeologie des Bergsturzgebietes im Raum Flims	Fr. 25.–
Nr. 18	1994	M. THURY, A. GAUTSCHI, M. MAZUREK, W.H. MÜLLER, H. NAEF, F.J. PEARSON S. VOMVORIS, W. WILSON Geology and Hydrogeology of the Crystalline Basement of Northern Switzerland	Fr. 80.–
Nr. 19	1996	C. SCHINDLER, C. BEER, D. MAYER-ROSA, E. RÜTTENER, J.-J. WAGNER, J.-M. JAQUET, C. FRISCHKNECHT Integrierte Auswertung von seismischen und bodenspezifischen Parametern: Gefährdungskarten im Kanton Obwalden	Fr. 25.–
Nr. 20	1996	C. BOLLINGER, F. NOVERRAZ Vereinheitlichung der Aufnahme von Naturgefahren in der Schweiz, Pilotstudie, Karte der Bodenbewegungsgefahren 1:25'000, Blatt 1247 Adelboden	Fr. 35.–
Nr. 21	1997	J. DOLLINGER Geologie und Hydrogeologie der Unteren Süsswassermolasse im SBB-Grauholztunnel bei Bern	Fr. 40.–
Nr. 22	1998	P. KELLERHALS, A. ISLER (GEOLOGENGRUPPE LÖTSCHBERG-BASISTUNNEL) Lötschberg-Basistunnel: Geologische Voruntersuchungen und Prognose	Fr. 65.–

Nr. 23 1999 M. THURY, P. BOSSART Fr. 60.–
Mont Terri Rock Laboratory: Results of the Hydrogeological, Geochemical and Geotechnical Experiments Performed in 1996 and 1997

ISBN 3-906723-34-8
ISSN 1017-1509