

**Modellierungen seismisch ausgelöster gravitativer
Massenbewegungen für die Schwäbische Alb
und den Raum Bonn und Erstellen von Gefahrenhinweiskarten**

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Horst Meyenfeld

aus

Bad Neuenahr-Ahrweiler

Bonn 2008

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Referent: Prof. Dr. Thomas Glade
2. Referent: Prof. Dr. Richard Dikau

Tag der Promotion: 02.03.2009

Diese Dissertation ist auf dem Hochschulschriftenserver der ULB Bonn http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online elektronisch publiziert.

Erscheinungsjahr: 2009

'Die Erde ist freilich zu gewaltig, als dass sie sich zur Begutachtung in ein Konferenzzimmer schleppen ließe. Im Hörsaal ist man auf Abbildungen und Darstellungen aller Art angewiesen; dasselbe gilt für ihre Beschreibung oder bildliche Darstellung in Büchern.'

Oldroyd, D. R. (1998)

Vorwort und Danksagungen

In erster Linie bedanke ich mich bei meinem Doktorvater, Prof. Dr. Thomas Glade, dass er die Arbeit ermöglicht hat und mir mit Rat, Tat und Geduld zur Seite stand.

In zweiter Linie möchte ich mich besonders bei Rainer Bell für die sehr hilfreiche Unterstützung bedanken, dass er jederzeit zu Diskussionen bereit war und stets mit Vorschlägen zu Problemlösungen beitrug.

Desweiteren bedanke ich mich bei Prof. Dr. Richard Dikau für seine gedanklichen Anstöße, bei PD Dr. Klaus-G. Hinzen für seine stete Hilfsbereitschaft mit Diskussionen und Denkanstößen für den Bereich Seismologie, ebenso wie bei Dr. Günter Leydecker vom BGR und bei Dr. Horst Langer vom INGV Catania für die intensive Betreuung und Beratung zur Seismologie während eines Geländeaufenthaltes am Ätna.

Intensive Diskussionspartner waren auch Thomas, Holger, Jan, Frank und Michael aus der Arbeitsgruppe Geomorphologie der Universität Bonn.

Für die Hilfe bei der Datenaufbereitung bedanke ich mich bei Nele, Maria und Raphael.

Mehrere digitalisierte geologische Karten für Baden-Württemberg wurden vom Bundesamt für Geologie und Rohstoffe (BGR) überlassen und für den Bonner Raum vom Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen, wofür ich besonders dankbar bin.

Durch einen Synergieeffekt mit dem DFG-Projekt 'InterRisk' (Nr. GL 347/3-3) konnten Daten und EDV-Programme mit benutzt werden. Ohne diese Unterstützung wäre diese Arbeit in dieser Form nicht möglich gewesen, dafür bin ich besonders dankbar. Nicht zu vergessen sind die fruchtbaren Diskussionen mit den Mitarbeitern dieses Projektes, Prof. Thomas Glade, Prof. Jürgen Pohl, Prof. Boris Braun, Prof. Andreas Dix, und die Mitarbeiter Rainer, Marco, Matthias und Alex.

Ich bedanke mich auch bei den Kartographen des Geographischen Instituts der Universität Bonn für die Unterstützung bei der Anfertigung einiger Zeichnungen.

Nicht zuletzt bedanke ich mich auch bei meiner Familie, die mich bei allen Höhen und Tiefen bei der Anfertigung der Arbeit begleitet hat.

Diese Arbeit ist eigenfinanziert. Es standen daher generell keine Mittel für die Beschaffung von Software, Hardware, Daten, eigene weitere Untersuchungen oder Fremdvergaben zur Verfügung, ausgenommen die oben erwähnten Daten und EDV-Programme des DFG-Projekts 'InterRisk'.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	V
Tabellenverzeichnis	IX
Abbildungsverzeichnis	XII
Liste der Abkürzungen	XXI
Liste der Symbole	XXII
1. Einleitung und Fragestellung	1
2. Definitionen und Grundlagen	4
2.1 Erdbeben.....	4
2.1.1 Begriffe.....	4
2.1.2 Bruchprozess und Entstehung von Erdbeben.....	14
2.1.3 Ausbreitungsbedingungen.....	20
2.1.4 Auswirkungen von Erdbeben.....	24
2.1.5 Bodenverflüssigung.....	27
2.1.6 Seismizität in Deutschland.....	30
2.2 Gravitative Massenbewegungen.....	32
2.2.1 Definitionen.....	32
2.2.2 Grundlagen zur Bodenmechanik und Bodendynamik.....	33
2.2.3 Typen von gravitativen Massenbewegungen.....	42
2.2.4 Typen von seismisch ausgelösten gravitativen Massenbewegungen.....	44
2.2.5 Identifizieren von gravitativen Massenbewegungen für regionale Analysen.....	46
2.3 Vorhersagbarkeit.....	48
3. Sachstand zu Modellierungen seismisch ausgelöster gravitativer Massenbewegungen	55
3.1 Literaturüberblick zu seismisch ausgelösten gravitativen Massenbewegungen.....	55
3.2 Überblick über Methoden für die Berechnung seismisch ausgelöster gravitativer Massenbewegungen.....	58
4. Datengrundlagen	64
4.1 Erdbebenkataloge.....	64
4.2 Geologische Karten.....	65
4.3 Digitale Geländemodelle (DGM).....	66
4.4 Substrateigenschaften.....	66
5. Untersuchungsgebiete	67
5.1 Geologie und Geomorphologie der Schwäbischen Alb.....	68
5.1.1 Besonderheiten für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd'.....	72
5.1.2 Besonderheiten für das Untersuchungsgebiet 'Fils'.....	75
5.2 Geologie und Geomorphologie des Untersuchungsgebietes 'BN'.....	76

5.3	Gravitative Massenbewegungen der Untersuchungsgebiete	80
5.3.1	Gravitative Massenbewegungen 'SWA'	80
5.3.2	Gravitative Massenbewegungen 'Bonner Raum'	82
5.3.3	Fazit zum Überblick über gravitative Massenbewegungen der Untersuchungsgebiete	82
6.	Methode	83
6.1	Erstellen der Datenbanken	85
6.1.1	Erdbebendatenbanken	85
6.1.2	Datenbank für die geologischen Einheiten (Substrate und Kennziffern).....	85
6.1.3	Datenbank für die Substrateigenschaften.....	86
6.1.4	Probleme zu Daten für Massenbewegungen.....	86
6.2	Auswerten der Erdbebendatenbanken für die Untersuchungsgebiete	86
6.3	Sensitivitätsanalyse.....	86
6.3.1	Berechnen der Werte für die Substrateigenschaften	87
6.3.2	Sensitivitätsanalyse für die Berechnungen des FOS.....	87
6.3.2.1	<i>Berechnen des FOS mit der Formel von Miles & Keefer (FOS_M).....</i>	<i>88</i>
6.3.2.2	<i>Berechnungen mit der Methode nach Nagarajan</i>	<i>92</i>
6.3.2.3	<i>Berechnungen mit der Methode nach ILWIS</i>	<i>93</i>
6.3.3	Berechnen der maximale Beschleunigung (a_{max}).....	94
6.3.4	Berechnen der kritische Beschleunigung (a_c).....	94
6.3.5	Berechnen des Verhältnisses a_c / a_{max}	95
6.3.6	Berechnungen der Arias-Intensität (I_a)	95
6.3.7	Berechnungen des 'Newmark displacement' (D_N).....	96
6.3.8	Festlegen der Werte der I_a und a_{max} für die weiteren Berechnungen	99
6.4	Analyse für die Untersuchungsgebiete	100
6.4.1	Zuordnen und Anpassen der Werte für die Substrateigenschaften und Berechnen des FOS für die Untersuchungsgebiete.....	100
6.4.2	Berechnen des 'Newmark displacement' für die Untersuchungsgebiete.....	100
6.5	Beurteilen der Anwendbarkeit einiger Alternativer Methoden	101
6.6	Parallelisieren der Ergebnisse der Berechnungen des FOS und des D_N	101
6.7	Erstellen der Gefahrenhinweiskarten für die Untersuchungsgebiete.....	102
7.	Erstellen der Datenbanken	103
7.1	Erdbebenkataloge	103
7.1.1	Erdbebenkatalog des BGR.....	103
7.1.2	Erdbebenkatalog des GFZ	104
7.1.3	Erdbebenkatalog des USGS.....	106
7.1.4	Erdbebenkatalog der Erdbebenstation Bensberg	106
7.1.5	Diskussion Erdbebenkataloge.....	107

7.2	Abgleichen der Geologischen Karten und Erstellen der Datenbanken mit Kennziffern für die Stratigrafie und den Eigenschaften der geologischen Einheiten bzw. Substrate ('StratiNo')	108
7.3	Datenbank für die Substrateigenschaften	112
8.	Auswerten der Erdbebendatenbank	115
8.1	Seismizität in Deutschland	115
8.1.1	Häufigkeit und Verteilung der Erdbeben in Deutschland	115
8.1.2	Magnituden der historischen Erdbeben in Deutschland	117
8.1.3	Herdiefen der historischen Erdbeben in Deutschland	118
8.1.4	Diskussion Seismizität in Deutschland	119
8.2	Erdbeben der Schwäbische Alb	119
8.2.1	Erdbeben 'Gmünd'	122
8.2.2	Erdbeben 'Fils'	123
8.3	Erdbeben 'BN'	124
8.4	Diskussion Erdbeben der Untersuchungsgebiete	127
9.	Sensitivitätsanalyse	130
9.1	Berechnen der Werte für die Substrateigenschaften	130
9.1.1	Berechnen der Durchschnittswerte der Substrateigenschaften	130
9.1.2	Berechnen der Extremwerte der Substrateigenschaften	131
9.1.3	Diskussion der Substrateigenschaften	134
9.2	Sensitivitätsanalyse für Berechnungen des FOS	134
9.2.1	Berechnen des FOS mit der 'einfachen' Formel (FOSe)	135
9.2.2	Berechnen des FOS mit verschiedenen Werten für φ'	135
9.2.3	Vergleich der Ergebnisse der Berechnungen des FOSe und des FOS _M	136
9.2.4	Berechnen des FOS mit verschiedenen Werten für c'	138
9.2.5	Berechnen des FOS mit verschiedenen Werten für γ	139
9.2.6	Berechnen des FOS mit verschiedenen Werten für z	140
9.2.7	Berechnen des FOS mit verschiedenen Werten für m	141
9.2.8	Berechnungen des FOS unter Erdbebeneinfluss mit alternativen Methoden	142
9.2.8.1	<i>Methode Nagarajan</i>	142
9.2.8.2	<i>Methode ILWIS</i>	143
9.2.9	Diskussion der Berechnungen für den FOS	144
9.3	Berechnen von a_{max}	146
9.4	Berechnen von a_c	147
9.5	Berechnungen des Verhältnisses a_c/a_{max}	149
9.6	Berechnungen von I_a	150
9.6.1	Berechnen von I_a mit verschiedenen Magnitudenwerten	150
9.6.2	Berechnen von I_a mit verschiedenen Herdtiefen	151
9.6.3	Diskussion der Berechnungen der Arias Intensität	152

9.7	Berechnen des 'Newmark displacement'	155
9.7.1	Vergleich der Regressionsgleichungen von Jibson für die Berechnung des D_N	155
9.7.2	Diskussion 'Newmark displacement'	158
9.8	Festlegen der Werte I_a und a_{max} für die weiteren Berechnungen	158
9.9	Diskussion Sensitivitätsanalyse	159
10.	Analyse für die Untersuchungsgebiete.....	161
10.1	Zuordnen der Werte für die Substrateigenschaften zur 'StratiNo' und Klassifizierung der Substrate	161
10.2	Berechnen des FOS für die Untersuchungsgebiete	162
10.2.1	Berechnen des FOS mit verschiedenen Methoden und Anpassung der Substrateigenschaften für 'Gmünd'	162
10.2.1.1	Berechnen von FOSe für 'Gmünd'	162
10.2.1.2	Berechnen des FOS mit den Durchschnittswerten der Substrateigenschaften für 'Gmünd'	163
10.2.1.3	Berechnen des FOS mit den nach DIN 18300 klassifizierten Substraten für 'Gmünd'	163
10.2.1.4	Berechnen des FOS mit den angepassten Substrateigenschaften für 'Gmünd'	164
10.2.1.5	Vergleich der kartierten Massenbewegungen mit den als kritisch gekennzeichneten Bereichen des FOS und Anpassen der Werte für die Substrateigenschaften für 'Gmünd'	164
10.2.1.6	Diskussion FOS für 'Gmünd'	165
10.2.2	Berechnen des FOS mit verschiedenen Methoden und Anpassung der Substrateigenschaften für 'Fils'	167
10.2.2.1	Berechnen von FOSe für 'Fils' mit DGM1 und DGM50	167
10.2.2.2	Berechnen des FOS mit den nach DIN 18300 klassifizierten Substraten für 'Fils'	168
10.2.2.3	Anpassen der Werte für die klassifizierten Substrateigenschaften mit den kartierten Massenbewegungen und Berechnung des FOSe für 'Fils'	169
10.2.2.4	Berechnen des FOS _M mit den angepassten Substrateigenschaften für 'Fils'	169
10.2.2.5	Diskussion FOS für 'Fils'	170
10.2.3	Berechnen des FOS für 'SWA'	172
10.2.4	Berechnen des FOS für 'BN'	172
10.2.5	Diskussion Berechnen des FOS	174
10.3	Berechnen des 'Newmark displacement' (D_N) für die Untersuchungsgebiete	175
10.3.1	Berechnen des D_N für 'Gmünd'	176
10.3.1.1	Berechnen des D_N mit verschiedenen Formeln von Jibson (2007) und verschiedenen Arias Intensitäten für 'Gmünd'	176
10.3.1.2	Berechnen des D_N mit Verwendung des FOS _M und des FOSe für 'Gmünd'	177
10.3.1.3	Berechnen des D_N mit Verwendung der klassifizierten Substrate bei der Berechnung des FOS für 'Gmünd'	177
10.3.1.4	Berechnen des D_N mit Verwendung der angepassten Werte der Substrateigenschaften bei der Berechnung des FOS _M für 'Gmünd'	178
10.3.1.5	Diskussion des D_N für 'Gmünd'	178
10.3.2	Berechnungen des D_N für das Gebiet 'Fils'	181
10.3.2.1	Berechnen des D_N mit Verwendung des FOS _M und des FOSe für 'Fils'	181
10.3.2.2	Berechnen des D_N mit Verwendung der angepassten Werte der Substrateigenschaften bei der Berechnung des FOS (FOS _M) für 'Fils'	182
10.3.2.3	Berechnen des D_N mit DGM50 für 'Fils'	182

10.3.2.4	Diskussion der Berechnungen des D_N für 'Fils'.....	183
10.3.3	Berechnen des D_N für die Untersuchungsgebiete 'SWA' und 'BN'	183
10.3.3.1	Berechnen des D_N für 'SWA'.....	183
10.3.3.2	Berechnen des D_N für 'BN'	184
10.3.4	Diskussion der Berechnungen des D_N für die Untersuchungsgebiete.....	185
10.4	Beurteilen der Anwendbarkeit einiger alternativen Methoden für eine regionale Analyse	186
10.4.1	Beurteilen des Programms 'EDUShake'	186
10.4.2	Beurteilen des Programms 'Geo-SLOPE'	187
10.4.3	Beurteilen des Java-Programms 'Newmark' des USGS.....	187
10.4.4	Diskussion der alternative Methoden	188
10.5	Parallelisieren der Ergebnisse der Berechnungen des FOS und D_N	188
10.6	Diskussion Analyse der Untersuchungsgebiete.....	191
11.	Erstellen der Gefahrenhinweiskarten für die Untersuchungsgebiete.....	193
11.1	Gefahrenhinweiskarte für 'Gmünd'.....	193
11.2	Gefahrenhinweiskarte für 'Fils'.....	195
11.3	Gefahrenhinweiskarte für 'SWA'.....	196
11.4	Gefahrenhinweiskarte für 'BN'	197
11.5	Diskussion Gefahrenhinweiskarten.....	198
12.	Diskussion und Ausblick.....	199
13.	Zusammenfassung	201
14.	Literatur	203
15.	Anhang.....	221

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1.1:	Anzahl der Auslöser gravitativer Massenbewegungen, die große natürliche Katastrophen mit mehr als 1.000 Todesopfern ausgelöst haben (Auswahl) (Glade et al., 2006)	1
Tabelle 2.1:	Übersicht über gebräuchliche Makro- und Mikroseismische Skalen. Eigene Zusammenstellung nach: (Schneider, 1975; Heck & Schick, 1980; Hays, 1981; Kramer, 1996; Schick, 1997; USGS, 2002)	7
Tabelle 2.2:	Kurzfassung der EMS98. Eigener Entwurf (frei übersetzt) nach Grünthal (1998).....	8
Tabelle 2.3:	Vergleich einiger Intensitätsskalen (EMS98, MSK1994, MM). Eigener Entwurf (frei übersetzt) nach: Grünthal (1998).....	9
Tabelle 2.4:	Spannweite der maximalen Beschleunigung in Bezug auf die Intensität. ¹): Ishimoto (1932); ²): Richter (1958); ³): Okamoto (1973); ⁴): Trifunac & Brady (1975); ⁵): Wald et al. (1999).	11
Tabelle 2.5:	Beziehungen zwischen Erdbebenstärke, Bruchlänge und Verschiebung, nach Pelzing (2008), verändert.	11
Tabelle 2.6:	Vergleich verschiedener Methoden zur Angabe der Erdbebenstärke. Eigene Zusammenstellung nach: (Ambraseys, 1974; Berkhemer, 1990; Richter, 1992; Schneider, 1975, 1992; Heck & Schick, 1980; Hays, 1981; Schick, 1997; Kienzle, 2002; USGS, 2002).	13

Tabelle 2.7: Angabe der Herdparameter verschiedener Autoren zudem Erdbeben von Roermond am 13.04.1992 nach Grecksch (1999), verändert. Autoren: Ahorner, 1994 ¹⁾ , Braunmiller et al., 1994 ²⁾ , Camelbeek & Eck, 1994 ³⁾ , Pelzing, 1994 ⁴⁾ , Camelbeek & Meghraoui, 1996 ⁵⁾ , Bensberg, 2008 ⁶⁾ und Grecksch, 1999 ⁷⁾).	13
Tabelle 2.8: Zuordnung FOS-Werte zur Hangstabilität nach (Jibson & Keefer, 1993) ¹⁾ und Babu & Mukesh (2001) ²⁾ , verändert.	41
Tabelle 2.9: Zuordnung FOS-Werte zur Hangstabilität nach Summerfield (1997), verändert.	41
Tabelle 2.10: Typen von gravitativen Massenbewegungen mit Definitionen nach (Keefer, 1984; Cruden & Varnes, 1996; Dikau et al., 1996; Kramer, 1996; Prinz, 1997; Krauter, 2001; Dikau & Glade, 2002), verändert.	43
Tabelle 2.11: Typen seismisch ausgelöster gravitativer Massenbewegungen. Eigene Zusammenstellung nach : Keefer (1984) ¹⁾ ; Dikau et al. (1996) ²⁾ ; Kramer (1996) ³⁾ , Papadopoulos & Plessa (2000) ⁴⁾ , Prestininzi & Romeo (2000) ⁵⁾ .	45
Tabelle 3.1: Durchschnittliche Anzahl mehrerer Abfragen der englischsprachigen Veröffentlichungen aus 'Web of Science (WoS)' zu 'Earthquakes & Landslides' sortiert nach Land (Top 30), Stand März 2008. Eigene Zusammenstellung.	57
Tabelle 3.2: Durchschnittliche Nennung als Erstautor mehrerer Abfragen aus 'Web of Science' zu 'Earthquakes & Landslides' sortiert nach Autor (Top 20), Stand März 2008. Eigene Zusammenstellung.	57
Tabelle 3.3: Anzahl Zitierungen nach mehreren Abfragen aus 'Web of Science' zu 'Earthquakes & Landslides' sortiert nach Autor (Top 10), Stand 10. März 2008. Eigene Zusammenstellung.	58
Tabelle 5.1: Schichtfolge des Venusberges Ippendorfer Horst und Melbtal. Eigene Zusammenstellung nach Hydrologische Karte 5208 (1996)	78
Tabelle 7.1: Felder der Erdbebendatentabelle für die Daten vom BGR. Eigener Entwurf.	104
Tabelle 7.2: Felder der Erdbebendatentabelle für die Daten vom GFZ (nur für Deutschland). Eigener Entwurf.	105
Tabelle 7.3: Felder der Erdbebendatentabelle für die Daten vom USGS (nur für Deutschland). Eigener Entwurf.	106
Tabelle 7.4: Felder der Erdbebendatentabelle für die Erdbebenstation Bensberg (nur tektonische Erdbeben). Eigener Entwurf.	107
Tabelle 7.5: Übersicht über unterschiedliche Bezeichnungen und Kenner für 'ox' (Oxford-Kalke) in digitalisierten geologischen Karten gleicher und verschiedener Maßstäbe. Eigene Zusammenstellung.	108
Tabelle 7.6: Auszug aus der stratigraphischen Tabelle mit den ersten 4 Stellen der 'StratiNo' für die stratigraphische Gliederung für Trias und Jura. Stratigraphische Daten nach: Rothe, P. (2000): Erdgeschichte. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt. Stanley, S: M: (1994): Historische Geologie. Spektrum, Heidelberg. Groschopf & Villinger (1998). In: Rosendahl, W. et al. (2006): Schwäbische Alb. Pfeil, München. International Commission on Stratigraphy (ICS) (2005): International Stratigraphic Chart & verschiedene Autoren. Eigener Entwurf.	110
Tabelle 7.7: Auszug aus der Tabelle mit Zuordnung der Kennziffern ('StratiNo', siebenstellig). (Eigener Entwurf nach den Geologischen Karten 8710, 7910, 7918, 7926 (1: 200.000); C5506 (1:100.000); L5308 (1:50.000); 5208, 5308, 7224, 7323, 7324, 7325, 7423, 7424 (1:25.000) und der Substratdatenbank).	110
Tabelle 7.8: Felder der Datenbank 'Substrateigenschaften'. Eigener Entwurf.	112
Tabelle 7.9: Einteilung der Substrate nach DIN 18300, ergänzt	114

Tabelle 8.1: Auflistung der maximalen und häufigsten Herdtiefen für Deutschland in den vier Katalogen des BGR, GFZ, USGS und Erdbebenstation Bensberg. Tiefe in [km]. Minimum bei allen Katalogen = 0 [km]. Eigene Analysen.	118
Tabelle 8.2: Liste der stärksten Erdbeben von 800 AD bis 2004 im Umkreis von 120 [km] um die Schwäbische Alb ('SWA') mit einer $ML_{>4,5}$, nach $ML_{>}$ absteigend sortiert. Depth: Herdtiefe in [km], $ML_{>}$: umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude; I_0 : Epizentralintensität, r km: Schütterradius [km]. (Eigene Auswertung, Datengrundlage: Leydecker (2005)).	122
Tabelle 8.3: Registrierte Erdbeben im Untersuchungsgebiet 'Gmünd' 800 AD - 2004 ab $ML_{>=2,0}$, nach $ML_{>}$ absteigend sortiert. Depth: Herdtiefe in [km], $ML_{>}$: umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude; I_0 : Epizentralintensität, r km: Schütterradius [km]. Eigene Auswertung, Datengrundlage: Leydecker (2005).	123
Tabelle 8.4: Registrierte Erdbeben im Untersuchungsgebiet 'Fils' 800 AD - 2004 ab $ML_{>=2,0}$, nach $ML_{>}$ absteigend sortiert. Depth: Herdtiefe in [km], $ML_{>}$: umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude; I_0 : Epizentralintensität, r km: Schütterradius [km]. Eigene Auswertung, Datengrundlage: Leydecker (2005).	124
Tabelle 8.5: Liste der stärksten Erdbeben von 800 AD bis 2004 im Umkreis von 120 [km] um Bonn mit einer $ML_{>4,5}$, nach $ML_{>}$ absteigend sortiert. Depth: Herdtiefe in [km], $ML_{>}$: umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude, I_0 : Epizentralintensität, r km: Schütterradius, Location: angegebener Ort. Eigene Zusammenstellung, Datenquelle: Leydecker (2005).	125
Tabelle 8.6: Registrierte Erdbeben im Untersuchungsgebiet 'BN' bis 20 [km] Umkreis und ab $ML_{>=2,0}$, nach $ML_{>}$ absteigend sortiert. Depth: Herdtiefe in [km], $ML_{>}$: umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude, I_0 : Epizentralintensität, r km: Schütterradius [km]. Eigene Zusammenstellung, Datengrundlage: Leydecker (2005).	126
Tabelle 9.1: Vergleich Mittelwerte und Median der Substrateigenschaften, berechnet aus der Substrat-Datenbank. Abkürzungen: mitt: arithmetisches Mittel; med: Median. Eigene Analyse.	131
Tabelle 9.2: Liste der Extremwerte der in der Datenbank enthaltenen Substrate. Eigene Analyse.	131
Tabelle 9.3: Verwitterungsstufen für Grauwacken nach Crozier (1989)	133
Tabelle 9.4: Statistik zu den in Abbildung 9.2 berücksichtigten Einträgen. Eigene Zusammenstellung.	133
Tabelle 9.5: Auswirkungen der Veränderung der verschiedenen Parameter der Formel 6.2 auf den Wert des FOS, wenn nur ein Parameter geändert wird. +: großer Einfluss; -: geringer Einfluss. Eigene Analyse.	145
Tabelle 9.6: Auswirkungen der Veränderung eines zusätzlichen Parameters der Formel 6.2 auf den Wert des FOS. +: großer Einfluss; o: durchschnittlicher Einfluss; -: geringer Einfluss; >100: großer Einfluss ab 100 [kN/m ²], darunter geringer Einfluss; <16: großer Einfluss unter 16 [kN/m ³], darüber geringer Einfluss. Eigene Analyse.	146
Tabelle 9.7: Werte der Arias-Intensität (I_a) für Magnituden zwischen $ML = 3,5 - 6,8$ im Epizentrum ($D = 0$ [km]) und Epizentralentfernung von $D = 20$ [km] bei Herdtiefen (h) von 5 und 20 [km]. Eigene Berechnungen mit Formel 6.13.	152
Tabelle 9.8: Festlegung der Wertespanne und der Standardwerte für die weiteren Berechnungen für die Eigenschaften eines Erdbebens, die Hangneigung und den FOS. Eigene Aufstellung.	155
Tabelle 9.9: Vergleich der Berechnungen für das 'Newmark displacement' (D_N) mit den Formeln 6.14 - 6.17 (A - D) von Jibson (2007) für Standardwerte ($ML = 6,0$, $D = 20$ [km], $h = 10$ [km], $\alpha = 20^\circ$) mit jeweils einem variablen Wert (var) für : Magnituden (ML) zwischen $ML = 4,5$ und $6,5$, Epizentralentfernungen (D) zwischen 0 [km] und 80 [km], Herdtiefen (h) zwischen 0 [km] und 30 [km], Hangneigungen (α) zwischen 5° und 40° und einem FOS von '1,1'. Werte in Fett-Druck: Berechnung ohne Variationskoeffizienten, 'max' & 'min': Maximal- und Minimalwerte unter Berücksichtigung des Variationskoeffizienten. Eigene Berechnungen.	156

Tabelle 9.10: ML senkrechte Spalte (grau): Magnituden nach den Berechnungen mit den Formeln 6.14 - 6.17 (A - D) für einen Grenzwert von $D_N = 10$ mit den Standardwerten $D = 20$ [km], $h = 10$ [km], $\alpha = 20^\circ$. Für die Magnituden von $ML = 5,0, 5,7$ und $6,0$ wurden die jeweiligen Werte für D , h und α eingetragen, bei denen die Grenze von $D_N = 1,0$ erstmalig überschritten wird. Eigene Berechnungen.....	157
Tabelle 9.11: Festlegen der Werte für die Berechnungen für die Arias Intensität (I_a) und die maximale Beschleunigung (a_{max}) für die Untersuchungsgebiete für Epizentralentfernungen von $D = 0$ bzw. 20 [km] und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. $D =$ Epizentralentfernung [km]; $h =$ Herdtiefe [km]; $ML =$ Richter-Magnitude. Eigene Berechnungen.....	158
Tabelle 10.1: Vergleich der Flächenanteile des $FOS_M < 1,0, <1,5, 1,0 - 1,5$ und $>1,5$ für alle Untersuchungsgebiete. Eigene Berechnungen.....	189
Tabelle 15.1: Zuordnung der ersten vier Ziffern der 'StratiNo' zur stratigraphischen Gliederung. Eigene Zusammenstellung nach Stanley (1994), v. Königswald & Meyer (1994), Faupl (1997), Groschopf & Villinger (1998), Rothe (2000), Gradstein et al. (2004), Ogg et al. (2008).....	225
Tabelle 15.2: Stratigraphische Übersicht der Schichtstufen der Schwäbische Alb mit alten und neuen Bezeichnungen und Kennern, sowie die Zuteilung der eigenen Kennziffer ('StratiNo') und die Klasseneinteilung der Substrate und deren durchschnittliche Mächtigkeiten. Abk.: Abkürzung für die geologischen Einheiten, 'StratiNo': Kennung für die geologischen Einheiten (Substrate & Substrateigenschaften) für die Verarbeitung mit EDV; Klasse: Einteilung nach DIN 18300. Eigene Aufstellung nach geologischen Karten und deren Erläuterungen, LGRB (2004, 2005b, 2007) und verschiedenen Autoren.....	227
Tabelle 15.3: Verzeichnis der Erdbeben in Sichuan, China am 12. und 13.05.2008; ML : Richter Magnitude. Eigene Recherche, Datenquelle: IRIS (2008).....	241

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 0.1.1: Hangrutschung in Pakistan nach dem Erdbeben vom 08.10.2005. Foto: Crone, A., USGS 27.10.2005 in Durrani et al. (2005).....	XXIII
Abbildung 2.1: Erdbeben: Begriffe und Wellenausbreitung. GOF: Geländeoberfläche, gepunktete blaue Linien: Wellenausbreitung der Raumwellen; gepunktete rote Linien: Wellenausbreitung der Oberflächenwellen. (Eigener Entwurf).....	5
Abbildung 2.2: Vergleich verschiedener Magnitudenskalen mit der M_w -Skala. M_w : Moment Magnitude, M_s : Oberflächenwellen-Magnitude, M_{JMA} : Japanische Magnitudenskala, mB : Raumwellenmagnitude (langperiodische Wellen), ML : Lokale (Richter-) Magnitude, mb : Raumwellenmagnitude (kurzperiodische Wellen). (Studer & Koller, 1997).....	8
Abbildung 2.3: Zuordnung von 'seismologischen Effekten' zu Intensitätsstufen (Grünthal, 1998).....	10
Abbildung 2.4: Scherbruchtheorie und Nicht-Linearität. Eigener Entwurf nach (Kanamori & Brodsky, 2001).....	16
Abbildung 2.5: Entstehung eines Bruches durch eine zusätzliche, externe Kraft (treibende Kraft) nach Überwindung der inneren Kräfte (Widerstandskraft, Verformungskapazität) und Änderung der Kräfteverhältnisse bei Schrägstellung z. B. an einem Hang. Eigener Entwurf.....	18
Abbildung 2.6: Zeitliche Auswirkungen einer externen Störung auf ein geomorphologisches System aus Bell (2007) nach Dikau (2006).....	18
Abbildung 2.7: Eindimensionale schematische Darstellung der Einflusskräfte während eines Erdbebens (zyklische Belastung). Erdbebenwellen wirken dreidimensional. Runde Pfeile: interne Kräfte. Eigener Entwurf.....	19
Abbildung 2.8: Isoseistenkarte des Erdbebens von Roermond am 13.04.1992, $ML = 6,1$, $h = 17$ [km], $I_0 = VII$. Koordinaten: UTM Zone 32U. Die Verstärkung besonders zwischen Bonn und	

Neuwied wird verdeutlicht. Entfernung Roermond - Neuwied ca. 120 [km]. (Meidow & Ahorner, 1994).....	22
Abbildung 2.9: Isoseistenkarte eines Erdbebens 21 [km] W Roermond vom 25.06.1960, $M_L = 4,2$, $h = 12$ [km] und $I_0 = V$. Die Isoseisten sind mit arabischen Ziffern bezeichnet. (Ahorner & v. Gils, 1963).....	22
Abbildung 2.10: Verteilung der makroseismischen Intensitäten des Erdbebens von Roermond vom 13.04.1992 um das Epizentrum. Koordinaten: UTM Zone 32U. Flächen mit Schrägstrichen: maximale Auswirkungen, Linien mit Querstrichen: aktive Störungslinien, Strich-Punkt-Linie: Grenze Deutschland - Niederlande. (Meidow & Ahorner, 1994).....	23
Abbildung 2.11: Orte, in denen das Erdbeben von Roermond am 13.04.1992 Massenbewegungen oder Bodenverflüssigungen ausgelöst hat. Koordinaten: UTM Zone 32U. Linien mit Querstrichen: aktive Störungslinien, gepunktete Linie: Grenze des Rheinischen Schiefergebirges. (Meidow & Ahorner, 1994).....	24
Abbildung 2.12: Schema Bodenverflüssigung. Die Pfeile symbolisieren die Anziehungskräfte der Partikel, der blaue Balken zeigt den Porenwasserdruck. (Johansson & Kramer, 2000).....	28
Abbildung 2.13: Umgestürzte Häuser nach dem Niigata (Japan) 1964-Erdbeben auf Grund von Bodenverflüssigungen (Johansson & Kramer, 2000).....	29
Abbildung 2.14: Rhein - Rhone - Rift - System und Lage der Untersuchungsgebiete nach (Ziegler, 1990; Lenz & Wiedersich, 1993; Reamer & Hinzen, 2003), ergänzt.....	31
Abbildung 2.15: Kräfte, die auf ein Partikel an einem Hang einwirken (Vitiello, 2003), ergänzt.....	34
Abbildung 2.16: Änderung der Kräfteverhältnisse an einem Hang bei zunehmender Hangneigung (α). a): ebene Fläche, b): geringe Hangneigung, c): größere Hangneigung. A: Druckkomponente (σ), B: Zugkomponente (τ), g: Gravitation. (Eigener Entwurf nach Hendl & Liedtke, 1997; Nelson, 2007).....	35
Abbildung 2.17: Faktoren, die zur Instabilität und dem Versagen von Hängen führen. Eigener Entwurf nach Crozier (1989).....	37
Abbildung 2.18: Bruchzustand nach Mohr-Coulomb (Spannungskreis) (Kramer, 1996; Lang, 1996; Engel, 1998; Smith & Smith, 2003), verändert.....	39
Abbildung 2.19: Typen von gravitativen Massenbewegungen: 1: Fallen, 2: Kippen, 3: Rotationsrutschung, 4: Gleiten, 5: Fließen. Dikau et al. (1996).....	44
Abbildung 3.1: Anzahl der Veröffentlichungen nach den Aufsatzdatenbanken 'Scopus' (Sco) und 'Web of Science' (WoS) zu Erdbeben (EQ), gravitativen Massenbewegungen (LS) und zu gravitativen Massenbewegungen, die durch Erdbebenausgelöst wurden (EQ&LS) für die Jahre 1990 bis 2006. Eigene Recherche.....	56
Abbildung 5.1: Schematische Darstellung der Verteilung der Schichtflächen-, Kuppen- und Flächenalb sowie des Albraufs und der Klifflinie des miozänen Molassemeeres (OMM). Das Alborland schließt sich W des Albraufs mit einer Breite von bis zu 10 [km] an. Geyer & Gwinner (1986), ergänzt.....	69
Abbildung 5.2: Stratigraphische und tektonische Übersicht der Schwäbischen Alb zwischen Tuttlingen (SW) und dem Ries (NE) mit den Haupt-Störungslinien und Bezeichnung der wichtigsten Gräben. GM: Untersuchungsgebiet 'Gmünd'; FI: Untersuchungsgebiet 'Fils'. Eigener Entwurf nach GÜK1000, DGM teilweise nach Verfügbarkeit unterlegt (Begrenzung: grüne bzw. graue Zacken).....	70
Abbildung 5.3: Schematischer geologischer Schnitt durch das Schichtstufenland Südwestdeutschlands mit alten und neuen Bezeichnungen der geologischen Einheiten, sowie Kennzeichnung der besonders rutschanfälligen Schichten und der Quellhorizonte, Quellschüttung abgestuft nach Intensität (> gering, >> durchschnittlich, >>> stark). Die Neigung der Schichten beträgt generell zwischen 2° (W) und 4° (E). Eigene Zeichnung nach	

(Weidenbach, 1938; Backhaus, 1970, zitiert in Prinz, 1997; Semmel, 1984; Wagenplast, 2004, 2005).....	71
Abbildung 5.4: Vergleich der Flächen der Hangneigung des Blattes GK7224 ('Gmünd') für DGM1 und DGM75.....	74
Abbildung 5.5: % kartierte Rutschungen vs Substrate für 'Gmünd' und 'Fils'. Eigene Analyse, Datengrundlage: Geologische Karten GK25 und Brennecke (2006)	75
Abbildung 5.6: Vergleich der Flächen der Hangneigung in 5°-Schritten für 'Fils' für DGM75, DGM50 und DGM1. Eigene Analyse.	76
Abbildung 5.7: Auszug aus dem Profil in der Hydrologische Karte 5208, Venusberg von Ippendorf bis Kessenich. Bemerkenswert sind die beiden Störungen. Höhe Venusberg: 135 m NN, Kessenich: 62 m NN. Quelle: Hydrologische Karte 5208 (1996), Schmidt, (2001), ergänzt	79
Abbildung 5.8: SW - NE - Profil des westlichen Siebengebirges vom Rheintal bis Heisterbacherrot. Geologische Karte 5209 , Schmidt (2001), ergänzt.....	79
Abbildung 5.9: Verteilung der Flächen der Handwinkel in 5°-Schritten für das Untersuchungsgebiet 'Bonner Raum' mit DGM75 & DGM10. Eigene Analyse.	80
Abbildung 6.1: Übersicht über die Methodik dieser Arbeit	84
Abbildung 6.2: Berechnung des FOS für Hangneigungen 0° - 90° und Reibungswinkel 5° - 70° nach der Formeln von Skempton & DeLory (mit $1/\cos \alpha$) und Miles (ohne $1/\cos \alpha$). Eigene Analyse.....	90
Abbildung 6.3: Darstellung der Messmethode für die 'Mächtigkeit der rutschenden Schicht' (z) und der 'wassergesättigten Schicht' (z_w), GOF: Geländeoberfläche, GW: Grundwasserspiegel. Eigener Entwurf.	90
Abbildung 6.4: Berechnung des FOSe (Formel 6.6) in Abhängigkeit von der Hangneigung (α) und vom inneren Reibungswinkel (φ'). Eigener Entwurf.....	92
Abbildung 6.5: Vorgehensweise für die Berechnung des 'Newmark displacement' und Erstellen von Gefahrenhinweiskarten. Eigener Entwurf nach Jibson et al. (1998,2000) und Miles & Keefer (2001).	97
Abbildung 7.1: Variationsbreite nach der Umrechnung von ML in Ms und Mw für Magnitudenwerte von ML = 3,5 bis 7,0. ML: Richter-Magnitude; Ms: Oberflächenwellen-Magnitude; Mw: Moment Magnitude. (Quellen siehe Text).	105
Abbildung 7.2: Ausschnitt aus den GÜK 1:200.000 Nr. 7910 und 8710 im Oberrheingraben bei Freiburg. Beschriftung: Unterschiedliche Kartierung und unterschiedliche Kenner an den Blattgrenzen im Oberrheingraben. Geologische Karte Baden-Württemberg GÜK1:200.000, Nr. 7910 und 8710, LGRB, ergänzt.....	111
Abbildung 7.3: Ausschnitt aus den GÜK 1:200.000 Nr. 7910 und 8710 bei Singen. Beschriftung: Unterschiedliche Kartierung und unterschiedliche Kenner an den Blattgrenzen. Differenzierte Darstellung auf Blatt 7910, grobe Zusammenfassung auf Blatt 8710. Geologische Karte Baden-Württemberg GÜK1:200.000, Nr. 7910 und 8710, LGRB, ergänzt	111
Abbildung 8.1: Anzahl der Erdbeben für Deutschland und angrenzende Gebiete. Linke Grafik: alle Erdbeben des Katalogs des BGR mit Unterscheidung tektonisch / nicht tektonisch, rechte Grafik: ab Stärke $ML \geq 5,0$ für den Zeitraum 800 AD bis 2004. Eigene Analyse, Datengrundlage: Leydecker (2005).....	116
Abbildung 8.2: Anzahl Erdbeben für Deutschland pro Jahr und pro Katalog, Anzeige begrenzt auf 250 Erdbeben pro Jahr. BGR: Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe; GFZ: Geoforschungszentrum Potsdam; USGS: US Geological Survey; Bens: Erdbebenstation Bensberg der Universität Köln. Eigene Analyse.....	116

Abbildung 8.3: Anzahl Erdbeben pro Stärke für Deutschland für die Jahre 800AD - 2004 und pro Katalog. Bens: Erdbebenstation Bensberg der Universität Köln; BGR: Bundesanstalt für Energie und Rohstoffe; USGS: US Geological Survey; GFZ: Geozentrum Potsdam; ML ₀ : umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude. Eigene Berechnungen.	117
Abbildung 8.4: Anzahl Erdbeben pro Herdtiefe für Deutschland für die Jahre 800AD - 2004 und pro Katalog. Bens: Erdbebenstation Bensberg der Universität Köln; BGR: Bundesanstalt für Energie und Rohstoffe; USGS: US Geological Survey; GFZ: Geozentrum Potsdam; Depth: Herdtiefe (<i>h</i>). Eigene Berechnungen.	118
Abbildung 8.5: Vergleich der Frequenz - Magnituden - Beziehung der Erdbebenstärke der Untersuchungsgebiete W- Alb mit E- Alb. ML ₀ : umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude. Eigene Berechnungen, Datengrundlage: Leydecker (2005).	120
Abbildung 8.6: Anzahl der Erdbeben pro Jahr für die Ostalb für die Jahre 800AD - 2004. Es sind nur die Jahre angezeigt, in denen Erdbeben stattfanden. Eigene Berechnungen, Datengrundlage: Leydecker (2005).	120
Abbildung 8.7: Erdbebeneigenschaften für den Bereich der Schwäbischen Alb ('SWA'): Anzahl der Erdbeben pro Jahr, Anzahl pro Stärke (ML ₀ : umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude); Anzahl pro Herdtiefe, Anzahl pro Entfernung um SWA. Eigene Berechnungen, Datengrundlage: Leydecker (2005).	121
Abbildung 8.8: Erdbebeneigenschaften für den 'Bonner Raum' ('BN'): Anzahl der Erdbeben pro Jahr im Umkreis von 120 [km], Anzahl pro Stärke (ML ₀); Anzahl pro Herdtiefe, Anzahl pro Entfernung von Bonn. Eigene Berechnungen, Datenquelle: Leydecker (2005).	127
Abbildung 8.9: Vergleich der Frequenz - Magnituden - Beziehung der Erdbebenstärke der Untersuchungsgebiete 'SWA' und 'BN'. ML ₀ : umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude. Eigene Berechnungen, Datengrundlage: Leydecker (2005).	128
Abbildung 9.1: Reduzierung der Substrateigenschaften von Grauwacke durch Verwitterung nach Crozier (1989)	132
Abbildung 9.2: Werte für Kohäsion (von 0 bis 160 [kN/m ²]) und Reibungswinkel (0° bis 50°). Eigene Analyse, Auszug aus der Substratdatenbank.	133
Abbildung 9.3: Berechnungen des FOSe als Beziehung zwischen Innerem Reibungswinkel (φ') und der Hangneigung (α). Eigene Analyse mit Formel 6.6.	135
Abbildung 9.4: Berechnen des FOS _M für Reibungswinkel (φ') von 5° bis 70° mit den 'min', 'mean' und 'max' Werten der anderen Parameter. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.	136
Abbildung 9.5: Vergleich FOSe mit FOS _M für Werte von $\varphi' = 20 - 60$ [°] für 'min', 'mean' und 'max' Werten der anderen Parameter. Schwarze Linie: FOS = 1,2; Pfeile: Differenzen FOS _M / FOSe; Kreise: kein Unterscheid. Eigene Berechnungen mit den Formel 6.2 (FOS _M) und 6.6 (FOSe).	137
Abbildung 9.6: Berechnen des FOS _M für verschiedene Werte der effektiven Kohäsion (<i>c'</i>) mit den 'min', 'mean' und 'max' Werten der anderen Parameter. Für die Darstellung der 'min'-Berechnung wurde eine andere Skala gewählt, da der Minimum-Wert für den FOS >10 ist. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.	139
Abbildung 9.7: Berechnen des FOS _M für verschiedene Werte der Wichte (γ) zwischen $\gamma = 1 - 35$ [kN/m ³]. mit den 'mean', 'max' und den speziellen Werten der anderen Parameter, bei den 'min' Werten ist der FOS = 0. <i>c'</i> : Kohäsion [kN/m ²], <i>z</i> : Mächtigkeit der gesamten rutschenden Schicht [m], <i>m</i> : % Wassersättigung, φ' : innerer Reibungswinkel [°]. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.	140
Abbildung 9.8: Berechnen des FOS _M für verschiedene Werte der Mächtigkeit der rutschenden Masse (<i>z</i>) zwischen <i>z</i> = 0,5 - 100 [m] mit 'mean' und 'max'-Werten der anderen Parameter, bei den 'min'-Werten ist der FOS = 0. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.	141

Abbildung 9.9: Berechnen des FOS_M für Werte der Höhe des Grundwasserspiegels (Wassersättigung) (m) in z zwischen $m = 0,1$ und $1,0$ mit 'mean' und 'max'-Werten der anderen Parameter, bei den 'min'-Werten ist der $FOS = 0$. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.	142
Abbildung 9.10: Reduzierung des FOS unter Erdbebeneinfluss nach der Formel 6.8 von Nagarajan. Dargestellt wird die prozentuale Reduzierung im Verhältnis zur maximalen Bodenbeschleunigung (a_{max}) in Abhängigkeit von der Hangneigung (α). Eigene Berechnungen.	143
Abbildung 9.11: Vergleich der Berechnungen des FOS_{ILWIS} mit einer Beschleunigung $a_{max}=0,2g$ und des FOS_M in Abhängigkeit von der Hangneigung (α) und dem inneren Reibungswinkel (φ'). Eigene Berechnungen nach ILWIS (2006) mit Formel 6.9 und FOS_M mit Formel 6.2.	144
Abbildung 9.12: % Reduzierung des FOS unter Einfluss eines Erdbebens für $FOS = 1,0$ und mit maximalen Beschleunigungen $a_{max}=0,1[g], 0,2[g], 0,5[g], 0,8[g]$ und $1,0[g]$ in Abhängigkeit vom inneren Reibungswinkel (φ') bei Berechnungen mit der Formel von ILWIS. Eigene Berechnungen mit Formel 6.9.	144
Abbildung 9.13: Berechnung der maximalen Beschleunigung (a_{max}) in Abhängigkeit von der Epizentralentfernung (D) und der Magnitude (ML) bei einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. Eigene Berechnungen mit Formel 6.10.	146
Abbildung 9.14: Wertebereich für die kritische Beschleunigung (a_c) in Abhängigkeit von der Hangneigung (α) und dem FOS. Eigene Berechnungen mit Formel 6.11.	148
Abbildung 9.15: Vergleich der Flächenanteile der kritischen Beschleunigung (a_c) für die vier Untersuchungsgebiete 'Gmünd', 'Fils', 'SWA' und 'BN'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.11.	149
Abbildung 9.16: Vergleich der Flächenanteile der kritischen Beschleunigung (a_c) mit Berechnungen für einem um 10% (a_{c10}) bzw. 30% (a_{c30}) reduzierten FOS für 'Gmünd'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.11.	149
Abbildung 9.17: Berechnung des Verhältnisses a_c/a_{max} in Abhängigkeit von a_c oder a_{max} . Eigene Berechnungen.	150
Abbildung 9.18: Berechnung Arias Intensität (I_a) vs. Magnitude & Epizentralentfernung (D) [km] bei einer Herdtiefe (h) von 10 [km]. Eigene Berechnungen mit Formel 6.13.	151
Abbildung 9.19: Berechnung der Arias Intensität (I_a) vs. Epizentralentfernung (D) und Herdtiefe (h) für Magnituden $ML = 5,0$ & $6,0$. ML : Lokale (Richter-) Magnitude. Eigene Berechnungen mit Formel 6.13.	151
Abbildung 9.20: Berechnungen der Abnahme der Arias-Intensität (I_a) mit der Epizentralentfernung (D) für verschiedene Magnituden (M) und Herdtiefen (h). Eigene Berechnungen mit Formel 6.13.	153
Abbildung 9.21: Berechnung der erforderlichen Magnitude, die ein Erdbeben in einer bestimmten Entfernung und Tiefe haben muss, um vor Ort die Arias-Intensität (I_a) $0,001$ bis $2,0$ [m/s] zu erreichen. Eigene Berechnungen mit der Formel 6.13.	154
Abbildung 10.1: Flächenanteile des FOSe für 'Gmünd'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.6.	162
Abbildung 10.2: % Flächenanteile des FOSe nach Berechnungen mit den klassifizierten Substrateigenschaften für 'Gmünd'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.	163
Abbildung 10.3: Flächenanteile des FOS_M mit den angepassten Werten für die Substrateigenschaften für 'Gmünd'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.	164
Abbildung 10.4: Vergleich der Flächenanteile des FOSe (grün) und FOS_M (rot) mit den angepassten Substratwerten für 'Gmünd'. Eigene Berechnungen mit den Formeln 6.2 und 6.6.	165
Abbildung 10.5: Vergleich der 'unsicheren' Flächen des FOSe (grün) und des FOS_M (rot) mit angepassten Substrateigenschaften für 'Gmünd' für ein durchschnittliches Erdbeben. Blaue Punkte: kartierte Massenbewegungen; dunkelbraun: identische Fläche für FOS_M und FOSe;	

hellgrün: nicht mit dem FOS_M identische Fläche des FOSe, hellrot: nicht mit dem FOSe identische Fläche des FOS_M . Eigene Berechnungen.	166
Abbildung 10.6: Vergleich der 'unsicheren' Flächen des FOSe (grün) und der geologischen Karte GK25 Nr. 7224 für den Bereich des Rechberges. Schwarze Striche: Störungslinien; schraffiert: Rutschschollen; blaue Punkte: kartierte Massenbewegungen; Pfeile: Richtung der Bewegung; die geologischen Einheiten sind aus Anhang Tabelle 15.2 ersichtlich. Eigene Berechnungen.	167
Abbildung 10.7: Vergleich der Flächenanteile des FOSe für DGM1 und DGM50 für 'Fils'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.6.	168
Abbildung 10.8: Vergleich der Flächenanteile des FOS_{Cl} und des FOS_{Cl_2} mit dem DGM50 für 'Fils'. FOS_{Cl} : Durchschnittswerte der Substrateigenschaften; FOS_{Cl_2} : an die kartierten Massenbewegungen angepassten Werten für die Substrateigenschaften. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.	168
Abbildung 10.9: Vergleich der Flächenanteile des FOS_M und des FOS_{Cl_2} für 'Fils' mit DGM50 und GK50. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.	169
Abbildung 10.10: Vergleich der 'unsicheren' Flächen des FOSe (grün) und des FOS_M (rot) für 'Fils'. Schwarze Polygone: kartierte Massenbewegungen; dunkelbraun: identische Fläche für FOS_M und FOSe; hellgrün: nicht mit dem FOS_M identische Fläche des FOSe, hellrot: nicht mit dem FOSe identische Fläche des FOS_M ; die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrate) sind aus Anhang Tabelle 15.2 zu entnehmen. Eigene Berechnungen.	171
Abbildung 10.11: Vergleich der Flächen für Berechnungen des FOSe und mit den angepassten Substratwerten für die Berechnung des FOS_M für das Untersuchungsgebiet 'Fils' mit DGM1 und GK25. Eigene Berechnungen mit Formeln 6.2 und 6.6.	171
Abbildung 10.12: Vergleich der Flächenanteile des FOS_M für Berechnungen mit DGM1 und DGM75 für 'SWA'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.	172
Abbildung 10.13: 'Unsichere' Flächen des FOS_M für das Untersuchungsgebiet 'BN'. Schwarze Polygone: kartierte Massenbewegungen. Die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrate) sind der Tabelle 15.2 im Anhang zu entnehmen. Für die weißen Bereiche stand kein DGM zur Verfügung. Eigene Berechnungen.	173
Abbildung 10.14: Vergleich der Flächenanteile des FOS_M und des FOSe für 'BN'. Eigene Berechnungen mit den Formeln 6.2 und 6.6.	173
Abbildung 10.15: Vergleich der 'unsicheren' Flächen des FOS_M (rot) und des FOSe (grün) für 'BN' mit DGM10. Schwarze Polygone: kartierte Massenbewegungen; dunkelbraun: identische Fläche für FOS_M und FOSe; hellgrün: nicht mit dem FOS_M identische Fläche des FOSe, hellrot: nicht mit dem FOSe identische Fläche des FOS_M . Eigene Berechnungen.	174
Abbildung 10.16: Vergleich der Ergebnisse für die Berechnung des D_N mit den Formeln 6.16 und 6.17 für 'Gmünd'. D = Epizentralentfernung [km]; h = Herdtiefe [km]; I_a = Arias Intensität. Eigene Berechnungen.	176
Abbildung 10.17: Vergleich der Flächenanteile des D_N für Berechnungen mit dem FOS_M und dem FOSe für 'Gmünd' und für verschiedene Arias Intensitäten (I_a). a_c : kritische Beschleunigung; \underline{e} : Berechnungen auf Grundlage des FOSe. Eigene Berechnungen.	177
Abbildung 10.18: Anteil der 'unsicheren' Flächen des D_N für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' mit den klassifizierten Substrateigenschaften und für verschiedene Arias Intensitäten (I_a), einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km], einer Herdtiefe (h) von $h = 10$ [km]. Eigene Berechnungen mit Formel 6.17.	178
Abbildung 10.19: 'Unsichere' Flächen des D_N des FOSe (blau) und des FOS_M (rot) mit angepassten Werten für die Substrateigenschaften für den Bereich des 'Haldenhof' im Untersuchungsgebiet 'Gmünd', Gauß-Krüger-Koordinaten R3556550 H5398820, 458 m NN, Hochfläche (al ₂): 547 m NN. Seismische Daten: Erdbebenstärke: ML = 5,0, Epizentralentfernung: $D=0$, $h=10$ [km],	

Arias Intensität: $I_a=0,1$; Kreis mit Punkten: kartierte Massenbewegungen; al1: Opalinuston; al2: Eisensandstein; bj1: Wedelsandstein. Eigene Berechnungen.....	179
Abbildung 10.20: Vergleich der 'unsicheren' Flächen bei Berechnung des D_N mit dem FOScl (hellgrün) und dem FOS _M (rot) mit angepassten Substrateigenschaften für ein Erdbeben ML = 5,0, Epizentralentfernung $D = 0$ [km] und Herdtiefe $h = 10$ [km]. Der Ausschnitt zeigt das Gebiet um den Rechberg im Untersuchungsgebiet 'Gmünd'. Die braunen Flächen sind identische Flächen des FOScl und des FOS _M . Grüne Punkte: Kartierte Massenbewegungen (Datengrundlage: GK7224). Die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrate) sind aus Tabelle 15.2 (Anhang) ersichtlich. Eigener Entwurf.	179
Abbildung 10.21: 'Unsichere' Flächen des D_N bei Berechnungen mit dem FOSe (grün) und des FOS _M (rot) mit den angepassten Substratdaten für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' und einem Erdbeben mit der Stärke ML = 5,0, Epizentralentfernung $D = 0$ [km] und Herdtiefe $h = 10$ [km]. Die Substratkennungen (geologische Einheiten) sind aus Tabelle 15.2 im Anhang ersichtlich. Eigene Berechnungen.	180
Abbildung 10.22: Vergleich der Flächenanteile des D_N bei Berechnungen mit dem FOS _M und dem FOSe für 'Fils' und für verschiedene Arias Intensitäten (I_a). a_c : kritische Beschleunigung; a_e : Berechnungen auf Grundlage des FOSe. Eigene Berechnungen.	181
Abbildung 10.23: Anteil der 'unsicheren' Flächen des D_N für das Untersuchungsgebiet 'Fils' mit DGM1 und GK25 für eine Herdtiefe (h) von $h=10$ [km], einer Epizentralentfernung (D) $D=0$ [km] mit Arias Intensitäten von $I_a = 0,01, 0,1, 0,3, 0,5$, und $1,0$, entsprechend einer Magnitude von ML = 4,0, 5,0, 5,3, 5,7 und 6,0. ML: Richter-Magnitude. Eigene Berechnungen.	182
Abbildung 10.24: Anteil der 'unsicheren' Flächen des D_N für das Untersuchungsgebiet 'Fils' mit DGM50 für eine Herdtiefe (h) von $h=10$ [km], einer Epizentralentfernung (D) $D=0$ [km] mit Arias Intensitäten von $I_a = 0,01, 0,1, 0,5$ und $1,0$, entsprechend einer Magnitude von ML = 4,0, 5,0, 5,7 und 6,0. Eigene Berechnungen.	183
Abbildung 10.25: Anteil der 'unsicheren' Flächen des D_N für das Untersuchungsgebiet 'SWA' mit DGM1 für eine Herdtiefe (h) von $h=10$ [km], einer Epizentralentfernung (D) $D=0$, Arias Intensitäten von $I_a = 0,01, 0,1, 0,5$ und $1,0$, entsprechend einer Magnitude von ML = 4,0, 5,0, 5,7 und 6,0 und den angepassten Werten für die Substrateigenschaften. Eigene Berechnungen.....	184
Abbildung 10.26: Anteil der 'unsicheren' Flächen des D_N für das Untersuchungsgebiet 'BN' mit DGM10 für eine Herdtiefe (h) von $h=10$ [km], einer Epizentralentfernung (D) $D=0$ [km] mit Arias Intensitäten von $I_a = 0,01, 0,1, 0,3, 0,5$ und $1,0$, entsprechend einer Magnitude von ML = 4,0, 5,0, 5,3, 5,7 und 6,0. ML: Richter-Magnitude. Eigene Berechnungen.....	184
Abbildung 10.27: Vergleich der Flächenanteile der kritischen Beschleunigung bei 10% und 30% reduziertem Wert des FOS _M . a_c : kritische Beschleunigung, a_{c10} : FOS 10% reduziert, a_{c30} : FOS 30% reduziert. Eigene Berechnungen.	186
Abbildung 10.28: Vergleich der 'unsicheren' Flächenanteile des FOS _M ($<1,5$) für die Untersuchungsgebiete 'Gmünd', 'Fils', 'SWA' und 'BN'. Eigene Berechnungen.	189
Abbildung 10.29: Vergleich der 'unsicheren' Flächen des D_N für die Untersuchungsgebiete 'Gmünd', 'Fils', 'SWA' und 'BN' für eine Arias Intensität von $I_a=0,5$ (rot), $I_a=0,1$ (blau) und $I_a=0,01$ (grau) bei einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km], dies entspricht einer Magnitude von ML=5,7 bzw. ML = 5,0 oder ML = 4,0. ML: Richter-Magnitude. Eigene Berechnungen.....	189
Abbildung 10.30: Vergleich der 'unsicheren' Flächenanteile des D_N bei einer Arias Intensität von $I_a = 0,1$ (blau) und $I_a=0,5$ (grün), Epizentralentfernung $D = 0$, Herdtiefe $h = 10$ [km] mit dem FOS $<1,5$ (rot) für die Untersuchungsgebiete 'Gmünd', 'Fils', 'SWA' und 'BN'. D_N : 'Newmark displacement', I_a : Arias Intensität. Eigene Berechnungen.	190
Abbildung 11.1: Gefahrenhinweiskarte für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' für eine Arias Intensität von 0,5, entsprechend einer Magnitude von ML = 5,7 bei einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. Rote Markierungen: kritische Bereiche	

mit den Berechnungen für 'das Newmark displacement'; grüne Punkte: kartierte Massenbewegungen; die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrate) sind aus Tabelle 15.2 im Anhang ersichtlich.. Eigene Berechnungen.	194
Abbildung 11.2: Gefahrenhinweiskarte für das Untersuchungsgebiet 'Oberes Filstal' für eine Arias Intensität von 0,5, entsprechend einer Magnitude von $ML = 5,7$ bei einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. Rote Markierungen: kritische Bereiche mit den Berechnungen für das 'Newmark displacement'; schwarz umrandete Polygone: kartierte Massenbewegungen (Brennecke, 2006); die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrate) sind aus Tabelle 15.2 im Anhang ersichtlich. Eigene Berechnungen.	195
Abbildung 11.3: Gefahrenhinweiskarte für das Untersuchungsgebiet 'SWA' für eine Arias Intensität $I_a = 0,5$, Epizentralentfernung $D = 0$, Herdtiefe $h = 10$ [km], dies entspricht einer Magnitude $ML = 5,7$. Rote Markierungen: 'unsichere' Flächen bei den Berechnungen für das 'Newmark displacement'. Im Hintergrund (grau) das DGM1 für den Bereich Schwäbische Alb. Eigene Berechnungen.	196
Abbildung 11.4: Gefahrenhinweiskarte für das Untersuchungsgebiet 'Bonner Raum' für eine Arias Intensität $I_a = 0,5$, Epizentralentfernung $D = 0$, Herdtiefe $h = 10$ [km], dies entspricht einer Magnitude $ML = 5,7$. Rote Markierungen: 'unsichere' Flächen bei den Berechnungen für das 'Newmark displacement'. Für die hellen Bereiche stand kein DGM zur Verfügung. Die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrate) sind aus Tabelle 15.2 im Anhang ersichtlich. Eigene Berechnungen.	197
Abbildung 15.1: Lage der Untersuchungsgebiete. SRTM3, ergänzt.	221
Abbildung 15.2: Ausschnitt aus der Topographischen Karte 1:1.000.000 für die Lage des Untersuchungsgebietes 'Schwäbische Alb (SWA)' und der Untersuchungsgebiete 'Schwäbisch Gmünd Süd (Gmünd)' und 'Oberes Filstal (Fils)' (blau Rechtecke). Koordinaten links unten: 7,20E 47,45N..	222
Abbildung 15.3: Ausschnitt aus der Topographischen Karte 1:50.000 für die Lage des Untersuchungsgebietes 'Gmünd'. Koordinaten links unten: 9,60E 48,66N., ergänzt.	222
Abbildung 15.4: Ausschnitt aus der Topographischen Karte 1:50.000 für die Lage des Untersuchungsgebietes 'Fils' W Geislingen a. d. St. Koordinaten links unten: 9,62E 48,57N.	223
Abbildung 15.5: Ausschnitt aus der Topographischen Karte 1:50.000 für die Lage des Untersuchungsgebietes 'BN', Koordinaten links unten: 7,00E 50,65N., ergänzt.	223
Abbildung 15.6: Strukturgeologie von SW-Deutschland. Streichlinien geben die Höhenlage der Grenze Lettenkeuper / Muschelkalk an. Blaue Rechtecke: Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils'. Geyer and Gwinner (1986), ergänzt.	224
Abbildung 15.7: Erdbebengefährdung für die Bundesrepublik Deutschland in Form berechneter Intensitätswerte (EMS-98) für eine Nichtüberschreitungswahrscheinlichkeit von 90 % in 50 Jahren; Epizentren tektonischer Erdbeben als Hintergrund. Tyagunov et al. (2006).	230
Abbildung 15.8: Karte der maximalen horizontalen Beschleunigung in m/s^2 mit 90% Wahrscheinlichkeit der Nicht-Überschreitung in 50 Jahren für die Regionen Nord- und Mitteleuropa. GSHAP Region 3 Working Group, GFZ Potsdam. Grünthal (1999).	231
Abbildung 15.9: Abnahme der Arias mit der Entfernung vom Epizentrum ('0') für eine Magnitude $ML = 6,0$ und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. Eigener Entwurf, Berechnung mit Formel 6.13.	232
Abbildung 15.10: Abnahme der Arias mit der Entfernung vom Epizentrum ('0') für eine Magnitude $ML = 6,0$ und einer Herdtiefe von $h = 20$ [km]. Eigener Entwurf, Berechnung mit Formel 6.13.	232
Abbildung 15.11: Versatz einer Straße am E-Hang des Ätna durch eine Rutschung nach dem Ausbruch 2002, zu erkennen an den weißen Seiten- und mehrfach nachgezeichneten Mittellinien, dem Versatz der Mauer rechts im Bild und der Auffüllung der Stufe in der Mitte des Bildes. Die Rutschung ist weiter aktiv, wie an dem aufgerissenen Asphalt zu erkennen ist. Eigenes Foto.	233

Abbildung 15.12: Versatz der Mauer am Klinikum der Universität Bonn auf der E-Seite des Venusbergs, Bonn auf -Grund einer Rutschung, zu erkennen an den verformten parallelen Linien im Putz, den aufgestellten Deckplatten und dem abgebröckelten Putz darunter. Eigenes Foto.....	233
Abbildung 15.13: Glems, Gestüt St. Johann: Beginnende Doline mit kleiner Massenbewegung hinter dem kleinen Baum in der Mitte des Bildes. Die Massenbewegung wurde auf Grund der Berechnungen des 'Newmark displacement' lokalisiert. Eigenes Foto.....	234
Abbildung 15.14: Fuß einer Rutschung im Seetal / Fils bei Geislingen a. d. St. Die Rutschung konnte auf Grund der Berechnungen des 'Newmark displacement' als Rotationsrutschung identifiziert werden. Die Abrisskante war im Wald im dichten, unzugänglichen Unterwuchs verborgen. Eigenes Foto.....	234
Abbildung 15.15: Geislingen a. d. St., Burg Helfenstein. Rezente, ca. 10 - 15 cm breite senkrechte Spalte im Kalkgestein unterhalb der Burg Helfenstein. Eigenes Foto.	235
Abbildung 15.16: Geologischer Pfad Schwäbisch Gmünd, N Rechberg, Verebnungsfläche des Posidonienschiefers. Bau einer Wasser-Pipeline. Eigenes Foto.....	236
Abbildung 15.17: Geologischer Pfad Schwäbisch Gmünd, N des Rechberges, S Metlangen. Im Vordergrund wellige Wiesen des Opalinustones. In der Mitte des Bildes Posidonienschiefer mit der Wasser-Pipeline, zwischen den Waldstreifen das Remstal mit Schwäbisch Gmünd. Eigenes Foto.....	236
Abbildung 15.18: Rechberg, wohlgeschichtete Kalke (ox2, Kalksteinbänke mit Mergelfugen). Eigenes Foto.....	237
Abbildung 15.19: Rechberg, wohlgeschichtete Kalke (ox2), Detailansicht. Eigenes Foto.....	237
Abbildung 15.20: S des Hohenstaufen, Albvorland mit Albrauf, hinten rechts das Filstal. Eigenes Foto.....	238
Abbildung 15.21: Filstal bei Bad Überkingen, rechts Hausener Wand. Eigenes Foto.	238
Abbildung 15.22: Verbreitete Straßenschäden S des Rechberges (hier bei Jackenhof). Eigenes Foto.	239
Abbildung 15.23. Rutschhang N Rechberg, Landstraße L 1159, verbogene Leitplanke. Eigenes Foto.....	239
Abbildung 15.24: W Gräbelesberg, Steinschlagampel an der Kreisstraße K7145. Eigenes Foto.	240
Abbildung 15.25: Gräbelesberg, E-Hang. Eigenes Foto.	240

Liste der Abkürzungen

Abkürzung	Erklärung
BGR	Bundesamt für Energie und Rohstoffe, Hannover
'BN'	Untersuchungsgebiet 'Bonner Raum'
BW	Baden-Württemberg
CEDIM	Center for Disaster Management and Risk Reduction, GFZ & Universität Karlsruhe
D	Epizentralentfernung
DGM	Digitales Geländemodell
E	Ost
EMS98	europäische makroseismische Skala von 1998
EQ	Erdbeben (Earthquake)
EU	Europäische Union
fi	Untersuchungsgebiet 'Oberes Filstal'
'Fils'	Untersuchungsgebiet 'Oberes Filstal'
FOS	'Factor of Safety' (Sicherheitsfaktor für Hänge)
FOS _{cl}	'Factor of Safety' mit den klassifizierten Substraten
FOS _{cl2}	'Factor of Safety' mit den klassifizierten Substraten und angepassten Substrateigenschaften
FOSe	'Factor of Safety' mit der 'einfachen' Formel (Formel 6.6)
FOS _{EQ}	'Factor of Safety' mit der Formel nach ILWIS (2006) für Erdbebeneinwirkung
FOS _{Miles}	'Factor of Safety' mit der Formel nach Miles (2003) (Formel 6.2)
FOS _M	'Factor of Safety' mit der Formel nach Miles (2003) (Formel 6.2)
FOS _{Skempton}	'Factor of Safety' mit der Formel nach Skempton & DeLory (Formel 2.1)
FOS _{Skempton mod}	'Factor of Safety' mit der Formel nach Skempton & DeLory, modifiziert (Formel 6.1)
FOS _{Skempton orig}	'Factor of Safety' mit der Formel (Formel 2.1)
GD	Geologischer Dienst
GFZ	GeoForschungsZentrum Potsdam
GK	Geologische Karte
gm	Untersuchungsgebiet Schwäbisch Gmünd Süd (GK7224)
'Gmünd'	Untersuchungsgebiet Schwäbisch Gmünd Süd (GK7224)
GÜK	geologische Übersichtskarte
GPS	Global Positioning System
Hz	Herz
I	Intensität
I ₀	Epizentralintensität
ICS	International Commission on Stratigraphy
IRIS	Incorporated Research Institutions for Seismology
k. A.	keine Angabe
LAGB	Landesamt für Geologie und Bergwesen, Sachsen-Anhalt
LGRB	Landesamt für Geologie und Rohstoffe, Baden-Württemberg
LS	Hangrutschung (Landslide), Erdrutsch, gravitative Massenbewegung
M	Magnitude (allgemein)
M ₀	seismisches Moment
max	maximaler Wert
med	Median
min	minimaler Wert
mitt	arithmetischer Mittelwert

Liste der Abkürzungen und Symbole

Abkürzung	Erklärung
ML	Magnitude (Richterskala) (mikroseismisch)
ML ₋	aus anderen Skalen umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude
MM	Modified Mercalli (Makroseismische Intensitätsskala)
Ms	Oberflächenwellen-Magnitude (mikroseismisch)
MSK	Makroseismische Intensitätsskala nach Medvedev, Sponheuer & Karnik
Mw	Moment-Magnitude (mikroseismisch)
N	Nord
NRW	Nordrhein-Westfalen
S	Süd
Sco	Scopus (Aufsatzrecherche)
SWA, swa	Untersuchungsgebiet 'Schwäbische Alb'
TK	Topografische Karte
USGS	US Geological Survey
W	West
WoS	Web of Science (Aufsatzrecherche)

Liste der Symbole

Symbol	Erklärung	Dimension
a	Beschleunigung als Verhältnis zu 'g'	[m/s ²]
a_c	kritische Bodenbeschleunigung als Verhältnis zu 'g'	[m/s ²]
a_{max}	maximale Bodenbeschleunigung als Verhältnis zu 'g'	[m/s ²]
c'	effektive Kohäsion	[kN/m ²]
D	Epizentralentfernung	[km]
D_N	'Newmark displacement'	([cm])
E	Elastizitätsmodul	[kN/mm ²]
g	Gravitation, Erdanziehung	[m/s ²]
h	Herdtiefe	[km]
I_a	Arias-Intensität	[cm]
m	Verhältnis der Mächtigkeit der wassergesättigten Schicht von z	[-]
v_p	P-Wellengeschwindigkeit	[km/s]
v_s	S-Wellengeschwindigkeit	[km/s]
z	Mächtigkeit der rutschenden Schicht	[m]
z	Mächtigkeit der rutschenden Schicht	[m]
z_w	Höhe des Grundwasserspiegels über der Scherfläche	[m]
α	effektive Hangneigung	[°]
γ'	spezifisches Gewicht, Wichte	[kN/m ³]
γ_w	spezifisches Gewicht von Wasser	[kN/m ³]
φ'	effektiver Reibungswinkel	[°]



Abbildung 0.1.1: Hangrutschung in Pakistan nach dem Erdbeben vom 08.10.2005. Foto: Crone, A., USGS 27.10.2005 in Durrani et al. (2005).

1. Einleitung und Fragestellung

Am 8.10.2005 löste ein Erdbeben in Pakistan (Stärke ML 7,6, Herdtiefe 26 [km]) am Dana Hill (2080 [m] NN) eine gewaltige Hangrutschung aus (Abbildung 0.1.1). Diese begrub das Dorf Dandbeh und blockierte zwei Zuflüsse des Jhelum-Flusses. Die aufgestauten Wassermassen bedrohten das Dorf Hattian (Durrani et al., 2005; Dunning et al. 2007). Eine größere Anzahl weiterer gravitativer Massenbewegungen verschütteten mehrere Dörfer und machten Straßen unpassierbar, Owen et al. (2008) berichten von über 1.000 gravitativen Massenbewegungen aller Arten.

Nach stärkeren Erdbeben im Kaschmir wird regelmäßig über eine größere Anzahl von gravitativen Massenbewegungen berichtet. Der Zusammenhang von starken Erdbeben und durch diese ausgelöste gravitative Massenbewegungen wird in einigen von diesem Phänomen betroffenen Ländern auch thematisiert. Studien, ab welcher Stärke Erdbeben gravitative Massenbewegungen auslösen können, sind jedoch selten. Keefer spricht dieses Problem in seiner Studie von 1984 (Keefer, 1984) an, kommt aber zu keiner eindeutigen Schlussfolgerung, da das schwächste Erdbeben, welches eine gravitative Massenbewegung auslöste, die Stärke $ML=3,5$ hatte (Keefer, 1984). Er bezweifelt, dass diese Stärke ausreicht, eine gravitative Massenbewegung auszulösen und verweist auf zusätzliche Faktoren wie ein vorangegangenes stärkeres Beben oder einen Feuchtigkeitsüberschuss, die in dem erwähnten Fall aber nicht geklärt werden konnten. Als generelle Minimum Stärke nennt Keefer eine Magnitude von $ML = 4,0$ (Keefer, 1984). Papadopoulos & Plessa (2000) beschreiben eine Massenbewegung in Griechenland, die durch ein Erdbeben der Stärke $M_s = 3,8$ ausgelöst wurde. Allerdings handelte es dabei um ein Nachbeben und die Autoren vermuten, dass das Hauptbeben den Scherwiderstand derart herabgesetzt hat, dass die kleinere Magnitude ausreichte, um die Bewegung auszulösen. Dazu haben Malamud et al. (2004) errechnet, dass die Gesamtzahl von Nachbeben weltweit etwa 8% des Volumens der Massenbewegungen, die von den Hauptbeben ausgelöst wurden, beitragen. Generell geben Papadopoulos (1993) und Papadopoulos et al. (1994) eine Magnitude von $M_s = 5,3 - 5,5$ als Minimum Magnitude für die Auslösung von Massenbewegungen in Griechenland an und Malamud et al. (2004) weltweit mit $M_w = 4,3 \pm 0,4$.

Bei Glade et al. (2006) sind 33 Fälle von gravitativen Massenbewegungen aufgeführt, bei denen mehr als 1.000 Todesopfer registriert wurden (Tabelle 1.1).

Tabelle 1.1: Anzahl der Auslöser gravitativer Massenbewegungen, die große natürliche Katastrophen mit mehr als 1.000 Todesopfern ausgelöst haben (Auswahl) (Glade et al., 2006)

Auslöser	Anzahl
in der Quelle nicht angegeben	14
Erdbeben	10
Vulkanausbruch	5
Niederschlag	4

Damit stehen Erdbeben als Auslöser von Massenbewegungen vor Vulkanausbrüchen und Niederschlag. Viele Autoren betrachten die Massenbewegungen, die durch Erdbeben ausgelöst werden, als die größte Gefahr bei Erdbeben (Keefer, 1984; Jibson, 1993, 2007; Jibson et al. 2000; Papadopoulos & Plessa, 2000;

Romeo, 2000; Nagarajan, 2002; Recife & Capolongo, 2002; Malamud et al., 2004; Yang, 2007; García-Rodríguez et al., 2008). Es müssen aber nicht immer spektakuläre Ereignisse sein, die größere Schäden verursachen. Aufwändige Wartungsarbeiten für Straßen oder Eisenbahnlinien, die durch Rutschgebiete führen, können erhebliche Kosten verursachen (Anhang Abbildungen 15.11, 15.12, 15.22, 15.23), die z. B. in Deutschland in den meisten Fällen nicht erhoben oder nicht veröffentlicht werden, so dass über diesen Weg das Ausmaß der Schäden nicht rekonstruiert werden kann (Stemmler, 2006; Geisel, 2006; Pfennig, 2006, persönliche Mitteilungen). Zu diesem Problem stellen Keefer & Larsen (2007) fest: '*Current landslide research efforts around the world are generally small relative to the costs of landslide damage*' (Science, Vol 316, S. 1137). Generell fehlt auch in Deutschland ein Inventar zu Massenbewegungen.

Ist Deutschland ein Gebiet mit einer seismischen Gefährdung? Erdbeben gehören in der Regel nicht zu den Lebenserfahrungen der Bundesbürger. Eine vom Autor im März 2007 durchgeführte Umfrage im Ahrtal (Meyenfeld, 2007, unveröffentlicht) ergab, dass alle Befragten sich an 'ein Erdbeben Anfang der 90'er Jahre' des vorigen Jahrhunderts erinnern konnten (Roermond Erdbeben 13.04.1992, ML 6,1, Tiefe 17 [km]), und nur 38% der Befragten ein Erdbeben als persönliche Gefahr betrachteten. Ähnlich verhielt es sich bei Angaben zu Hangrutschungen und Felsstürzen. Selbst eine monatelange Sperrung der B267 im Ahrtal bei Altenahr wegen eines Felssturzes (ca. 1989) und der anschließenden Sanierungsarbeiten ist im kollektiven Gedächtnis nach 18 Jahren nicht mehr vorhanden. Allenfalls erinnerten sich einige an den Felssturz bei dem Hinweis, dass bei den Sanierungsarbeiten ein Hubschrauber abgestürzt ist. Weder bei der Kreisverwaltung Ahrweiler, noch bei den Straßenmeistereien Sinzig und Adenau oder beim Landesbetrieb Mobilität Rheinland-Pfalz in Cochem waren Angaben über derartige Ereignisse zu erhalten.

Krauter (2001) stellt fest, dass Erdbeben in Mitteleuropa erst ab einer Intensität von $I = VIII$ als auslösendes Moment in Frage kommen und dass in den meisten Gebieten Deutschlands '*Erdbeben weder als Ursache noch als auslösendes Moment eine Rolle*'.. spielen (in Smolczyk, 2001, S. 633). Dagegen stellen Bibus & Terhorst (2001a) fest, dass auf der Schwäbischen Alb Massenbewegungen 'oft durch Erdbeben' ausgelöst werden.

Diese unterschiedlichen Angaben sowie der Gesichtspunkt, dass Phänomene wie Erdbeben oder gravitative Massenbewegungen offensichtlich aus dem kollektiven Gedächtnis eliminiert werden und es keine genauen Angaben dazu gibt, ob und in welchem Ausmaß Erdbeben auch in Deutschland gravitative Massenbewegungen ausgelöst haben könnten und evtl. werden, ist Motivation genug, sich mit diesem Problem näher zu beschäftigen.

Mit dieser Arbeit soll untersucht werden, ob die Erdbeben, mit denen in Deutschland gerechnet werden muss, gravitative Massenbewegungen auslösen können. Hierzu soll analysiert werden, wie sich die Stabilität von Hängen unter dem Einfluss von Erdbeben ändert und welche Minimum-Stärke eines Erdbebens gravitative Massenbewegungen auslösen kann. Da die Analyse der einzelnen, für die Berechnungen benötigten Substrateigenschaften auf regionaler Ebene problematisch ist, soll mit einer Sensitivitätsanalyse untersucht werden, welchen Einfluss die Änderung von einzelnen Substrateigenschaften auf das Ergebnis der Berechnungen des Sicherheitsfaktors für Hänge (FOS) und auf den Versatz haben, den die Erdbebenwellen an Hängen bewirken. Im Zeitraum dieser Arbeit fanden in Deutschland

keine Erdbeben statt, die gravitative Massenbewegungen ausgelöst hätten, es waren auch keine Ereignisse dieser Art rekonstruierbar, so dass keine aktuellen Daten hierzu erhoben werden konnten. Das Anpassen der Substrateigenschaften erfolgte daher in zwei Untersuchungsgebieten mit verschiedenem Untergrund, in denen Massenbewegungen detailliert kartiert wurden, allerdings ohne Hinweise auf einen Auslöser. Eines dieser Gebiete liegt im Albvorland (Bereich der Geologischen Karte GK 7224, Schwäbisch Gmünd Süd), das andere ist ein Teil des Oberen Filstales und wird vom Albtrauf geprägt. Die Substrateigenschaften werden in mehreren Iterationsschritten so angepasst, dass die überwiegende Anzahl der kartierten Massenbewegungen nach den Berechnungen des FOS in den als 'unsicher' ausgewiesenen Bereichen liegen. Mit diesen angepassten Substrateigenschaften werden anschließend die Berechnungen für die gesamte Schwäbische Alb und den Raum Bonn durchgeführt.

Es werden vier Hypothesen aufgestellt:

- (1) Erdbeben, die sich in Deutschland oder angrenzenden Gebieten ereignen, können auch in Deutschland gravitative Massenbewegungen auslösen.
- (2) Für Berechnungen der Hangstabilität ist eine pseudostatische Methode besser geeignet als eine statische Methode.
- (3) Es können Berechnungen mit der Methode 'Newmark displacement' auf regionaler Ebene für verschiedene Erdbebenszenarien durchgeführt werden.
- (4) Aus den Ergebnissen der Berechnungen des 'Newmark displacement' können Gefahrenhinweiskarten für die Auslösung von gravitativen Massenbewegungen durch Erdbeben erstellt werden.

2. Definitionen und Grundlagen

2.1 Erdbeben

Als Erdbeben werden natürliche Erschütterungen oder Schwingungen des Untergrundes beziehungsweise der festen Erde bezeichnet (Jung, 1953; Richter, 1992; Press, 1995; Fowler, 1997). Damit sind alle anthropogenen Ursachen wie z. B. Sprengungen oder Beben infolge von Bergbauaktivitäten ausgeschlossen. Für diese Arbeit werden nur die tektonischen Beben berücksichtigt, d. h. Beben, die ihre Ursache in Bewegungen der Erdkruste oder im Mantel haben. Einsturzbeben oder Gebirgsschläge werden nicht berücksichtigt, da ihr seismisches Profil von dem der tektonischen Beben abweicht, ebenso wie das der anthropogen verursachten Beben.

2.1.1 Begriffe

Der Ort, an dem das Erdbeben stattfindet, wird **Hypozentrum** genannt, oder der Punkt in der Erdkruste, wo nach den Berechnungen der Ursprung der seismischen Wellen ist (Newmark & Rosenblueth, 1971). Die senkrechte Projektion an die Erdoberfläche wird **Epizentrum** genannt. Wenn keine Messwerte vorliegen, mit denen das Hypozentrum berechnet werden kann, wird der Ort mit den größten Zerstörungen als Epizentrum angenommen (Newmark & Rosenblueth, 1971). Mit den beiden Begriffen Hypozentrum und Epizentrum wird allgemein ein Punkt bezeichnet, mit dem ein Erdbeben lokalisiert wird, z. B. um es in Katalogen oder auf Karten darzustellen oder auch zur statistischen Auswertung (Schneider, 1992). In der Regel finden Erdbeben jedoch als Kettenreaktion entlang von Verschiebungsflächen statt und damit nicht nur an einem 'Punkt' (Newmark & Rosenblueth, 1971; Langer, 1986; Richter, 1992; Schneider, 1992; Press & Siever, 1995; Schick, 1997). Beben, die vor dem Hauptbeben auftreten, werden als **Vorbeben**, die Beben nach dem Hauptbeben als **Nachbeben** unter diesem 'Punkt' mit zusammengefasst, die Problematik hierzu wird in Kap. 2.1.2 weiter diskutiert. Werden mehrere Beben registriert und ist kein eindeutiges Maximum zu ermitteln, werden die Beben als '**Schwarmbeben**' bezeichnet. Der Abstand zwischen Hypozentrum und Epizentrum ist die **Herdtiefe**, der vom Beobachter zum Epizentrum die **Epizentralentfernung**, der vom Beobachter zum Hypozentrum **Hypozentralentfernung**, gemessen in [km]. Der Zeitpunkt des stärksten Impulses ist die **Herdzeit**. Als Ursache für tektonische Beben wird heute die Plattentektonik gesehen, andere Ursachen von Erdbeben sind Vulkanismus (7%), Explosionen oder Einstürze. Die tektonischen Erdbeben sind mit 90% weitaus die häufigsten Beben (Richter, 1992). Sie unterscheiden sich deutlich von den anderen Beben durch den Frequenzbereich der Erdbebenwellen, der freigesetzten Energie und dem Schütterradius (Newmark & Rosenblueth, 1971). Die gängige Theorie für die Entstehung von Erdbeben ist die **Scherbruchtheorie**. Durch die Bewegung entlang einer Störung (waagrecht bis senkrecht) baut sich an Stellen, wo sich Teile an den Wänden einer Störungslinie

verhaken, Spannung auf, die sich bruchartig entlädt, wenn die Elastizitätsgrenze des jeweiligen Substrates überschritten wird. Durch diesen Bruchvorgang werden verschiedene Wellen erzeugt. Als Raumwellen werden die Wellen bezeichnet, die sich durch den Erdkörper bewegen. Es wird zwischen **'P'-Wellen** und **'S'-Wellen** unterschieden. 'P'-Wellen sind reine Kompressionswellen und sind 1,7 - 1,8 ($v_p/v_s \approx \sqrt{3}$) mal schneller als 'S'-Wellen (Lenz & Wiedersich, 1993). Letztere sind Scherwellen mit einer Partikelbewegung senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung. Sie breiten sich nicht in Flüssigkeiten aus, die Ausbreitungsgeschwindigkeit in festen Stoffen wie kristalline Gesteine oder feste Sedimente beträgt durchschnittlich 3,2 - 3,4 [km/s] (Lenz & Wiedersich, 1993) mit einer allerdings breiten Streuung. Besonders in Lockersedimenten ist der Feuchtigkeitsgehalt ein entscheidender Faktor für die Wellenausbreitung, so dass die oben angeführte Beziehung von P- zu S-Wellen nicht immer zutrifft (Schneider, 2004). Da die Ausbreitungsgeschwindigkeit der P- und S-Wellen verschieden ist, werden die Wellen, die zuerst an einer Beobachtungsstation eintreffen, als Primär-Wellen ('P'-Wellen) bezeichnet, die als zweite eintreffenden Wellen Sekundärwellen ('S'-Wellen). An Schichtgrenzen und Störungen können diese Wellen reflektiert, gebrochen oder in andere Wellenarten umgewandelt werden. Findet dies an der Erdoberfläche statt, entstehen verschiedene **Oberflächenwellen**. Die hauptsächlichlichen Oberflächenwellen sind die **'Love'-Wellen** und **'Raleigh'-Wellen**. Love-Wellen sind ebenfalls Scherwellen, jedoch mit horizontaler ohne vertikaler Partikelbewegung, bei Raleigh-Wellen bewegen sich die Partikel ellipsenförmig, wie bei einem Brecher am Strand. Die Oberflächenwellen sind die zerstörerischeren Wellen (Newmark & Rosenblueth, 1971; Press & Siever, 1995).

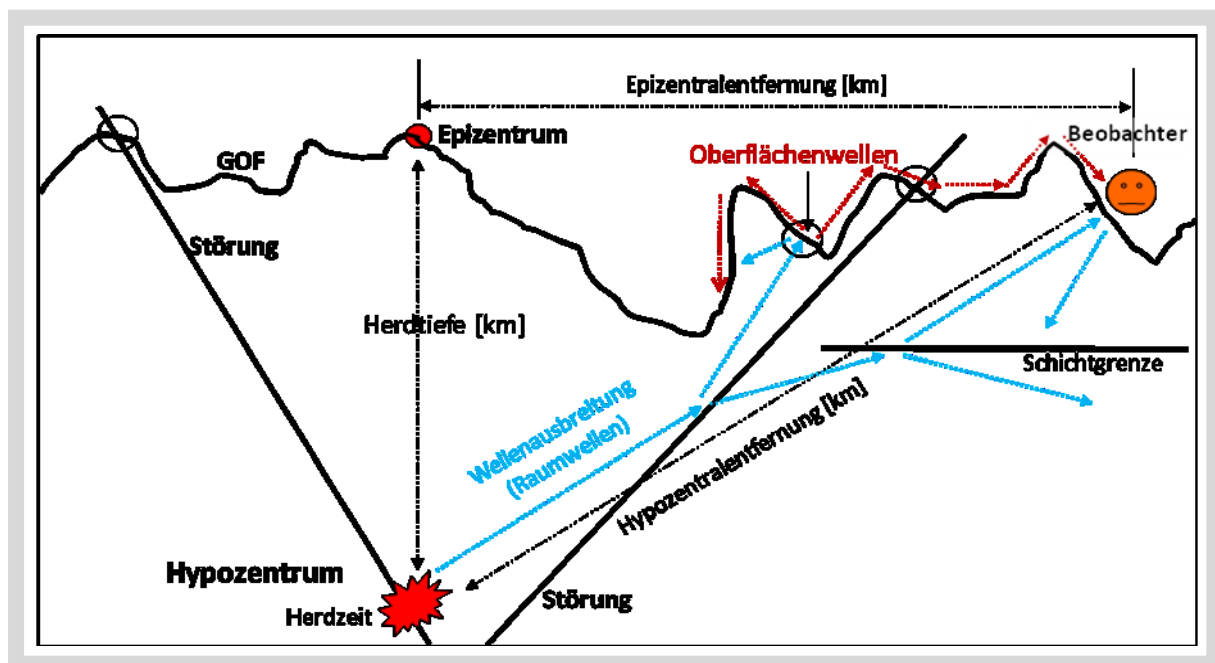


Abbildung 2.1: Erdbeben: Begriffe und Wellenausbreitung. GOF: Geländeoberfläche, gepunktete blaue Linien: Wellenausbreitung der Raumwellen; gepunktete rote Linien: Wellenausbreitung der Oberflächenwellen. (Eigener Entwurf).

Die Wellen werden an einer Beobachtungsstation durch **Seismometer** in drei Richtungen (horizontal N-S und W-E und senkrecht) aufgezeichnet und dann ausgewertet. Eine Positionsbestimmung des Epizentrums und des Hypozentrums erfolgt per Kreuzpeilung durch Auswertung der Laufzeitunterschiede. Es müssen also mindestens die Werte von zwei, besser drei räumlich um das Epizentrum gut verteilten Stationen vorhanden sein, um für eine Orts- und Zeitbestimmung das Fehlerdreieck einigermaßen klein zu halten. Dieses Verfahren kann längere Zeit in Anspruch nehmen, da, wie oben schon erwähnt, die Wellen nicht geradlinig und ungebrochen bei der Beobachtungsstation ankommen und die Beschaffenheit des Untergrundes auf der Strecke vom Hypozentrum zum Beobachter in der Regel nicht genau bekannt ist. Dies muss aber bei der Berechnung der Laufzeitunterschiede berücksichtigt werden. Bei weltweit registrierten Beben dauert es hin und wieder Tage, bis die endgültigen Daten zwischen den Stationen abgestimmt sind. Die Stärke eines Erdbebens wird qualitativ (**makroseismisch**) als **Intensität (I)** oder quantitativ (**mikroseismisch**) als instrumentelle Messung in **Magnitude (M)** angegeben (Trifunac & Brady, 1975; Schneider, 1992; Kramer, 1996; Schick, 1997). Die Intensität wird mit Ausnahme der japanischen und der russischen Skala in römischen Ziffern, die Magnitude in arabischen Ziffern angegeben. Die Intensität im Epizentrum wird mit '**I₀**' bezeichnet. Auf die Auswirkungen des Schütterradius wird später und in Kap. 2.1.3 noch eingegangen. Als **Schütterradius** wird der Radius um ein Epizentrum bezeichnet, in dem ein Erdbeben gespürt wurde.

Die erste **Magnitudenskala** hat C. F. Richter 1935 für Erdbeben in Kalifornien für eine Entfernung von 100 [km] vom Epizentrum und für ein bestimmtes Gerät, dem Wood-Anderson Seismographen, entwickelt (Richter, 1935). Eine Weiterentwicklung war eine Korrekturtabelle für Entfernungen vom Epizentrum bis 600 [km], Herdtiefen > 30 [km] und die Berücksichtigung verschiedener geologischer Einheiten in diesem Bereich (Newmark & Rosenblueth, 1971). Diese Skala wurde durch Gutenberg erweitert, so dass sie bis zu einer Entfernung von 2.000 [km] benutzt werden kann. Sie wird trotz der Erweiterungen weiterhin als '**Richterskala**' bezeichnet. In dieser Skala werden heute in der Regel die Stärken von Erdbeben für die Öffentlichkeit angegeben. Diese Skala ist logarithmisch, d. h. ein Erdbeben der Stärke 6 ist 10-fach stärker als eines der Stärke 5. Inzwischen ist diese Skala soweit erweitert worden, dass sie auch für Messungen mit anderen Geräten und auch für schwächere und stärkere Beben (z. B. < 0 und > 10) eingesetzt werden kann (Schneider, 1975). Durch die Ungenauigkeiten dieser Skala und auch durch deren Sättigung werden jedoch die tatsächlichen Herdvorgänge nicht genau beschrieben. Mit Sättigung ist gemeint, dass die Skala trotz höherer Messwerte keine höheren Magnitudenwerte mehr ausgibt (Schick, 1997). In dem Bestreben, die Herdvorgänge besser abbilden zu können, wurden immer wieder neue Skalen entworfen, die Probleme mit den Ungenauigkeiten in den Grenzbereichen, besonders das der Sättigung, konnten jedoch nicht zufriedenstellend gelöst werden, bis auf die Skala der **Moment Magnitude (M_w)** (Hanks & Kanamori, 1979). Diese Skala ist unabhängig von der Entfernung und erreicht keine Sättigung. Sie basiert auf dem **seismischen Moment (M₀)** und beschreibt die freigesetzte Energiemenge, die sich wiederum aus der Größe der Herdfläche, dem Betrag der Verschiebung und der Gesteinsfestigkeit errechnet (Kramer, 1996). Eine kurze Übersicht über die wichtigsten Magnitudenskalen und deren Sättigungsgrad bietet die Tabelle 2.1, ein Vergleich der Magnitudenwerte Abbildung 2.2.

Die **Intensitätsskala** beschreibt qualitativ das Maß der lokalen Zerstörungen, besonders die Auswirkungen auf Bauwerke (Newmark & Rosenblueth, 1971; Trifunac & Brady, 1975). Sie muss daher laufend an die geänderten Bauweisen angepasst werden. Trifunac & Brady (1975) berichten von über 50 verschiedenen Intensitätsskalen weltweit. Die Intensität beschreibt damit '*ausschließlich das Endglied der Systemkette Erdbeben*' (Schneider, 1992) und nicht den Herdvorgang. Die Wahrnehmung und Beschreibung der Zerstörungen ist vom Betrachter und dessen Absichten abhängig, damit ist die Skala eher als subjektiv zu werten (Trifunac & Brady, 1975; Haak et al., 1994). Diese Aussage gilt besonders für historische Erdbebenbeschreibungen. Da die Intensitätsskalen laufend an die geänderten Bauweisen angepasst werden, ist auch Vorsicht geboten, wenn diese Skalen auf Ereignisse unterschiedlicher zeitlicher Epochen angewendet werden (Trifunac & Brady, 1975).

Für Geographen sind die Auswirkungen an der Erdoberfläche interessanter, damit wären die Angaben nach der Intensitätsskala angebracht. Die Angaben in den neueren Erdbebenkatalogen erfolgen jedoch in einer der verschiedenen Magnitudenskalen (Tabelle 2.1). Diese Werte müssten dann in Intensität umgerechnet werden, was einige Probleme bereitet. Darauf wird am Ende dieses Kapitels noch eingegangen.

Tabelle 2.1: Übersicht über gebräuchliche Makro- und Mikroseismische Skalen. Eigene Zusammenstellung nach: (Schneider, 1975; Heck & Schick, 1980; Hays, 1981; Kramer, 1996; Schick, 1997; USGS, 2002)

Makroseismische Skalen:			
Intensität (I)	MM	Modified Mercalli	
	MSK	Merkalli-Sieberg-Karnik	
	JMA	japanische Skala	
	ESM	europäische Skala	
Mikroseismische Skalen:			Sättigung bei M =
Magnitude (M)	Mk	Karnik	k. A.
	ML	Lokal Magnitude (Richter)	6,8
	Mw	Moment Magnitude (Energy)	keine
	Ms	Surface Wave Magnitude	8,4
	M ₀	Seismic Moment (Energy)	keine
	Me	Energy Magnitude	keine
	mB	Long period compressional Body Wave (P-wave) Magnitude	7,8
	mb	Short period compressional Body Wave (P-wave) Magnitude	6,5
	Mk	Karnik	k. A.
	ML	Lokal Magnitude (Richter)	6,8

Die Aufteilung der Intensitätsskala ist an die Beaufort-Windskala angepasst (Schneider, 1992) und reicht von 1 = 'nur von Instrumenten registrierbar' bis 12 = 'totale Zerstörung, starke Veränderungen an der Erdoberfläche' (Grünthal, 1998). Grünthal (1998) und Grünthal & Wahlström (Grünthal & Wahlström, 2003) bieten eine gute Zusammenfassung der Probleme mit den Umrechnungen der verschiedenen Skalen. Zur Vereinheitlichung der makroseismischen Beschreibungen in Europa wurde von Grünthal (1998) im Auftrag der EU eine überarbeitete Fassung als EMS98 erarbeitet (Tabelle 2.2).

Ein Vergleich mit anderen, älteren Intensitätsskalen ist in Tabelle 2.3 vorgenommen worden, da sich die EMS98-Skala weitgehend auf die Auswirkungen auf Menschen und Gebäude bezieht und bewusst keine Auswirkungen auf die Erdoberfläche beschreibt (Grünthal, 1998).

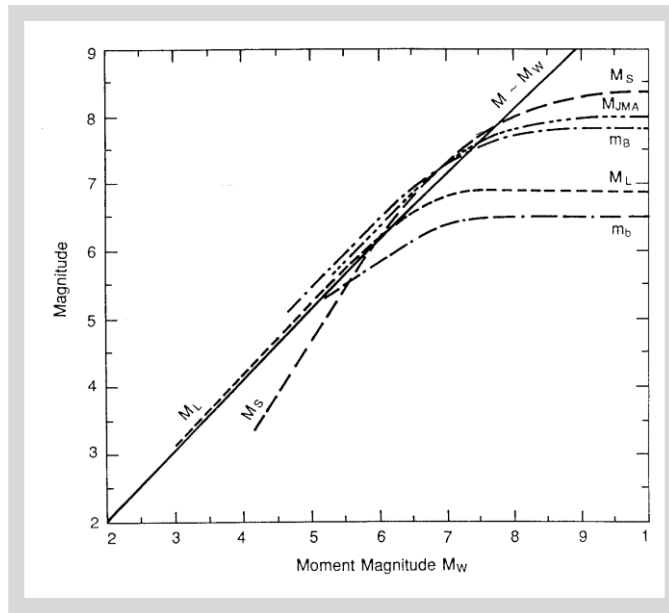


Abbildung 2.2: Vergleich verschiedener Magnitudenskalen mit der Mw-Skala. Mw: Moment Magnitude, Ms: Oberflächenwellen-Magnitude, M_{JMA} : Japanische Magnitudenskala, m_B : Raumwellenmagnitude (langperiodische Wellen), M_L : Lokale (Richter-) Magnitude, m_b : Raumwellenmagnitude (kurzperiodische Wellen). (Studer & Koller, 1997).

Tabelle 2.2: Kurzfassung der EMS98. Eigener Entwurf (frei übersetzt) nach Grünthal (1998)

Intensität	Definition nach EMS-98	Kurzbeschreibung der beobachteten Effekte
I	nicht fühlbar	nicht gespürt
II	kaum bemerkbar	nur von einigen ruhenden Personen zu Hause gespürt
III	schwach	im Haus von einigen Personen gespürt. Ruhende Personen spüren ein Schwanken oder leichtes Zittern
IV	deutlich beobachtet	im Haus von vielen Personen gespürt, im Freien von einigen wenigen Personen, einige Personen wachen auf, Fenster, Türen und Geschirr klappern
V	stark	wird im Haus von den Meisten gespürt, im Freien von einigen, viele schlafende Personen wachen auf, einige Personen sind verängstigt, Gebäude schwanken, hängende Gegenstände pendeln deutlich, kleinere Gegenstände werden versetzt, Türen und Fenster öffnen oder schließen sich
VI	leichte beschädigend	viele Personen sind verängstigt und rennen ins Freie, einige Gegenstände fallen herunter, viele Häuser erleiden leichte, nicht strukturelle Schäden wie feine Risse oder Putz fällt herab
VII	beschädigend	die meisten Personen sind verängstigt und rennen ins Freie, Möbel werden verrückt und Objekte auf Regalen fallen in großer Zahl herunter, viele ordentlich gebaute Gebäude werden beschädigt z. B. durch kleinere Risse in den Wänden, Putz fällt herab, Teile von Schornsteinen fallen herab, ältere Gebäude können große Risse in den Wänden bekommen oder Wände stürzen ein
VIII	schwer beschädigend	viele Personen haben Schwierigkeiten zu stehen, viele Häuser haben große Risse in den Wänden, bei einigen gut gebauten Häusern stürzen Wände ein, ältere und schwächere Bauwerke können einstürzen
IX	zerstörend	allgemeine Panik, viele schwache Bauwerke stürzen ein, auch gut gebaute Gebäude werden schwer beschädigt, Wände stürzen verbreitet ein, teilweise Zusammenbruch
X	sehr zerstörend	viele gut gebaute Gebäude stürzen ein
XI	verwüstend	die meisten gut gebauten Gebäude stürzen ein, sogar erdbebenresistent gebaute Gebäude
XII	vollständig verwüstend	fast alle Gebäude werden zerstört

Tabelle 2.3: Vergleich einiger Intensitätsskalen (EMS98, MSK1994, MM). Eigener Entwurf (frei übersetzt) nach: Grünthal (1998).

Intensität	Definition nach EMS-98	Beschreibung nach MSK-1994 / MM-Skala (USA)
I	nicht fühlbar	Nur von Erdbebeninstrumenten registriert
II	kaum bemerkbar	Nur ganz vereinzelt von ruhenden Personen wahrgenommen
III	schwach	Nur von wenigen verspürt
IV	deutlich	Von vielen wahrgenommen, Geschirr und Fenster klirren
V	stark	Hängende Gegenstände pendeln, viele Schlafende erwachen
VI	leichte Gebäudeschäden	Leichte Schäden an Gebäuden, feine Risse im Verputz
VII	Gebäudeschäden	Risse im Verputz, Spalten in den Wänden und Schornsteine fallen herab
VIII	schwere Gebäudeschäden	Viele Personen verlieren das Gleichgewicht, große Spalten im Mauerwerk, Giebelteile und Dachgesimse stürzen ein
IX	zerstörend	Allgemeine Panik, an einigen Bauten stürzen Wände und Dächer ein, Erdbeben
X	sehr zerstörend	Einstürze von vielen Bauten, Spalten im Boden bis 1 m Breite
XI	verwüstend	Viele Spalten im Boden, Bergstürze, die meisten Bauwerke werden zerstört
XII	vollständig verwüstend	Starke Veränderungen der Erdoberfläche, nahezu alle Konstruktionen werden zerstört

Die Begründung von Grünthal (1998), für die geringeren Stärken der Intensität keine Auswirkungen auf die Erdoberfläche aufzunehmen, sind die Unwägbarkeiten bei der Erfassung der Bodenbeschaffenheit, die sich z. B. auch mit dem Feuchtigkeitsgehalt ständig ändert, oder die Unkenntnis über die Beschaffenheit des Untergrundes allgemein. Die Spannweite der dadurch möglichen Beschreibungen der Auswirkungen, sowie auch die Subjektivität der Beobachter schließen eine genaue Zuordnung der Beobachtung zu einer bestimmten Intensitätsstufe aus. Trotzdem muss eine Zuordnung erfolgen. Hierzu hat Grünthal (1998) eine Tabelle mit den möglichen Spannweiten erstellt (Abbildung 2.3). Demnach beginnt die Gefahr für Massenbewegungen generell ab der Intensität V, wobei die Pfeile andeuten, dass auch schon bei geringeren Intensitäten Massenbewegungen beobachtet wurden. Bodenverflüssigung ist in dieser Tabelle ab Intensität VIII angegeben mit der Option, dass sie auch bei geringerer Intensität stattfinden kann, wie z. B. bei dem Erdbeben von Roermond am 13.04.1992 (Meidow & Ahorner, 1994).

Makroseismische Beobachtungen gibt es naturgemäß nicht aus unbewohnten oder nur schwach besiedelten Gebieten. Bevor es Seismographen gab, konnten Angaben zu Erdbeben jedoch nur durch makroseismische Beobachtungen erfolgen. Diese Tatsache bereitet Schwierigkeiten bei Berechnungen der Erdbebenhäufigkeit für Zeiten vor der instrumentellen Registrierung von Erdbeben (Newmark & Rosenblueth, 1971) und damit für die Berechnung der Wiederkehrwahrscheinlichkeit von Erdbeben. Die Wiederkehrwahrscheinlichkeit wird für die Risikoberechnung benötigt. Dies ist jedoch nicht Ziel dieser Arbeit.

Um Erdbeben und Erdbebenstärken in unbewohnten Gebieten zu rekonstruieren, müssten die Auswirkungen von Erdbeben in Form von Bodendeformationen oder Hangrutschungen analysiert werden. Hier muss jedoch berücksichtigt werden, dass diese Phänomene auch durch andere Ursachen ausgelöst werden können (Newmark & Rosenblueth, 1971). Die Kartierung könnte je nach Größe des Gebietes durch Geländebegehungen, die Auswertung von Luftbildern oder digitaler Geländemodelle erfolgen.

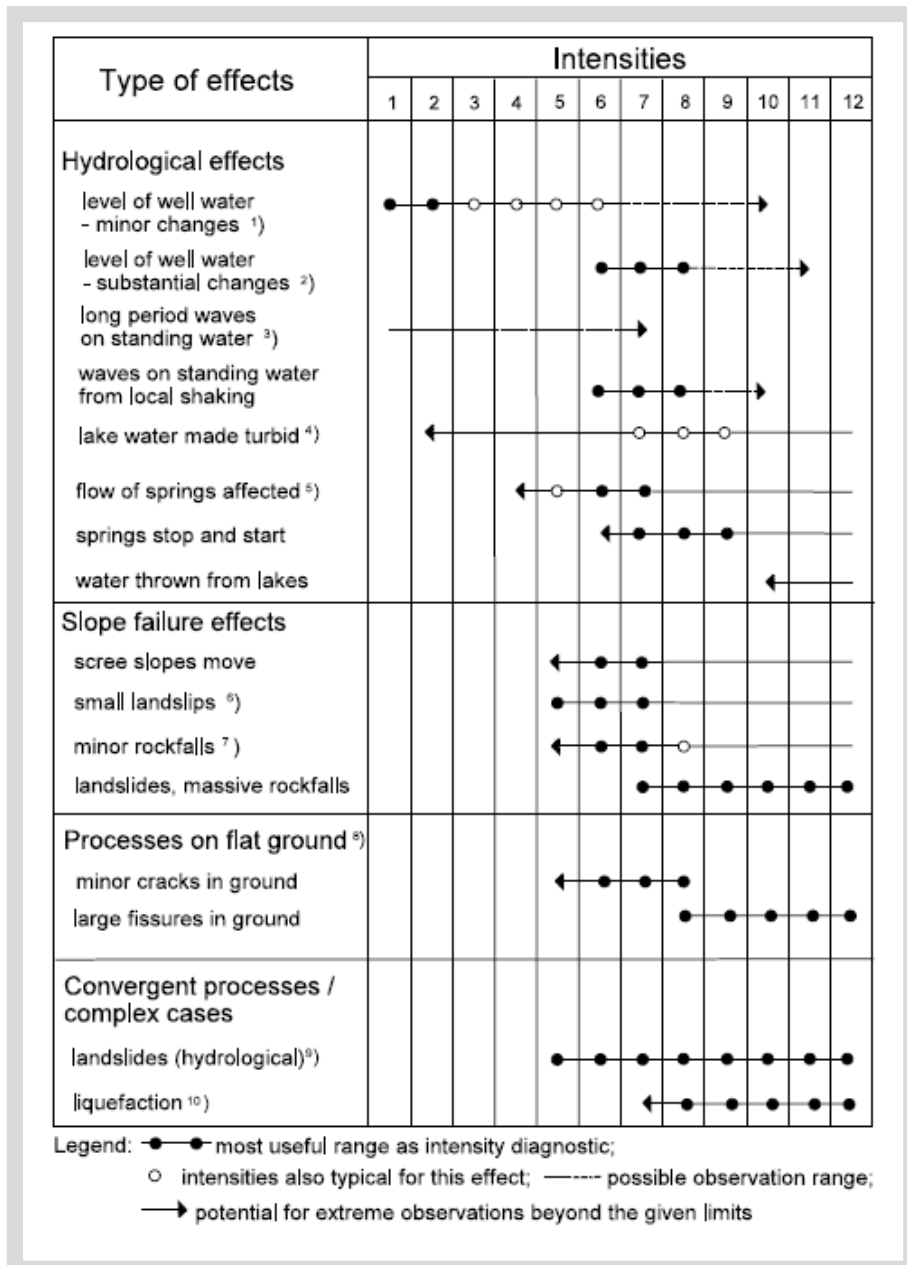


Abbildung 2.3: Zuordnung von 'seismologischen Effekten' zu Intensitätsstufen (Grünthal, 1998)

Das Zerstörungspotential eines Erdbebens ist von mehreren Faktoren abhängig, z. B. von der Bodenbeschleunigung, der Dauer der Einwirkungen und der Eigenschaften des Untergrundes oder der Bausubstanz. Die entscheidende Frage ist jedoch immer, welche Daten zur Verfügung stehen. Viele Autoren rechnen z. B. mit der maximalen Beschleunigung. Diese allein ist jedoch nicht unbedingt ein Maß für das Zerstörungspotential eines Erdbebens (Chai, 2005). Das Gebiet mit der maximalen Zerstörung ist in der Regel nicht entlang der tektonischen Störungslinien und muss nicht im Epizentrum liegen, wie später noch zu Abbildung 2.10 erläutert wird. Andere Maße für das Zerstörungspotential sind die Menge der freigesetzten Energie oder die Wellengeschwindigkeit (Newmark & Rosenblueth, 1971).

Mit Beginn der instrumentellen Messungen wurde versucht, Beziehungen zwischen der maximalen Beschleunigung (a_{max}) während eines Erdbebens und der Intensität herzustellen (Berger, 1998). Berger

(1998) weist auf die Arbeiten von Cancani (1904) und Köveslighety (1906) hin. Insbesondere interessierte die Berechnung der Herdtiefe und die Abnahme der Intensität mit der Entfernung. Hierfür hatte Köveslighety Formeln entwickelt, bei der der Dämpfungsfaktor des Untergrundes mit berücksichtigt wurde (Sponheuer, 1960). Wie später noch ausgeführt wird, ist dieser Faktor jedoch schwer zu bestimmen. Wegen der vielen Unsicherheiten, auch bei der Festlegung der Werte für die Intensität, werden diese Formeln heute nicht mehr benutzt (Leydecker, 2003, Hinzen, 2003, persönliche Mitteilungen). Weitere Untersuchungen haben u. a. Ishimoto (1932), Richter (1958), Okamoto (1973), Trifunac & Brady (1975) und Wald et al. (1999) durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2.4 dargestellt. Es ist ersichtlich, dass die Werte sehr unterschiedlich sind. Da sich viele Werte überlappen, kann auf diese Weise keine eindeutige Zuweisung einer maximalen Beschleunigung zu einer Intensitätsstufe erfolgen (Trifunac & Brady, 1975).

Tabelle 2.4: Spannweite der maximalen Beschleunigung in Bezug auf die Intensität. ¹⁾: Ishimoto (1932); ²⁾: Richter (1958); ³⁾: Okamoto (1973); ⁴⁾: Trifunac & Brady (1975); ⁵⁾: Wald et al. (1999).

Intensität (I):	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+
$a_{max}^{1)}$	0,1	0,3	0,7	1,5	3,6	12	50	144	302	616
$a_{max}^{2)}$	0,7	1,4	3,1	6,6	14	30	64	138	295	631
$a_{max}^{3)}$	<1,0	2	5	10	21	44	94	202	432	-
$a_{max}^{4)}$	-	-	-	16,6	34	66	126	251	501	1000
$a_{max}^{5)}$	<0,17	0,17	1,4	3,9	9,2	18	34	65	124	>124

Die Obergrenze der maximalen Beschleunigung kann z. Zt. nicht bestimmt werden, die maximale Geschwindigkeit wird mit 3,6 - 10,8 [km/h] angegeben, abhängig vom Substrat des 'Ursprunges' der Wellen, wobei die Wellengeschwindigkeit bei Fels höher ist (Newmark & Rosenblueth, 1971). Die größte Tiefe von Erdbeben ist laut Katalog des USGS 848 [km] (eigene Auswertung nach IRIS, 2008). Für diese Tiefe bedarf es einiger Erklärungen, da das Gestein in dieser Tiefe eigentlich duktil ist und somit kein Scherbruch stattfinden kann. Die einzige nachvollziehbare Erklärung hierfür ist die Existenz von Subduktionszonen, in denen das Material der Kruste herabgezogen wird und bis zu dieser Tiefe noch nicht soweit erwärmt wurde um duktil zu sein, so dass noch ein Scherbruch möglich ist (Schick, 1997). Die größte mögliche Stärke eines Bebens kann ebenfalls nicht angegeben werden. Das bislang stärkste gemessene Beben war das von Chile 1960 mit $ML = 9,5$. Hierbei brach die gesamte Kruste auf einer Länge von 1.000 [km]. Es kann angenommen werden, dass damit eine Obergrenze beschrieben werden kann (Schneider, 1975). Nach Pelzing (2008) sind die Bruchlänge und die Verschiebung ausschlaggebend für die Stärke eines Erdbebens. Die Beziehungen sind in Tabelle 2.5 dargestellt.

Tabelle 2.5: Beziehungen zwischen Erdbebenstärke, Bruchlänge und Verschiebung, nach Pelzing (2008), verändert.

Magnitude	Bruchlänge [km]	Verschiebung [m]
9	1.000	20
8	200	7
7	50	2
6	15	0,7
5	0,2	0,1

Nach Newmark & Rosenblueth (1971) können Erdbeben in folgende fünf Kategorien eingeteilt werden:

- **'single shock'**: hauptsächlich Nahbeben auf festem Grund; ML 5,4 - 6,2; unidirektionale Bewegung; Beispiele: Agadir 1960, Libyen 1963, Skopje 1963, San Salvador 1965.
- **'moderately long, extreme irregular motion'**: mittlere Entfernung, fester Grund, Beispiel: El Centro 1940.
- **'long ground motion, prevailing period of vibration'**: besonders bei Verstärkung durch Lockergestein über festem Grund Beispiel: Mexico City 1964.
- **'widespread permanent deformation of the ground'**: Auslösung von Massenbewegungen, Bodenverflüssigung, Beispiele: Chile 1960, Anchorage 1964, Niigata 1964.
- **'combination of two or more types'**: dies ist der häufigste Typ

Bei der Auswertung historischer Quellen ist darauf zu achten, dass die Quelle einigermaßen glaubwürdig ist und Beschreibungen von mehreren Orten enthält oder mit Quellen mehrerer verschiedener Orte verglichen wird, um Fehlinterpretationen zu vermeiden. Abgesehen von der Schwierigkeit in Deutschland, die Handschrift zu entziffern, in der Regel Sütterlin, dass noch bis in die dreißiger Jahre des vorigen Jahrhunderts benutzt wurde, gilt es auch, die Begriffe, mit denen Erdbeben beschrieben wurden, richtig zu interpretieren. Nicht jede beschriebene 'Erschütterung' war auch ein Erdbeben im heutigen Sinn. Beispiele für die Schwierigkeiten der Interpretation sind in Grünthal (1998), Camelbeek et al. (2000) und Glaser (2001) und in den InterRisk-Berichten (hier besonders für Hangrutschungen), zitiert in Bell (2007) enthalten. Auch der Erdbebenkatalog des BGR (Leydecker, 2005) musste laufend an die neueren Forschungsergebnisse angepasst werden, indem Einträge hinzugefügt oder gelöscht wurden. Besondere Schwierigkeiten bereitet bei historischen Quellen die Beschreibung des Schütterradius, da in der Regel keine flächendeckenden Beschreibungen vorliegen, aus der der Schütterradius rekonstruiert werden könnte. Näheres zum Schütterradius wird in Kap. 2.1.3 erläutert.

Um die Auswirkungen von Erdbeben beschreiben zu können ist es auch heute noch sinnvoll, die Intensitätsskala zu benutzen, besonders für Geographen, da sie weniger an den seismologischen Feinheiten und Vorgängen im Herd als an den Auswirkungen an der Erdoberfläche interessiert sind. Ein Vergleich der Intensitätsskalen mit den Magnitudenskalen oder auch der Magnitudenskalen untereinander ist eigentlich wegen der unterschiedlichen Grundlagen für jede einzelne Skala ausgeschlossen. Eine Umrechnung ist trotzdem notwendig, da sonst z. B. die historischen Erdbeben nicht den heutigen, mikroseismisch gemessenen Magnituden zugeordnet werden könnten. Auch für einen Vergleich der verschiedenen Magnitudenskalen muss eine gemeinsame Grundlage gefunden werden. Umrechnungen erfolgen mit Regressionsgleichungen und beinhalten immer gewisse Ungenauigkeiten. Ein Versuch, einige unterschiedliche Skalen und Messmethoden an Hand der Beschreibung ihrer Auswirkungen zu vergleichen, ist in Tabelle 2.6 dargestellt. Es sei noch einmal darauf hingewiesen, dass es sich hierbei nur um Näherungswerte handeln kann.

Tabelle 2.6: Vergleich verschiedener Methoden zur Angabe der Erdbebenstärke. Eigene Zusammenstellung nach: (Ambraseys, 1974; Berkhemer, 1990; Richter, 1992; Schneider, 1975, 1992; Heck & Schick, 1980; Hays, 1981; Schick, 1997; Kienzle, 2002; USGS, 2002).

Magnitude (M) Messwerte (z.B. Richter [ML])	Intensität (I_0) (Auswirkung auf Bauwerke, eher subjektiv)	Beschleunigung [g]	Energie		Beschreibung
			TNT [t]	[J]	
0 - 1.9	I	<0,001	<1	$\sim 1 * 10^6$	nur durch Instrumente nachweisbar
2.0 - 3.9	II - III	0,001 - 0,005	<700	$< 1 * 10^{12}$	selten nahe des Bebenherds zu spüren
4.0 - 4.9	IV - V	0,005 - 0,02	$< 22 * 10^3$	$< 90 * 10^{12}$	wird von den meisten Menschen gespürt; hängende Gegenstände schwingen, erste Gegenstände fallen um, leichte Schäden, $r = < 30$ [km]
5.0 - 5.9	VI - VII	0,02 - 0,1	$< 700 * 10^3$	$< 1 * 10^{15}$	mittelschwere Schäden, Möbel bewegen sich, Ziegel fallen, <u>Bodenbewegungen</u>
6.0 - 6.9	VII - IX	0,1 - 0,5	$< 22 * 10^6$	$< 90 * 10^{15}$	mäßiges Beben, Gebäudeschäden, Todesopfer möglich
≥ 7.0	IX - XII	0,5 - > 2	$< 22 * 10^9$	$< 90 * 10^{18}$	Groß-/ Katastrophenbeben, die meisten Gebäude zerstört, Flutwellen, Erdspalten

Für die Umrechnung der Intensität in Magnitude wurden mehrere Formeln getestet (Sponheuer, 1962; Karnik, 1969; Ahorner, 1983b; Meidow, 1995) und mit den Daten in den Erdbebenkatalogen verglichen. Die plausibelsten Ergebnisse lieferte eine Gleichung von Leydecker (BGR, 2004; unveröffentlicht). Sie wurde für diese Arbeit verwendet.

Die jeweilige Spannweite der Angaben zu einem Erdbeben und damit zu den Unsicherheiten bei den Berechnungen der Autoren zeigt Tabelle 2.7 für das Erdbeben von Roermond (Grecksch, 1999):

Tabelle 2.7: Angabe der Herdparameter verschiedener Autoren zudem Erdbeben von Roermond am 13.04.1992 nach Grecksch (1999), verändert. Autoren: Ahorner, 1994¹⁾, Braunmiller et al., 1994²⁾, Camelbeek & Eck, 1994³⁾, Pelzing, 1994⁴⁾, Camelbeek & Meghraoui, 1996⁵⁾, Bensberg, 2008⁶⁾ und Grecksch, 1999⁷⁾).

Autoren:	¹⁾	²⁾	³⁾	⁴⁾	⁵⁾	⁶⁾	⁷⁾
Lokale Magnitude (ML)	5,9 ±0,1	-	5,8	5,9	-	6,1	-
Momentmagnitude (Mw)	5,3	5,3	5,4±0,1	-	-	-	5,4
Herdtiefe [km]	14,6±3	18	17,4±1	17,6±1	17±1	18,6	17
Bruchfläche [km ²]	15	-	10,6±4,7	5,6	11	-	11
Verschiebungsbetrag [cm]	21	-	33±19	35	30	-	30
Verschiebungsrichtung auf der Bruchfläche [°]	-90	-98±2	-92	-100±10	-	-	
Streichen [°]	124	138±2	127	120±10	125	-	125
Fallen [°]	68	58±1	70	70±10	70	-	70

Die Spannweite bei der Magnitude beträgt unter Einschluss der Fehlerquote für ML = 0,3, für Mw = 0,2; die Angaben zur Herdtiefe schwanken zwischen 14,3 [km] und 18,6 [km]; der Verschiebungsbetrag zwischen 14 [cm] und 52 [cm], die Bruchfläche zwischen 5,6 [km²] und 15,3 [km²]. Es bleibt festzuhalten, dass die Angaben zu Erdbeben immer noch mit einem großen Unsicherheiten versehen sind.

2.1.2 Bruchprozess und Entstehung von Erdbeben

Über die Ursachen von Erdbeben ist seit jeher viel spekuliert worden und es gab eine Menge Erklärungsansätze, angefangen von mythischen Vorstellungen, über eine Höhlentheorie, sich ausdehnende, im Erdinneren eingeschlossene 'Dämpfe' bis zur Verbindungen zu den Auswirkungen der Gezeiten (Michell, 1759-1760; Oldroyd, 1998; Schneider, 2004). Am meisten wurde früher die Verbindung von Erdbeben mit dem Vulkanismus favorisiert (Kramer, 1996). Eduard Süss ist mit Veröffentlichungen von 1873 und 1875 der Erste, der den Zusammenhang zwischen Erdbeben und tektonischen Störungslinien erkannt hat (Schneider, 2004). Den nächsten Impuls in diese Richtung gab das Erdbeben von San Francisco 1906. Durch den Vergleich mehrerer geodätischer Vermessungen wurde festgestellt, dass sich die Erdplatten an der San Andreas-Verwerfung ständig und relativ gleichförmig verschieben (Schneider, 2004). Reid (1910) entwickelte auf Basis der Überlegung, dass die Reibungsflächen an den Plattengrenzen keine glatten Flächen sind und somit durch ein Blockieren an den Unebenheiten eine Bewegungshemmung auftreten kann, analog zu Methoden in der Materialprüfung die Scherbruchtheorie. Die durch die Bewegungshemmung aufgebauten Spannungen bauen sich meistens schlagartig beim Überschreiten der Belastbarkeit des Materials wieder ab. Dieser 'Bruch' erzeugt die Erschütterungen. Reid ergänzte diese Theorie durch die Theorie des 'elastic rebound' (Reid, 1911). Diese besagt, dass der Bruch erst nach einer Verformungsphase, deren Länge materialabhängig ist, eintritt. Nach dem Bruch federt das Material wieder in seine ursprüngliche Form zurück, an der Bruchlinie ist es versetzt. Die Methoden der Materialprüfung können natürlich nicht ohne Berücksichtigung der Tatsache, dass es sich im Erdinneren um bedeutend höhere Drücke und Zeitspannen handelt, übernommen werden.

Die Idee, dass sich in einem Material unter zunehmendem Druck zuerst Mikrobrüche bilden, die sich bei weiterer Belastung ausweiten und zusammenwachsen und immer größere Risse bilden bis es schließlich zum Versagen des Materials kommt, haben für Erdbeben Kostrov & Das (1988) detailliert beschrieben. Für gravitative Massenbewegungen haben Petley et al. (2005) diese Idee wieder aufgegriffen. Da es sich sowohl bei Massenbewegungen als auch bei Erdbeben um 'Brüche' handelt, können durchaus Analog-schlüsse gezogen werden, unabhängig von den Ursachen dieser Brüche. Kostrov & Das (1988) definieren Bruch wie folgt: *'The term 'fracture' will be used for the loss of continuity of a continuous medium, that is, the creation of discontinuities in a medium due to stress'*.(S. 33). Die Unterscheidung zwischen Spröbruch (*'brittle'*) und Dehnungsbruch (*'ductile'*) wird nach Kostrov & Das (1988) in der Regel darin gesehen, dass beim Spröbruch keine sichtbare Verformung auftritt, während beim Dehnungsbruch deutliche sichtbare Verformungen auftreten. Unter Bruch wird hier das Zerbrechen des Mediums in Teile verstanden. Kostrov & Das (1988) führen weiter aus, dass es im Grunde genommen kein Material gibt, dass wirklich im buchstäblichen Sinn spröde bricht, mit einer Ausnahme: einem reinen kristallinen Block. Bei allen anderen Materialien treten während der Verformung an Schwächezonen im Material zuerst Mikrorisse und dann Makrorisse auf, die dann bei weiterer Beanspruchung zum Bruch, d. h. Zerbrechen in Teile führt.

Es wird heute allgemein anerkannt, dass die Plattentektonik die Ursache für eine Vielzahl von Erdbeben ist, nachdem festgestellt wurde, dass sich die meisten Erdbeben an Plattengrenzen ereignen (Press & Siever, 1995; Kramer, 1996; Fowler, 1997; Oldroyd, 1998; Schneider 2004). Als Antriebskräfte für die Plattentektonik werden Mantelkonvektionen angesehen (Giese, 1987, 1995; O'Nions et al., 1987; Fowler, 1997; Bahlburg & Breitreuz, 1998), abgeleitet davon plattentektonische Bewegungen oder vulkanische Aktivitäten. Die Störungszonen an den Plattenrändern sind in der Regel keine durchgehenden Linien, sondern ein verzweigtes System von Störungen, die unter dem Begriff Scherzonen zusammengefasst werden (Schneider, 2004). Durch die Bewegung der Platten nach der Spannungslösung an einem Ort kann es zu einer weiteren Bewegungshemmung an einem anderen Ort der Scherzone kommen. Löst sich auch hier die Spannung durch den Bruch des Materials, kommt es zu einer Kettenreaktion (Schneider, 2004), deren Auswirkungen, besonders die zeitliche Komponente, aber nicht zu berechnen sind, da der Untergrund in der nötigen Präzision nicht bekannt ist. Es wird auch vermutet, dass der Transfer der Spannungen nicht nur auf die jeweilige Scherzone beschränkt ist, sondern sich auch auf benachbarte Scherzonen auswirken kann (Budiansky & Amazigo, 1976; Schneider, 2004). Es ereignet sich bei der überwiegenden Mehrzahl der Erdbeben demnach nicht ein einzelner Bruch, sondern eine Reihe von Brüchen, die jeweils ein Beben auslösen können. Das stärkste Beben wird als Hauptbeben bezeichnet. Es kann somit immer erst im Nachhinein festgestellt werden, welches einer Reihe von Beben das Hauptbeben war, wenn z. B. beobachtet wird, dass die Bebenintensität nachlässt und erfahrungsgemäß keine weiteren stärkeren Beben mehr zu erwarten sind. Die Zeitspanne der Nachbeben kann Tage oder Monate dauern. Als Beispiel für diese Problematik sind im Anhang Tabelle 15.8 die vom USGS (IRIS, 2008) registrierten Beben in der Provinz Sichuan, China vom 12. und 13. 05. 2008 aufgelistet. Das erste Beben hatte die Stärke $ML = 7,5$, an den folgenden zwei Tagen ereigneten sich noch 6 Beben nahe $ML = 6,0$ von insgesamt 41 Beben, alle mit einer Stärke $ML > 4,0$. Die Bebenaktivität hielt noch wochenlang mit unterschiedlichen Intensitäten an. Es war demnach nach dem ersten Beben nicht zu erkennen, wie viele starke Beben noch folgen werden. Diese Feststellung kann verallgemeinert werden und deckt sich u. a. mit den Beobachtungen beim Erdbeben von Roermond 1992.

Die Entwicklung der Spannungen entlang der Störungszonen und die Bruchprozesse erfolgen nicht linear. Dies soll in den folgenden Skizzen dargestellt werden. Für Überlegungen zur Eintrittswahrscheinlichkeit können die Ausführungen von Hainzl (1966), Frette (1993), Frette et al. (1996), Bak (1999), Malamud & Turcotte (1999) und Hergarten (2003) zur selbstorganisierten Kritikalität bzw. Chaostheorie hilfreich sein. Frette et al. (1996), Bak (1999) und Malthé-Sørensen et al. (1999) beschreiben diese Theorie an Hand eines Reis- bzw. Sandberges, auf den kontinuierlich weitere Körner fallen. Mit zunehmender Höhe werden die Hänge des Berges immer steiler und es reicht letztlich ein weiteres Korn, um eine gravitative Massenbewegung auszulösen. Fest steht, dass eine Massenbewegung ab einer bestimmten Hangneigung ausgelöst wird, es kann aber nicht vorausgesagt werden, welches Korn zu welchem Zeitpunkt die Bewegung auslöst und welche Art von Massenbewegung entsteht. Wird diese Theorie auf die Auslösung von Erdbeben oder Massenbewegungen angewandt, bedeutet dies, dass zwar vorausgesagt werden kann, unter welchen Bedingungen es zu einem 'Bruch' des Materials kommen kann, nicht aber der genaue Ort

und der Zeitpunkt. Bak (1999) sieht prinzipiell keinen Unterschied zwischen den Prozessen, die zur Entstehung von Erdbeben oder Massenbewegungen führen.

Manche Autoren betrachten inzwischen Erdbeben als chaotische Vorgänge im Sinne der Chaostheorie (Xu & Knopoff, 1994; Vieira, 1999; Turcotte, 2001; Chen et al., 2007).

Die idealisierte Darstellung des Auf- und Abbaus von Spannungen soll die obere Grafik der Abbildung 2.4 in Form einer 'Sägezahnkurve' zeigen (frei nach Kanamori & Brodski (2001)). Die untere Grafik zeigt den fiktiven, nicht linearen Ablauf dieses Prozesses unter Berücksichtigung der auch zeitlich unterschiedlich einwirkenden Kräfte für den Auf- und Abbau der Spannungen. (Kanamori & Brodski, 2001; Papadimitriou, 2008; Tosi et al., 2008). Ergebnisse von weiterführenden Untersuchungen und Erklärungen in diese Richtung stehen noch aus (Kanamori & Brodsky, 2001).

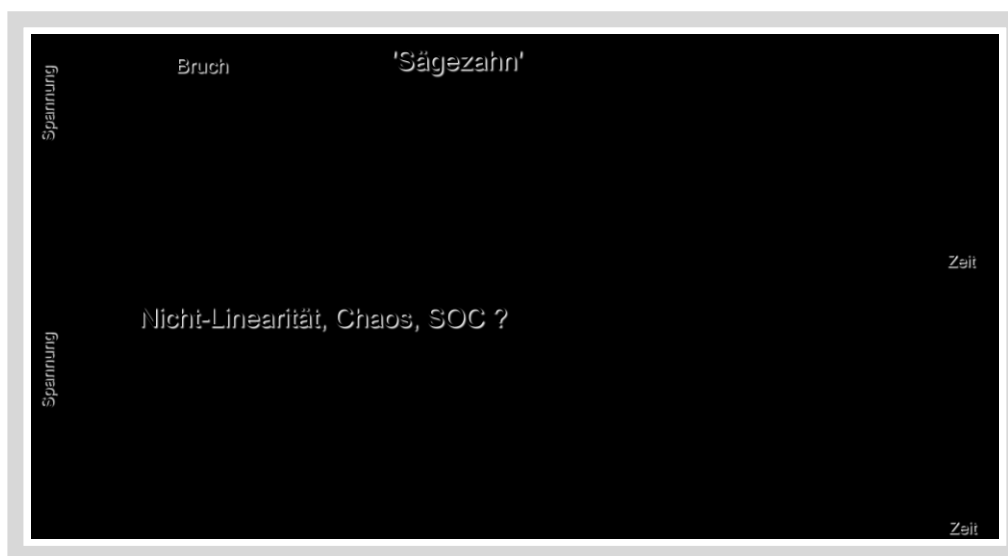


Abbildung 2.4: Scherbruchtheorie und Nicht-Linearität. Eigener Entwurf nach (Kanamori & Brodsky, 2001)

Eine weitere Unsicherheit bei Berechnungen von Bruchvorgängen in der Erdkruste ist die Elastizität, welche jedes Material mehr oder weniger stark ausgeprägt besitzt. Dies soll in Abbildung 2.5 verdeutlicht werden. Eine treibende Kraft muss eine Widerstandskraft überwinden, damit es entweder zum Bruch kommt oder der Block sich bewegt. Bis es dazu kommt, verformt sich das Material je nach seinen Eigenschaften. Erst wenn die Grenze dieser Verformbarkeit überschritten ist, kommt es zum Bruch, der sich allerdings mehr oder weniger langsam über Mikrorisse entwickelt, wie oben schon beschrieben wurde. In der Materialwissenschaft wird mit verschiedenen Elastizitätsmodulen gerechnet, die teilweise auch für Böden und Gesteine bekannt sind. Diese sind aber in der Regel unter Laborbedingungen berechnet worden und es ist die alte Frage in wie weit sich diese auf eine natürliche Umgebung übertragen lassen. Kostrov & Das (1988) und Anderson & Sitar (1995) z. B. lehnen diese Art der Verwendung von Laborwerten für natürliche Umgebungen grundsätzlich ab, da nach ihrer Ansicht eine Laborprobe nie das ganze Spektrum einer natürlichen Umgebung repräsentieren kann. Wenn keine weiteren Werte vorliegen, bleiben allerdings nur zwei Alternativen, entweder auf eine Berechnung zu verzichten oder mit den vorhandenen Werten zu rechnen (Cotecchia, 1987). Dazu bemerkte Chung 2005 in einem persönli-

chen Gespräch treffend: *'If you don't have data, you don't have data'*. Für Berechnungen bleibt somit nur der Ausweg, Erfahrungswerte oder Labordaten zu verwenden (Recife & Capolongo, 2002; Sarma & Tan, 2006).

Eine weitere Unsicherheit entsteht, wenn die Kräfte jeweils nicht senkrecht zueinander wirken. Bei einer geneigten Fläche verringert sich analog zum Inklinationswinkel die Widerstandskraft und die treibende Kraft wird verstärkt. Derartige Informationen sind für die Reibungsflächen der Störungslinien in der Regel nicht bekannt. Für Hänge wäre eine Berechnung möglich, wenn die Scherfläche bekannt ist, allerdings ohne die Rauigkeit der Oberflächen zu berücksichtigen. Eine Vorhersage ist aus diesen Gründen problematisch.

Eine weitere Unsicherheit ist der Verlauf der Störungslinien. In der Regel handelt es sich nicht um eine einzelne Linie, sondern um ein komplexes Netzwerk von Störungslinien (Kanamori, 2000). Damit wird die Fortpflanzung der Spannungen nach einem Bruch und die Frage, wo der nächste Bruch stattfinden wird, noch weniger vorhersagbar. Es besteht demnach nur die Möglichkeit, das gesamte System zu betrachten und für dieses Gesamtsystem die Spannungen und ausgestrahlten Energien der Teilgebiete zu berechnen. Werden Teilgebiete berechnet, entsteht dabei nach Kanamori (2000) ein Skalenproblem, dass zu berücksichtigen ist. Da Erdbeben nach den Ausführungen von Schick (1997) und Kanamori (2000) selbstorganisierte, nichtlineare, chaotische Systeme sind und die Entstehung der verschiedenen Erdbeben-typen auf unterschiedlichen Mechanismen beruhen, dürfen diese Skalen nicht ohne weiteres miteinander verknüpft werden. Zu diesem Problem sind jedoch bislang keine abschließenden Forschungsergebnisse veröffentlicht worden (eigene Recherche).

Dikau (2006) beschreibt an Hand der wechselnden Höhe einer Talaue die einzelnen zeitlichen Phasen nach Eintritt einer Störung des Systems (Abbildung 2.6). Die Reaktionszeit ist die Zeit, die ein System benötigt, um zu reagieren. Wie schnell ein Prozess abläuft, wird mit der Relaxationszeit beschrieben. Die Summe dieser beiden Zeiten ist die Responsezeit. Innerhalb der Persistenzzeit finden keine Prozesse bzw. Bewegung statt, die auf die Störung zurückzuführen sind. Dieser Ablauf kann auch analog für andere Systeme und Störungen übernommen werden.

Für das Entstehen von Erdbeben gibt es hierbei einen scheinbaren Widerspruch, wenn das Gesamtsystem betrachtet wird, da die Prozesse, die die Plattenbewegung antreiben, weiter aktiv sind. Werden nur die Punkte betrachtet, an denen die Bewegungshemmungen stattfinden, können durchaus Analogieschlüsse gezogen werden.

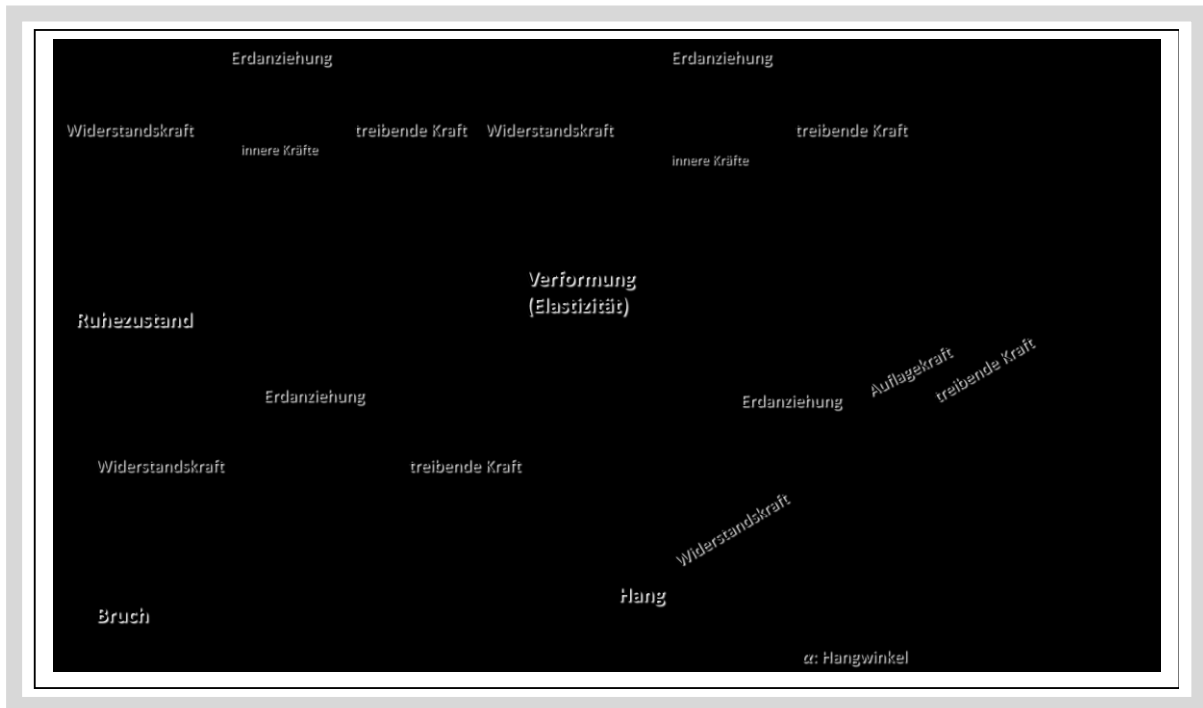


Abbildung 2.5: Entstehung eines Bruches durch eine zusätzliche, externe Kraft (treibende Kraft) nach Überwindung der inneren Kräfte (Widerstandskraft, Verformungskapazität) und Änderung der Kräfteverhältnisse bei Schrägstellung z. B. an einem Hang. Eigener Entwurf.

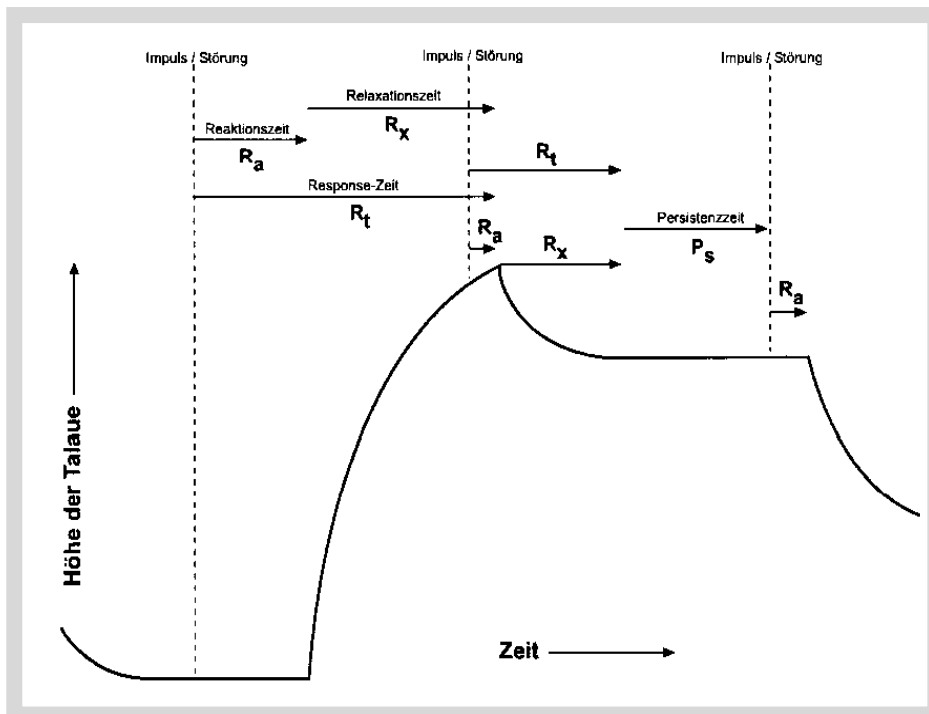


Abbildung 2.6: Zeitliche Auswirkungen einer externen Störung auf ein geomorphologisches System aus Bell (2007) nach Dikau (2006)

In Abbildung 2.7 ist die zyklische Belastung eines Partikels während eines Erdbebens dargestellt, d. h. die Richtung der Kräfte wechselt im Takt der Frequenzen der Erdbebenwellen. Zusätzlich zur Darstellung in Abbildung 2.7 muss noch berücksichtigt werden, dass die Erdbebenwellen, wie in Abbildung 2.1 dargestellt, durch die Prozesse der Brechung, Reflexion oder Umwandlung von allen Seiten in unterschiedlicher Intensität und mit unterschiedlicher Wellenlänge auf einen Körper einwirken. Diese zyklische Belastung schwächt einen Körper eher als bei einer stetigen Belastung (van Eekelen, 1977, Cotecchia, 1987, Kramer, 1996).



Abbildung 2.7: Eindimensionale schematische Darstellung der Einflusskräfte während eines Erdbebens (zyklische Belastung). Erdbebenwellen wirken dreidimensional. Runde Pfeile: interne Kräfte. Eigener Entwurf.

Eine weitere Frage ist, wovon die Stärke eines Erdbebens abhängig ist. Allgemeiner Konsens ist die Abhängigkeit von der aufgestauten Spannung (Kramer, 1996, Schick 1997 und Kanamori, 2004), die in Energie umgerechnet werden kann (Kanamori & Rivera, 2006). Daher wird immer häufiger für die Angabe der Erdbebenstärke die Moment-Magnitude (M_w) verwendet (Grünthal & Wahlström, 2003). Für die Verformung und die Überwindung der Widerstandskraft wird jedoch Energie verbraucht (Schick, 1997). Dieser Energieverbrauch ändert sich je nach Temperatur und Druckverhältnissen, letztere sind wiederum von der Tiefe und der aufgestauten Spannung, dem Wassergehalt, der Bewegungsrate bis zu den Substrateigenschaften wie ursprünglicher innerer Reibungswinkel und Kohäsion abhängig (Schick, 1997; Kanamori, 2000; Izutani & Kanamori, 2001; Kanamori & Brodsky, 2001; Kanamori & Rivera, 2006). Der Energieverbrauch lässt sich somit in einem komplexen System wie dem der Entstehung von Erdbeben (Schick, 1997) oder Massenbewegungen an natürlichen Hängen nicht zuverlässig berechnen. Wäre dies möglich, könnten damit Rückschlüsse auf die zu erwartende Magnitude gezogen werden. Ein zusätzliches Problem beschreiben Wyss et al. (2008), die für Erdbeben im Golf von Korinth festgestellt haben, dass die Magnitude mit der Tiefe zunimmt und das Einfallen der Störungsfläche abnimmt, gleiches gilt für Kalifornien aber nicht für Island und Nagano (Japan). Eine Erklärung für dieses Phänomen steht noch aus. Die betrachtete Tiefe beträgt um 10 [km], was auch etwa der durchschnittlichen Tiefe der Erdbeben in den Untersuchungsgebieten dieser Arbeit entspricht. Entsprechende Untersuchungen für die Untersuchungsgebiete konnten jedoch an Hand der zur Verfügung stehenden Literatur nicht gefunden werden.

Die Möglichkeit, die Belastungsgrenzen der Substrate oder Hänge über die Bewegungen der Erdkruste während der Gezeiten zu errechnen scheidet ebenfalls aus, da es sich dabei um einen sehr langsamen Auf- und Abbau von Spannungen in einem vorgegebenen Rahmen handelt. Der Auf- und Abbau von Spannungen tritt zwar auch bei Erdbebenbelastung auf, die Geschwindigkeitsunterschiede, mit der dieses geschieht, sind aber zu groß, als dass ein Vergleich angestellt werden könnte (Hinzen, 2005, Meyer; 2005, persönliche Mitteilungen). Nach Korepanov & Lizunov (2008) besteht keine Korrelation zwischen den Mondphasen und dem Auftreten von Erdbeben.

Wie bereits erwähnt, werden in dieser Arbeit nur tektonische Erdbeben berücksichtigt. Die folgende Aufzählung von Kostrov & Das (1988) soll als Zusammenfassung dienen, was unter tektonischen Erdbeben und der Theorie des 'elastic rebound' zu verstehen ist:

- *A tectonic earthquake source is the fracture of the earth's material along a (plain) surface.*
- *Fracture results from (shear) stress, which accumulates during tectonic deformation, and leads to total or partial stress release over the fracture area.*
- *Fracture is initiated over a small area and then propagates at a velocity not exceeding the velocity of longitudinal waves (causality principle).*
- *Fracture corresponding to the tectonic earthquake source is a shear fracture; that is, the normal displacement jump is negligible.*
- *The material surrounding the fracture surfaces remains linearly elastic.*

Hierzu merken Kostrov & Das noch an, dass es sich bei allgemeingültigen Definitionen immer um die kleinsten gemeinsamen Beschreibungen handelt. So ist zu der ersten These darauf hinzuweisen, dass es sich in der Regel nicht um eine ebene ('plain') Oberfläche handelt und dass sich in der Regel immer mehrere Brüche ereignen, oder zur letzten These, dass hier das plastische Fließen unter dem sich langsam aufbauenden hohem Druck nicht berücksichtigt wird.

2.1.3 Ausbreitungsbedingungen

Die grundlegende Annahme für die Ausbreitungsbedingungen von Erdbebenwellen ist, dass diese sich kontinuierlich mit der Entfernung abschwächen. Das dies sehr vom Untergrund und der Dämpfungsrate abhängig ist, zeigt Abbildung 2.8. Lockergesteine verstärken die Wirkung von Erdbebenwellen in Abhängigkeit von ihrer Mächtigkeit und der Beschaffenheit des Untergrundes, auf dem sie aufliegen (Ewald, 2006; Garcia-Rodriguez et al., 2008). Am Beispiel des Erdbebens von Roermond vom 13.04.1992 kann gezeigt werden, dass die Intensität in der Neuwieder Bucht mit einer Entfernung von ca. 150 [km] vom Epizentrum und im Gebiet um Bonn nur eine halbe Stufe geringer ist ($I = \text{VI-VII}$) als im Epizentrum ($I_o = \text{VII}$), obwohl in den Bereichen dazwischen die Intensität deutlich geringer ist, in Köln mit 70 [km] Entfernung vom Epizentrum z. B nur $I = \text{V}$ (Meidow & Ahorner, 1994) (Abbildung 2.8).

Der Verlauf der Isoseisten kann jedoch nicht verallgemeinert werden. Ein schwächeres Beben 21 [km] W von Roermond am 25.06.1960 mit $ML = 4,2$, $h = 12$ [km] zeigt einen anderen Verlauf der Isoseisten (Abbildung 2.9). Es ist zwar eine Verstärkung zwischen Köln und Bonn verzeichnet, weiter südlich jedoch nicht mehr, auch fehlen die in Abbildung 2.8 verzeichneten Gebiete mit einer höheren Intensität um Aachen und Euskirchen. Sepulveda et al. (2005a, 2005b) zeigen an zwei Beispielen aus Kalifornien, USA und Taiwan, dass auch an Felswänden unter bestimmten geomorphologischen Bedingungen eine Verstärkung auftreten kann. Offensichtlich ist die Form der Isoseisten zusätzlich zur Beschaffenheit des Untergrundes auch von der Lage des Hypozentrums sowie der Stärke des Erdbebens und damit von der Art der Wellenausbreitung abhängig. Auf jeden Fall nimmt die Intensität nicht kreisförmig und kontinuierlich mit zunehmender Entfernung ab. Sofern die oben erwähnten Parameter z. B. für die Dämpfungsrate nicht genau bekannt sind, müssen Berechnungen, besonders für die regionale Ebene, mit der Annahme einer kontinuierlichen Abnahme mit der Entfernung durchgeführt werden.

Am Beispiel des Erdbebens von Roermond am 13. 04. 1992 kann auch die Ausbreitung der Spannungen entlang einer Störung gezeigt werden, denn kurz nach dem ersten Beben, dem Hauptbeben bei Roermond, und dessen Nachbeben gab es auch im SE des Rurgrabens NE von Aachen eine Serie von Erdbeben, das Stärkste mit einer Magnitude von ca. $ML = 4,0$ (Pelzing, 1992; Leydecker, 2005; Bensberg, 2008; GD-NRW, 2008; IRIS, 2008). Der zeitliche Zusammenhang lässt eindeutig darauf schließen, dass die Lösung der Spannung bei Roermond und die daraus folgenden Bewegungen an den Störungslinien die Ursache für die Beben im SE des Rurgrabens waren (Pelzing, 1992; GD-NRW, 2008).

Dieses Phänomen lässt sich offensichtlich nach gegenwärtigem Kenntnisstand nicht berechnen. Da es außerdem für die regionale Ebene auch in Zukunft extrem schwierig sein dürfte, die benötigten Daten zu erheben, muss für Berechnungen weiterhin von einer kontinuierlichen Abnahme der Erdbebenstärke mit der Entfernung ausgegangen werden. Wenn keine Daten vorliegen, müssen Annahmen definiert werden. Die dadurch entstehenden Unsicherheiten müssen dann allerdings bei der Bewertung auf jeden Fall mit berücksichtigt werden.

Ein weiteres Problem wird mit Abbildung 2.10 am Beispiel des Roermond-Erdbebens vom 13.04.1992 verdeutlicht. Die maximalen Auswirkungen sind nicht automatisch mit dem Epizentrum identisch. In Abbildung 2.10 sind zwei Gebiete mit maximalen Auswirkungen angegeben, eines zwischen Roermond und Herkenbosch und das andere zwischen Heinsberg und Oberbruch. Dieses Phänomen ist von der Beschaffenheit des Untergrundes, der Bausubstanz und der Wahrnehmung abhängig (Meidow & Ahorner, 1994). Auch hier besteht die Schwierigkeit, diese Phänomene zu berechnen, wie oben schon ausgeführt.

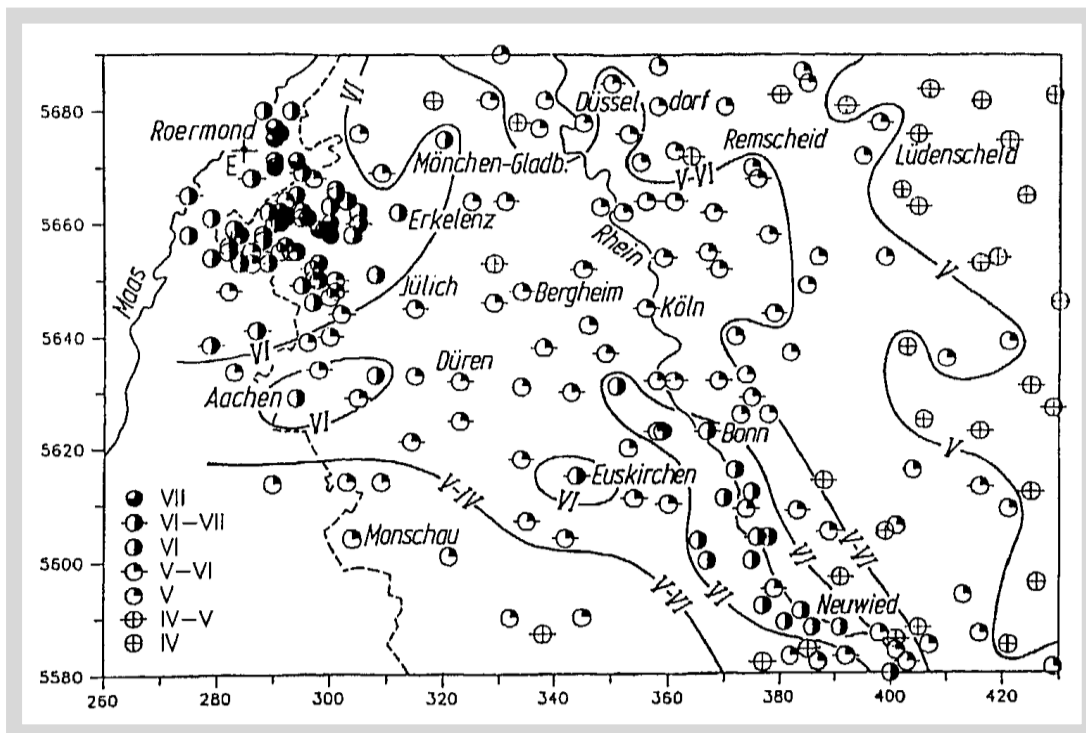


Abbildung 2.8: Isoseistenkarte des Erdbebens von Roermond am 13.04.1992, $M_L = 6,1$, $h = 17$ [km], $I_0 = VII$. Koordinaten: UTM Zone 32U. Die Verstärkung besonders zwischen Bonn und Neuwied wird verdeutlicht. Entfernung Roermond - Neuwied ca. 120 [km]. (Meidow & Ahorner, 1994).

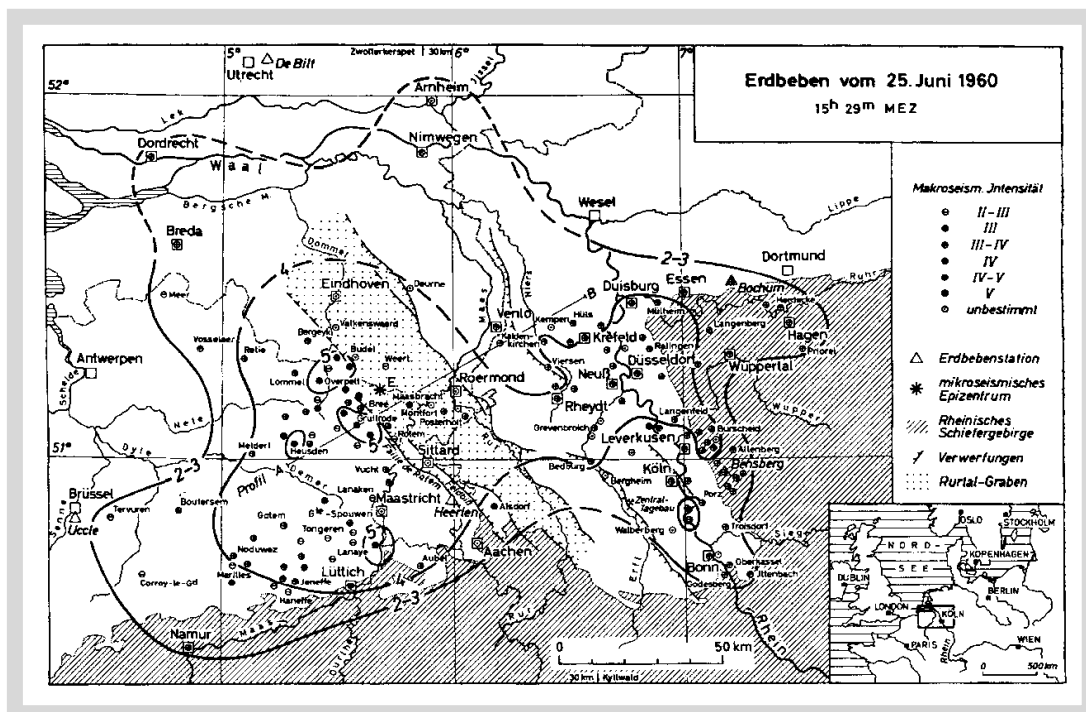


Abbildung 2.9: Isoseistenkarte eines Erdbebens 21 [km] W Roermond vom 25.06.1960, $M_L = 4,2$, $h = 12$ [km] und $I_0 = V$. Die Isoseisten sind mit arabischen Ziffern bezeichnet. (Ahorner & v. Gils, 1963)

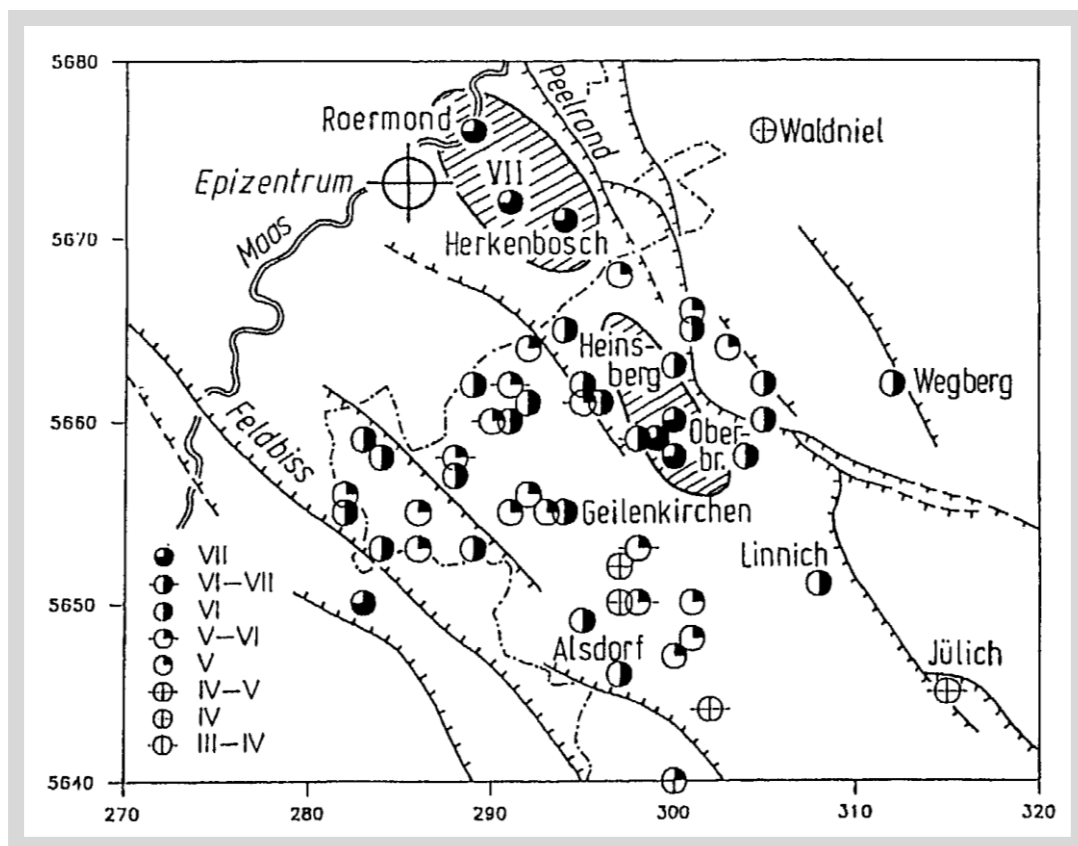


Abbildung 2.10: Verteilung der makroseismischen Intensitäten des Erdbebens von Roermond vom 13.04.1992 um das Epizentrum. Koordinaten: UTM Zone 32U. Flächen mit Schrägstrichen: maximale Auswirkungen, Linien mit Querstrichen: aktive Störungslinien, Strich-Punkt-Linie: Grenze Deutschland - Niederlande. (Meidow & Ahorner, 1994)

Aus Abbildung 2.10 ist ersichtlich, dass das Epizentrum nicht auf der Ausbisslinie der Störung liegt. Der Abstand des Epizentrums von der Ausbisslinie ist abhängig von der Herdtiefe und dem Einfallswinkel der Störung (Abbildung 2.1). Die makroseismisch berechnete Herdtiefe wird für dieses Erdbeben zwischen 26 [km] und 17 [km] angegeben, je nachdem, in wie weit der Dämpfungseffekt der sedimentären Grabenfüllung bei den Berechnungen berücksichtigt wurde. Die mikroseismisch berechnete Herdtiefe wird in den Katalogen mit 17 [km] bis 18 [km] angegeben (Pelzing, 1992; Meidow & Ahorner, 1994; Grünthal & Wahlström, 2003; Leydecker, 2005; Bensberg, 2008; IRIS, 2008). Wegen der geringeren Streuung der Werte in den verschiedenen Katalogen scheint die mikroseismische Berechnung genauer zu sein.

Weitere Auswirkungen eines Erdbebens sind das Auslösen von gravitativen Massenbewegungen und Bodenverflüssigung. Beide Phänomene wurden bei dem Roermond-Erdbeben beobachtet, wobei auffällt, dass der Ort, an dem die Bodenverflüssigung beobachtet wurde (Abbildung 2.11), nicht in einem der Bereiche liegt, der in Abbildung 2.8 und 2.10 mit den maximalen Auswirkungen gekennzeichnet ist. Der Grund hierfür könnte sein, dass die Bodenverflüssigung in einem unbesiedelten Gebiet beobachtet wurde, für das keine makroseismischen Meldungen vorliegen.

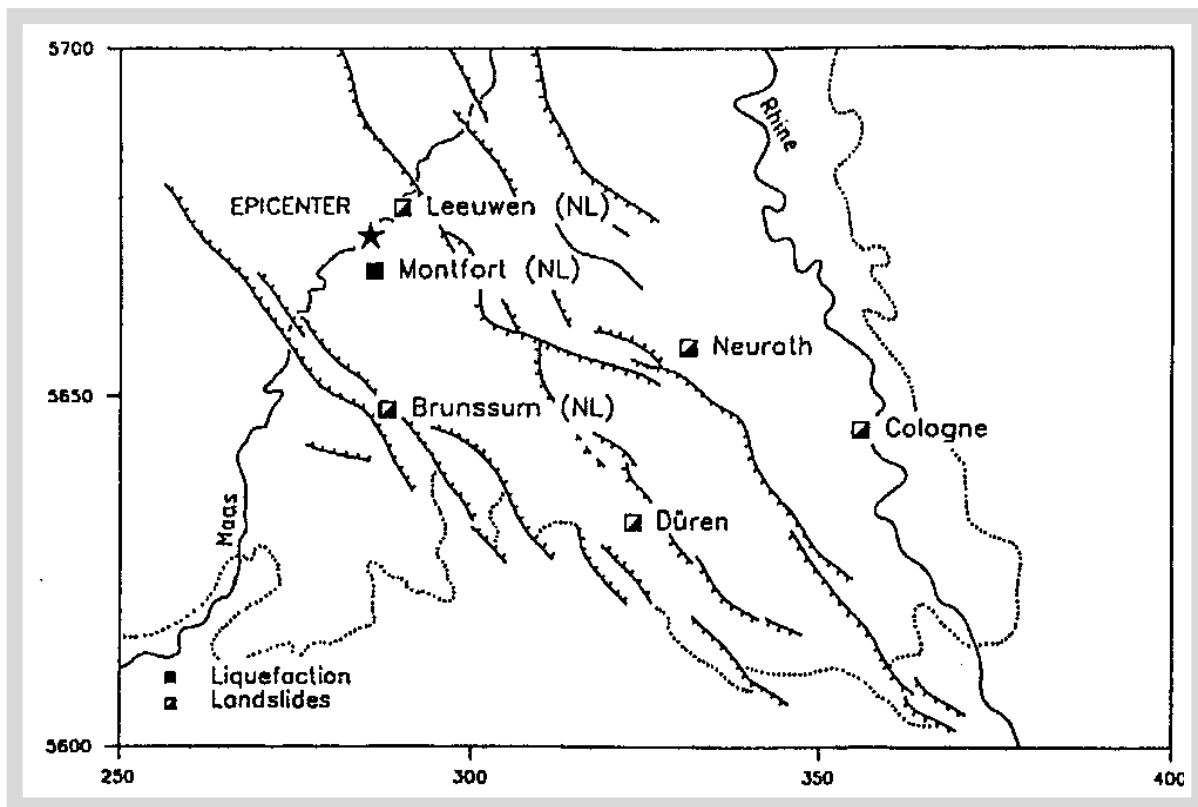


Abbildung 2.11: Orte, in denen das Erdbeben von Roermond am 13.04.1992 Massenbewegungen oder Bodenverflüssigungen ausgelöst hat. Koordinaten: UTM Zone 32U. Linien mit Querstrichen: aktive Störungslinien, gepunktete Linie: Grenze des Rheinischen Schiefergebirges. (Meidow & Ahorner, 1994)

Bodenverflüssigung und Massenbewegungen, die durch Erdbeben ausgelöst werden, werden in der Regel nur mit Starkbeben in Verbindung gebracht. In Abbildung 2.11 wird verdeutlicht, dass auch ein Erdbeben der Stärke $ML = 6,1$ bzw. Intensität $I_0 = VII$ Massenbewegungen und Bodenverflüssigung auslösen kann (Meidow & Ahorner, 1994). Auswirkungen einer Bodenverflüssigung wurden bei Montfort (NL) beobachtet, Massenbewegungen bei Brunssum (NL), Neuroath, Düren und Köln. Auf der Isoseistenkarte (Abbildung 2.7) ist für Köln eine Intensität $I = V$ angegeben, die Entfernung zum Epizentrum beträgt mehr als 70 [km]. Daraus kann gefolgert werden, dass das Auslösen dieser Phänomene vom Untergrund und den Substrateigenschaften abhängig ist und keine einfache, allgemeingültige Regel aufgestellt werden kann.

2.1.4 Auswirkungen von Erdbeben

Newmark & Rosenblueth (1971) haben die Auswirkungen von Erdbeben auf verschiedene Materialien untersucht. Zum Einen stellen sie fest, dass die Beanspruchung der Materialien durch Erdbeben unterhalb der Grenze der 'normalen Ermüdung' liegt und diese 'low cycle fatigue' im Labor kaum zu testen ist. Die charakteristischen Auswirkungen sind direkt abhängig von

- Stärke
- Dauer
- Frequenzart.

Die Auswirkungen sind aber nicht linear. Das erschwert z. B. die Beurteilung eines Erdbebens nach der Intensitätsskala. Beobachtungen von Newmark & Rosenblueth (1971) zeigten, dass Menschen z. B. auf verschiedene Frequenzarten unterschiedlich reagieren. So ist für eine Reaktion

- bei hohen Frequenzen die Beschleunigung entscheidend,
- bei mittleren Frequenzen die Geschwindigkeit und
- bei niedrigen Frequenzen der Versatz.

Goldman & Gierke (1961) haben festgestellt, dass das Frequenzspektrum, auf das der Mensch mit Angst, Unwohlsein und Schmerz reagiert, zwischen 0 und 500 Hz liegt. Die Resonanzfrequenzen des menschlichen Körpers liegen je nach Körperteil zwischen 0 und 30 Hz, die Frequenzen von Erdbeben liegen im gleichen Frequenzbereich. Dadurch werden die Erdbebenwellen besonders deutlich wahrgenommen. Die unterschiedliche Wahrnehmung der oben genannten drei Faktoren Stärke, Dauer und Frequenzart kann wiederum zu unterschiedlichen Beurteilungen der Intensität eines Erdbebens führen. Damit ist der Mensch für die Beurteilung der Stärke eines Erdbebens nicht besonders geeignet (Trifunac & Brady, 1975).

Es ist aber anzunehmen, dass diese Faktoren auch unterschiedliche Reaktionen wegen der unterschiedlichen Resonanzfrequenzen in einem Boden oder Bauwerk hervorrufen. Auf die verstärkende Wirkung der Dauer des Einflusses, besonders bei einer zyklischen Belastung, haben Newmark (1965) und Trifunac & Brady (1975) hingewiesen.

Für die Auswirkungen auf Boden-Substrate treffen Newmark & Rosenblueth (1971) folgende Einteilung nach den entscheidenden Faktoren Dichte, Druck und Drainage:

➤ **kohäsionslos:**

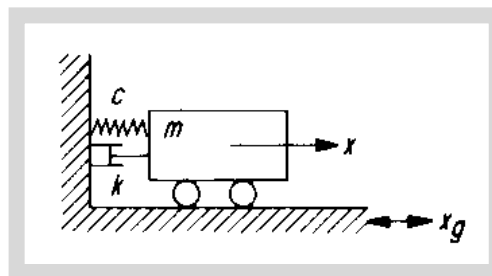
- **trocken:** abhängig von der Korngröße gelten folgende generelle Aussagen:
 - **große Korngröße**, z. B. Schutthalden: Erschütterungen können zur Zerkleinerung der Substrate führen, dies bewirkt eine Änderung des Volumens und der Konsistenz. Bei höherem Druck und mangelnder Drainage kann es zur Bodenverflüssigung führen.
 - **mittlere Korngröße:** besitzen etwas Zusammenhalt. Das Substrat wird bei Erschütterungen verdichtet (Konsolidierung). Dies kann zur Bodenverflüssigung führen.
 - **kleine Korngrößen**, z. B. Schluff: neigen zur Bodenverflüssigung.
- **teilweise gesättigt:** in der Regel nimmt der Reibungswinkel mit zunehmendem Wassergehalt ab. Bei Sand verläuft dieser Prozess nicht linear, der Minimum Reibungswinkel ist bei 13% Wassergehalt. Bei feinkörnigen Böden erhöht sich der Wert der Kohäsion mit zunehmender

Feuchtigkeit. Bei einer Volumenverringerung durch Kompression besteht die Tendenz zur Bodenverflüssigung.

- **gesättigt:** Wenn das Porenwasser abfließen kann, gibt es keine Veränderungen, wenn nicht, kann es zur Bodenverflüssigung führen. Die Tendenz zur Bodenverflüssigung ist unabhängig von der Dichte. Bei locker gelagertem Sand tritt die Bodenverflüssigung sofort und total ein, ohne Übergangsphase.
- **kohäsiv:** bei allen kohäsiven Böden wird der Zusammenhalt bei wechselnden Drücken zuerst verstärkt und dann verringert, zusätzlich verformen sich die Böden mit Volumenänderungen bis zu 40 %. Der interne Dämpfungseffekt schluckt bei Ton bis zu 63% der Energie, danach entsteht ein totaler Bruch, bei lockerem Ton tritt dies schlagartig auf.

Generell stellen Newmark und Rosenblueth (1971) fest, dass besonders ein Druckwechsel zur Verdichtung führt. Je feuchter der Boden ist, desto mehr Verdichtung ist möglich. Hänge können dabei auch bei einem FOS-Wert $FOS < 1$ stabil bleiben, solange sich der innere Reibungswinkel nicht ändert. Chai (2005) weist auf das Problem der 'cumulative damage' hin, dass in den meisten Modellen nicht berücksichtigt wird, besonders nicht bei denen, die nur die maximale Beschleunigung berücksichtigen und die Dauer des Einflusses unberücksichtigt lassen.

Eine weitere Auswirkung von Erdbebeneinflüssen ist der Anstoß zur Erzeugung von Eigenschwingungen der geologischen Schichten. Ein eindimensionales Schema für einen Einmassenschwinger ist in Abbildung 2.12 dargestellt.



Legende:

- c : elastische Federkonstante (Kraft)
- k : Dämpfung
- m : Masse
- x : zurückgelegter Weg
- x_g : Beschleunigung durch Erdbeben

Abbildung 2.12 Einmassenschwinger mit Fußpunkterregung infolge eines Erdbebens (Newmark, 1965; Klein, 2001)

Die Bewegung entsteht in dem Modell durch eine 'Fußpunkterregung' in horizontaler Richtung. Die Feder überträgt die Schwingungen der Umgebung auf die Masse m und sorgt gleichzeitig für eine Verzögerung, ausgedrückt durch die elastische Federkonstante c . Da keine starre Verbindung zur Umgebung existiert, schwingt die Masse gemäß ihrer Eigenfrequenz abgekoppelt vom Erregersystem als eigenständiges System. Die Dämpfung k sorgt für ein Abklingen der Schwingungen nach Beendigung der Erregung durch das Erdbeben. Es muss noch darauf hingewiesen werden, dass sich Erdbebenwellen dreidimensio-

nal ausbreiten und demnach von allen Seiten auf eine Masse, z. B. ein Bodenpartikel, einwirken. Das oben beschriebene System wird also von allen Seiten angestoßen. Stehen benachbarte Einmassenschwinger in einer Beziehung zueinander, z. B. durch die Anziehungskräfte von Bodenpartikel, beeinflussen sich diese gegenseitig (Newmark, 1965; Klein, 2001). Deren Schwingungskurven überlagern sich, die Extremwerte dieser Schwingungen werden als Antwort-Spektrum bezeichnet (Newmark, 1965; Klein, 2001). Diese derart erzeugten Eigenschwingungen ganzer Schichtpakete können die Erdbebenwellen erheblich verstärken, wie das Beispiel des Erdbebens von Roermond 1992 für das Gebiet um Bonn und für das Neuwieder Becken zeigen (Abbildung 2.7). Shimizu et al. (1991) haben Eigenfrequenzen von Felspaketen im Bereich von 7,5 - 30 Hz in Abhängigkeit von der Hangneigung festgestellt. Damit liegen die Eigenfrequenzen im Bereich der Frequenzen der Erdbebenwellen, womit die eventuellen Verstärkungen erklärt werden können.

2.1.5 Bodenverflüssigung

Ein besonderes Phänomen, das bei Erdbeben hin und wieder beobachtet wird, ist, wie oben schon mehrfach erwähnt, die Bodenverflüssigung. Deshalb soll dieses Phänomen in einem extra Punkt näher beschrieben werden. In der oben dargestellten Einteilung der Auswirkungen eines Erdbebens auf Böden stellen Newmark und Rosenblueth (1971) fest, dass das Phänomen Bodenverflüssigung mit der Drainagemöglichkeit im Boden zusammenhängt. Wenn durch den Einfluss der Erdbebenwellen der Porenwasserdruck in einem Boden so weit ansteigt, dass das Porenwasser aus den Poren herausgedrückt wird, werden die Partikel auseinandergedrückt und verlieren den Kontakt zueinander (Abbildung 2.12). Dadurch verhält sich das Substrat wie eine Flüssigkeit und strebt mit dem frei gewordenen Wasser nach oben. (eigene Interpretation nach Cakmak, 1987; Kramer, 1996; Studer & Koller, 1997). Sand und Schluff sind für die Bodenverflüssigung besonders anfällig (Newmark & Rosenblueth, 1971; Hays, 1981; ABAG, 2001; NASA, 2002; Papathanassiou et al., 2005). Der Feuchtigkeitsgehalt, die Auflast, die Vorbelastung und damit der Grad der Verdichtung des jeweiligen Substrates sowie die Richtung der Einwirkung der Erdbebenwellen sind ausschlaggebende Faktoren. Allerdings ließ sich bei Versuchen im Labor keine Regel für das Zusammenspiel dieser Faktoren aufstellen (Wichtmann et al., 2001; Wichtman & Triantafyllidis, 2004a, 2004b; Niemunis et al., 2005; Wichtmann et al., 2005a; Wichtmann et al., 2005b; Wichtmann et al., 2007)

Als Minimum Intensität für eine Bodenverflüssigung gilt $I = VII$ (ABAG, 2001).

Als Auswirkung der Bodenverflüssigung entstehen an der Erdoberfläche Sandvulkane, Sinklöcher und Risse, über die Sand aufgehäuft ist, sowie Beschädigungen an der Infrastruktur durch Setzungen oder das Versagen von Hängen (Hays, 1981; Papathanassiou et al., 2005). Diese Phänomene treten eher im flachen Bereich auf, bei Hangneigungen unter 5° (Miles & Keefer, 2003), die Minimum-Magnitude geben Papathanassiou et al. (2005) mit $M_s = 5,0$ bei einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] an, Beroya & Aydin (2008) mit $M_s = 5,2$, die größte Wahrscheinlichkeit des Auftretens der Bodenverflüssigung bei Erdbebenstärken zwischen $5,2 - M_s - 5,8$. Je höher der Wassergehalt des Substrates ist, desto eher neigen

die Substrate zur Bodenverflüssigung (Kolymbas, 2001). In wie weit die Dauer des Einflusses weiter destabilisierend wirkt, ist noch nicht abschließend untersucht worden (Rodrigéz, 2003). Ist die Zeitdauer der maximalen Beschleunigung sehr kurz (zwischen 0,1 [s] und 0,5 [s]), reicht diese Zeit nicht aus, das Porenwasser aus den Poren heraus zu pressen und das Substrat kann sich in dieser Zeit nicht verformen (Sassa et al., 1996; Senneset, 1996). Bei längerem Einfluss kann die Bodenverflüssigung auch noch bis zu einigen Minuten nach dem Erdbebeneinfluss anhalten oder überhaupt erst nach dem Erdbeben sichtbar werden, wie Berichte aus Japan belegen (Kolymbas, 2001). Womöglich hängt dies mit der Zeitspanne zusammen, die das Substrat von seiner ursprünglichen Position bis zur Erdoberfläche benötigt. Untersuchungen und Erklärungen hierzu stehen jedoch noch aus (Kolymbas, 2001). Welche Auswirkungen die Bodenverflüssigung haben kann, zeigt Abbildung 2.13. Sie zeigt umgestürzte Wohnblöcke nach dem Niigata-Erdbeben in Japan 1964. Das Phänomen Bodenverflüssigung tritt offensichtlich örtlich sehr begrenzt auf, da nicht alle Häuserblöcke geneigt oder umgestürzt sind. Auf der anderen Seite wird der Boden durch die Bodenverflüssigung derart geschwächt, sodass ganze Wohnblöcke umstürzen können.

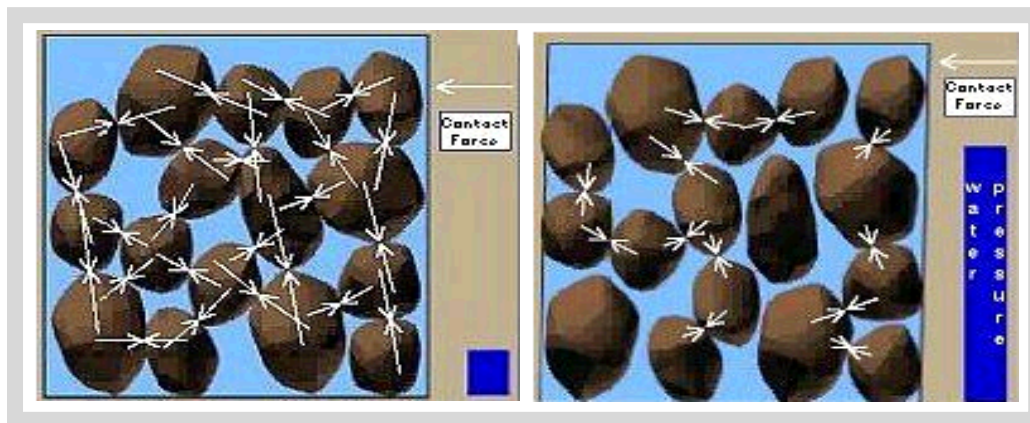


Abbildung 2.12: Schema Bodenverflüssigung. Die Pfeile symbolisieren die Anziehungskräfte der Partikel, der blaue Balken zeigt den Porenwasserdruck. (Johansson & Kramer, 2000)

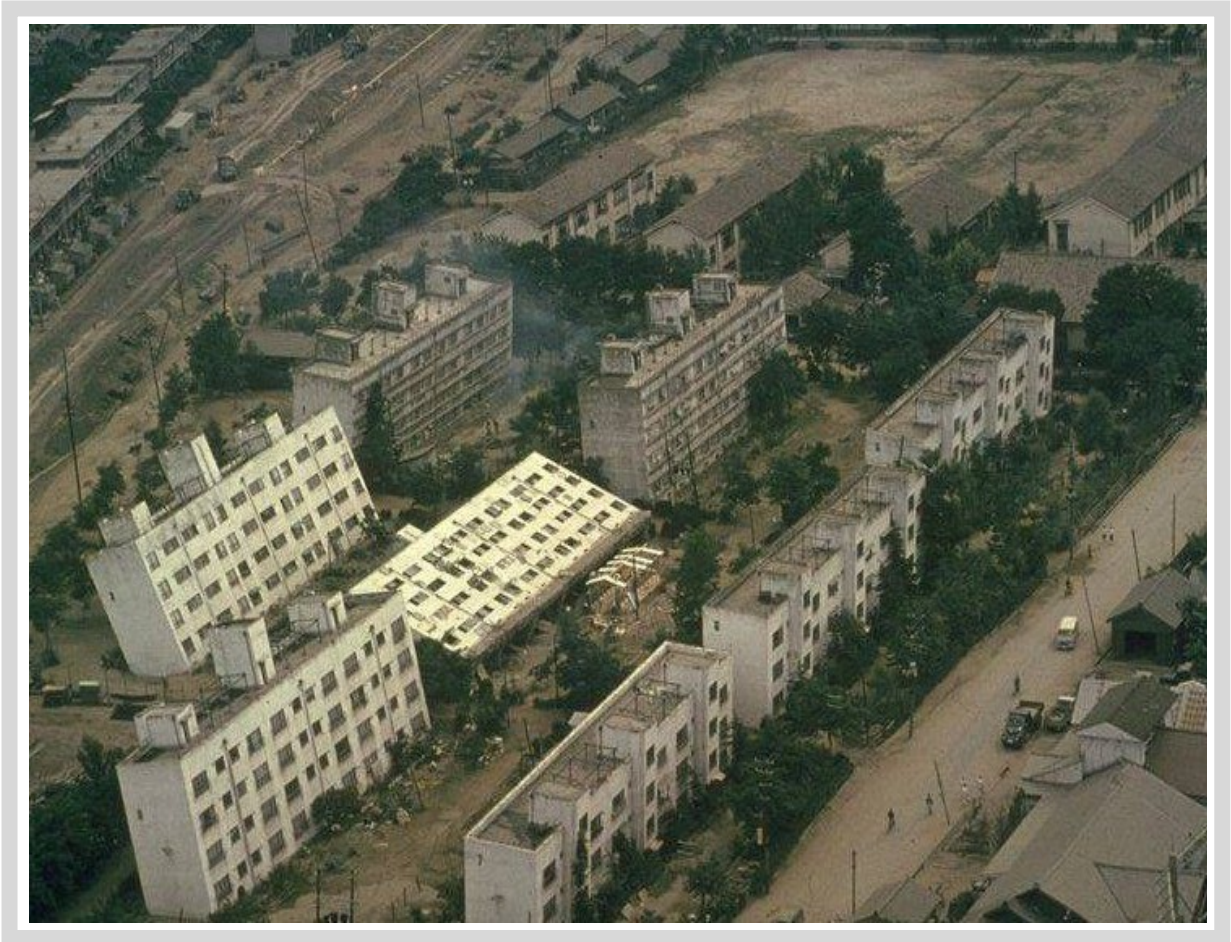


Abbildung 2.13: Umgestürzte Häuser nach dem Niigata (Japan) 1964-Erdbeben auf Grund von Bodenverflüssigungen (Johansson & Kramer, 2000).

2.1.6 Seismizität in Deutschland

Erdbeben entstehen in der Regel durch die Bewegungen an Plattengrenzen. Dort wird etwa 99% der Erdbebenenergie freigesetzt (Schick, 1997). Erdbeben können aber auch innerhalb von Kontinentalplatten auftreten, die so bezeichneten 'Intraplatten-Beben' und können ebenfalls zerstörerische Wirkung haben, wie das Beispiel der Erdbebenserie von 'New Madrid'(Missouri, USA) zwischen 1811 und 1812 mit einer maximalen Magnitude von $ML = 8$ gezeigt haben (Schneider, 1992, 2004; Schick, 1997). Sie entstehen an Störungszonen innerhalb der Lithosphärenplatten durch Horizontalverschiebung, Ab- oder Aufschiebung (Press & Siever, 1995; Schick, 1997; Schneider, 2004). Diese Störungen entstehen durch tektonische Spannungen, wobei auch alte Störungen durch diese Spannungen reaktiviert werden können (Ziegler, 1990). In Europa entstehen diese Spannungen durch die Kollision des europäischen und des afrikanischen Kontinentes sowie der andauernden Spreizung des Nordatlantiks. Im Gegensatz zu der weit verbreiteten (eurozentrischen) Auffassung, dass der afrikanische Kontinent gegen den europäischen Kontinent drückt, stellt Schick (1997) nach Analysen der tektonischen Spannungen in Europa und Afrika fest, dass der europäische Kontinent gegen den afrikanischen Kontinent drückt.

Die älteren Störungen in Westeuropa sind bei der Bildung des Superkontinentes Pangäa entstanden, als Mikrokontinente und Inselbögen zusammengedrückt und an den Kraton Fennoscandia angeschweißt wurden (Ziegler, 1990). Die Grenze dieser beiden Bereiche ist die Tornquist-Teisseyre-Linie. Die in Westeuropa beobachteten Erdbeben finden auf dieser Linie oder westlich davon statt (Ziegler, 1990; Grünthal & Wahlström, 2003; IRIS, 2008, eigene Auswertung), der Kraton Fennoscandia ist weitgehend aseismisch. Von den drei Erdbebenzonen Deutschlands, das Vogtland, SW-Deutschland und die Niederrheinische Bucht, liegen zwei im Bereich des Rhein-Rhone-Rift-Systems (Abbildung 2.14). Dieses Rift-System umfasst einen Grabenbruch von der nördlichen Nordsee entlang von Rhein und Rhone bis in das Mittelmeer (Ziegler, 1990; Lenz & Wiedersich, 1993; Reamer & Hinzen, 2003). Die Stress-Situation in der Niederrheinischen Bucht ist, wie in Abbildung 2.14 dargestellt, nicht einfach zu interpretieren. Es kann davon ausgegangen werden, dass die im Bereich des Rurgrabens eingezeichnete 'Zug'-Komponente für die aktive Absenkung des Rurgrabens und die damit verbundenen Erdbeben verantwortlich ist (Hinzen, 2003).

Das stärkste Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht bzw. dem angrenzenden Gebiet war nach Camelbeeck et al. (2000) das von Vervier mit einer Stärke von $ML = 6,8$. Ahorner (2001) berechnet an der Erft-Störung eine maximale Erdbebenstärke von $M_w = 6,7$ mit einer Wiederkehrperiode von 18.000 Jahren oder mit einer Stärke von $M_w = 6,3$ mit einer Wiederkehrperiode von 4.900 Jahren, sofern sich der Bruch am ganzen Erft-Sprungsystem ereignet, bei einem Teilbruch verlängert sich die Wiederkehrperiode auf 24.000 Jahre. Die Umrechnung dieser Werte in Richter-Magnitude würde Werte zwischen $ML = 5,8$ und $6,3$ ergeben. Tyagunov et al. (2006) geben ebenfalls einen maximalen Wert von $M_w = 6,7$ ($ML = 6,3$) an. Für den Oberrheingraben errechneten Niviere et al. (2008) eine Erdbebenstärke von $ML = \geq 6,3$. Das bislang stärkste Beben im Bereich des Oberrheingrabens war das Beben von Basel 1356 mit $ML = 6,1$. Bislang fanden die stärkeren Beben in der Niederrheinischen Bucht statt, die Änderung der Prognosen für

den Oberrheingraben fanden auf Grund des Erdbebens von Waldkirch 2004 mit einer Stärke von $ML = 5,4$ und einer Herdtiefe von $h = 9$ [km] statt (Brüstle, LGRB, 2006, persönliche Mitteilung). Das letzte starke Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht war das von Roermond 1992, das zuerst mit einer Stärke von $ML = 5,9$ angegeben wurde und nach einer Neuberechnung durch die Erdbebenstation Bensberg auf Grund einer neueren makroseismischen Auswertung mit $ML = 6,1$ (Bensberg, 2008, Hinzen, persönliche Mitteilung).

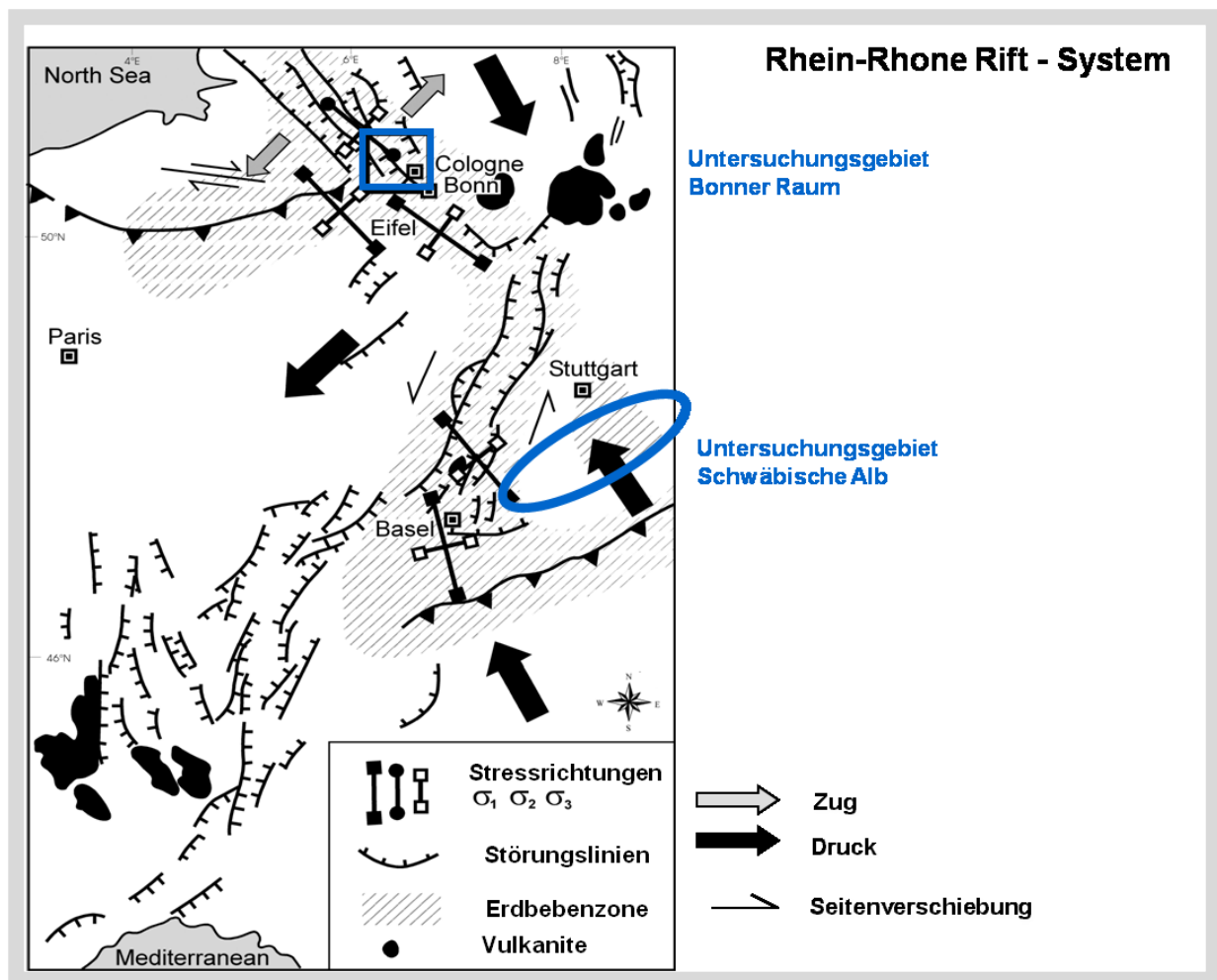


Abbildung 2.14: Rhein - Rhone - Rift - System und Lage der Untersuchungsgebiete nach (Ziegler, 1990; Lenz & Wiedersich, 1993; Reamer & Hinzen, 2003), ergänzt

2.2 Gravitative Massenbewegungen

2.2.1 Definitionen

Nach Krauter (2001) unterliegen Massenbewegungen natürlicher Böschungen der Schwerkraft, die bewirkt, dass die *'Massenverteilung auf annähernd eine Niveaufläche'* gebracht wird (in: Smolczyk (2001), S. 617). Damit sind für ihn gravitative Massenbewegungen natürliche Vorgänge, die den Schluss zulassen, dass es *'vom geologischen Standpunkt aus gesehen ... keine stabilen Hänge'* ... gibt (in: Smolczyk (2001), S. 617). Offensichtlich gab es jedoch lange Zeit keine allgemein anerkannte Definition für den Begriff 'gravitative Massenbewegung', wie ein Streifzug durch Lehrbücher und Literatur ergab. Eine Vielzahl von Begriffen und Definitionen deuten in der Regel auf nicht abschließend geklärte Sachverhalte und Diskussionsbedarf hin. Auch Unterschiede z. B. zwischen deutschen und englischen Begriffen erschweren die Klärung. Shroder et al. (2005) schreiben: *'Terminology differences among geoscientists are commonly caused by limited understanding of complex phenomena'* (Physical Geography, 2005, V. 26,3, S. 218). Demnach beschreiben die verschiedenen Begriffe verschiedene Phänomene. Penck (1894) unterschied zwischen **Massentransport**, für den ein Transportmedium benötigt wird und **Massenbewegung** als allgemeinerem Begriff. **'Landslide'** ist eher der Begriff für 'gravitative Massenbewegung' und nicht 'nur' für 'Hang-Rutschung', sofern dieser Begriff wörtlich als 'Rutschung' an einem 'Hang' verstanden wird. In der englisch-sprachigen Literatur hat sich dieser Begriff inzwischen etabliert und es ist akzeptiert, dass dieser Begriff keine Bewegungsart impliziert (Cruden, 1991; Shroder et al., 2005). International sind auch die Begriffe **'mass movement'** (Dikau & Glade, 2002) oder **'mass wasting'** (Crozier, 1986) gebräuchlich.

Summerfield (1997, S. 167), S. 167) definiert 'mass movement' als: *'downslope movement of slope material under influence of the gravitational force of the material itself and without the assistance of moving water, ice or air'*. Weiter erklärt er, dass die Unterscheidung zwischen den 'mass movement' und dem Materialtransport durch andere denudative Prozesse nicht immer eindeutig ist. Goudie (1995, S. 251) definiert 'Massenbewegungen' im gleichen Sinn: *'Massenbewegung ist ein Begriff, der alle Bewegungen von Gesteins- oder Bodenmaterial an geneigten Hängen umfasst. Diese Bewegungen sind ausschließlich auf die Wirkung der Schwerkraft zurückzuführen, laufen also ohne Wasser, Wind oder Eis als Transportmedium ab.'* Auch er erwähnt, dass eine Klassifizierung wegen der Komplexität der Prozesse während der Massenbewegungen 'schwierig' ist.

Turner & Schuster (1996) übernehmen die Definition von Cruden (1991): *'A landslide is a movement of a mass of rock, earth or debris down the slope'*, wobei Cruden ergänzt, dass diese Definition nicht auf 'land' oder 'slide' begrenzt ist und schließt Gletscherbewegungen, Schnee- und Eis-Lawinen, sowie jede Art von Bodensenkung und Einbrüche von unterirdischen Hohlräumen aus. Diese Definition wurde von der 'UNESCO Working Party on World Landslide Inventory in einem 'Landslide glossary' akzeptiert (Cruden, 1991, 2001; WP/WLI, 1993). Crozier (1986) schlägt den Begriff 'slope failure' vor, Cruden

(1991) führt aus, dass 'landslide' eine nordamerikanische Wortschöpfung ist, in Großbritannien wurde dafür 'landslip' verwendet. Ohne formulierte Definition gliedert Ahnert (1996) die 'Rutschungen' unter den Prozessen Denudation und Erosion mit ein, ebenso wie in 'HARMS Handbuch der Geographie' (Jätzold & Richter, 1996) allerdings mit dem Zusatz (S. 200), dass diese Prozesse *'vorwiegend an steilen Hängen ... unter Einwirkung der Verwitterung, der Schwerkraft und des Bodenwassers'* entstehen. Bei Hendl und Liedtke (1997, S. 170) sind Massenbewegungen ein wesentlicher Punkt der Reliefformung *'ohne transportierende Agenzien durch das Einwirken der Schwerkraft auf bewegliche Fest- und Lockergesteinsmassen'*. Entscheidende Einflussgrößen sind *'die Gesteinsart (Tonmineralgehalte, Kapillarität, Wasserdurchlässigkeit, Wassergehalt, Lagerungsform und Gefüge), die von inneren Kohäsionskräften und Reibungsgrößen abhängige Festigkeit der Gesteine (Zug-, Druck-, Scherfestigkeit) ...'* (Hendl & Liedtke, 1997, S. 171).

Dikau & Glade (2002) definieren gravitative Massenbewegungen wie folgt: *'Gravitative Massenbewegungen sind bruchlose und bruchhafte hangabwärts gerichtete Verlagerungen von Fels- und / oder Lockergesteinen unter Wirkung der Schwerkraft'*. Diese Definition wird heute weitgehend akzeptiert.

Die Unterscheidung zwischen 'bruchlos' und 'bruchhaft' soll auf die Möglichkeit der Deformationen in bindigen und nicht-bindigen Materialien, also Fließbewegungen hinweisen und nicht nur 'bruchhafte Stürze' beschreiben (Glade, 2004, persönliche Mitteilung). Der Bruchprozess wird im folgenden Kapitel weiter diskutiert.

2.2.2 Grundlagen zur Bodenmechanik und Bodendynamik

Die **Bodenmechanik** ist die Lehre von den physikalischen Eigenschaften des Bodens, die **Bodendynamik** vom Verhalten des Bodens unter **zyklischer Belastung**. Sie ist damit eine Ergänzung der Bodenmechanik. Während die (statische) Belastung eines Bodens z. B. durch ein Bauwerk, überschaubar und weitgehend berechenbar ist, sind die Verhältnisse bei zyklischer Belastung sehr komplex (Studer & Koller, 1997). Geologie, Frequenzbereiche und Eigenschwingungen der Substrate und Deckschichten, die Frequenzen der Erdbebenwellen und die Porenwasserspannungen können sich gegenseitig beeinflussen und *'zu Problemen führen, die in der klassischen Bodenmechanik unbekannt sind'* (Studer & Koller, 1997, S. 3). Sie können zwar durch bodenmechanische Überlegungen erklärt werden, Berechnungen beruhen jedoch oft auf Schätzwerten (Studer & Koller, 1997). Hierbei ist zu berücksichtigen, dass *'... es sinnlos ist, eine komplexe und aufwändige Berechnung durchzuführen, wenn Bodenkennziffern nur rudimentär vorhanden sind. Berechnungsverfahren und Kenntnis der Eingabegrößen müssen aufeinander abgestimmt sein'* (Studer & Koller, 1997, S. 4).

Wirkt auf einen Körper eine Kraft ein, kann er je nach Beschaffenheit wie folgt reagieren (Kramer, 1996; Summerfield, 1997; Smith & Smith, 2003) :

- **elastisch**, d. h. der Körper verformt sich und kehrt nach Wegfall der Kraft wieder in die Ausgangsposition zurück

- **plastisch**, d. h. die Verformung ist irreversibel
- **duktil**, d. h. der Körper verformt sich unter einer Kraftereinwirkung stark, bevor er bricht.

Eine Extremform der plastischen Verformung ist der **Sprödbbruch**. Hierbei verformt sich der Körper unter Kraftereinwirkung nicht oder nur sehr wenig, sondern zerbricht in Teile, wenn die Belastungsgrenze überschritten wird. Es kommen auch alle Mischformen vor, besonders in natürlichen Böden. Trotz einiger Abweichungen können diese Reaktionen auch prinzipiell auf die **Felsmechanik** übertragen werden.

Bei Metallen ist bei zunehmendem Druck bis zur Elastizitätsgrenze das Verhältnis von Druck zur Verformung linear, danach erfolgt die plastische Verformung. Diese ideale Form ist bei natürlichen Böden nicht gegeben, es existiert immer eine Mischform von elastischer und plastischer Verformung (Smith & Smith, 2003). Aus diesem Grund lässt sich die Verformung bei natürlichen Böden nach Smith & Smith (2003) nicht berechnen. Es können demnach für Berechnungen nur Werte angenommen werden, die entweder aus Stichproben für eine bestimmte Situation gewonnen wurden oder für allgemeinere Analysen grobe Schätzungen sind, die der jeweiligen Situation nach den Erfahrungen am nächsten kommen (Smith & Smith, 2003).

Welche Kräfte in welcher Form auf ein Bodenpartikel einwirken, wird im Folgenden kurz erläutert. Dabei wird als Beispiel ein Partikel an einem Hang genommen (Abbildung 2.15). Mit dieser Darstellung können die Kräfteverhältnisse und resultierenden Bewegungen besser dargestellt werden als mit einer waagerechten Fläche. Es ist noch anzumerken, dass sich ein einzelnes Bodenpartikel nicht verformt.

Die Kräfte, die auf ein Partikel an einem Hang einwirken, können folgendermaßen aufgeteilt werden (Kramer, 1996; Lang, 1996; Krauter, 2001; Vitiello, 2003 und Nelson, 2007) (Abbildung 2.15):

- **A: Druckkomponente**, Auflast auf die Unterlage, **rückhaltende Kraft**, 'Normalspannung' (σ), wirkt senkrecht auf die Scherfläche,
- **B: Zugkomponente**, hangabwärts gerichtete Kraft, **treibende Kraft**, **Schubspannung**, **Scherkraft** (τ), wirkt parallel zur Scherfläche,
- **P: Gravitation** (g).

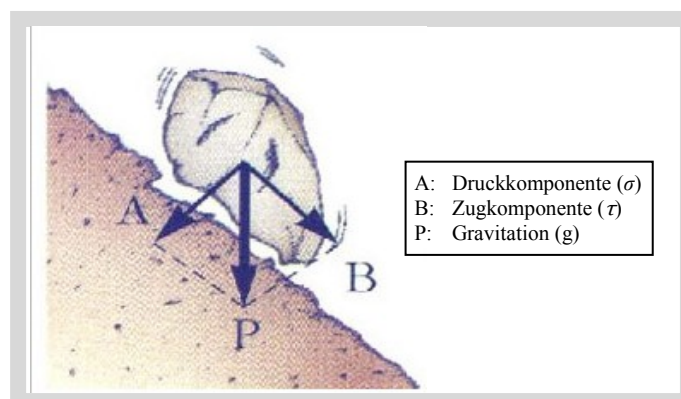


Abbildung 2.15: Kräfte, die auf ein Partikel an einem Hang einwirken (Vitiello, 2003), ergänzt.

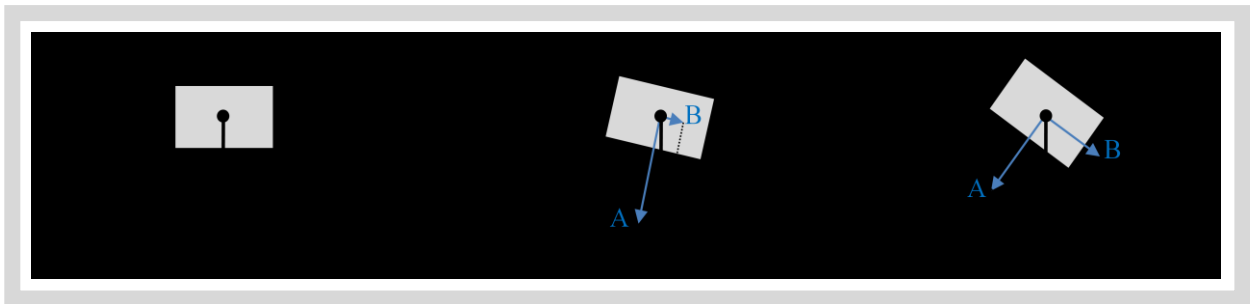


Abbildung 2.16: Änderung der Kräfteverhältnisse an einem Hang bei zunehmender Hangneigung (α). a): ebene Fläche, b): geringe Hangneigung, c): größere Hangneigung. A: Druckkomponente (σ), B: Zugkomponente (τ), g: Gravitation. (Eigener Entwurf nach Hendl & Liedtke, 1997; Nelson, 2007)

Sind alle Kräfte im Gleichgewicht, findet keine Bewegung statt. Bei einer ebenen Fläche wirkt nur die Gravitation 'g' (Abbildung 2.16 a), die sich aus der Masse des Partikels und der Erdbeschleunigung zusammensetzt. Bei einer geneigten Fläche teilt sich die Kraft in zwei Komponenten auf, die Druckkomponente, die senkrecht zur schiefen Oberfläche wirkt (Kraft 'A' der Abbildung 2.16 b und c), und die Zugkomponente, die parallel zur Oberfläche hangabwärts wirkt (Kraft 'B' der Abbildung 2.16 b und c). Die Kräfte 'A' und 'B' ändern sich mit der Hangneigung. Wird die Hangneigung größer, wird auch 'B' größer und analog dazu 'A' kleiner und umgekehrt (Hendl & Liedtke, 1997; Nelson, 2007). Nach Analysen von ILWIS (2006) finden die meisten aktiven Massenbewegungen (anzahlmäßig) bei Hangneigungen zwischen 20° - 30° statt, die größte Dichte von aktiven Massenbewegungen bei Hangneigungen zwischen 50° - 60° und bei Hangneigungen $>70^\circ$ sind Massenbewegungen selten. Beobachtungen in Japan bestätigen, dass in Gebieten mit Lockermaterial oder stark verwittertem Fels die meisten Massenbewegungen an steilen Hängen auftreten (Wang et al., 2007), während Meunier et al. (2007) bei Analysen der Erdbeben von Chi-Chi, (Taiwan) (1999), Northridge, (Kalifornien) (1994)- und Finisterre Berge, Papua-Neuguinea (1993) herausfanden, dass sich weniger als 7% der Massenbewegungen an Hängen $>20^\circ$ ereigneten.

Ohne Bewegung befinden sich alle Kräfte im Gleichgewicht. Wird dieses Kräfteverhältnis in irgend einer Weise gestört, bewegt sich das Partikel. Wird die Kraft 'B' verstärkt, bewegt sich das Partikel hangabwärts. Die Berechnung des **dynamischen Gleichgewichtes** unter Berücksichtigung der Rauigkeit der Oberflächen, wie in Abbildung 2.15 dargestellt, ist schwierig. Ein statisches Modell für eine ebene Oberfläche und einen nicht verformbaren Block wurde von Newmark (1965) entwickelt, das als '**sliding block**' - Analyse in die Literatur einging. Diese Methode wird in Kapitel 3.2 näher beschrieben.

Die Störung des Gleichgewichtes erfolgt bei diesem Modell durch äußere Kräfte bzw. Einflüsse. In der Regel wird ein Überschuss an Feuchtigkeit, meist in Form von Starkniederschlagsereignissen, als Auslöser von Massenbewegungen angegeben. In vielen Fällen werden auch Erdbeben als Auslöser erwähnt, aber nur von Autoren, die Gebiete mit Starkbeben behandeln, weiter ausgeführt. Deutschland ist kein Gebiet, in dem Starkbeben stattgefunden haben oder zu erwarten sind. Daher wird dieses Problem in der Literatur für Deutschland auch nicht weiter thematisiert. Es finden sich zwar immer wieder Hinweise,

dass ein Beben in Deutschland Massenbewegungen ausgelöst hat, selten werden diese aber näher beschrieben oder gar katalogisiert. Auf der anderen Seite gibt es viele Gebiete in Deutschland, in denen Massenbewegungen relativ häufig stattfinden, ohne dass sich dies im Bewusstsein der Bevölkerung als ein Problem darstellt, wie in der Einleitung geschildert. Somit bleibt die Diskussion auf einige Fachleute beschränkt, besonders über die Auslöser dieser Massenbewegungen.

Seibold (2003) gibt eine Übersicht über mögliche Auslösefaktoren für gravitative Massenbewegungen in Zschau & Küppers (2003). In erster Linie sind dies zusätzliches Gewicht, z. B. durch Bebauung oder Vegetation, Niederschlag oder Erosion, besonders durch die Unterschneidung durch Gerinne. Eine detailliertere Auflistung beinhaltet folgende Faktoren:

- **Geologie:** Material oder Struktur eines Hanges oder frühere oder rezente Deformationen
- **Morphologie:** Hangneigung oder frühere Massenbewegungen in jeder Ausprägung
- **Klimatologie:** Häufigkeit heftiger Niederschläge mit oder ohne vorherige Durchfeuchtung des Bodens oder Frostwechsel
- **Biologie:** Art der Vegetation, die die Menge der Feuchtigkeit, die in den Boden eindringt, reduziert oder durch ihr Wurzelwerk die Stabilität erhöht
- **Erschütterungen** durch Erdbeben, vulkanische Aktivitäten oder anthropogene Aktivitäten wie Verkehr, Sprengungen usw.

Nach Crozier (1989) können folgende Faktoren einen Hang von einem stabilen Zustand in einen instabilen Zustand versetzen, was zu einer Bewegung führen kann:

- **externe** Faktoren, wie:
 - Klima
 - Erschütterungen
 - Geologie
- **interne** Faktoren, wie:
 - Substrateigenschaften
 - Porenwasserdruck

Die Faktoren können sowohl als vorbereitende, als auch als auslösende Faktoren wirken, einzeln oder in Kombination. Ein weiterer wichtiger Faktor ist die Dauer der Einwirkung eines Faktors, der sich im Laufe der Zeit auch verändern kann. Rückschlüsse vom derzeitigen Zustand eines Hanges auf die vorbereitenden oder auslösenden Faktoren sind für länger zurückliegende Zeiträume daher problematisch (Crozier, 1989). Ein Erdbeben kann z. B. als vorbereitender Faktor fungieren, der den Hang in einen grenzwertigen Zustand versetzt, die Bewegung wird dann erst durch ein zusätzliches Niederschlagsereignis ausgelöst, oder ein Erdbeben wirkt als auslösender Faktor für ein durch Niederschlagsereignisse in einen grenzwertigen Zustand versetzten Hang.

Wenn aus dem instabilen Zustand eine Bewegung resultiert, gibt es zusätzlich nach Crozier (1989) noch kontrollierende Faktoren, die die Form, Rate, Geschwindigkeit und Dauer der Bewegung beeinflussen (Abbildung 2.17). Dies ist aber nicht Gegenstand dieser Betrachtung.

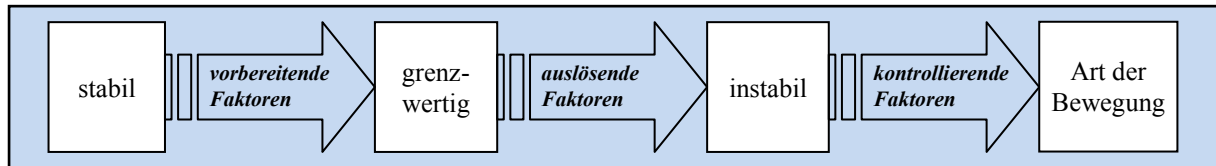


Abbildung 2.17: Faktoren, die zur Instabilität und dem Versagen von Hängen führen. Eigener Entwurf nach Crozier (1989).

Die Änderung des Zustandes von stabil in grenzwertig oder instabil kann auf den Verlust des Zusammenhaltes der Substratpartikel zurückgeführt werden. Diesen 'Bruch'-Prozess beschreiben Mohr-Coulomb mit einem 'Spannungskreis' (Abbildung 2.18), als ein Zusammenwirken von verschiedenen Spannungen, die auf den Boden einwirken in Abhängigkeit vom inneren Reibungswinkel, der Kohäsion, dem Porenwasserdruck und der Hangneigung (Lang, 1996; Kramer, 1996; Smith & Smith, 2003). Der innere Reibungswinkel und die Kohäsion sind substratabhängig und können als Materialkonstanten betrachtet werden, die sich allerdings zusätzlich noch mit der Auflast, dem Feuchtigkeitsgehalt und der Temperatur ändern können, wobei diese Änderungen schwer zu bestimmen sind (Scheffer et al., 1982; Kuntze et al., 1994; Ahnert, 1996; Kramer, 1996; Lang, 1996; Smith & Smith, 2003).

Der **innere Reibungswinkel** ist derjenige Winkel, bis zu dem ein Substrat belastet werden kann, ohne zu versagen. Bei kohäsionslosen Substraten entspricht der innere Reibungswinkel der Hangneigung (Ahnert, 1996; Smith & Smith, 2003). Er ist kleiner bei Substraten mit runder Körnung, er ist größer, je eckiger die Körner sind, je dichter sie gelagert sind und je größer der Unterschied der Korngrößen ist (Ahnert, 1996). Die **Kohäsion** ist die Kraft, die einen Boden durch die zwischenmolekularen Bindungen desselben Körpers zusammen hält (Scheffer et al., 1982; Kuntze et al., 1994) und den Scherkräften entgegen wirkt. Sie ist vom jeweiligen Aggregatzustand abhängig, z. B. von der Korngröße und dem Feuchtigkeitsgehalt. Je größer der Feuchtigkeitsgehalt ist, desto geringer ist in der Regel die Kohäsion (Ahnert, 1996; Matziaris et al., 2005). Der Feuchtigkeitsgehalt regelt den **Porenwasserdruck**, der als Druck des Wassers zwischen den Lockergesteinsporen beschrieben werden kann. Matziaris et al. (2005) unterscheiden zwischen den gesättigten und ungesättigten Zonen im Boden. Der Porenwasserdruck in den ungesättigten Zonen oberhalb des Grundwasserspiegels ist immer negativ. Die Scherkraft ist deshalb höher als in der gesättigten Zone und somit auch der Wert des FOS. Ein Niederschlagsereignis führt in der Regel dazu, dass der Feuchtigkeitsgehalt des ungesättigten Bodens je nach Permeabilität ansteigt und damit sich die Scherkraft verringert, also auch der Wert des Sicherheitsfaktors (FOS) und der Kohäsion. Matziaris et al. (2005) haben mit dem Programm CHASM, welches später noch beschrieben wird, für verschiedene Bodenarten diese Änderungen berechnet und die Veränderungen mit der Zeit diskutiert. Es wird deutlich, dass die Veränderungen insbesondere vom jeweiligen Substrat abhängig sind. Ein stabiler Hang kann nach Auffassung von Matziaris et al. (2005) nicht allein durch ein individuelles Niederschlagsereignis

versagen, es müssen dann noch zusätzliche Faktoren, wie z. B. Erdbeben, hinzukommen, damit ein Versagen eintritt, oder das Niederschlagsereignis 'fünf oder mehr Tage' anhalten (Merifield, 1992).

Die Scherparameter können mit verschiedenen Versuchsmethoden ermittelt werden. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass es sich bei einem Scherversuch immer nur um eine Probe von einem 'Punkt' handelt, der die Situation an dem Punkt zum Zeitpunkt der Probenentnahme und den besonderen Laborbedingungen widerspiegelt. An einem anderen Ort können sich die Scherparameter ändern, da dort in der Regel andere Feuchtigkeitsgehalte und Druckverhältnisse existieren. Insofern ist es problematisch, von den Ergebnissen eines einzelnen Scherversuches auf das Verhalten eines natürlichen Hanges unter sich ständig wechselnden Bedingungen zu schließen (Ahnert, 1996; Engel, 1998).

Wird der Zeitpunkt des Bruchs betrachtet, ist die Linie, die den Bruchzustand darstellt, nach den Mohr-Coulombschen Bruchbedingungen die Tangente eines Kreises, dessen Radius sich aus der größten und kleinsten Normalspannung errechnet (Abbildung 2.18). Die gegenseitige Abhängigkeit von Scherfestigkeit, Kohäsion und innerem Reibungswinkel kann nach dem **Coulombschen Gesetz** mit folgender Formel beschrieben werden:

$$\tau_f = c' + \sigma' * \tan \varphi' \quad (\text{Formel 2.1})$$

Scheffer et al. (1982), Ahnert (1996), Engel (1998), Smith & Smith (2003), Gipprich et al., (2008), verändert

Legende:

τ_f : Scherfestigkeit [kN/m²]
 c' : effektive Kohäsion [kN/m²]
 σ' : effektive Normalspannung, Auflast [kN/m²]
 φ' : effektiver innerer Reibungswinkel [°]

Es ist ersichtlich, dass sich der innere Reibungswinkel, bezogen auf den Zeitpunkt des Bruchs, mit der Normalspannung ändert, während die Kohäsion konstant ist (Smith & Smith, 2003).

Aus Abbildung 2.18 kann auch folgende Beziehung zwischen der Hangneigung und dem inneren Reibungswinkel abgeleitet werden.

$$\alpha = \frac{\varphi'}{2} + 45^\circ \quad (\text{Formel 2.2})$$

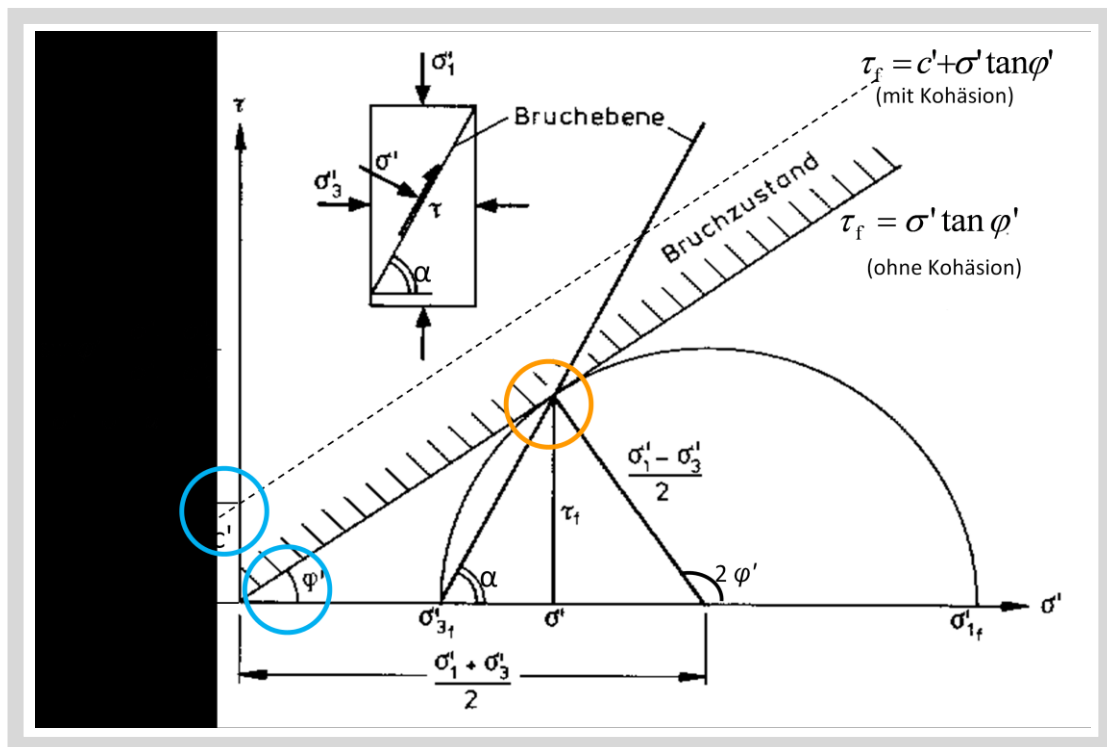
Smith & Smith (2003)

Legende:

α : Hangneigung [°]
 φ' : innerer Reibungswinkel [°]

Nach Mohr-Coulomb (Abbildung 2.18) ist der Bruchprozess als ein Zusammenwirken von verschiedenen Spannungen (Normalspannungen (σ) und Scherfestigkeit / Scherkraft (τ)), die auf den Boden einwirken in Abhängigkeit vom inneren Reibungswinkel (φ'), der Kohäsion (c') (blaue Kreise) und der Hangneigung (α) (Kramer, 1996; Lang, 1996; Engel, 1998; Smith & Smith, 2003). Der Bruchpunkt ist in Abbildung 2.18 mit einem roten Kreis gekennzeichnet. In dem Rechteck oben links in der Abbildung 2.18 sind die einzelnen Spannungen erläutert, die größte Normalspannung wird mit σ_1 bezeichnet, die kleinste Normalspannung mit σ_3 , die resultierende mit σ' . Die Normalspannung σ_2 , die senkrecht zu den beiden

anderen Normalspannungen wirkt, wird bei dieser Berechnung vernachlässigt. Zusätzlich ist in diesem Rechteck die Bruchebene eingezeichnet. Die Form des Rechtecks ist vom Hangneigungswinkel α abhängig. Bei kohäsionslosen Substraten schneidet die Bruchlinie den Kreuzungspunkt zwischen der x (σ')- und der y (τ)-Achse. Mit zunehmender Kohäsion erhöht sich der Wert der Scherkraft (τ) bei gleichbleibendem inneren Reibungswinkel, da die Scherkraft im Falle eines Versagens die Kohäsion überwinden muss (Ahnert, 1996).



Legende:

- σ' : effektive Spannung [N/m²]
- σ'_1 : größte Normalspannung [N/m²]
- σ'_3 : kleinste Normalspannung [N/m²]
- τ : Scherkraft [N/m²]
- τ_f : Scherfestigkeit zum Zeitpunkt des Bruchs [N/m²]
- f : failure
- c' : effektive Kohäsion [kN/m²]
- φ' : effektiver innerer Reibungswinkel [°]
- α : Hangneigung
- u : Porenwasserdruck [N/m²]

Abbildung 2.18: Bruchzustand nach Mohr-Coulomb (Spannungskreis) (Kramer, 1996; Lang, 1996; Engel, 1998; Smith & Smith, 2003), verändert.

In Abbildung 2.18 ist der Zustand während des beginnenden Bruches (f) dargestellt, d. h. die Linie, die den Bruchzustand kennzeichnet, ist die Tangente (Berührungspunkt: roter Kreis) an dem Kreis, der durch die Normalspannungen gebildet wird. Ist der Radius dieses Kreises kleiner bei gleichbleibender Scherkraft oder innerem Reibungswinkel, berühren sich die Linie, die den Bruchzustand darstellt und der Spannungskreis nicht mehr. Dies bedeutet einen stabilen Zustand (Smith & Smith, 2003). Einen Kreis mit

einem größeren Radius, der die Linie des Bruchzustandes zweimal schneidet, kann es nicht geben, da der Punkt für den Bruch überschritten ist (Smith & Smith, 2003). Lang hat allerdings, wie in Abbildung 2.18 dargestellt, die Linie für den Bruchzustand schraffiert, da es für den Bruchzustand einen Übergangsbereich gibt (Lang, 1996). Wird die Kohäsion mit berücksichtigt, verschieben sich die Kräfte und Kreise bis an die gestrichelte Linie in Abbildung 2.18.

Für die Beurteilung, ob ein Hang versagen kann, wurde der Sicherheitsfaktor (FOS) eingeführt. Dieser basiert auf dem Verhältnis der rückhaltenden, internen Kräfte zu den externen, störenden bzw. treibenden Kräften (Hansen, 1984; Kramer, 1996; Krauter, 2001; Smith & Smith, 2003).

$$FOS = \frac{\text{rückhaltende Kräfte}}{\text{treibende Kräfte}}$$

In vielen Veröffentlichungen wird für eine Berechnung daraus folgende, reduzierte Formel abgeleitet:

$$FOS = \frac{\tan \varphi}{\tan \alpha} \quad (\text{Formel 2.3})$$

Kramer (1996), Smith & Smith (2003), verändert

Bei dieser Formel ist der Sicherheitsfaktor nur vom inneren Reibungswinkel und der Hangneigung abhängig. Der rote Kreis in Abbildung 2.18 kennzeichnet den Punkt, an dem beide Kräfte gleich groß sind, d.h. der $FOS = 1$. Dieser Punkt wird als '**Grenzgleichgewicht**' bezeichnet. Nach Formel 2.3 ist dies der Fall, wenn der innere Reibungswinkel gleich der Hangneigung ist. Sind die rückhaltenden Kräfte größer als die treibenden Kräfte, ist ein Hang stabil, sind die treibenden Kräfte größer als die rückhaltenden Kräfte ist ein Hang instabil, d. h. er versagt und es kann eine Bewegung stattfinden.

Skempton & DeLory (1957) haben nach der Mohr-Coulomb-Methode eine differenziertere Gleichung zur Berechnung des Sicherheitsfaktors (FOS) für Hänge abgeleitet, in der auch die Substrateigenschaften berücksichtigt werden (Formel 2.4):

$$FOS_{Skempton\ orig.} = \frac{c' + (\gamma z - (z - z_w)\gamma_w) \cos^2 \alpha \tan \varphi'}{\gamma z \sin \alpha \cos \alpha} \quad (\text{Formel 2.4})$$

Skempton & DeLory (1957)

Legende:

- c' : effektive Kohäsion [kN/m²]
- γ : Wichte [kN/m³]
- z : Mächtigkeit der gesamten rutschenden Schicht unter GOF [m]
- z_w : Höhe des Grundwasserspiegels über der Gleitfläche [m]
- α : Hangneigung [°]
- φ' : effektiver innerer Reibungswinkel [°]
- γ_w : Wichte von Wasser [kN/m³]

Gründe für eine Änderung des Kräfteverhältnisses hat Hansen (1984) aufgelistet. Dies können sein:

- **extern:** Erhöhen der Scherkraft bis zum Bruch
- **intern:** Verringerung des Scherwiderstandes des Substrates
- **eine Kombination** der Änderung der internen und / oder externen Kräfte

- **einen Auslösemechanismus**, der den Übergang vom stabilen zum instabilen Zustand und damit die Bewegung einleitet.

Diese Änderung der Kräfte kann von folgenden Faktoren beeinflusst werden (Hansen, 1984 in Brunsden & Prior, 1984, S. 17):

- **external:**
 - *geometrical changes (undercutting, erosion etc.)*
 - *unloading*
 - *loading*
 - *shocks (artificial, earthquakes)*
 - *drawdown*
 - *changes in water regime*
- **internal:**
 - *progressive failure (expansion, fissures, erosion)*
 - *weathering*
 - *seepage erosion (solution, piping etc.)*

Eine Klassifizierung nur nach der Art des Auslösemechanismus einer Massenbewegung hält Hansen (1984) für 'unklug', da dabei die Bedingungen in der Zeitspanne vor dem Einwirken des Auslösemechanismus nicht mit berücksichtigt werden. Diese Zeitspanne kann 'Tage oder Wochen' bedeuten (Brunsdn & Prior, 1984, S. 16), S. 16).

Jibson & Keefer (1993), Summerfield (1997) und Babu & Mukesh (2001) haben auf Grund empirischer Erhebungen festgestellt, dass es in der Natur Hänge gibt, die bei einem FOS = 0,8 noch stabil sind und Hänge, die bei einem FOS = 1,4 schon instabil sind. Um diesen Unsicherheiten Rechnung zu tragen, haben sie die in den Tabellen 2.5 und 2.6 aufgelisteten Variationsbreiten vorgeschlagen.

Tabelle 2.8: Zuordnung FOS-Werte zur Hangstabilität nach (Jibson & Keefer, 1993)¹⁾ und Babu & Mukesh (2001)²⁾, verändert.

FOS	Hangstabilität	
	nach ¹⁾	nach ²⁾
<1,00	unstabil	große Instabilität
1,00 - 1,25	wenig stabil	mittlere Instabilität
1,25 - 1,50	weitgehend stabil	geringe Instabilität
>1,50	sehr stabil	stabiler Hang

Tabelle 2.9: Zuordnung FOS-Werte zur Hangstabilität nach Summerfield (1997), verändert.

FOS	Hangstabilität (nach Summerfield)
<1,0	unstabil
1,0 - 1,3	bedingt stabil
>1,3	stabil

Mit leichten Abwandlungen werden diese Werte für natürliche Hänge allgemein akzeptiert. Im ingenieur-geologischen Bereich werden teilweise höhere Werte bis zu $FOS = 5$ angesetzt, um für Risikobauwerke wie z. B. Pipelines oder durch angenommene Auflasten den Sicherheitsfaktor zu erhöhen (Selby, 1993). Für diese Arbeit werden die Werte nach Tabelle 2.8 verwendet.

Die Entwicklung von einer wie auch immer gearteten Beanspruchung bis zum endgültigen 'Bruch' beschreiben Petley et al. (2005). Danach entstehen zuerst Mikrorisse, die sich bei weiterer Beanspruchung zu größeren Rissen vereinigen. Dieser Prozess setzt sich solange fort, bis der Zusammenhalt endgültig aufgelöst wird. Damit kommt es dann zum totalen Versagen und einer Bewegung in Richtung eines Vektors aus der externen, treibenden Kraft und der Erdanziehung. Überwiegt die Erdanziehung, ist die Bewegung hangabwärts gerichtet. Petley et al. (2005) erklären jedoch nicht, wie es zu den Mikrorissen kommt.

Aus der Werkstoffkunde (elastisch-plastische Bruchmechanik) ist bekannt, dass bei Drücken, die die Elastizitätsgrenze überschreiten oder bei dauernder Wechselbelastung zuerst mikroplastische Vorgänge stattfinden, die dann zu Mikrorissen führen. Diese weiten sich bei fortdauernder Belastung aus, bis es zum Totalversagen kommt. Da jedes Material in irgend einer Weise mehr oder weniger verformbar ist, ausgedrückt durch das Elastizitätsmodul (E), wird bei einer Beanspruchung durch Druck oder Zug das Material zuerst verformt bis der innere Zusammenhalt der Partikel, d. h. deren Anziehungskraft, geringer wird als der äußere Druck und es kommt zum 'Bruch'. Diese Erklärung wird als Analogieschluss vom Phänomen Bodenverflüssigung (Kap. 2.1.5) abgeleitet. Erkundigungen bei der RWTH Aachen, den Universitäten Bochum, Karlsruhe und Erlangen sowie der Fachhochschule Remagen erbrachten keine weiteren Erkenntnisse zu der Frage, warum es zu einem Materialversagen kommt. Nach diesen Auskünften kann geschlossen werden, dass Berechnungen der Versagenswahrscheinlichkeit z. Zt. auf Statistik und Schätzungen beruhen. Für die Begründung des Materialversagens besteht noch Forschungsbedarf (persönliche Mitteilungen). Dies weiter zu verfolgen ist aber nicht Zweck dieser Arbeit.

2.2.3 Typen von gravitativen Massenbewegungen

In den meisten neueren Publikationen werden die gravitativen Massenbewegungen nach sechs Typen unterschieden. Der Typ 'Komplex' ist oft nicht in Aufzählungen erwähnt, wird aber beschrieben (Keefer, 1984; Cruden & Varnes, 1996; Dikau et al., 1996; Kramer, 1996; Prinz, 1997; Dikau & Glade, 2002). Eine Übersicht mit Definitionen bietet Tabelle 2.10.

Tabelle 2.10: Typen von gravitativen Massenbewegungen mit Definitionen nach (Keefer, 1984; Cruden & Varnes, 1996; Dikau et al., 1996; Kramer, 1996; Prinz, 1997; Krauter, 2001; Dikau & Glade, 2002), verändert

Typ	Beschreibung
Fallen	Fels- oder Bodenmaterial stürzt größtenteils frei fallend, springend oder rollend ab
Kippen	Vorwärtsrotation von Fest- und kohäsivem Bodenmaterial um einen Punkt oder einer Achse unterhalb ihres Schwerpunktes
Gleiten a) rotationsförmig b) translationsförmig	Hangabwärts gerichtete Bewegung von Fels und kohäsivem Bodenmaterial auf Gleitflächen oder dünnen Zonen intensiver Scherverformung a) mit Drehung b) hangparallel
Driften	Laterale Bewegung von Fest- und kohäsivem Bodenmaterial mit einem Einsinken in die liegenden, weniger kompetenten Schichten ohne intensive Scherung auf Gleitflächen. Kann durch Bodenverflüssigung entstehen
Fließen	Kontinuierliche, irreversible Deformation von Fest- und kohäsivem Bodenmaterial, bei der Scherflächen dicht angeordnet und nur kurzzeitig vorhanden sind. Die Geschwindigkeitsverteilung der bewegten Masse ähnlich der einer viskosen Flüssigkeit
Komplex	Kombination von mindestens zwei der genannten Prozesse, wobei sich der anfängliche Prozesstyp während der Hangabwärtsbewegung verändert

Der Typ 'Kriechen', der bei Summerfield (1991, 1997) Goudie (1995), Ahnert (1996) und Leser (1993, 1998) noch ausführlich beschrieben ist, wird inzwischen als Sonderfall des Fließens angesehen (Prinz, 1997; Krauter, 2001) und wird nicht mehr verwendet. Viele Massenbewegungen lassen sich jedoch nicht einem speziellen Typ zuordnen, sondern bestehen aus einer Kombination von zwei oder mehreren Typen, dafür wurde der Typ 'Komplex' eingeführt.

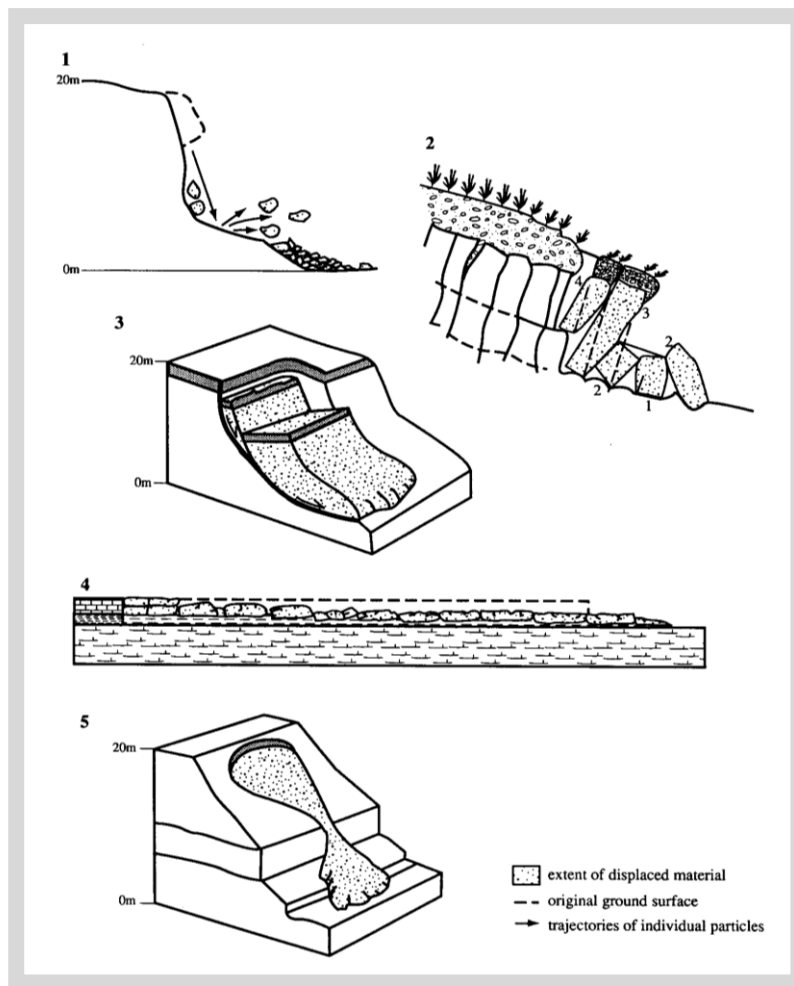


Abbildung 2.19: Typen von gravitativen Massenbewegungen: 1: Fallen, 2: Kippen, 3: Rotationsrutschung, 4: Gleiten, 5: Fließen. Dikau et al. (1996)

2.2.4 Typen von seismisch ausgelösten gravitativen Massenbewegungen

Die Frage ist, ob die Erschütterungen durch Erdbeben einen besonderen Typ von Massenbewegungen auslösen. Crozier (1989) beschreibt die Wirkung von Erdbebenwellen wie folgt:

- ein direkter mechanischer Effekt der horizontal wirkenden Wellen. Dies bewirkt eine Zunahme der Scherkräfte, die bei Überschreitung gewisser Schwellenwerte eine Massenbewegung auslösen können.
- Wechselbeanspruchung durch die Wellenbewegung, die in Ton, Schluff und Sand bei lockerer Lagerung oder bei Wassersättigung den Porenwasserdruck erhöht und im Extremfall zur Bodenverflüssigung führen kann.

- Verringerung der Partikelbindung durch plötzlichen Druck, unabhängig vom Wassersättigungsgrad, bis auf die Minimum-Werte der Kohäsion oder des inneren Reibungswinkels, was zum 'Bruch' führen kann.

Gäbe es eine eindeutige Zuordnung eines bestimmten Typs von Massenbewegungen zu Erdbeben als Auslöser, könnte dadurch eventuell bei historischen Massenbewegungen Rückschlüsse auf die Ursache gezogen werden. Nach Keefer (1984), Dikau et al. (1996) und Kramer (1996) und Dikau et al. (1996) können die in Tabelle 2.11 zusammengefasst Typen von gravitativen Massenbewegungen von Erdbeben ausgelöst werden. Kramer bezieht sich hierbei auf die Daten von Keefer, sie sind aus diesem Grund in einer Spalte zusammengefasst worden.

Tabelle 2.11: Typen seismisch ausgelöster gravitativer Massenbewegungen. Eigene Zusammenstellung nach : Keefer (1984)¹⁾; Dikau et al. (1996)²⁾; Kramer (1996)³⁾, Papadopoulos & Plessa (2000)⁴⁾, Prestininzi & Romeo (2000)⁵⁾.

Typ	^{1), 3)}	²⁾	⁴⁾	⁵⁾
Fallen	x		x	x
Kippen				
Rotationsrutschung		x		
Translationsrutschung	x		x	x
Gleiten	x	x	x	x
Driften	x	x		
Fließen, Sackung	x	x	x	x
Komplex	x	x		

Der Unterschied zwischen Rotationsrutschung und Translationsrutschung, sowie Gleiten und Driften bedarf einer weiteren Klärung. Womöglich liegt es an Unterschieden in der Definition, besonders zwischen den deutschen und den angelsächsischen Begriffen, ebenso trifft dies wohl auf den Typ 'Fallen' zu. Keefer bemerkt allerdings, dass Rotationsrutschungen nur selten nach Erdbeben beobachtet wurden und führt dies auf andere Ursachen zurück. Selbst wenn eine Rutschung während eines Erdbebens beobachtet wird, ist nicht auszuschließen, dass die eigentliche Ursache für das Hangversagen ein anderer Prozess war und das Erdbeben nur ein letzter Anstoß war, die Bewegung auszulösen. Der umgekehrte Fall ist allerdings auch nicht auszuschließen, dass ein Erdbeben der eigentliche Auslöser war, der Rutschvorgang dann aber erst durch weitere Faktoren, z. B. Niederschlag oder ein gebrochenes Wasserrohr, eingeleitet wird (Keefer, 1984, 2002). Insofern ist die oben getroffene Einteilung mit Einschränkung zu betrachten. Damit scheidet die Idee, von einem bestimmten Massenbewegungstyp auf die Ursache schließen zu können, aus.

Mit den erwähnten Ergänzungen gibt es keine grundsätzlichen Unterschiede zwischen den Bewertungen durch die Autoren. Ebenso können alle Typen von Massenbewegungen von Erdbeben ausgelöst werden. Es gibt demnach keinen bestimmten Typ von Massenbewegungen, der vorzugsweise durch Erdbeben ausgelöst wird.

Andere Autoren beziehen sich in der Regel auf die oben erwähnten Autoren ohne weitere Ergänzungen hinzu zu fügen.

2.2.5 Identifizieren von gravitativen Massenbewegungen für regionale Analysen

Wie und nach welchen Merkmalen die unterschiedlichen Typen von gravitativen Massenbewegungen im Gelände identifiziert werden können, ist bei Dikau et al. (1996) eingehend beschrieben. Trotzdem bedarf es einiger Erfahrung, diese Merkmale auch richtig zu interpretieren.

Vor einer Geländebegehung steht in der Regel das Studium der relevanten topographischen und geologischen Karten, sie bieten aber oft nicht die nötigen Details. Aktive und passive Massenbewegungen sind in topographischen Karten selten verzeichnet. In geologischen Karten gibt es teilweise genaue Kartierungen oder Hinweise auf Massenbewegungen. Zusätzlich können Rückschlüsse auf frühere Massenbewegungen gezogen werden, wenn z. B. 'Hangschutt' als Substrat angegeben ist. Auf der geologischen Karte GK7224 (Schwäbisch Gmünd Süd) sind 316 Rutschungen mit Angabe der Bewegungsrichtung und teilweise mit Abrisskanten kartiert (LGRB, 1982). Luzi et al. (2000) beschreiben den Kartenmaßstab von 1:10.000 als zweckmäßig, um die Verhältnismäßigkeit mit den anderen Daten zu wahren. Sind keine der oben beschriebenen Unterlagen verfügbar, können die Informationen noch aus der Auswertung von Luftbildern, Satellitenaufnahmen in verschiedenen Frequenzbereichen und DGM bezogen werden. Auch hier ist der Detaillierungsgrad und Maßstab entscheidend. Die Grenzen der Luftbildauswertung für rein optische Bilder sind von Singhroy (2006) und von Nitihardjo, (1992) für eine Bestandsaufnahme für die Bandung-Ebene in Indonesien beschrieben. Größere Massenbewegungen, besonders wenn eine klare Abrisskante vorhanden ist, sind auf Luftbildern für einen Maßstab von 1:30.000 gut zu erkennen, auch oder gerade in Gebieten mit dichter Vegetation, da die Bereiche durch die Massenbewegung teilweise vegetationslos sind und sich damit von der Umgebung abheben. Singhroy (2006) beschreibt den Maßstab von 1:25.000 als untere Grenze, um noch Massenbewegungen ab einer gewissen Größe erkennen zu können. Kleinere Massenbewegungen können demnach mit dieser Methode nur schwer oder gar nicht erkannt werden. Sie sind in der Regel unter Wald so gut wie nicht zu erkennen, auf landwirtschaftlich genutzten Flächen nur so lange diese nicht bearbeitet wurden. Die untere Grenze der zur Zeit möglichen Auflösung für Stereo-Bilder gibt Singhroy (2006) mit 3 m an. Dies bedeutet, dass jede Form mit weniger als 3 m Ausdehnung auf diesen Bildern nicht erkannt werden kann. Nichol & Wong (2005) beschreiben für Luftbilder bei einem Maßstab von 1:10.000 die Grenze der zu erkennenden Massenbewegungen generell ab einer Größe von 10 m, in Ausnahmefällen auch bis 7 m. Sofern kein deutlicher Unterschied zwischen dem Bereich der Massenbewegung, z. B. durch fehlende oder andersartige Vegetation und dem benachbarten Gebiet besteht, gilt dies allerdings nur für die Abrisskante. Das bedeutet, dass Abrisskanten von weniger als 10 m Breite nicht erkannt werden können.

Form, Größe und Anzahl der Massenbewegungen sind auch von den Substraten, aus denen die Hänge aufgebaut sind, abhängig. Auf den Luftbildern waren z. B. zwischen den untersuchten Tuff-Gebieten in Bandung (Indonesien) zu Gebieten mit anderen Substraten deutliche Unterschiede zu erkennen (Nitihardjo et al., 1992). Auf diesen Zusammenhang weisen auch Parise & Jibson (2000) hin. Eine weitere Erkenntnis der Untersuchung von Nitihardjo et al. (1992) war, dass die Hangneigung bei der Erkennung von Massenbewegungen keine Rolle spielt.

Die gesamte Anzahl der Massenbewegungen in einem bestimmten Gebiet lässt sich mit Luftbildern nicht genau bestimmen, da, wie oben dargelegt, die kleineren Massenbewegungen im Wald und auf landwirtschaftlich genutzten Flächen nicht eindeutig zu identifizieren sind (Nitihardjo et al., 1992). Grundsätzlich wird davon ausgegangen, dass die oben aufgeführten Feststellungen über die Aussagefähigkeit von (rein optischen) Luftbildern verallgemeinert und auch auf Gebiete wie Deutschland übertragen werden können. Es bleibt festzuhalten, dass diese Art Luftbilder sich nur mit den oben beschriebenen Einschränkungen für eine regionale Analyse eignen, da die Massenbewegungen, soweit sie erkannt werden, zwar präzise verortet werden können, die gesamte Anzahl der Massenbewegungen, besonders einschließlich der kleineren, aus diesem Grunde nicht zu ermitteln ist.

Eine weitere Auswertemöglichkeit bieten Satellitenbilder. In einer Tabelle listet Singhroy (2006) 11 Satellitensysteme auf, von denen nur 2 Systeme Bilder mit einer Auflösung von unter 3 m liefern (IKONOS von GeoEye (2008) und Quickbird von DigitalGlobe (2008)). Im Prinzip gelten die genannten Feststellungen über die Auswertung von Luftbildern auch für die Satellitenbilder, auch wenn es bei Satellitenbildern noch zusätzliche Auswertemöglichkeiten gibt (Nichols & Wong, 2005; Weirich & Blesius, 2007). Diese Technik wird ständig weiterentwickelt, so dass in Zukunft mit dieser Technik auch die Wahrscheinlichkeit, kleinere Massenbewegungen erkennen und auswerten zu können, gegeben ist. Im Vergleich zu Luftbildern haben Satellitenbilder den Vorteil, dass sie größere Gebiete abdecken, sich damit für regionale Analysen besser eignen, die Auswertung kann elektronisch mit verschiedenen Methoden erfolgen und ist damit kostengünstiger (Nichol & Wong, 2005; Weirich & Blesius, 2007). Für diese Arbeit standen für die Untersuchungsgebiete weder Luftbilder noch Satellitenbilder zur Verfügung. Ob sie einen zusätzlichen Informationsgewinn zur Verbreitung der Massenbewegungen in den Untersuchungsgebieten erbracht hätten, kann somit nichts ausgesagt werden.

Über eine Erweiterung der Fernerkundungsmethoden zur Erkennung von Massenbewegungen berichten Ray & Jacobs (2007). Sie beschreiben einen interessanten Versuch über die Auswertung von Satellitendaten um den Feuchtigkeitsgehalt des Bodens bestimmen zu können. Sie werteten Daten des japanischen AMSR-E-Systems aus (Advanced Microwave Scanning Radiometer), verglichen diese mit Satelliten-Wetterdaten des Systems TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) und mit Hangrutschungsdaten dreier Untersuchungsgebiete in Kalifornien (Cleveland Corral), Nepal (Krishnabhir, Dhading) und den Philippinen (Leyte) aus. Es ergab sich eine gute Übereinstimmung der Daten. Die Autoren weisen aber darauf hin, dass es noch ziemlicher Anstrengungen bedarf, dieses System serientauglich zu machen. Wenn dies gelänge, wäre das Problem der Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes der Böden für die Berechnungen der Hangstabilitäten vereinfacht. Zur Zeit ist nur eine grobe Abschätzung der Werte möglich, viele Autoren verzichten auf eine Differenzierung und setzen den Wert für den Feuchtigkeitsgehaltes für die Berechnung des FOS entweder auf 'null' (trocken) oder 50 %. Ein weiteres Problem ist noch die Auflösung dieses Systems, die z. Zt. bei 56 [km] liegt und durch Interpolation auf 25 [km] reduziert werden kann. Das oben geschilderte Problem, das die Vegetationsbedeckung den direkten Blick auf die Erdoberfläche behindert, konnte bei diesem System durch die Nutzung verschiedener Frequenzen nur teilweise gelöst werden. Durch diese Einschränkungen ist dieses System zum gegenwärtigen Zeitpunkt

für eine Analyse kleinräumiger Massenbewegungen nicht ausreichend, die Weiterentwicklung wäre aber sehr hilfreich.

Der Maßstab und damit der Detaillierungsgrad sind auch bei DGMs entscheidend, ob Massenbewegungen erkannt werden können oder nicht. Für diese Arbeit standen DGM mit 75m Auflösung für ganz Deutschland (SRTM3), ein DGM50 für das Obere Filstal (LVA-BW, o. J.), ein DGM10 für den 'Bonner Raum' (LVA-NRW, 2002)) und ein DGM1 für die gesamte Schwäbische Alb (LUBW, 2007; UMBW, 2007) zur Verfügung. Bei dem 75 m- und dem 50 m-Modell waren keine feinen Strukturen zu erkennen, die mit Massenbewegungen in Verbindung gebracht werden könnten. Bei dem 10 m-DGM waren die kleineren Unebenheiten im Gelände nicht mehr klar auszumachen, Massenbewegungen konnten nur dann als solche identifiziert werden, wenn eine klare Abrisskante zu erkennen war. Anders bei dem 1 m-Modell, dessen Auflösung auch viele noch kleinere Details erkennen ließ, bis hin zu Fahrzeugspuren auf den Feldern. Versuche mit diesem Modell, bei der Transformation andere Auflösungen als 1 m einzustellen, zeigten, dass ab einer Auflösung von etwa 3 m die Details zunehmend so unscharf wurden, dass kleinere Massenbewegungen nicht mehr zu interpretieren waren (Brennecke, 2006) (und eigene Untersuchungen). Mit dem 1 m - DGM lassen sich mit einiger Erfahrung auch kleinere Massenbewegungen, teilweise sogar auf landwirtschaftlich genutzten Flächen, erkennen.

2.3 Vorhersagbarkeit

In dieser Arbeit wird der Beginn des 'Bruch'-Prozesses für Erdbeben und Massenbewegungen als Verlust der Bindungsfähigkeit der Partikel eines Substrates betrachtet (nach Kostrov & Das, 1988). Insofern können bei den Aussagen jeweils Analogieschlüsse für den anderen Bereich gezogen werden.

Die Genauigkeit einer Prognose ist nach dem Aktualismusprinzip von der Zuverlässigkeit der Auswertung und Interpretation der historischen Ereignissen abhängig. Auch wenn, wie in der Einleitung geschildert, nicht alle Bürger Erdbeben oder Massenbewegungen als persönliche Gefahr betrachten, haben viele dieser Ereignisse weltweit enorme Zerstörungen angerichtet. Diese zerstörerischen Ereignisse fanden, mit einigen Ausnahmen, ohne Vorwarnungen statt oder bestimmte Anzeichen wurden nicht richtig interpretiert. Entgegen einer weit verbreiteten Meinung kündigen sich zerstörerische Erdbeben nicht immer durch Vorbeben an (eigene Recherchen nach IRIS, 2008 und Bensberg, 2008; Pelzing, 2008), was sich gut mit der Theorie des 'seismic gap' in Einklang bringen lässt, die weiter unten diskutiert wird. Es hat z. B. vor den Erdbeben von Roermond am 13.04.1993 ($M_L = 6,1$, $h = 17$ [km]) (Pelzing, 1992), Waldkirch am 05.12.2004 ($M_L = 5,4$, $h = 9$ [km]) oder auch bei dem Erdbeben von Sichuan, China am 12.05.2008 ($M_L = 7,5$, $h = 10$ [km]) keine Vorbeben gegeben (IRIS, 2008). Die Anzahl und Zeitspanne der Nachbeben ist sehr unterschiedlich. Im Verlauf des Tages am 12. 05. 2008 fanden z. B. im Gebiet von Sichuan insgesamt 29 weitere Beben direkt in der Region statt, die meisten davon mit einer Stärke über $M_L = 5,0$ und alle mit einer Herdtiefe von 10 [km], am 13. 05.2008 fanden noch 12 Beben der gleichen Kategorie statt (Anhang Tabelle 15.3). Die Anzahl der Nachbeben verringerte sich erst nach einigen Tagen, wobei sich auch noch nach Wochen vereinzelt Erdbeben dieser Stärke ereigneten (eigene

Recherchen nach IRIS, 2008). Auch die zeitliche und räumliche Zuordnung, welche Beben zu einer Serie gehören, ist ein Problem, selbst bei einer genauen Kenntnis der jeweiligen Störungslinien. In der Region Sichuan, China fanden z. B. seit 1965 insgesamt 13 Erdbeben mit einer Magnitude $ML > 6,0$ mit unterschiedlichen zeitlichen Abständen, statt, davon 2 mit $ML > 7,1$, ein stärkeres etwas weiter von dieser Erdbebenregion entfernt am 02.06.1973 mit $ML = 7,4$ das letzte am 22.09.1989 (Quelle: IRIS, 2008). Aus den vorliegenden Daten lässt sich keine Regel ableiten, die für eine präzise, ortsbezogene Vorhersage tauglich wäre. Damit ergibt sich die Frage, ob eine ortsbezogene Erdbebenvorhersage überhaupt möglich ist. Zudem sind in den historischen Katalogen nur die jeweiligen Hauptbeben vermerkt, nur in einzelnen Fällen gibt es Hinweise auf Vor- bzw. Nachbeben (Quellen: Grünthal, 2003; Leydecker, 2005).

Im Folgenden soll ein Überblick über die bisherigen Ergebnisse der Forschung zur Erdbebenvorhersage gegeben werden. Nach (Kossobokov et al., 2008) muss eine Vorhersage für eine Frühwarnung folgende Punkte umfassen:

- die maximale Stärke des Erdbebens
- den genauen Ort
- die genaue Zeit

Die Vorhersage des Schütterradius wäre ebenfalls wichtig. Dieser ist direkt abhängig von der Stärke eines Erdbebens und der Herdtiefe. Darauf muss ein Vorwarnsystem abgestimmt sein (Kossobokov et al., 2008).

Es fehlt weltweit nicht an Versuchen, Hinweise im Vorfeld eines sich abzeichnenden Erdbebens zu finden, die einigermaßen zuverlässig auf Stärke und Zeitpunkt eines Erdbebens hindeuten, so dass die Bevölkerung rechtzeitig gewarnt werden kann. Geller (1997) stellt fest: *'Earthquake prediction research has been conducted for over 100 years with no obvious success. Claims of breakthroughs have failed to withstand scrutiny. Extensive searches have failed to find reliable precursors'* (S. 425). Von einigen Zufallsergebnissen abgesehen, sind bislang tatsächlich alle Versuche, individuelle Erdbeben vorherzusagen, gescheitert und Main (1999) stellt dazu die Frage, ob es überhaupt ein realistisches wissenschaftliches Ziel sei, individuelle Erdbeben vorherzusagen zu können. Er führt aus, dass es bislang nicht gelungen ist, die natürlichen Verhältnisse im Labor so nachzubilden, dass daraus realistische Prognosen abzuleiten wären. Die 'Null-Hypothese', die es zu widerlegen gilt, ist für ihn nicht, dass Erdbeben vorhersagbar sind, sondern dass sie es nicht sind. Hainzl et al. (2006) schreiben, dass *'even 100 years after the catastrophic San Francisco earthquake in 1906, our detailed knowledge about the rupture process of earthquakes and their spatiotemporal nucleation remains surprisingly limited'* und führen weiter aus: *'One reason for this is the limited access to important state variables of the underlying processes (e.g. subsurface stresses and material properties), which is different to the related field of weather forecasting. Direct observations are only possible in a few specific locations where expensive deep holes have been drilled into the crust'*. (S. 135). Diese Aussage gilt auch für Deutschland, da sowohl die Anzahl der Erdbeben als auch die begrenzte Kenntnis der Substrateigenschaften des Untergrundes für die Untersuchungsgebiete nicht ausreichen, um mit den vorhandenen Methoden zuverlässige ortsbezogene Prognosen zu erstellen.

Der Hauptgrund für die intensiven Anstrengungen, die in die Erdbebenvorhersage investiert werden, ist, die Möglichkeit zu schaffen, dass 'rechtzeitig' Warnungen herausgegeben werden können, um eventuelle Schäden für Leib und Leben, Infrastruktur und Wirtschaft gering halten zu können und eventuell die Hilfskräfte zu alarmieren. Hierzu stellt Lomnitz (2003) die Frage: *'How early is 'Early warning'?'* (in Zschau & Küppers, 2003, S. 426). Wenn es wirklich ein zuverlässig funktionierendes 'real time'-Überwachungssystem gäbe, blieben in der Regel nur Sekunden von der Warnung bis zum Eintreffen der ersten Erdbebenwellen, wie Lomnitz (2003) am Beispiel von Mexico City für ein Erdbeben vor der Pazifikküste errechnet hat. Nach Lee (2003) basieren alle Überlegungen für eine Erdbeben-'Früh'-Warnung auf der Zeitspanne zwischen dem Eintreffen der P-Wellen und der S-Wellen. Vorausgesetzt, die Signale werden entweder automatisch oder durch einen Seismologen richtig interpretiert, verbleibt je nach Entfernung vom Epizentrum eine Spanne von weniger als einer Sekunde bis zu einigen Sekunden. Das ist zu wenig Zeit, um ein Hochhaus zu evakuieren. Somit stellt Lomnitz (2003) zur Diskussion, ob in solchen Fällen die Warnung nicht eher schädlich ist, da bei einer Panik im Treppenhaus sicher mehr Menschen zu Schaden kämen als das Erdbeben selbst ohne Warnung verursachen würde. Vielleicht hätten die Behörden bei einer Vorwarnzeit von zehn Jahren für erdbebensicheres Bauen gesorgt. Bei einer solchen Zeitspanne könnte tatsächlich von einer 'Früh'-warnung gesprochen werden. Wenn es sich allerdings nur um Sekunden handelt, ist die Wortwahl 'Früh'-warnung sicher irreführend, selbst das Wort 'Vor'-warnung ist problematisch. Lomnitz (2003) führt aus, dass es Seismologen nicht gelingen wird, ein Erdbeben sekundengenau vorauszusagen, er denkt mehr an Jahre oder Dekaden. Dies bedeutet, dass weniger an die Vorhersage singulärer Ereignisse als an die Definition von Gebieten mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit des Eintretens eines Erdbebenereignisses gedacht ist. Die Wettervorhersage funktioniert seiner Meinung nach nur, weil genügend beobachtbare Vorkommnisse registriert wurden, die eine Berechnung zulassen, dies ist aber bei Erdbeben nicht der Fall und wird nie der Fall sein. Allerdings weist er auch auf folgende Überlegungen hin: *'...the earth is a self-organized complex system, and earthquakes are chaotic nonlinear phenomena. predictability is relative. Nonlinear self-organized systems are endowed with finite predictability times.'* (in Zschau & Küppers, 2003, S. 426). Mit anderen Worten, die Vorhersagbarkeit im Sekundenbereich ist eher unwahrscheinlich. Es können jedoch auf Grund der Beobachtungen der historischen und rezenten Erdbebenaktivität gefährdete Gebiete umrissen werden, in denen mit Erdbeben einer gewissen Stärke zu rechnen ist. Die Auswirkungen können, sofern der Untergrund und die Störungslinien bekannt sind, dann berechnet werden. Schneider (1980) zweifelt dies für die nähere Zukunft an, da die seismischen Aktivitäten irreversibel sind, sich damit jedes Erdbeben von einem anderen unterscheidet und die seismischen Aktivitäten in ihrem Raum - Zeit - Verhalten schwanken. Für eine Vorhersage wäre aber eine gewisse Kontinuität wichtig. Für ein Einzelereignis hat er errechnet, dass für ein Beben in 10 [km] Tiefe und einer Epizentralentfernung von 30 [km] die Laufzeit der Primärwellen ca. 9 Sekunden betragen. Bei einer automatischen Übermittlung könnte diese Zeit für Notmaßnahmen genutzt werden. Hierzu ist anzumerken, dass in den Katalogen der Erdbebenstationen nur die 'manuelle' Registrierung von Erdbeben durch einen Wissenschaftler als 'zuverlässig' bezeichnet wird. Der Hinweis auf der Internetseite des Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz lautet hierzu: *'Automatische Bestimmungen können mit erheblichen Fehlern behaftet und unter Umständen sogar*

gegenstandslos sein.' (Schmidt, 2008). Ein Echtzeitsystem müsste sich aber auf automatische Daten abstützen, wenn es Informationen innerhalb von Sekunden an Betroffene weiterleiten sollte. Zu viele Fehlalarme bewirken eine Abstumpfung und damit das Gegenteil von dem, was erreicht werden sollte. Es bleibt also nur die Möglichkeit einer längerfristigen Vorhersage für Gebiete, in denen in historischer Zeit Erdbeben stattgefunden haben. Das Problem der 'seismic gaps' kann damit allerdings nicht gelöst werden. Als 'seismic gaps' werden Gebiete entlang einer Störung bezeichnet, in denen für einen längeren Zeitraum keine Erdbeben registriert wurden, obwohl diese in angrenzenden Gebieten stattfinden. Die Theorie besagt, dass sich die angestaute Energie in solchen Gebieten nicht entladen hat und es somit im Fall einer Entladung zu einem heftigeren Erdbeben kommen muss als dies in dem Gebiet normal zu erwarten wäre. Allerdings sind Ereignisse dieser Art auf Grund von Vorhersagen bislang nicht eingetreten. Der USGS gab nach einer Serie von ähnlichen Erdbeben in Parkfield, Kalifornien eine Prognose heraus, dass in Parkfield zwischen 1988 und 1992 ein Erdbeben der Stärke $ML = 6,0$ stattfinden würde. Das Gebiet wurde daraufhin mit ziemlichem Aufwand überwacht, es fand aber kein Erdbeben statt (Bak, 1999). Inwiefern ein Erdbeben von 2004 dieser Prognose zuzuordnen wäre, bleibt offen. Auch die Prognosen, die auf Grund der Auswertung von Beben in Loma Prieta, Kalifornien 1989 erstellt wurden, brachte nicht den gewünschten Erfolg. Ludwin (2004) stellt dazu fest: *'there is no way of distinguishing a foreshock from an independent earthquake'*. Wie beschrieben, kann in einer Serie von Beben das Hauptbeben immer nur im Nachhinein festgelegt werden. Die Problematik einer 'seismic gap' oder eines 'blind fault' kann an dem Erdbeben von Bam, Iran 2003 verdeutlicht werden (Talebian et al., 2004; Sadeghi et al., 2006). Entlang der Störung, die unter Bam durchstreicht, hat es nördlich und südlich immer wieder schwächere und mittlere Erdbeben gegeben, selten in Bam. Am 26.12.2003 zerstörte das Erdbeben den größten Teil der Stadt und die auf 2000 Jahre alt geschätzte Zitadelle. Die Gebäude waren größtenteils aus Ziegeln gebaut und waren vor dem Beben unbeschädigt. Es hat also in der Zeitspanne der Existenz dieser Gebäude keine Erdbeben ähnlicher Stärke gegeben. Das Beben hatte zwar 'nur' eine Stärke von $ML = 6,6$, da es sich aber direkt unter der Stadt in geringer Tiefe ereignete, waren die Zerstörungen entsprechend groß (Bouchon et al., 2006). Auf diese Problematik wird später bei der Berechnung der Arias-Intensität noch eingegangen. Es handelte sich hier offensichtlich um ein 'seismic gap'. Auch in Deutschland können solche 'seismic gaps' existieren. Die Erdbebenaktivität ist aber im Moment zu gering um Schlussfolgerungen ziehen zu können. Eine genaue Beobachtung der Entwicklung der Störungen ist daher angebracht. Verborgene Störungen im tieferen Untergrund könnten allerdings nur durch geotechnische Verfahren entdeckt werden, wobei dann immer noch nicht klar wäre, ob diese Störungen aktiv sind oder aktiv werden könnten. Nach der Erdbebenserie von 'New Madrid', USA 1811 - 1812 inmitten eines als stabil geltenden Kratons wurden daraufhin die Störungen im Untergrund entdeckt (Schick, 1997). Das Erdbeben von Waldkirch bei Freiburg am 05.12.2004 mit einer Stärke von $ML = 5,4$ war nicht erwartet worden und lag nicht an einer Störung, die als kritisch betrachtet wurde (Ossing, 2004). Das Erdbeben von Roermond am 13.04.1992 mit $ML = 6,1$ lag zwar an einer aktiven Störung, jedoch wurde auch dieses Erdbeben weder zu diesem Zeitpunkt noch in dieser Stärke erwartet (GD-NRW, 2008). Strasser et al. (2006) errechneten auf Grund von Sedimentanalysen im Zürichsee und Luzerner See und von subaquatischen Massenbewegungen, dass es um 11.600 B.P. Erdbeben der Stärke um $ML = 7,0 - 7,2$ gegeben

haben muss. Erdbeben dieser Stärke werden für Deutschland und die angrenzenden Gebiete nach Aussagen vieler Seismologen nicht erwartet, offensichtlich ist dies aber ein Problem der Zeitskala. Neumeister (1987) weist darauf hin, dass '*eine Vergrößerung des Vorhersagezeitraumes durch eine Verringerung der Detailliertheit*' (S. 57) erreicht wird. Erdbeben und Massenbewegungen sind jeweils singuläre Ereignisse, die durch Schwellenüberschreitungen entstehen. In vielen statistischen Verfahren gelten solche Ereignisse als 'Ausreißer' und werden nicht berücksichtigt. Auf der anderen Seite können solche Ereignisse neue morphologische Gegebenheiten schaffen und das System verändern. Banal ausgedrückt und auf Massenbewegungen bezogen: Das Material, welches abgerutscht ist, kann an dieser Stelle nicht noch einmal abrutschen. Das gleiche gilt sinngemäß für einen Bruch. Selbst wenn ein Ereignis vorausgesagt wird, ist damit noch keine Prognose für die Wirkung enthalten (Neumeister, 1987). Es bleibt festzustellen, dass eine Vorhersage für Erdbeben nur dann möglich ist, wenn der Verlauf und die Aktivitäten der Störungslinien bekannt sind und die historische Zeitreihe früherer Erdbeben lang genug ist, um sichere Analysen erstellen zu können. Die Vorhersage kann sich auch dann nur auf ein definiertes Gebiet und eine Zeitspanne beziehen. Diese Feststellung bestätigt auch Ayadi mit seiner Schilderung des Aufbaus eines Frühwarnsystems für Erdbeben in Algerien, das auf GPS-Messungen der Bewegung an Störungszonen basiert (Ayadi, 2003). Als Alarmsignal wird gewertet, wenn sich die Geschwindigkeit der Verschiebungen an einer Störungslinie signifikant ändert, da das als Hinweis auf den Aufbau von Spannungen gewertet wird. Um diesen Zeitpunkt zu erkennen, bedarf es einer detaillierten Kalibrierung des Systems, wobei Ayadi auch auf die Probleme dieser Kalibrierung im Hinblick auf die eigentlich benötigte lange Zeitreihe hinweist, die nötig ist, um die 'normalen' Unregelmäßigkeiten der Verschiebungen an Störungen von den außergewöhnlichen Ereignissen unterscheiden zu können. Insofern eignet sich dieses System höchstens für Störungen mit relativ gleichmäßigen Bewegungsraten. Eine regionale lückenlose Überwachungsmöglichkeit aller Störungen ist mit diesem System wohl eher unwahrscheinlich. Dies wird auch von Göbell & Wetzel (2006) für Deutschland bestätigt, da die Bewegungsraten oft in einer Größenordnung liegen, die vom GPS nicht mehr erfasst werden können und das natürliche 'Rauschen' die seismischen Signale überlagert. Andere Versuche, Erdbeben vorherzusagen beziehen sich auf die Beobachtung von Tierverhalten, elektromagnetischen Störungen, Geländeneigungen (Pelzing, 2008), Brunnenspiegelschwankungen (Greksch, 1999) oder Änderungen der Konzentration der Bodengase (Ernst, 1970). Eine eindeutige Vorhersage singulärer Ereignisse ist auch mit diesen Methoden bislang nicht gelungen, weil keines dieser Phänomene immer auftritt (Pelzing, 2008).

Hong & Adler (2007) beschreiben ein System, das für die Prognose von Massenbewegungen, die durch Erdbeben oder Niederschlag ausgelöst werden, tauglich sein soll. Nach den Ausführungen in Kap. 2.1.2, nachdem es sich sowohl bei Massenbewegungen als auch bei Erdbeben um einen 'Bruch' handelt, können die grundlegenden Aussagen auch auf die Auslösung eines Erdbebens übertragen werden. Das System von Hong und Adler (2007) basiert auf

- einer detaillierten Analyse der Geologie, Geomorphologie, der Substrateigenschaften und der Landnutzung,
- ein satellitengestütztes System, das in Echtzeit die Niederschlagsmengen bestimmt

- ein System zur Bestimmung und Übermittlung der vermuteten Bodenbeschleunigung nach einem Erdbeben

Diese Informationen sollen in fast Echtzeit erhoben und durch Vergleich verschnitten werden. Die Autoren führen aus, dass der Aufwand, die Daten in der benötigten Genauigkeit regional oder sogar weltweit zu erheben, sowie das System in ein praxistaugliches Netzwerk für die Vorhersage von Massenbewegungen zu überführen, 'gewaltig' ist. Insbesondere weisen sie auf die Schwierigkeit hin, dass das System mit Sicherheit Fehlalarme auslösen wird, wenn die lokalen klimatischen und geologischen Bedingungen nicht mit der nötigen Genauigkeit eingegeben werden. Insbesondere, da für die Analyse der Auswirkungen von Erdbeben immer noch die Erfahrung und die Intuition des diensthabenden Seismologen gefragt sind, weil *'forecasting seismic waves is still at least several years away in seismology'* (Hong & Adler, 2007, S. 3717). Insofern ist es fraglich, ob ein solches automatisches System in absehbarer Zukunft zur Verfügung stehen wird. Auch Keefer & Larsen (2007) bemerken hierzu: *'Despite their widespread occurrence and often deadly nature, it remains difficult to predict when and where landslides are likely to occur'* (Science, Vol. 316, S. 1136).

Ein Beispiel für die rechtzeitige Evakuierung einer ganzen Stadt wird aus China berichtet, wo am 04.02.1974 ein Erdbeben der Stärke $ML = 7,5$ 90% der Stadt Haicheng zerstörte (Seibold, 2003). Die Verkettung glücklicher Umstände und eine Serie von Vorbeben, die von den Fachleuten richtig interpretiert wurden, führten zu dem Entschluss, die Stadt zu evakuieren, so dass es nur wenige Tote gab. Dies ist leider ein Einzelfall geblieben, soll aber hier der Vollständigkeit halber als positives Beispiel einer Vorhersage mit Vorlauf von etwa 10 Stunden erwähnt werden.

Das Fazit dieser Ausführungen ist, dass es zur Zeit mit keiner Methode möglich ist, Erdbeben oder Massenbewegungen als singuläres Ereignis mit genauem Ort und Zeitpunkt vorherzusagen, selbst in relativ gut untersuchten Gebieten wie der Schwäbischen Alb (Bibus & Terhorst, 2001b; Krauter, 2001). Es ist aber sehr wohl möglich, an Hand der Kenntnis der Lage und des Verhaltens von Störungen sowie der historischen Erdbebenkataloge und des Untergrundes gefährdete Gebiete zu beschreiben, in denen Erdbeben einer gewissen Stärke und Häufigkeit prognostiziert werden können. Für Deutschland wurde 2006 eine Karte der möglichen Erdbebengefährdung durch das CEDIM (Center for Disaster Management and Risk Reduction) veröffentlicht (Anhang Abbildung 15.7). Als Bezug für die räumliche Verteilung wurden die Gemeindegrenzen gewählt und für die Erdbebenstärke die Nichtüberschreitenswahrscheinlichkeit von 90% in 50 Jahren, das entspricht einer mittleren Wiederkehrperiode von 475 Jahren (Tyagunov et al., 2006). Die Studie befasst sich mit dem Erdbebenrisiko und die Daten für die Risikoabschätzungen liegen nach Auskunft von Tyagunov (2006, persönliche Mitteilung) nur auf der Basis der Gemeindegrenzen vor. Auch im Katalog des BGR (Leydecker, 2005) sind oft Gemeinde- oder Kreiszeichnungen und gemittelte Koordinaten als Epizentrum angegeben, wenn sonst keine genaueren Angaben vorlagen. Bei der Ausdehnung und Flächenform mancher Orte und Kreise erschwert dies z. B. die Berechnung von Entfernungen und die Berechnung von gefährdeten Hängen, da hierfür die Positionsangaben für die Epizentren in der gleichen Skala nötig sind wie die, mit der die Hänge beschrieben werden.

Zschau & Küppers (2003) geben einen umfassenden Überblick über existierende und in Planung befindliche 'Frühwarnsysteme' und die damit zusammenhängenden Probleme. Wang et al. (2003) ziehen zur Vorhersage von Massenbewegungen den Schluss: *'It is, however, still a worldwide problem to accurately predict landslides and much work should be done in this field to find satisfactory solutions'* (Zschau & Küppers, 2003, S. 18). Seibold (2003) bezieht sich in seinem Artikel als Beispiel für eine Naturgefahr auf eine extreme Massenbewegung und bemerkt dazu: *'Precise indications of the where and when and the magnitude of an event causing natural disaster remain the greatest challenge for us'*. und weiter: *... 'such warnings are the task of particular agencies, such as meteorological and geological surveys. They organize continuous monitoring, if this is suitable, plus a communication network to prepare decisions'* (Zschau & Küppers, 2003, S. 8). Letzteres kann natürlich nur geleistet werden, wenn bekannt ist, wo eine Massenbewegung zu erwarten ist, was aber, wie von Wang und Seibold dargelegt und weiter oben in diesem Absatz beschrieben, zur Zeit mit der notwendigen Genauigkeit nicht möglich ist. Außerdem ist dies bei dem von Seibold beschriebenen Aufwand nur für einzelne und besonders gefährdete Gebiete auf lokaler Ebene möglich. Nelson (2007) analysiert einige Massenbewegungen mit katastrophalen Folgen, die hätten vermieden werden können, wenn eine sorgfältige Analyse des Untergrundes erfolgt wäre oder die Warnungen ernst genommen worden wären. Als Beispiele dienen ihm die Massenbewegungen von Elm (Schweiz) 1881, Portugese Bend (Kalifornien) 1956, Yungay (Nevado de Huascarán, Peru) 1962 und 1970, Vaiont (Italien) 1963, Turnagain heights (Alaska) 1964, Mt. St. Helens (Washington) 1980 und Armero (Nevado del Ruiz, Kolumbien) 1985. Die meisten dieser Massenbewegungen wurden durch Erdbeben oder Vulkanausbrüche initiiert und lagen in Gebieten mit erkennbar unsicherem Untergrund.

3. Sachstand zu Modellierungen seismisch ausgelöster gravitativer Massenbewegungen

In diesem Kapitel wird zuerst ein Überblick über die Veröffentlichungen von Aufsätzen zu seismisch ausgelösten gravitativen Massenbewegungen für die Jahre 1990 bis 2006 gegeben und anschließend die veröffentlichten Methoden zur Berechnung dieser Massenbewegungen beschrieben.

3.1 Literaturüberblick zu seismisch ausgelösten gravitativen Massenbewegungen

Als Grundlage für die Untersuchungen dieser Arbeit werden folgende Angaben benötigt:

- Angaben zur Seismizität in Deutschland und für die Untersuchungsgebiete,
- Angaben zur Geologie und Geomorphologie der Untersuchungsgebiete und
- Daten zu den jeweiligen Substrateigenschaften.

Außerdem müssen die geeigneten Methoden für die Sensitivitätsanalyse, die Berechnungen für die Untersuchungsgebiete und die Erstellung der Gefahrenhinweiskarten ausgewählt werden. Hierzu werden die in den Bibliotheken zur Verfügung stehenden Recherchesysteme nach geeigneter Literatur sowie zusätzliche Systeme für die Recherche in Aufsatzdatenbanken und das Internet laufend abgefragt. Die Auswahl erfolgt nach den Kriterien der abschätzbaren inhaltlichen Qualität, der finanziellen Möglichkeiten und der möglichst zeitnahen Verfügbarkeit der Dokumente. Die Auswertung beschränkt sich auf die deutsch- und englischsprachige Literatur.

Die Forschung über die Verbindung von Erdbeben und gravitativen Massenbewegungen konzentriert sich auf einige Länder und ist im Verhältnis zu anderen Forschungsbereichen nicht sehr umfangreich, besonders im Hinblick auf die Modellierung (Kanamori, 2000). Die Forschungsschwerpunkte sind hierfür hauptsächlich die USA in Kalifornien durch Keefer und Jibson, weitere Länder sind Italien (del Gaudio, Romeo, Wasowski), Griechenland (Papadopoulos), gefolgt von Taiwan, Japan, Indien und Kolumbien durch Rodriguez., in den anderen Ländern sind die Veröffentlichungen eher qualitativ beschreibend. Newmark (1965) legte mit seiner Veröffentlichung die Grundlage für die weiteren Modellierungen von Jibson (1993, 2007), Jibson et al. (1998, 2000) und Jibson & Jibson (2003). Jibsons Modell wird bis heute von fast allen Autoren ohne große Veränderungen übernommen. Die Berechnung der Hangstabilität beruht auf einem Modell von Skempton & DeLory (1957). Deren Modell fußt wiederum auf der Bruchmechanik von Mohr-Coulomb. Das Modell von Skempton & DeLory (1957) wird oft zitiert oder abgewandelt und dann als eigenes Modell veröffentlicht. Mit leichten Modifizierungen haben Jibson (1998, 2007) und Miles & Keefer (2003) dieses Modell für ihre weiteren Berechnungen übernommen. Eine gute Zusammenfassung der allgemeinen Problematik zu Massenbewegungen, die durch Erdbeben ausgelöst werden, bietet Keefer (1984, 2002) und speziell für die Berechnung des 'Newmark displace-

ment' Jibson (2007). Wilson & Keefer (1983) haben an Hand der Untersuchungen zum Coyote-Lake (Kalifornien)-Erdbeben nachgewiesen, dass bei Modellierungen mit der Methode 'Newmark displacement' 'vernünftige und nützliche' Ergebnisse erzielt werden können (Jibson et al., 2000).

Literaturrecherchen lassen vermuten, dass auch in China und Russland an dem Problem der Massenbewegungen, die durch Erdbeben ausgelöst werden, geforscht wird. Auswertbare englischsprachige Literatur aus China oder Russland speziell zu dem Thema Modellierungen konnte nicht gefunden werden, mit wenigen Ausnahmen trifft dies auch für den Bereich Mittel- und Südamerika zu.

In Abbildung 3.1 ist eine Auswertung der veröffentlichten Aufsätze nach Abfragen der Systeme 'Scopus' und 'ISI Web of Science' zu 'earthquakes & landslides' dargestellt, wobei auch Variationen wie z. B. 'seismic' oder 'mass movement' berücksichtigt wurden. Es ist ersichtlich, dass pro Jahr zu der Verbindung 'earthquakes & landslides' insgesamt weniger als 100 Aufsätze veröffentlicht werden. Diese Tendenz gibt es bei beiden Systemen. Im Gegensatz dazu weichen die Anzahl der Veröffentlichungen zu 'earthquakes' und 'landslides' teilweise erheblich voneinander ab. Die Spitzen im Jahr 2005 sind auf das Sumatra-Erdbeben am 26.12.2004 zurück zu führen. In Tabelle 3.1 ist die Anzahl der Veröffentlichungen nach Ländern dargestellt, in Tabelle 3.2 die Anzahl der Nennungen der Autoren und in Tabelle 3.3 die Top 10 der Aufsätze, die am meisten zitiert wurden, wobei Keefer (1984) mit Abstand die Spitzenposition mit 238 Zitierungen bis März 2008 einnimmt.

Die Forschung in USA ist nicht nur auf den USGS begrenzt, es sind auch einige Universitäten beteiligt. In Italien ist es hauptsächlich die Gruppe um Del Gaudio, V. und Wasowski, J., die eng mit dem USGS zusammen arbeiten, und Romeo, R.. Turcotte, D. L. (USA) hat sich hauptsächlich mit der Problematik der natürlichen Prozesse und der selbstorganisierten Kritikalität oder Chaos-Systemen auseinander gesetzt.

Die Anzahl der Veröffentlichungen korreliert nicht mit der Anzahl der Zitierungen, wie ein Vergleich der Tabelle 3.2 und Tabelle 3.3 zeigt, wobei zu berücksichtigen ist, dass bei den Autoren nur der erstgenannte Autor für die Statistik berücksichtigt wurde.

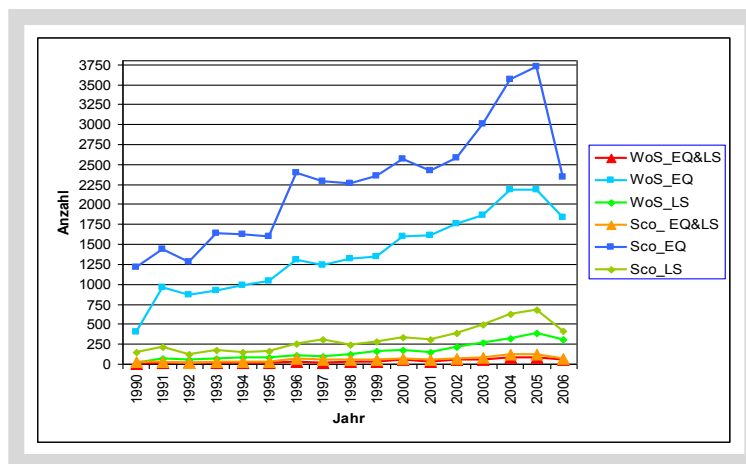


Abbildung 3.1: Anzahl der Veröffentlichungen nach den Aufsatzdatenbanken 'Scopus' (Sco) und 'Web of Science' (WoS) zu Erdbeben (EQ), gravitativen Massenbewegungen (LS) und zu gravitativen Massenbewegungen, die durch Erdbebenausgelöst wurden (EQ&LS) für die Jahre 1990 bis 2006. Eigene Recherche.

Tabelle 3.1: Durchschnittliche Anzahl mehrerer Abfragen der englischsprachigen Veröffentlichungen aus 'Web of Science (WoS)' zu 'Earthquakes & Landslides' sortiert nach Land (Top 30), Stand März 2008. Eigene Zusammenstellung.

Land	Anzahl der Veröffentlichungen
USA	116
ITALY	47
JAPAN	33
GB	32
FRANCE	24
TAIWAN	22
CANADA	19
NEW ZEALAND	18
SWITZERLAND	14
TURKEY	11
GERMANY	10
CHINA	9
INDIA	9
RUSSIA	8
SPAIN	8
GREECE	8
BELGIUM	7
NORWAY	7
S KOREA	5
PORTUGAL	5
COLOMBIA	4
NETHERLANDS	4
MEXICO	4
AUSTRALIA	3
CHILE	3
JORDAN	3
U ARAB EMIRATES	3
ISRAEL	3
ARGENTINA	2
MALAYSIA	2
PHILIPPINES	2

Tabelle 3.2: Durchschnittliche Nennung als Erstautor mehrerer Abfragen aus 'Web of Science' zu 'Earthquakes & Landslides' sortiert nach Autor (Top 20), Stand März 2008. Eigene Zusammenstellung.

Autor	Anzahl der Nennungen
JIBSON, RW	11
KEEFER, DK	9
WATTS, P	7
LEE, S	5
MALAMUD, BD	5
TURCOTTE, DL	5
WASOWSKI, J	5
DEL GAUDIO, V	4
HARP, EL	4
OKAL, EA	4
BOMMER, JJ	3
CHANG, KJ	3
CLAGUE, JJ	3
FAH, D	3
GIARDINI, D	3
GUZZETTI, F	3
HOVIUS, N	3
MURPHY, W	3
PARISE, M	3
REICHENBACH, P	3

Tabelle 3.3: Anzahl Zitierungen nach mehreren Abfragen aus 'Web of Science' zu 'Earthquakes & Landslides' sortiert nach Autor (Top 10), Stand 10. März 2008. Eigene Zusammenstellung.

Autor	Jahr	Titel	Anzahl Zitierungen
Keefer, DK	1984	Landslides caused by earthquakes	238
Keefer, DK	1994	The importance of earthquake -induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions	49
Jibson, RW & Keefer, DK	1993	Analysis of the seismic origin of landslides - examples from the New-Madrid seismic zone	31
Keefer, DK	1999	Earthquake-induced landslides and their effect on alluvial fans	17
Keefer, DK	2002	Investigating landslides caused by earthquakes - a historical review	16
Keefer, DK	2000	Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution - the 1989 Loma Prieta, California event	12
Jibson, RW & Harp, EL & Schulz, W et al.	2004	Landslides triggered by the 2002 Denali fault, Alaska, earthquake and the inferred nature of the strong shaking	7
Huang, CC & Le, YH & Liu, HP et al.	2001	Influence of surface-normal ground acceleration on the initiation of the JIH-Feng-Erh-Ahan landslide during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake	6
Miles, SB & Keefer, DK	2000	Evaluation of seismic slope-performance models using a regional case study	6
Keefer, DK & Moseley, ME	2004	Southern Peru desert shattered by the great 2001 earthquake: Implications for paleoseismic and paleo-El Nino-Southern oscillation records	3

In Lehrbüchern wird das Problem 'Auslösen von Massenbewegungen durch Erdbeben', wenn überhaupt, nur quantitativ diskutiert. In einigen Büchern der Ingenieurgeologie wird dieses Problem ausführlicher behandelt, beschränkt sich aber in der Regel verständlicherweise auf die Standsicherheit für Fundamente für Bauwerke. Die Betrachtungsweise ist damit lokal ausgerichtet. Eine gute Übersicht einschließlich der Grundlagen über die Methoden bietet Kramer (1996).

3.2 Überblick über Methoden für die Berechnung seismisch ausgelöster gravitativer Massenbewegungen

Gravitative Massenbewegungen gehören zur natürlichen Landschaftsentwicklung, sie werden weltweit kartiert. Als Auslöser werden zwar oft Erdbeben an erster Stelle genannt, die meisten Interpretationen führen aber Niederschläge oder einen Überschuss an Feuchtigkeit als hauptsächlichen Auslöser an. Diese Diskrepanz führt Kramer (1996) auf den Umstand zurück, dass Niederschläge viel häufiger auftreten als Erdbeben, sie können besser analysiert und quantifiziert werden. Erdbeben treten hingegen meist plötzlich auf und haben nur eine kurze Dauer, so dass die Vermessung schwierig ist. Allerdings haben die durch Erdbeben ausgelösten gravitativen Massenbewegungen weltweit einen bedeutend größeren Schaden angerichtet als die durch Niederschläge ausgelösten Massenbewegungen (Kramer, 1996). Treten nach extremen Niederschlägen oft nur vereinzelt Massenbewegungen auf, können starke Erdbeben mehrere tausend Massenbewegungen gleichzeitig auslösen (Plafker et al., 1971; Morton, 1975; Harp et al., 1981; Keefer, 1984, 2002; Kramer, 1996; Cheng et al., 2000; Kamai et al., 2000).

Keefer (1984, 2002) wertete verschiedene Kataloge für durch Erdbeben ausgelöste Massenbewegungen aus, um die maximale Ausdehnung der durch Massenbewegungen betroffenen Gebiete zu errechnen und empirisch u. a. die Minimum Stärke eines Erdbebens zu ermitteln, das noch Massenbewegungen

ausgelöst hatte. Die Minimum beobachteten Stärken sind nach Keefer (1984, 2002) und Rodriguez et al., (1999) $I_0 = VI$ bzw. $ML = 4,0$, bei Hancox et al. (2002) für Neuseeland $ML = 4,9$, sowie die in der Einführung genannten Werte zwischen $M_w = 4,3 \pm 0,4$ (Malamud et al. , 2004) und $M_s = 3,3 - 3,5$ (Papadopoulos, 1993). In der Regel sind in diesen Katalogen weder die Substrateigenschaften noch Hinweise auf eine eventuelle Verstärkung angegeben. Viele dieser Inventare wurden durch Luftbilddauswertung erstellt mit allen Einschränkungen bezüglich erkennbarer Größe und Erkennbarkeit der Massenbewegungen unter Vegetationsbedeckung, wie weiter vorn schon beschrieben.

Die Verteilungsmuster der Massenbewegungen allein reichen jedoch nicht aus, Gefahrenhinweiskarten zu erstellen. Hierzu müssen Berechnungen zur Hangstabilität durchgeführt werden, die von verschiedenen Faktoren bestimmt werden, die alle zusammen betrachtet werden müssen (Kramer, 1996). Dies sind nach Kramer (1996):

- Geologie
- Hydrologie
- Topographie
- Geometrische Charakteristika
- Substrateigenschaften

Hierzu sind verschiedene Methoden entwickelt worden, die im Folgenden kurz skizziert werden (nach Kramer, 1996).

(1) **Statische Analyse** der Hangstabilität (static slope stability analysis)

Hänge werden instabil, wenn die Scherkräfte größer werden als der Scherwiderstand und diese somit nicht mehr ausreichen, den Hang in einem Gleichgewichtszustand zu halten. Der Unterschied dieser 'statischen' Scherkräfte und dem Scherwiderstand bestimmt die Größe der 'dynamischen' Kräfte, die z. B. während eines Erdbebens auf einen Hang einwirken. Je größer dieser Unterschied ist, desto größer müssen auch die 'dynamischen' Kräfte sein, um eine Instabilität zu erzeugen (Kramer, 1996). Für eine Analyse der Größe der 'dynamischen' Kräfte ist es demnach von Bedeutung, die Größe der 'statischen' Kräfte zu kennen. Diese Kräfte werden in folgende zwei Kategorien eingeteilt:

a. Analyse des **Grenzeleichgewicht** (limit equilibrium analysis)

Die Berechnung des Grenzeleichgewichts beruht auf der Berechnung des 'Factor of Safety' (FOS). Das Grenzeleichgewicht ist erreicht, wenn der Scherwiderstand gleich der einwirkenden Scherkraft ist, oder die interne, rückhaltende Kraft gleich der externen, treibenden Kraft. Dieses Modell setzt voraus, dass das Substrat über einer potentiellen Scherfläche als einheitlicher Block mit einheitlichen Substrateigenschaften betrachtet wird, d. h. eine Bewegung findet nur an der Scherfläche statt, der Block bleibt steif. Bei einem $FOS > 1,0$ ist der Hang stabil, es findet keine Bewegung statt, bei einem $FOS < 1,0$ ist der Hang instabil und es kann eine Bewe-

gung stattfinden. Die Reibung zwischen dem Block und der Scherfläche wird in diesem Modell vernachlässigt (Kramer, 1996).

b. Analyse der **Beziehung Belastung - Deformation** (stress-deformation analysis)

Bei dieser Kategorie wird die Verformung des Substrat-Blockes unter Einfluss einer Scherkraft mit Hilfe der Finite-Element-Methode berücksichtigt. Dazu müssen die Substrateigenschaften einschließlich des Porenwasserdrucks bekannt sein. Es ist somit möglich, die kritischen Zonen innerhalb eines Substrat-Blockes zu identifizieren. Die Qualität der Berechnungen hängt natürlich davon ab, wie genau das jeweils benutzte Modell und die eingegebenen Daten den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen. Der Aufwand hierfür kann enorm sein (Kramer, 1996).

(2) Analyse der **Hangstabilität unter seismischen Einflüssen** (seismic slope stability analysis)

Im Gegensatz zu den statischen Methoden für die Berechnung der Hangstabilität werden unter Erdbeneinfluss zusätzlich die dynamischen Kräfte mit berücksichtigt, die durch die Erdbebenwellen auf einem Hang ausgeübt werden. Bei der Berechnung ist zu berücksichtigen, dass die Erdbebenwellen je nach Wellenart sowie Lage und Eigenschaften des auslösenden Erdbebens unterschiedliche Kräfte ausüben können, die einerseits zu einer Verformung des Hanges führen können bevor es zum Bruch kommen kann und andererseits die Festigkeit der Substrate verändern können bis hin zur Bodenverflüssigung (Kramer, 1996).

a. Analyse der **'inertial instability'**

Bei dieser Kategorie bewirken die einwirkenden Kräfte hauptsächlich eine Verformung der Substrate, wobei der Scherwiderstand relativ konstant bleibt. Mit der 'pseudostatischen Analyse' wird ähnlich wie bei der statischen Methode ein FOS berechnet, bei den anderen Methoden wird ein Versatz, der durch den Einfluss der Erdbebenwellen ausgelöst wird, berechnet.

i. **Pseudostatische Analyse** (pseudostatic analysis)

Bei dieser Methode werden die Einflusskräfte durch ein Erdbeben als konstante horizontale und vertikale Beschleunigungen betrachtet, deren Kräfte durch das Zentrum eines steifen Blockes parallel zur geneigten Fläche wirken. Zur Berechnung wird zusätzlich zu den Beschleunigungen noch das Gewicht der gesamten rutschenden Masse benötigt. Die horizontal wirkende Kraft verringert gemäß der Formel den FOS, indem sie den internen Scherwiderstand verringert und die externe, treibende Kraft vergrößert. Die vertikal wirkende Kraft vergrößert dabei den internen Scherwiderstand und die externe, treibende Kraft, sodass sie in der Regel vernachlässigt wird. Das Grenzgleichgewicht ist erreicht, wenn durch die (kritische) Beschleunigung ein $FOS = 1,0$ erreicht ist, eine Instabilität wird bei einem $FOS < 1,0$ erwartet. Als Kritik zu dieser Methode ist anzumerken, dass ein komplexes Erdbeben

mit vielen Varianten nicht nur durch einen einzigen Parameter, die Beschleunigung zu einem bestimmten Zeitpunkt, repräsentiert wird, sofern dieser überhaupt mit der nötigen Präzision bestimmt werden kann. Dies entspricht sicher nicht den natürlichen Gegebenheiten. Die Methode ist daher nur mit den erwähnten Einschränkungen anwendbar (Jibson, 1993; Kramer, 1996).

ii. **'Newmark sliding block'** - Analyse

Newmark (1965) betrachtete eine potentielle Rutschmasse als einen festen Block, der auf einer geneigten Fläche liegt. Solange die internen, rückhaltenden Kräfte größer sind als die externen, treibenden Kräfte, bleibt der Block in Position. Sind die externen, treibenden Kräfte größer als die internen, rückhaltenden Kräfte, wird der Block in Richtung der Schwerkraft hangabwärts bewegt. Die hangaufwärts gerichteten Kräfte sowie die vertikalen Kräfte bezeichnete Newmark (1965) als vernachlässigbar gering, ebenso wird die Reibung zwischen dem Block und der Unterlage nicht berücksichtigt. Die Grenzbeschleunigung, bei der die rückhaltende und die treibende Kraft gleich groß sind, der FOS also den Wert $FOS = 1,0$ hat, wird als 'kritische Beschleunigung' (a_c) bezeichnet (Newmark, 1965; Jibson, 1993; Kramer, 1996). Der Wert der kritischen Beschleunigung kann mehrfach im Takt der auf einen Hang einwirkenden Wellen überschritten werden, wenn die durch ein Erdbeben ausgelösten Wellen höhere Beschleunigungswerte aufweisen. Der maximale Wert dieser Beschleunigungen wird mit 'maximaler Beschleunigung' (a_{max}) bezeichnet. Wichtig für die Hangstabilität ist, wie oben erwähnt, nicht nur die Höhe des Wertes, der die kritische Beschleunigung übersteigt bzw. der Wert der maximalen Beschleunigung, sondern auch die Dauer der Einwirkung. Diese wird bei der Arias Intensität mit berücksichtigt (Arias, 1970). Jibson (1993) formulierte eine Regressionsgleichung mit den Eingabeparametern Arias Intensität und kritischen Beschleunigung, deren Konstanten von ihm mehrfach an verschiedene Erdbebenszenarien angepasst wurden (Jibson, 2007). Damit ist die Arias Intensität ein besseres Maß für die Beschreibung einer Erdbebenwirkung als die kritische oder maximale Beschleunigung (Harp & Wilson, 1995). Kramer (1996) stellt generell zu den Berechnungen des Versatzes mit diesen Gleichungen fest:

- Die kritische Beschleunigung ist ein sehr entscheidender Wert. Kleine Unterschiede in den Werten der kritischen Beschleunigung können große Auswirkungen auf den Versatz haben.
- Die große Variabilität bei den Werten der verschiedenen Beschleunigungen, die bei einem Erdbeben auftreten, haben ebenfalls große Auswirkungen.

Jibson (1993) und Kramer (1996) merken dazu an, dass selbst bei fast gleichen äußeren Bedingungen wie Amplituden der Beschleunigungen, der Frequenzen und der Dauer erhebliche Unterschiede bei der Berechnung des Versatzes mit dieser Methode auftreten, was

zum Teil auf die Eigenschaften und den Zustand des jeweiligen Substrates zurückzuführen ist. Für die Berechnungen mit der Methode 'Newmark displacement' wird in der Regel die kritische Beschleunigung verwendet. Wegen der Unsicherheiten bei den Berechnungen wird das 'Newmark displacement' eher als relativer Wert betrachtet (Jibson et al., 2000). Das Festlegen der Grenzwerte zwischen 'sicherer' und 'unsicherer' Fläche muss je nach verwendeter Formel angepasst werden (Jibson, 1993; Kramer, 1996; Jibson et al., 2000; Miles & Keefer, 2001; Wartman et al. (2003); Ingles et al., 2006; Yang, 2007). Um Irritationen zu vermeiden, wird in dieser Arbeit das 'Newmark displacement' als dimensionslose Größe angegeben, obwohl Newmark dem ' D_N ' die Dimension [cm] gab (Newmark, 1965). Jibson (2007) veröffentlichte eine Gleichung, in der nicht nur die kritische Beschleunigung berücksichtigt wird, sondern das Verhältnis der kritischen Beschleunigung zur maximalen Beschleunigung (a_c / a_{max}). Das hat den Vorteil, dass die beiden Beschleunigungen nicht genau bekannt sein müssen, sondern nur ihr Verhältnis zueinander, denn zusätzlich zu dem unverhältnismäßig großen Einfluss der Beschleunigungen sind diese auch schwer zu bestimmen. Außerdem ist zu hinterfragen, ob ein einzelner Parameter die Komplexität eines Erdbebens widerspiegeln kann (Jibson, 2007).

Die kritische Beschleunigung ist abhängig von den Substrateigenschaften des Hangmaterials. Insofern bietet diese Methode, trotz der oben erwähnten Unsicherheiten, einen realistischen Wert der Hangstabilität, als die anderen Methoden, bei denen die Eigenschaften der Erdbeben die entscheidenden Eingabeparameter sind ohne den Untergrund zu berücksichtigen (Kramer, 1996).

iii. **'Makdisi-Seed'** - Analyse

Bei dieser Methode wird die 'sliding block' - Analyse mit den Werten des Verhältnisses der durchschnittlichen Beschleunigung zur maximalen Beschleunigung an der Erdoberfläche berechnet. Zusätzlich werden noch die Beschleunigungen in den jeweiligen Tiefen der Schichten berücksichtigt. Da hierzu die Substrateigenschaften der jeweiligen Schichten bekannt sein müssen, eignet sich diese Methode nur für künstliche Dämme und Böschungen.

iv. Analyse der **Beziehung Belastung - Deformation** (stress-deformation analysis)

Bei dieser Methode werden die Reduktion der 'Steifheit' eines Substrates unter Erdbeeinfluss für jedes einzelne Element eines Dammes berechnet. Die Substratdaten werden im Labor ermittelt und es wird somit nur die horizontale Belastung berücksichtigt. Die Analyse besteht in dem Vergleich der Berechnungen mit den ursprünglichen Werten und den reduzierten, im Labor ermittelten Werten (Lee, 1974; Kramer, 1996). Damit eignet sich auch diese Methode nur für künstliche Dämme.

b. **Schwächung der Substrateigenschaften** (analysis of weakening instability)

Hierbei handelt es sich um die Berechnung des Phänomens der Bodenverflüssigung. Die Ursache hierfür kann in folgende zwei Kategorien eingeteilt werden:

i. **Versagen durch Verflüssigung** (flow failure analysis)

Die Scherfestigkeit eines Substrates wird auf Grund des wechselnden Drucks und der Verformung durch die Einflüsse eines Erdbebens, sowie durch den erhöhten Porenwasserdruck so weit herabgesetzt, dass das Substrat sich wie ein Flüssigkeit verhält. Dies geschieht in der Regel plötzlich und ohne Vorwarnung. Da dieses Phänomen nur lokal auftritt, eignet sich diese Analyse nicht für einen regionalen Ansatz.

ii. **Versagen durch Deformation** (deformation failure analysis)

Hierbei handelt es sich im Wesentlichen um laterale Spreizung in künstlichen Dämmen, die durch Bodenverflüssigung entsteht. Für die Berechnungen sind mehrere verschiedene, mehr oder weniger theoretische Methoden entwickelt worden (Kramer, 1996). Für eine regionale Analyse eignen sich diese Methoden nicht.

Die Auswahl einer der oben skizzierten Methoden ist abhängig von den zur Verfügung stehenden Daten. Die Datengrundlage wird daher im folgenden Kapitel erläutert.

4. Datengrundlagen

Für die in dieser Arbeit avisierten Analysen werden zu folgenden Bereichen Daten benötigt:

- historische Erdbeben in einer möglichst langen Zeitreihe für Deutschland und die Untersuchungsgebiete
- geologischer Untergrund über digitalisierte geologische Karten für die Untersuchungsgebiete
- Geomorphologie über DGM in verschiedenen Auflösungen für die Untersuchungsgebiete
- gravitative Massenbewegungen der Untersuchungsgebiete für die Untersuchungsgebiete
- Substrateigenschaften der in den Untersuchungsgebieten vorkommenden Substrate.

Die Auswahl der verwendeten Methoden ist von der Verfügbarkeit der benötigten Daten abhängig.

Im Folgenden werden die vorhandenen Daten beschrieben. Die Beschaffung der fehlenden Daten und die Auswertung der Datenbanken wird in Kapitel 7 und 8 beschrieben.

4.1 Erdbebenkataloge

Datensätze für historische Erdbeben mit Auswirkungen auf das Gebiet von Deutschland, die bis in die Gegenwart reichen, sind nicht vorhanden. Kataloge mit längeren Zeitreihen sind vom GFZ (Grünthal & Wahlström, 2003) für die Jahre 1300 bis 1992 und vom BGR (Leydecker, 2005) für die Jahre 800 AD bis 2004 veröffentlicht. Die beiden Kataloge des GFZ und des BGR enthalten nur die Daten der jeweiligen Hauptbeben, ohne Vor- oder Nachbeben. Der Katalog des GFZ beinhaltet die von Grünthal & Wahlström bereinigten, d. h. von ihnen eindeutig identifizierten Daten für tektonische Erdbeben für Nord-, Nordwest- und Zentraleuropa ab einer Magnitude von $M_w = 3,5$. Die Epizentren sind mit geographischer Länge und Breite in digitaler Form angegeben, ohne Ortsangaben. Der Katalog liegt im *.pdf-Format vor.

Den umfangreichsten Katalog bietet das BGR (Leydecker, 2005). In diesem Katalog sind die Erdbeben in Deutschland und angrenzenden Gebieten aufgelistet. Er enthält alle tektonischen und nicht-tektonischen Erdbeben, die nach derzeitigem Stand der Forschung eindeutig als solche identifiziert wurden. Bei historischen Beben ergeben sich auf Grund neuerer Forschungen immer wieder Änderungen, daher ist es bedauerlich, dass dieser Katalog nicht fortgeschrieben wird. Der Katalog enthält u. a. Angaben über die Erdbebenstärke nach Intensität und / oder Magnitude (ML, Ms) ohne Begrenzungen und die Position der Epizentren in geographischer Länge und Breite mit Angabe von Orts- und Regionenbezeichnungen. Der Katalog liegt in einem ascii-Format vor.

Bei der Erdbebenstation Bensberg (Bensberg, 2008) wird ein Katalog mit historischen Erdbeben aufgebaut, der z. Zt. bis 1975 zurück reicht, für 1975 allerdings erst mit einem Eintrag. Dieser Katalog enthält alle in der Erdbebenstation Bensberg einschließlich der angeschlossenen Außenstationen registrierten Erdbeben, also auch Vor- und Nachbeben, und wird laufend durch die rezenten Erdbeben

ergänzt. Tektonische, Bergbau induzierte oder sonstige Beben (z. B. durch Sprengungen) sind mit unterschiedlichen Farben markiert. Die Daten liegen nach Jahren gegliedert ab 1975 in einzelnen Tabellen vor. Die Stärke der Beben wird ohne Limitierung in der Lokalen (Richter-) Magnitude (ML) angegeben, für Mikrobeben kann daher die Richter-Magnitude auch negativ sein. Die Positionsangaben der Epizentren erfolgt in digitalisierter geographischer Länge und Breite sowie einer Ortsangabe.

Alle anderen Erdbebenstationen oder Geologischen Landesämter veröffentlichen keine bzw. keine für diese Arbeit verwertbaren Daten. Die von diesen veröffentlichten Daten sind eher für Seismologen zugeschnitten und haben auch jeweils sehr unterschiedliche Formate, die größtenteils nicht oder nur mit unverhältnismäßig großem Aufwand in das für diese Arbeit benötigte Format konvertiert werden können, mit insgesamt geringen Nutzen für diese Arbeit, hauptsächlich auch wegen der geringen Zeitspannen. Dazu zählt auch das LGRB (Brüstle, persönliche Mitteilungen), so dass für die Schwäbische Alb kein lokaler Katalog vorliegt.

Beim USGS gibt es einen weiteren Katalog mit auswertbaren Daten, der über das System IRIS der Universität Washington abgerufen werden kann (IRIS, 2008). Er enthält alle vom USGS, einschließlich der angeschlossenen Stationen, registrierten Erdbeben, dadurch existieren für die meisten Beben mehrere Einträge. Generell ist die Minimum Stärke mit $ML = 3,5$ in den Erläuterungen angegeben, allerdings mit vielen Ausnahmen bei den jüngeren Daten (IRIS, 2008). Es wird nicht zwischen Haupt- und Vor- oder Nachbeben unterschieden. Dieser Katalog wird alle 20 Minuten mit den rezenten Erdbebendaten ergänzt und reicht bis 1965 zurück. Das System arbeitet automatisch, die Stärke wird in der Skala eingetragen, die von der jeweiligen Stationen gemeldet wird. 92% der Einträge für das Gebiet von Deutschland sind in der Richter-Skala (ML) angegeben, die Positionsangaben der Epizentren sind in digitalisierter geographischer Länge und Breite.

Bei der Bewertung der Erdbebenaktivität in Deutschland können der Katalog des BGR mit den jeweiligen gefilterten Daten des USGS-Katalogs und den gefilterten Daten der Erdbebenstation Bensberg ergänzt werden, mit den erwähnten zeitlichen Begrenzungen. Der Katalog des GFZ wird als Referenz mit herangezogen.

4.2 Geologische Karten

Für die Berechnungen mit ArcGIS werden digitalisierte geologische Karten benötigt (Havenith et al., 2006). Durch die Zusammenarbeit mit dem DFG-Projekt 'InterRisk' konnten im Verlauf der Arbeit die digitalisierten geologischen Karten 1:50.000 und 1:25.000 für den Bereich 'Oberes Filstal' (LGRB BW) und später die geologischen Übersichtskarten 1:200.000 Nr'n. 7910, 7918, 7926 und 8710 (BGR) verwendet werden. Die geologische Karte GK7224 für Schwäbisch Gmünd Süd (LGRB BW) lag nur in analoger Form vor und musste digitalisiert werden. Auf dieser Karte befinden sich 316 Einträge für Massenbewegungen. Damit waren die beiden Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils' im Maßstab 1:25.000 und der Bereich der gesamten Schwäbischen Alb für die regionale Analyse abgedeckt.

Für den Bereich Bonn stand die Karte GK25 5208 (LVA NRW) in digitalisierter Form zur Verfügung. Diese Karte deckt den Bereich der im Raum Bonn von Hardenbicker (1991), und Schmidt (2001) kartierten Massenbewegungen ab.

Die Probleme bei der Verwendung der digitalisierten geologischen Karten werden in Kapitel 7.2 weiter diskutiert.

4.3 Digitale Geländemodelle (DGM)

Für die Berechnungen in dieser Arbeit ist eine möglichst detaillierte Aufschlüsselung der Hangneigung erforderlich. Die beste Grundlage bei Verarbeitung mit EDV ist hierfür, wie in Kapitel 2.2.5 diskutiert, ein Digitales Geländemodell (DGM). Zu Beginn der Arbeit stand ein 75 m - DGM (SRTM3) für ganz Deutschland, ein 50 m - DGM für das Obere Filstal (LVA-BW, o. J.) und gegen Ende der Arbeit zusätzlich im Rahmen der Zusammenarbeit mit dem Projekt 'InterRisk' ein 1 m - DGM für die Schwäbische Alb zur Verfügung (LUBW, 2007). Für die meisten Bereiche des Untersuchungsgebietes 'BN' stand ein 10 m - DGM (LVA-NRW, 2007) zur Verfügung, welches die Bereiche der von Hardenbicker (1991) und Schmidt (2001) kartierten Bereiche der Massenbewegungen abdeckt. Die fehlenden Kacheln des DGM befinden sich auf der Niederterrasse des Rheins, in diesem Bereich sind keine Massenbewegungen kartiert worden, sie haben keinen Einfluss auf die Zuverlässigkeit der Berechnungen.

4.4 Substrateigenschaften

Für die Berechnungen des FOS, der Sensitivitätsanalyse oder für die Berechnungen mit den alternativen Methoden werden verschiedenen Substrateigenschaften der in den Untersuchungsgebieten vorkommenden Substrate benötigt. Es sind jedoch keine Datensammlungen oder Datenbanken für Substrateigenschaften im benötigten Umfang veröffentlicht. Das Verfahren zur Sammlung der Daten ist in Kapitel 7.3 näher beschrieben.

5. Untersuchungsgebiete

Für die Auswahl der Untersuchungsgebiete war eine nennenswerte Seismizität und eine nennenswerte Anzahl von Massenbewegungen ausschlaggebend. Da Erdbeben mit einer Stärke, die möglicherweise Massenbewegungen auslösen könnten, in Deutschland rezent nicht sehr häufig auftreten, musste für diese Arbeit sowohl für die Erdbeben als auch für die Massenbewegungen auf historische Daten zurückgegriffen werden. Diese Daten sollten für die Untersuchungsgebiete vorhanden sein, d. h. es war nicht beabsichtigt, eigene Kartierungen oder die Auswertung von Archiven durchzuführen. Außerdem sollten die benötigten Unterlagen und Daten für die Berechnungen der Substrateigenschaften und der Hangneigung verfügbar sein, da keine Mittel für eigene Feld- oder Laborarbeit zur Verfügung standen. Zu den benötigten Unterlagen gehören geologische Karten, wenn möglich in digitaler Form, und digitale Geländemodelle in einer Auflösung, mit der Massenbewegungen identifiziert werden können. Zusätzlich sollten noch für kleinere Gebiete mit markanten Eigenschaften, die die regionalen Untersuchungsgebiete repräsentieren könnten, detailliertere Daten vorliegen, um die ausgewählten Methoden und Daten testen zu können, ohne die Rechnerkapazitäten ständig zu überschreiten.

Es gibt in Deutschland drei Erdbebenschwerpunkte (Schneider, 1992; Leydecker, 2005) :

- die Niederrheinische Bucht
- Südwestdeutschland
- das Vogtland

Die stärkeren Beben fanden in der Niederrheinischen Bucht und in Südwestdeutschland statt. Im Vogtland handelt es sich meist um Schwarmbeben (Schneider, 1992; Leydecker, 2005), deren Ursache die tektonischen Aktivitäten um den Egergraben sind. Die Daten dieser Schwarmbeben sind nicht differenziert genug und es lagen keine Daten über gravitative Massenbewegungen im Vogtland vor. Das Gebiet war deshalb für diese Studie nicht geeignet. Für den Raum Bonn waren genügend ausführliche Daten zu Erdbeben und Massenbewegungen vorhanden, sowie digitale geologische Karten und digitale Geländemodelle (DGM). Für die Schwäbische Alb gab es einen Synergieeffekt mit dem DFG-Projekt 'InterRisk', von dem dankenswerterweise Karten, DGM und Daten zur Verfügung gestellt wurden. Zusätzlich wurde für diese Untersuchung noch das Gebiet 'Gmünd' aufgenommen, da auf der GK 7224 insgesamt 316 Rutschungen kartiert sind und dieses Gebiet im Albvorland liegt. Die GK 7224 lag nur in analoger Form vor und musste noch digitalisiert werden, was dankenswerterweise eine Mitarbeiterin des InterRisk-Teams erledigte. Analog zum DFG-Projekt InterRisk wurde auch das Gebiet 'Oberes Filstal' ('Fils') als Untersuchungsgebiet gewählt. Dieses Gebiet wird vom Albrauf durchzogen und es konnten die synchronisierten digitalen geologischen Karten von Rainer Bell (InterRisk-Team), sowie detaillierte Kartierungen von Massenbewegungen von Brennecke (2006) übernommen werden. Somit eigneten sich diese beiden Gebiete für die Kalibrierung der Substrateigenschaften. Für den gesamten Bereich der

Schwäbischen Alb lagen die digitalen geologischen Übersichtskarten im Maßstab 1:200.000 vor (UMBW, LUBW, 2007) sowie ein digitales Geländemodell mit 1 m Auflösung (BGR, 2007), das ebenfalls vom DFG-Projekt InterRisk und Rainer Bell freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurde. Für die Darstellung eines regionalen Überblickes sind diese Unterlagen ausreichend. Die Untersuchungsgebiete sind als Kartenausschnitte im Anhang dargestellt (Abbildungen 15.1 - 15.5).

5.1 Geologie und Geomorphologie der Schwäbischen Alb

Die Schwäbische Alb ('SWA') ist ein Teil des geologischen Höhenzuges, der sich vom Schweizer Jura (Genf) bis vor das Fichtelgebirge (Coburg) erstreckt. Dieser Höhenzug besteht hauptsächlich aus Kalkgesteinen, die sich als Sedimente während des Jura abgelagert haben. Als Schwäbische Alb wird der Teil vom Hochrhein / Schwarzwald bis zum Westrand des Nördlinger Ries bezeichnet. Das Ries unterteilt die Schwäbische und die Fränkische Alb und wird wegen der Besonderheiten der Impact-Gesteine zu keinem der Alb-Gebirge hinzugerechnet.

Das gesamte Schichtpaket wurde im Tertiär in Verbindung mit der Alpenauffaltung und dem Einsinken des Oberrheingrabens nach SE geneigt. Im W erreicht es eine Höhe von ca. 1.000 m NN, im NE ca. 600 m NN, im SE noch 400 m NN. Das Einfallen wird von vielen Autoren mit ca. 2° SE angegeben. Eigene Messungen haben über den gesamten Bereich der Alb Werte zwischen 2° und 4° ergeben, von W nach E zunehmend, wobei die Werte auf Grund von manchmal engen, steilen und kleinräumigen Mulden- und Sattelstrukturen erheblich abweichen. Die Aufschlusslage ist nicht besonders günstig, so dass keine genaueren Werte für den gesamten Bereich der Schwäbischen Alb ermittelt werden konnten.

Die stratigraphische Gliederung der Schwäbischen Alb reicht von der Mittleren Trias bis zum Oberjura (Abbildung 5.2). Kreidezeitliche Sedimente sind nicht erhalten. Im Tertiär war das gesamte Gebiet Abtragungsgebiet. Der Wechsel von harten und weichen Schichten in Verbindung mit der Kippung führte zur Bildung der markanten Schichtstufen, wobei die härteren Gesteine die Steilstufen bilden und die weicheren Gesteine die Verebnungsflächen. Das Einfallen nach SE in den Hang bewirkt eine leichte Erhöhung der Stabilität der nordexponierten Hänge, besonders am Albtrauf. Die Schwäbische Alb ist ca. 220 [km] lang und ca. 10 - 35 [km] breit, im W und E schmaler, in der Mitte breiter (Villinger, 2006). Sie wird in N - S - Richtung in Vorland, Schichtflächenalb, Kuppenalb und Flächenalb eingeteilt (Abbildung 5.1), in W - E - Richtung in Westalb bis etwa zu einer Linie Reutlingen - Sigmaringen, Mittlere Alb bis etwa zu einer Linie Göppingen - Geislingen - Ulm und die Ostalb bis zum Ries. Die W - E - Einteilung basiert nicht auf morphologischen oder geologischen Gegebenheiten und ist eher willkürlich (Kiderlen, 1938; Geyer & Gwinner, 1984, 1986; Groschopf & Villinger, 1998b; Dongus, 2000; Rosendahl et al., 2006). Als Besonderheit sind noch zu erwähnen:

- das Vulkangebiet um Bad Urach auf der Mittleren Alb mit etwa 40 [km] Durchmesser und etwa 300 Durchschlagsröhren sowie dem Randecker Maar (Geyer & Gwinner, 1984),
- der Impactkrater von Steinheim auf der Ostalb,

- der Steilabfall am Nordrand der Kuppenalb, dem Albtrauf, der die Kuppenalb zum Vorland abgrenzt (Abbildung 5.1). Die Höhe des Albtraufs schwankt zwischen 400 m im W und 100 m im E.

Als 'Zeugen' des Rückzugs des Albtraufs werden im Vorland 25 Zeugenberge und Auslieger gezählt, wobei der Jusi vulkanischen Ursprungs ist. Als Zeugenberge werden isolierte Erhebungen genannt, deren obere harte Schichtflächen nicht mehr mit der jeweiligen Schicht des Alb-Hochlandes verbunden sind, Auslieger sind noch nicht vollständig isoliert (Sommel, 1991). Von den Zeugenbergen besitzen noch 10 eine Schichtfläche auf dem Gipfel, die restlichen sind schon weiter erodiert. Der Plettenberg ist mit 1002 m NN der höchste Zeugenberg, der Gräbelesberg mit 915 m NN der höchste Auslieger (Villinger, 2006). Der höchste Berg der Schwäbischen Alb ist der Lemberg W Albstadt mit 1015 m NN, insgesamt gibt es 12 Gipfel mit mehr als 1.000 m NN, alle im SW. Nach E hin reduziert sich die Höhe der Albfläche kontinuierlich bis auf ca. 600 m NN am Westrand des Ries. Der Südrand der Schwäbischen Alb taucht ohne spektakuläre Besonderheiten unter die tertiären Sedimente im Donautal ab (Rosendahl et al., 2006)..

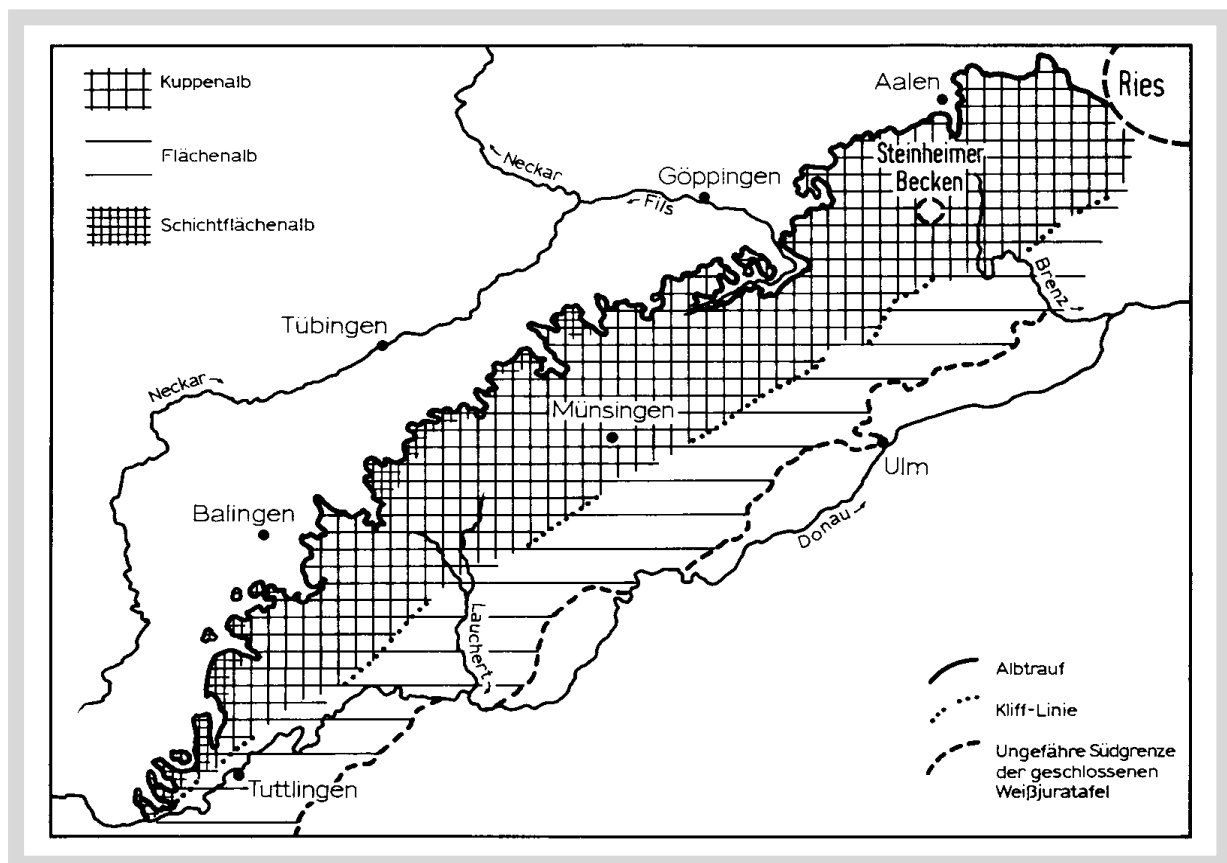


Abbildung 5.1: Schematische Darstellung der Verteilung der Schichtflächen-, Kuppen- und Flächenalb sowie des Albtraufs und der Klifflinie des miozänen Molassemeeres (OMM). Das Albvorland schließt sich W des Albtraufs mit einer Breite von bis zu 10 [km] an. Geyer & Gwinner (1986), ergänzt.

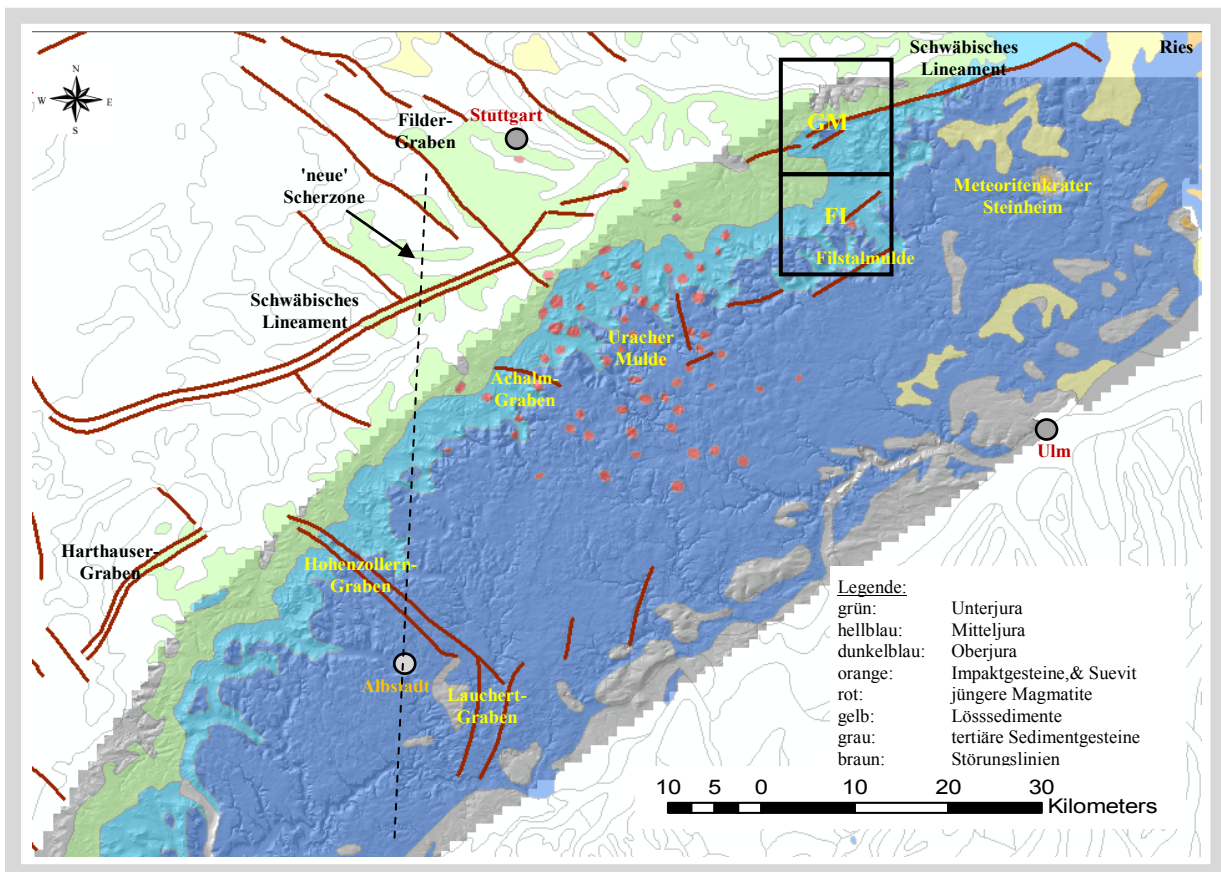


Abbildung 5.2: Stratigraphische und tektonische Übersicht der Schwäbischen Alb zwischen Tuttlingen (SW) und dem Ries (NE) mit den Haupt-Störungslinien und Bezeichnung der wichtigsten Gräben. GM: Untersuchungsgebiet 'Gmünd'; FI: Untersuchungsgebiet 'Fils'. Eigener Entwurf nach GÜK1000, DGM teilweise nach Verfügbarkeit unterlegt (Begrenzung: grüne bzw. graue Zacken).

Die stratigraphische Gliederung mit den markanten Störungslinien und Grabenstrukturen sind in Abbildung 5.2 dargestellt. Die tektonischen Aktivitäten haben sich vom 19. zum 20. Jahrhundert von der mittleren Alb zur westlichen Alb verlagert. Hier sind der 120° streichende Hohenzollergraben und der N-S verlaufende Lauchertgraben auffällige tektonische Strukturen. Allerdings können sie nach Langer (1986) wegen ihrer geringen Tiefe von nur 3 [km] nicht für die Erdbebenaktivität in diesem Gebiet verantwortlich sein. Die rezenten Erdbeben orientieren sich an einer sich neu etablierenden Störungslinie entlang des 9. Längengrades zwischen Albstadt und Mössingen (gestrichelte Linie in Abbildung 5.2) (Langer, 1986; Berger, 1998). Langer (1986) interpretiert die Gräben als Fiederstruktur der linksdrehenden Scherung der süddeutschen Scholle. Entlang des Schwäbischen Lineaments sind nur wenige Erdbeben registriert worden, weitere Ausführungen hierzu im Kapitel 8.

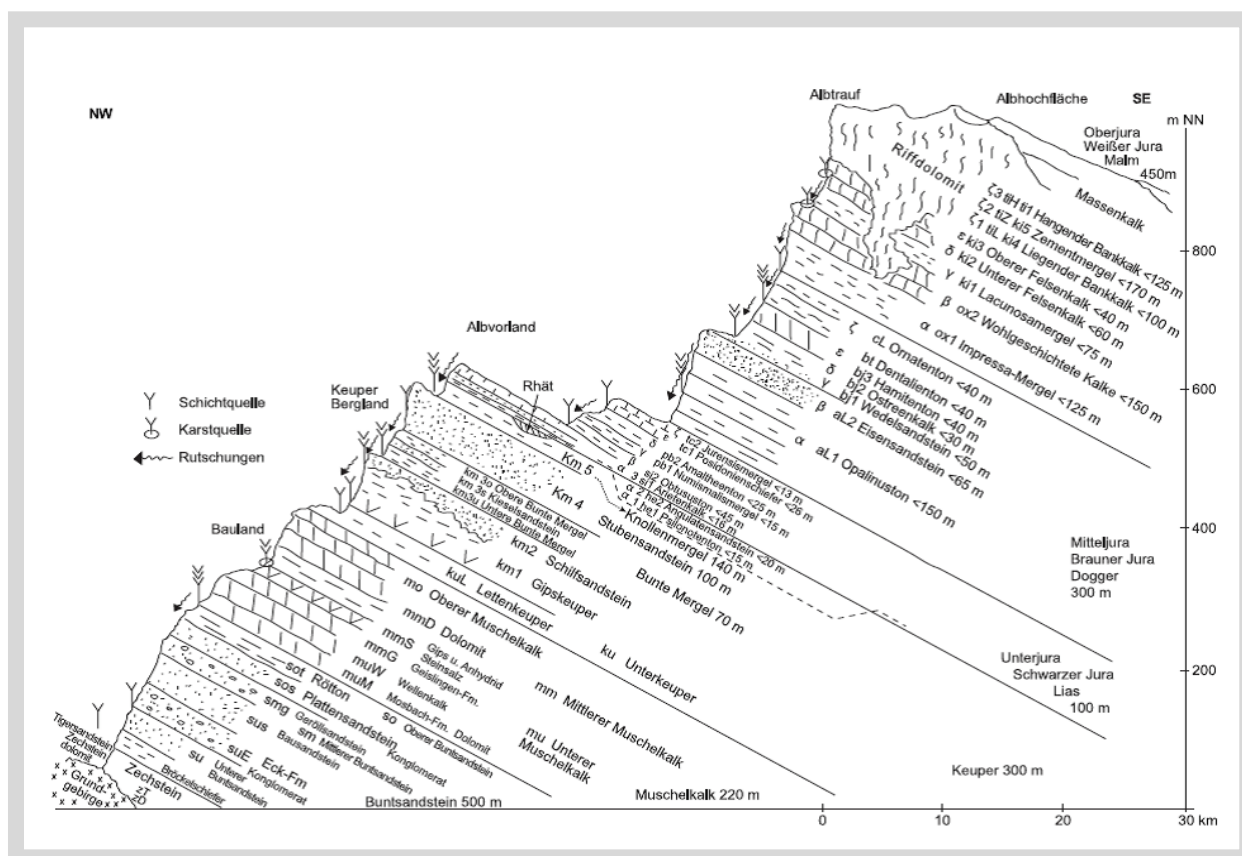


Abbildung 5.3: Schematischer geologischer Schnitt durch das Schichtstufenland Südwestdeutschlands mit alten und neuen Bezeichnungen der geologischen Einheiten, sowie Kennzeichnung der besonders rutschanfälligen Schichten und der Quellhorizonte, Quellschüttung abgestuft nach Intensität (> gering, >> durchschnittlich, >>> stark). Die Neigung der Schichten beträgt generell zwischen 2° (W) und 4° (E). Eigene Zeichnung nach (Weidenbach, 1938; Backhaus, 1970, zitiert in Prinz, 1997; Semmel, 1984; Wagenplast, 2004, 2005).

Die schematische Gliederung der Schichtstufenlandschaft Südwestdeutschlands ist in Abbildung 5.3 in einem NW - SE - Profil dargestellt (Eigene Zeichnung nach Weidenbach (1938), Backhaus (1970), zitiert in Prinz (1997), Semmel (1984), Wagenplast (2004, 2005). Die Pfeile in der Abbildung 5.3 deuten die rutschanfälligen Schichten an.

Auf den Schemazeichnungen wird das Schichtstufenland als Schichtstapel mit paralleler Schichtung dargestellt. Zur Veranschaulichung ist dies auch durchaus angebracht. Es darf jedoch nicht außer Acht gelassen werden, dass auch die Schwäbische Alb gefaltet wurde mit teilweise sehr engen Falten (eigene Messungen). An der Oberfläche wirken weitere Prozesse, so dass die Alb insgesamt eine tief zertalte Hochfläche ist. Da die Kreide im Bereich der Alb vollständig fehlt, kann daraus geschlossen werden, dass dieser Bereich seit dem Jura gehoben wurde und seit 140 Mio. Jahren generell Abtragsgebiet ist, wenn anfänglich auch nur in einem flachen und niedrigen Relief (Geyer & Gwinner, 1984). Das in der Kreide und im Tertiär bis zum Oligozän vorherrschende tropisch / subtropische Klima begünstigte die Abtragung noch (Villinger, 2006). Die Heraushebung der Alb führte zu Flussumlenkungen, die Donau wurde ihrer Tributäre beraubt, die nun in den Rhein entwässern. Hierdurch wurde der Traufbereich weiter zertalt, womit seine heutige Form entstand, d. h. der Albtrauf ist keine durchgehende gerade Linie mehr. Die oberirdische Europäische Wasserscheide zwischen Rhein / Nordsee und Donau / Schwarzes Meer verläuft

noch in der Nähe des Albtraufes, die unterirdische Wasserscheide, bedingt durch die Verkarstung, ist davon unabhängig und unterliegt Änderungen (Villinger, 2006). Nach Dongus (2000) ist sie im westlichen Bereich der Alb zwischen 10 -15 [km] Richtung Donau versetzt. Die Verkarstung begünstigte zusätzlich die Erosion durch unterirdische Wasserströme und die Bildung von Quellhorizonten, sowie die unruhige Oberfläche der Kuppenalb (Groschopf & Villinger, 1998b; Dongus, 2000; Villinger, 2006). Das weichere Material wird abgetragen, das widerstandsfähigere wird herauspräpariert. Dolinen, die Ende des Tertiär und im Quartär teilweise wieder verfüllt wurden, sind in der Regel dennoch als Mulden zu erkennen. Die weicheren, tonigen Schichten neigen bei Vernässung zu Rutschungen, dies wird im Folgenden weiter behandelt.

5.1.1 Besonderheiten für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd'

Das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' wurde wegen der 316 auf der GK25 Nr. 7224 kartierten Massenbewegungen und der besonderen Substrate des Albvorlandes ausgewählt. Außerdem durchquert das Schwäbische Lineament dieses Gebiet. Es liegen, wie für die gesamte Ostalb, keine Berichte über nennenswerte seismische Aktivitäten vor, was zukünftige Aktivitäten jedoch nicht grundsätzlich ausschließt.

Das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' umfasst das Blattgebiet der geologischen Karte 1:25.000 GK 7224 zwischen dem Remstal zwischen Lorch und Schwäbisch Gmünd im N und dem Filstal zwischen Göppingen und Donzdorf im S. Es liegt somit nördlich des Albtraufs. Markant sind die drei Zeugenberge Hohenstaufen, Rechberg und Stuifen, die als die 'Drei Kaiserberge' bekannt sind. Der Stuifen ist mit 757 m NN sogleich die höchste Erhebung im Blattgebiet. Der niedrigste Punkt liegt im Remstal bei Lorch mit 276 m NN. Vom Remstal bei Schwäbisch Gmünd führt ein mustergültig angelegter geologischer Wanderpfad durch ein Seitental bis auf den Rechberg mit Gesteinen zum Anfassen, Schaukästen und erklärenden Tafeln für Geologie und Ökologie. Der Pfad führt durch alle stratigraphischen Einheiten vom Stubensandstein (km4) bis zu den Unteren Felsenkalken (Kimmeridgekalk ki2) auf dem Rechbergplateau. Somit bietet der Pfad einen hervorragenden Überblick über die typischen geologischen Einheiten der Schwäbischen Alb und der Süddeutschen Schichtstufenlandschaft, ausgenommen die obersten Schichten des Oberjura (Bankkalke des Tithoniums), die im Blattgebiet nicht auftreten. Im Bereich des Kartenblattes ist die Verebnungsfläche des Unterjura, auf der hauptsächlich Landwirtschaft betrieben wird und der hügelige Mitteljura weit verbreitet, zusammen mit den Zeugenbergen aus dem Oberjura bedecken sie etwa 80% der Fläche (Hönig, 1984). Von den 316 kartierten Rutschungen liegen 27 außerhalb der Fläche des DGM1, für die Berechnungen verbleiben noch 289. Diese sind über den gesamten Kartenbereich zerstreut. Besonders rutschanfällige Schichten sind der Knollenmergel und der Opalinuston. Die meisten kartierten Rutschungen konnten bei Geländebegehungen identifiziert werden. Es war jedoch nicht deutlich, nach welchen Gesichtspunkten die Kartierung erfolgte, da an mehreren Stellen Einzelslutschungen kartiert sind, die zu einer größeren, zusammenhängenden aktiven Rutschfläche gehören, wie z. B. der Bereich N des Rechberges, durch den die L1159 führt. Rutschungen, die durch ein Gewässer zerschnitten sind, sind in getrennte Rutschungen aufgeteilt. Auf der geologischen Karte GK7224 ist als Kartiermetho-

de für die eingezeichneten 'Rutschungen' '*wellig-bucklige Hänge, vernässt*' angegeben. Dies reicht offensichtlich als einziges Kriterium für die Kartierung von Massenbewegungen nicht aus. Bei Geländebegehungen wurden noch zahlreiche weitere aktive Massenbewegungen entdeckt, die Kartierung war aber nicht Ziel dieser Arbeit. Ältere, passive Massenbewegungen, die insbesondere durch die Auswertung des 1m-DGM erkannt wurden, sind nicht kartiert worden. Flurnamen wie 'Blockhalde' oder 'Haldenhof' weisen aber auf entsprechende Flächen hin. An vielen Stellen stehen die Massenbewegungen in Verbindung mit Quellaustritten. Die Massenbewegungen in diesem Untersuchungsgebiet sind allgemein eher flache Rutschungen oder 'flächenhafte Rutschfließungen', wie sie von Hönig (1984) bezeichnet werden. Felsstürze sind in jüngerer Zeit nicht aufgetreten. Größere Schollenbewegungen hat es im Untersuchungsgebiet in der Zeit vor dem Holozän gegeben, wie z. B. am Hohenstaufen (Spielburg) oder am Rechberg um den Burgberg (Geyer & Gwinner, 1984; Hönig, 1984; Rosendahl et al., 2006).

Während des Pleistozäns begünstigte die Verwitterung die Erosion bis hin zu Bergstürzen besonders an den Steilstufen. Diese Hangschuttmassen wurden vermutlich durch Solifluktion weiter hangabwärts transportiert. Im Holozän erfolgte und erfolgt in geringerem Maße gegenwärtig noch ein rein gravitativer Transport, so dass die Schuttmassen am Fuß der Steilstufen Halden mit einer Hangneigung von 30° - 35° bilden (Hönig, 1984). Da die Blöcke auf den Halden nicht gerundet sind, sind sie auch nicht weit transportiert worden. Nach Hönig (1984) ist kein Zusammenhang zwischen der Transportweite und der Hangexposition zu erkennen, so dass auch keine Rückschlüsse auf den Transportprozess gezogen werden können.

Die Flächen in Richtung der Vorfluter Rems und Fils sind tief zertalt, die Hänge sind somit stark rutschgefährdet (LGRB, 1982; eigene Recherchen).

Das gesamte Untersuchungsgebiet wird im N durch das WSW-ENE streichende 'Schwäbischen Lineament' durchzogen. Dieses wird heute als mehr oder weniger ausgeprägte Grabenzone gesehen (Hönig, 1984). Der vertikale Versatz liegt im Untersuchungsgebiet zwischen 30 - 40 m, auf der N-Seite des Rechberges sogar bis zu 130 m. Da Hohenstaufen und Rechberg auf diesem Graben liegen, befinden sie sich in einer Tieflage, was zu einer entsprechenden Verstellung der Schichten führte (LGRB, 1982). Tektonische Vorgänge entlang des Schwäbischen Lineamentes führten hauptsächlich S dieser Grabenstruktur zu einer Sattel- und Muldenstruktur und zur Ausprägung großräumiger 'en-echelon'-Strukturen (Hönig, 1984), ähnlich den Fiederspalten (Anhang Abbildung 15.11).

Weitere Verwerfungen lassen sich nach Hönig (1984) nicht genau bestimmen, da sie meistens im ca. 120 [m] mächtigen Opalinuston verlaufen und dort wegen der Mächtigkeit und der Plastizität des Opalinustons schwer zu erkennen sind. Es handelt sich um Abschiebungen, die horizontal überprägt sind. Die südliche Scholle ist relativ zur nördlichen abgeschoben mit schwankendem Sprungbetrag. E des Untersuchungsgebietes beträgt sie vermutlich 40 m, im Bereich des Untersuchungsgebietes werden 100 m vermutet.

Der Hohenstaufen und der Rechberg sind durch einen Rücken in W - E - Richtung miteinander verbunden. Südlich dieses Rückens entwässern die Bäche nach Süden in die Fils. Diese Täler sind etwas breiter und flacher als die der Tributäre für die Rems. Trotzdem sind auch an diesen Hängen historische und rezente Massenbewegungen weit verbreitet, die oft auch Straßen und Forstwege beschädigen. Leider gibt

es von den Straßenbauämtern oder Forstämtern keine Statistiken über diese Massenbewegungen (Geisel, 2006; Stemmler, 2006; Weiß, 2006, persönliche Mitteilungen).

Für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' werden die Unterschiede bei der Berechnung der Flächen der Hangneigung mit verschiedenen DGMs deutlich. In Abbildung 5.4 sind die Ergebnisse für die DGM1 und DGM75 dargestellt. Die maximale Hangneigung beim DGM1 beträgt 81°, beim DGM75 38°, die durchschnittliche Hangneigung beim DGM1 10°, beim DGM75 7°. Die Fläche für den Bereich der Hangneigung von 0° - 5° beträgt beim DGM1 30%, beim DGM75 43%.

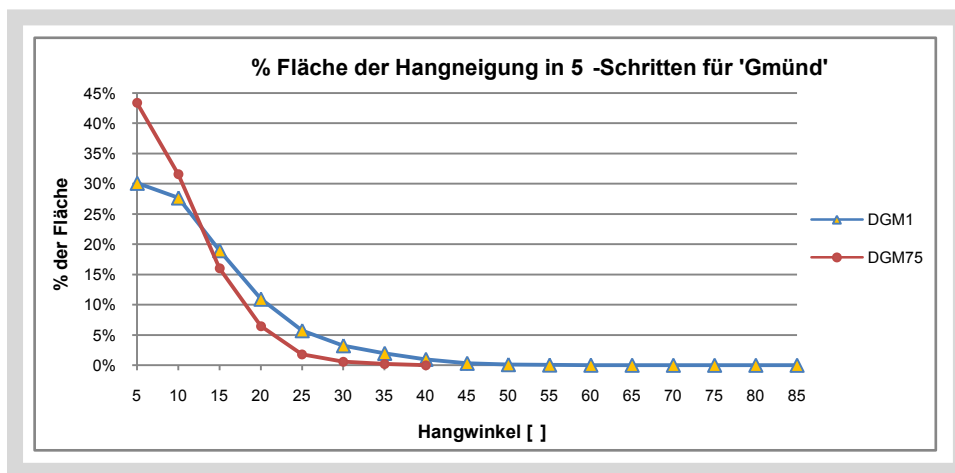


Abbildung 5.4: Vergleich der Flächen der Hangneigung des Blattes GK7224 ('Gmünd') für DGM1 und DGM75.

Von Interesse war auch, in welchen geologischen Schichten die Massenbewegungen auftreten und ob es Unterschiede in Bezug zwischen dem Albvorland und den Gebieten um den Albtrauf gibt. Es wird noch einmal darauf hingewiesen, dass für diese Arbeit die Lage der Abrisskanten interessiert und sich somit die folgende Auflistung nicht auf den gesamten Rutschkörper bezieht. Ein Vergleich der kartierten Rutschungen des Untersuchungsgebietes 'Gmünd' mit dem Untersuchungsgebiet 'Fils' in Bezug zu den geologischen Einheiten ist in Abbildung 5.5 dargestellt. Es wurden insgesamt für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' 316 und für das Untersuchungsgebiet 'Fils' 388 Massenbewegungen gezählt. Für 'Gmünd' sind insgesamt 11 geologische Einheiten mit kartierten Massenbewegungen gezählt, für 'Fils' 10, aber nur 4 geologische Einheiten, die gemeinsam in beiden Gebieten auftraten. Herausragend sind die Anzahl der Massenbewegungen im Opalinuston mit 46% der kartierten Massenbewegungen im Gebiet 'Gmünd' und 31% für 'Fils' und im Eisensandstein mit 26% in 'Gmünd' und 25% für 'Fils'. Die anderen beiden gemeinsamen Einheiten sind der Hangschutt mit 2% (Gmünd) und 3% (Fils) und je 1% für den Ornaten-ton. Die Korrelation beträgt 0,80 für die gemeinsamen Einheiten. Insgesamt überwiegen aber die Einheiten, die nicht in beiden Untersuchungsgebieten vertreten sind mit über 50% der kartierten Massenbewegungen.

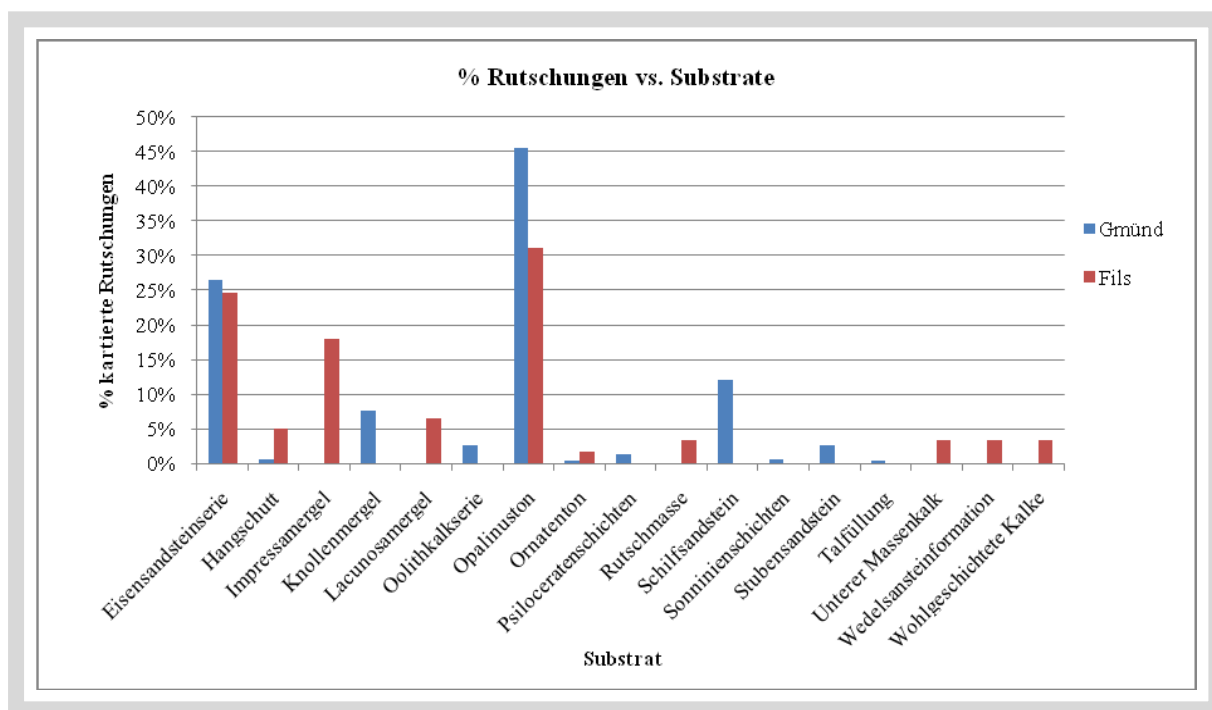


Abbildung 5.5: % kartierte Rutschungen vs Substrate für 'Gmünd' und 'Fils'. Eigene Analyse, Datengrundlage: Geologische Karten GK25 und Brennecke (2006)

5.1.2 Besonderheiten für das Untersuchungsgebiet 'Fils'

Für das Obere Filstal standen digitalisierte geologische Karten, digitale Geländemodelle und kartierte Massenbewegungen zur Verfügung. Das Gebiet wird vom Filstal und dem Altrauf am Südrand des Filstales geprägt. Die Fils durchfließt entlang einer Störung das Untersuchungsgebiet in W - E - Richtung bis zum E - Rand des Untersuchungsgebietes und biegt dann S Geislingen a. d. St. nach NW um. Entlang der Fils liegen mehrere kleinere Ortschaften, als größte die Stadt Geislingen a. d. St. Die Fils hat sich tief in die umgebende Hochfläche eingeschnitten mit steilen Hängen, ebenso haben sich mehrere kleinere Bäche an den Hängen des Filstales tief eingeschnitten mit teilweise übersteilen Hängen. Es gibt im Gebiet mehrere Karstquellen. Die Talsohle des Filstales liegt bei etwa 450 m NN, die Hochfläche bei etwa 720 m NN, höchster Punkt ist der Duchstetten mit 786 m NN südlich von Deggingen. Die Talsohle der Fils wird vom Eisensandstein (al2) bzw. Wedelsandstein (bj1) gebildet, abgesehen von den quartären Talfüllungen, die Hochflächen nördlich der Fils vom unteren Massenkalk (joMu), südlich der Fils vom unteren Felsenkalk (ki2) und nur teilweise unterem Massenkalk (joMu). Weite Bereiche der unteren Hänge sind mit Hangschutt bedeckt. Dies spiegelt sich auch in den Flurnamen wieder, da zahlreiche Flurnamen im Untersuchungsgebiet mit '-halde' enden. Im Untersuchungsgebiet hat es immer wieder kleinere und größere gravitative Massenbewegungen gegeben, wie sich aus dem DGM1 erkennen lässt. Das größte Ereignis war der Felssturz an der Hausener Wand am Ende der letzten Eiszeit (Reiff et al., 1980; Geyer &

Gwinner, 1986). Etwas westlich davon in der Gemarkung Greut staute 1805 auf der südlichen Talseite eine größere Rutschung die Fils auf (Bell, 2007). Um eine Überflutung zu verhindern, wurde zur Entwässerung ein Kanal gegraben. Wie bei einigen Geländebegehungen festgestellt werden konnte, sind auch heute noch viele kleinere Rutschungen aktiv. Dies deckt sich mit der Analyse des DGM1.

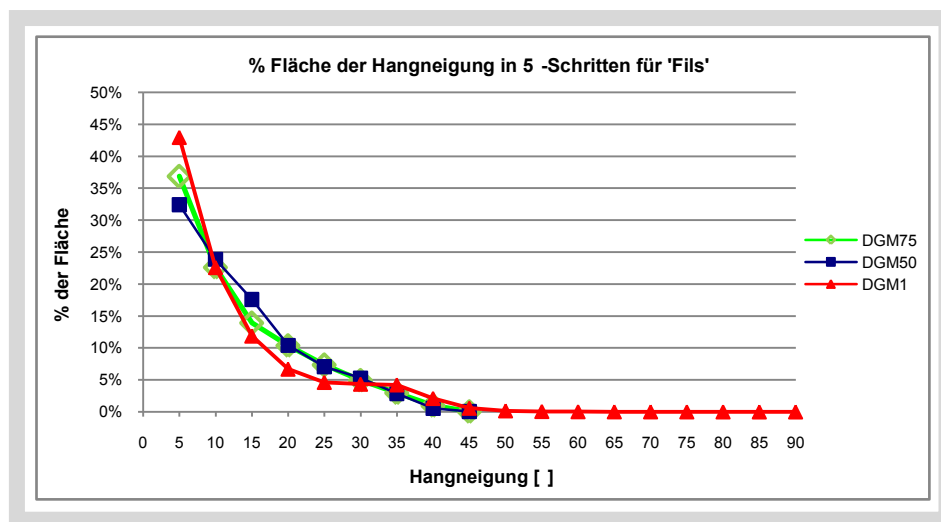


Abbildung 5.6: Vergleich der Flächen der Hangneigung in 5°-Schritten für 'Fils' für DGM75, DGM50 und DGM1. Eigene Analyse.

Die Flächenanteile der einzelnen Hangneigungen für DGM75, DGM50 und DGM1 sind in Abbildung 5.6 dargestellt. Die Flächenanteile für die einzelnen Hangneigungen der DGM75 und DGM50 sind ähnlich, das DGM1 hebt sich deutlich ab. Die maximale Hangneigung der DGM75 und DGM50 liegt zwischen 41° und 45°, die des DGM1 bei 89°. Außerdem ist ein Flächenanteil zwischen 20° und 35° für die Hangneigung mit jeweils etwa 5% deutlich zu erkennen, der Flächenanteil zwischen 0° und 10° mit bis zu 43% liegt deutlich höher als bei den anderen beiden DGMs mit 37% bzw. 32%. Für die Berechnungen des 'Newmark displacement' ist daher das DGM1 bedeutend besser geeignet als die anderen beiden DGMs, die für Hangneigungen zwischen 10° und 35° mit höheren Flächenanteilen rechnen, von 35° - 45° mit niedrigeren als mit dem DGM1. Hangneigung über 45° sind nur beim DGM1 zu erkennen. Der Flächenanteil dieser Hangneigung beträgt nur 0,31%, aber bei steileren Hängen muss auch mit einer größeren Gefährdung gerechnet werden.

5.2 Geologie und Geomorphologie des Untersuchungsgebietes 'BN'

Das Untersuchungsgebiet 'BN' ist Teil der Niederrheinischen Bucht und gehört damit nach der Schwäbischen Alb zu den seismisch aktivsten Zonen Deutschlands (Grecksch, 1999; GD-NRW, 2008). Es sind mehrfach umfangreiche Kartierungen gravitativer Massenbewegungen in diesem Raum erfolgt (Hardenbicker, 1993, Schmidt, 2001). Das Untersuchungsgebiet 'BN' umfasst im wesentlichen den Venusberg im W, Teile des Stadtgebietes von Bonn und einige Bereiche des Siebengebirges im E. Die Hänge der Ville

und das Siebengebirge sind anfällig für gravitative Massenbewegungen. Diese werden jedoch in der Regel auf den Einfluss von Niederschlägen bzw. erhöhter Bodenfeuchte oder anthropogene Aktivitäten zurückgeführt (Hardenbicker, 1993; Grunert & Schmanke, 1997).

Die folgenden Aussagen sind im Wesentlichen eine Zusammenfassung der Erläuterungen zu den Geologischen Karten GK 1:25.000 Nr.'n 5208 Bonn, 5209 Siegburg, 5308 Bonn-Bad Godesberg und 5309 Königswinter (Rauff, 1923, 1924; Udluft, 1977; Burre, 1995) und den Arbeiten von (Hardenbicker, 1991; Grecksch, 1999; Schmanke, 1999; Hardenbicker & Grunert, 2001; Schmidt, 2001). Das Untersuchungsgebiet 'BN' ist ein Teil der Niederrheinischen Bucht, die sich hier noch ca. 80 [km] weiter nach S als Keil zwischen der Eifel und dem Siebengebirge bis nach Andernach erstreckt. Die Niederrheinische Bucht ist im Tertiär eingebrochen. Diese tektonischen Vorgänge hängen mit dem Zusammenstoß der Europäischen und der Afrikanischen Platten und damit der Auffaltung der Alpen zusammen. Bei diesem Vorgang dient das Rheinische Schiefergebirge als Widerlager, wodurch es sich wieder heraushebt.

Das Rheinische Schiefergebirge ist ein Teil der Rhenoherynischen Zone und entstand während der Bildung des Superkontinentes Pangäa im Zuge der variscischen Gebirgsbildung im Karbon durch das Zusammenpressen einiger Inseln und Inselbögen ('Terranes'). Es entstanden SW-NE streichende Faltenzüge mit N bis NW Vergenz. Das Gebirge war wohl mit den heutigen Alpen zu vergleichen, auch die Höhe betreffend. Bis zum Ende des Perm war es wieder weitgehend bis auf eine Rumpffläche abgetragen. Diese Rumpfflächen zerbrachen in einzelne Schollen (Lotze, 1971; Ziegler, 1990; Walter, 1995; Meyer & Stets, 1996; Schönenberg, 1997) Durch die enge Faltung der devonischen Schichten wurden diese intensiv geschiefert und stehen heute oft steil, bis hin zu überkippten Sätteln, auch sind mehrere Überschiebungen von einigen Kilometern bekannt. Durch diese tektonischen Bewegungen entstanden die heute sichtbaren Horste und Gräben. Bereits während der ursprünglichen Auffaltung angelegte Störungen zusammen mit den zerstückelten Flächen bewirken, dass das Untersuchungsgebiet von einer Vielzahl von einzelnen Störungen durchzogen wird, ohne dass heute eine einheitliche Richtung dieser Störungen feststellbar ist (Burghardt et al., 1987). Die Störungen sind bis heute aktiv bzw. wurden im Zuge der erneuten Heraushebung seit dem Tertiär reaktiviert, wobei die Absenkung des Rurgrabens ca. 2,6 mm/a beträgt (Pelzing, 1992). Seit dem Pliozän hat sich diese Aktivität jedoch wieder abgeschwächt (Burre, 1995). Bis heute treten immer wieder Erdbeben entlang dieser Störungslinien auf, wie sich aus dem Erdbebenkatalog des BGR (Leydecker, 2005) und der Erdbebenstation Bensberg (2008) ableiten lässt. Die Sprunghöhe zwischen einzelnen Schollen kann bis zu 100 m betragen (Burghardt et al., 1987). Das Herausheben seit dem Tertiär hat zum tiefen Einschneiden der Gerinne geführt mit entsprechend steilen Hängen in den Tälern (Grecksch, 1999).

Da das Tertiär direkt auf dem Devon liegt, kann gefolgert werden, dass der Hauptteil des Rheinischen Schiefergebirges bzw. dessen Rumpffläche seit seiner Bildung im Karbon nicht mehr überflutet war und damit bis zum Tertiär immer Abtragungsgebiet war (Ziegler, 1990). Dafür spricht auch die geringe Metamorphose der Gesteine (Burre, 1995). Das devonische Grundgebirge besteht aus Grauwackensandstein in Wechsellagerung mit Grauwackenschiefern, die in der Verwitterungszone zu einem lehmig-tonigen Substrat zersetzt wurden. In der Ville ist dieses zersetzte Devon an einigen Stellen aufgeschlossen. Das Tertiär besteht aus plastischen Tonen, die mit Braunkohle durchsetzt sind. Die Bildung dieser

Tone setzte im Eozän ein. Die quartäre Bedeckung besteht hauptsächlich aus den Terrassenschottern und Löss. Die Deckschichten sind tiefgründig verwittert. Durch die weit verbreitete Umlagerung dieser Schichten ist an vielen Stellen die Grenze zwischen den verwitterten Devon und den tertiären und quartären Tonen und Lehmen nur noch schwer auszumachen (Rauff, 1924). Die Lössbedeckung im Bereich des Untersuchungsgebietes betrug zwischen 2 m und 5 m (Rauff, 1924).

Durch die tektonische Beanspruchung setzte im Tertiär eine intensive vulkanische Tätigkeit im Siebengebirge als eigenständigem Vulkangebiet ein. Die vulkanische Tätigkeit beginnt mit dem Miozän, eventuell schon im Oberen Oligozän, mit plinianischen Eruptionen an mehreren Stellen im Gebiet des Siebengebirges, bei denen Trachyttuff gefördert wurde, gefolgt von Sanidintrachyt, Latit und Basalt (Udluft, 1977; Burghardt et al., 1987). Die ersten drei Phasen endeten im Mittleren Oligozän, nur die basaltische Förderung hielt bis in das Mittlere Miozän an. Es sind jedoch keine Lavaströme nachweisbar, es handelte sich wohl eher um Lavagänge. Besonders in der zweiten Phase entstanden Qellkuppen, die später heraus präpariert wurden und heute das Landschaftsbild prägen (Udluft, 1977).

Die Trachyttuffe hatten ursprünglich eine Mächtigkeit von über 100 m (Burre, 1995).

Übersichten über die Schichtfolgen sind als W - E - Profile in Abbildung 5.7 und 5.8 dargestellt mit Erläuterungen in Tabelle 5.1.

Tabelle 5.1: Schichtfolge des Venusberges Ippendorfer Horst und Melbtal. Eigene Zusammenstellung nach Hydrologische Karte 5208 (1996)

Schicht	Abk.	Erläuterung
Löss	L	größtenteils verwittert (Quartär)
Hauptterrasse des Rheins	HT 1	Sand & Kies, Schluff (Tertiär)
Kölner Schichten	O 12	Ton & Sand mit eingelagerter Braunkohle (Tertiär)
Valendar Schichten	Va 4	Ton mit sandigen Zwischenschichten (Tertiär)
Valendar Schichten	Va 12	Ton mit dünnen Sand-Zwischenschichten des verwitterten Devonischem Grundgebirges (Tertiär)
Devonisches Grundgebirge	vDv	Ton, verwittertes Grundgebirge (Devon)
Devonisches Grundgebirge	Dv VII	Ton- & Sandstein, unverwittertes Grundgebirge (Devon)
Vulkanit	fB	erodierte basaltische Intrusion, schluffig
Vulkanit	An	Andesit
Vulkanit	Tt	Trachyttuff
Tertiäre Sedimente	olg, olt	Ton, Sand, Kies

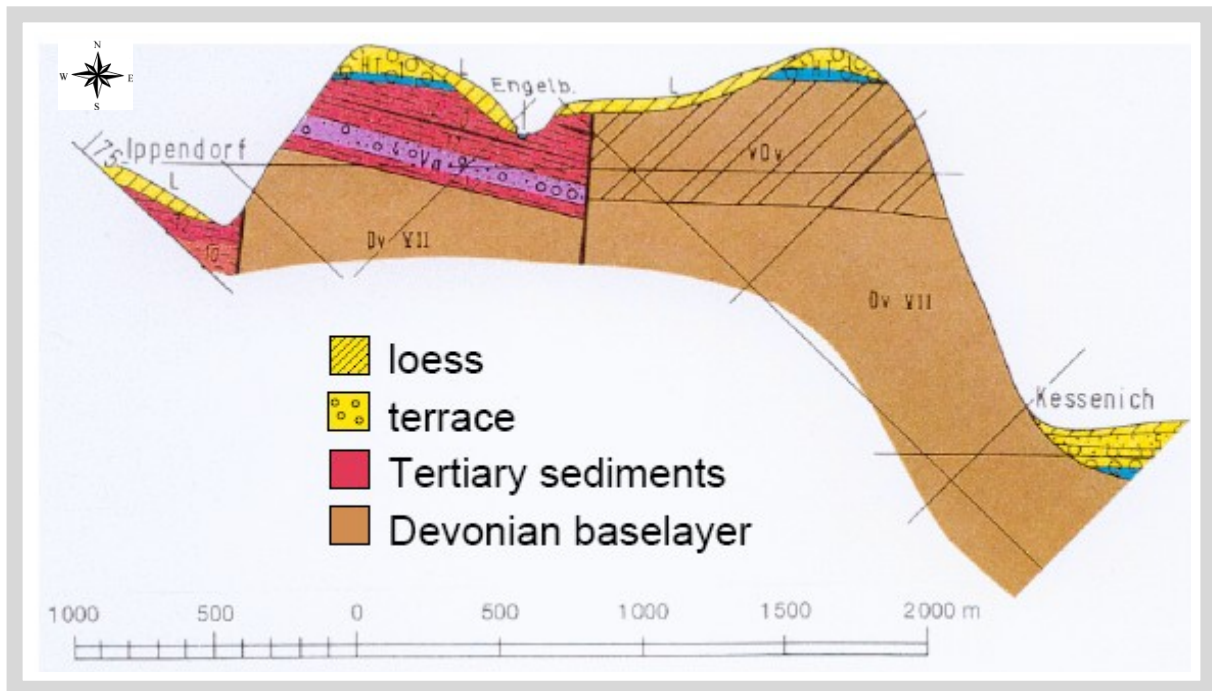


Abbildung 5.7: Auszug aus dem Profil in der Hydrologische Karte 5208, Venusberg von Ippendorf bis Kessenich. Bemerkenswert sind die beiden Störungen. Höhe Venusberg: 135 m NN, Kessenich: 62 m NN. Quelle: Hydrologische Karte 5208 (1996), Schmidt, (2001), ergänzt

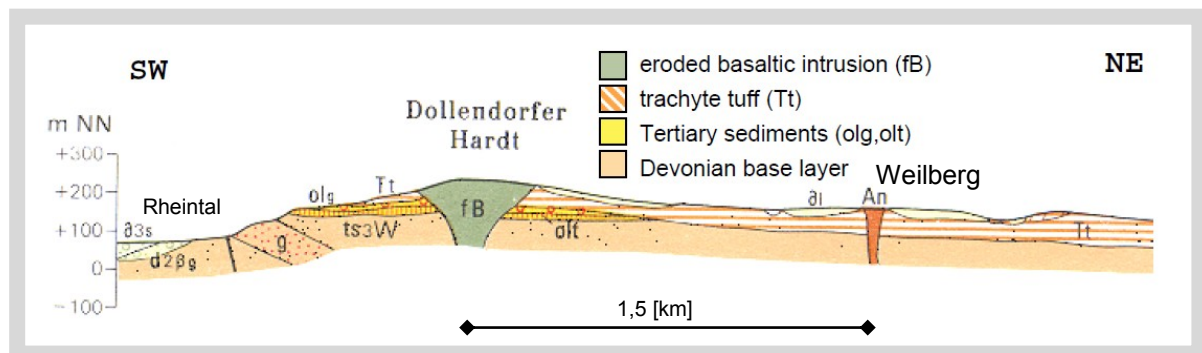


Abbildung 5.8: SW - NE - Profil des westlichen Siebengebirges vom Rheintal bis Heisterbacherrot. Geologische Karte 5209, Schmidt (2001), ergänzt.

Das Untersuchungsgebiet ist in drei größere Bereiche unterteilt. Im W befindet sich der Horst 'Venusberg', in der Mitte die Rheinebene mit der Stadt Bonn, im E ein Teil des Siebengebirges. Gravitative Massenbewegungen sind an den Hängen des Venusberges und im E des Untersuchungsgebietes im Siebengebirge kartiert worden. Der Venusberg besteht aus einem devonischen Untergrund und darauf Tertiäre und Quartäre Schotter der Hauptterrasse des Rheins und Tone aus verwittertem Löss und verwittertem Devon (GD-NRW, 1996). Bemerkenswert sind die beiden Störungen im Katzenlochbachtal (im W bei Ippendorf) und E des Melbtals (Engelbach) (Abbildung 5.7). Der blaue Bereich in Abbildung 5.7 an der Grenze vom Löss bzw. der Hauptterrasse zu den Kölner Schichten kennzeichnet den Einflussbereich des Grundwassers (Hydrologische Karte 5208, 1996). An vielen Stellen ist der Löss an den

Hängen erhalten. In diesem Bereich sind auch ein Großteil der Massenbewegungen kartiert worden (Schmanke, 1999, Schmidt, 2001). Die Höhe des Venusberges beträgt hier 135 m NN, der Hang im E nach Kessenich hat einen Höhenunterschied von ca. 70 m. Die Hangneigung beträgt an den Hängen bis zu 64,2° (ermittelt mit DGM10), an einigen Stellen der Dollendorfer Hardt und des Siebengebirges dürfte die Hangneigung noch größer sein. Bei mehr als 83% der Fläche ist die Hangneigung nach dem DGM 10 unter 10°. Die kartierten Massenbewegungen konzentrieren sich auf die restlichen 17% der Fläche des Untersuchungsgebietes.

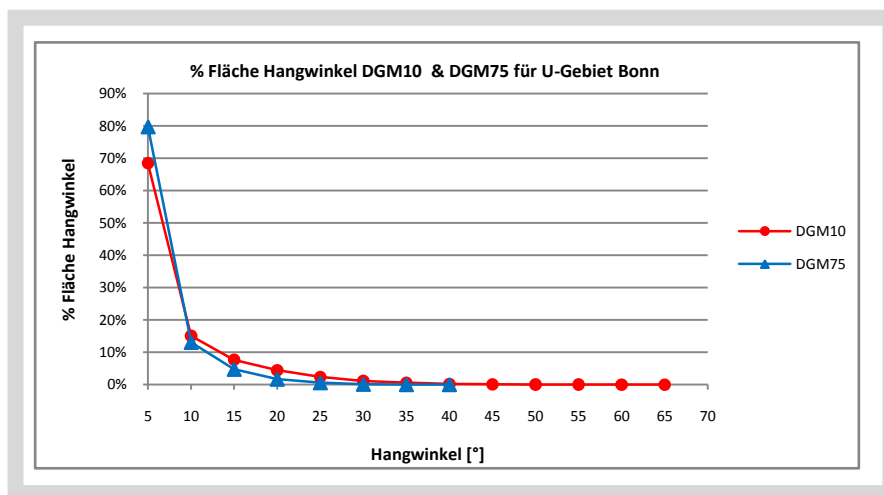


Abbildung 5.9: Verteilung der Flächen der Handwinkel in 5°-Schritten für das Untersuchungsgebiet 'Bonner Raum' mit DGM75 & DGM10. Eigene Analyse.

Der prozentual größte Bereich wird durch die Rheinebene bestimmt, die Hänge befinden sich an den Rändern des Untersuchungsgebietes. Zusätzlich ist die Oberfläche des Venusberges relativ eben, abgesehen von einigen tief eingeschnittenen Tälern.

Unterschiede der errechneten Hangneigung zwischen dem DGM10 und dem DGM75 sind für das Untersuchungsgebiet 'BN' wie folgt (Abbildung 5.9): Die Fläche der Hangneigung <5° ist beim DGM75 80%, beim DGM10 70%, die maximal errechnete Hangneigung beim DGM75 40° und beim DGM10 64,2°, ansonsten ist der Verlauf der Kurven fast identisch.

5.3 Gravitative Massenbewegungen der Untersuchungsgebiete

5.3.1 Gravitative Massenbewegungen 'SWA'

Ein spektakuläres Ereignis in jüngerer Zeit war der Bergsturz von Mössingen am 12.04.1983. Dieter et al. (2006) bezeichnen diesen Bergsturz als Lehrbeispiel für die Rückverlagerung des Albraufs. Dieser Bergsturz ist aber offensichtlich auf erhöhte Niederschläge und nicht auf ein Erdbeben zurückzuführen.

Das Erdbeben vom 16.11.1911 bei Albstadt mit $ML=5,5$ löste eine Hangrutschung aus. Dies ist übrigens die einzige, die im Katalog des BGR für die Schwäbische Alb für einen Zeitraum ab 800 AD vermerkt ist (Leydecker, 2005), was nicht bedeutet, dass Erdbeben nicht weitere Massenbewegungen ausgelöst haben, es ist nur in den Annalen nicht vermerkt oder die Akten sind noch nicht ausgewertet. Diese Problematik wurde auch vom DFG-Projekt InterRisk thematisiert (Glade, 2007). Viele Flurnamen, wie z. B. 'Schlipf', 'Schliff' oder 'Sturzhalde', deuten auf Massenbewegungen hin. Die Auswertung des DGM1 lässt ebenfalls viele Bereiche erkennen, in denen Massenbewegungen stattgefunden haben. Eine genaue zeitliche Zuordnung oder Hinweise auf Auslöser sind damit allerdings nicht möglich, ausgenommen eine relative zeitliche Zuordnung bei Reaktivierungen älterer Massenbewegungen. Nach Terhorst (1998) sind die meisten Massenbewegungen auf der Schwäbischen Alb Reaktivierungen, in einigen Fällen sind deutlich mehrfache Reaktivierungen zu erkennen. In Verbindung mit geologischen Karten sind aber Rückschlüsse auf potenziell anfällige Schichten möglich. Besonders anfällige Schichten sind im Bereich der Schwäbischen Alb Knollenmergel, Opalinuston, Tone und Mergel der Wedelsandsteinformation, Ornatenton und Impressamergel (Villinger, 2006), dargestellt in Abbildung 5.3 und 5.5. Bergstürze sind seltenere Ereignisse, lassen sich aber auch für größere Zeiträume nachweisen, z. B. das Abgleiten ganzer Schollen wie am Hohenstaufen (Spielburg) oder sogar mehrere solcher Ereignisse am Rechberg (Hönig, 1984). Diese Prozesse lassen sich mit anderen Bereichen der Alb parallelisieren. Ein Großteil der Massenbewegungen findet nur in den Deckschichten statt, das seltenere Abscheren von anstehendem Gestein sieht Hönig (1984) in Abhängigkeit vom Verwitterungsgrad. Um so spektakulärer ist es dann, wenn es doch einmal passiert (s. o. Mössinger Bergsturz).

Eine generelle Übersicht über gravitative Massenbewegungen auf der Schwäbischen Alb bieten Reiff (1968), Dongus (1977), Kallinich (1999) und Bibus & Terhorst (2001b). Dank der Zusammenarbeit mit dem DFG-Projekt 'InterRisk' wurden Kartierungen von Hangrutschungen zusätzlich von Brennecke (2006) für eine Auswertung zur Verfügung gestellt. Diese 388 Kartierungen für das 'Obere Filstal' liegen in digitaler Form vor. Die Kartierungen von Dongus (1997) und Kallinich (1999) umfassen nur größere Gebiete ohne detaillierte Kartierung einzelner Rutschungen. Sie waren deshalb für diese Arbeit nur von generellem Interesse, da für die genaue Zuordnung für diese Studie hauptsächlich die Abrisskanten ausgewertet wurden. Der Datensatz von Bibus & Terhorst (2001b) beinhaltet zwar Koordinaten, doch die Koordinaten enthielten einige Ungereimtheiten und Zahlendreher, die nicht ohne Ortsbesichtigungen hätten korrigiert werden können. Teilweise lagen die Koordinaten der Abrisskanten auf der Albhochfläche oder weit außerhalb der Schwäbischen Alb. Bei einigen Stichproben (eigener Geländeaufenthalt) konnten an den angegebenen Positionen keine Rutschungen entdeckt werden. Aus diesen Gründen konnte auch dieser Datensatz nur als genereller Hinweis verwertet werden. Aus den Kartierungen von Brennecke (2006) für das 'Obere Filstal' konnten die Abrisskanten abgelesen werden. Diese Daten waren mit ein Grund für die Auswahl dieses Gebietes für den Abgleich der Substrateigenschaften. Die oben erwähnten Feststellungen decken sich mit den noch genaueren Ausführungen von Bell (Bell, 2007).

Wie weiter oben bereits geschildert, sind auf dem Kartenblatt GK25 Nr. 7224 insgesamt 316 Massenbewegungen, teilweise mit Abrisskante, kartiert (LGRB, 1982). Da die Kartiermethoden für die Bereiche 'Gmünd' und 'Fils' unterschiedlich waren, können aus den absoluten Zahlen keine Rückschlüsse über die

Häufigkeit des Auftretens für die Untersuchungsgebiete gezogen werden. Es sind auch keine Hinweise auf mögliche Auslöser der Massenbewegungen ableitbar. Für die Ziele dieser Arbeit sind die Angaben in der Karte jedoch ausreichend.

5.3.2 Gravitative Massenbewegungen 'Bonner Raum'

Die gravitativen Massenbewegungen für den Bonner Raum wurden aus Hardenbicker (1993), Schmake (1999) und Schmidt (2001) übernommen. Sie lagen nur als Kartierung in digitaler Form vor. Sofern es Beschreibungen zu den Massenbewegungen gab, enthielten diese selten, und dann nur vage Angaben über den Zeitpunkt der Massenbewegung, mit wenigen Ausnahmen, bei denen ein Datum angegeben ist (Grunert, 1994). Ein Weg, über ein Parallealisieren der Zeitangaben zwischen Massenbewegungen und Erdbeben auf Erdbeben als Auslöser zu schließen, konnte somit nicht beschrritten werden. Die kartierten Massenbewegungen des Bonner Raumes befinden sich hauptsächlich an den steilen Hängen an der E-Seite des Venusberges, der ein Teil der Ville ist, an den steilen Hängen des Melbtales und des Katzenlochbaches, sowie im Bereich des Siebengebirges.

5.3.3 Fazit zum Überblick über gravitative Massenbewegungen der Untersuchungsgebiete

Die Angaben über die gravitativen Massenbewegungen in den Untersuchungsgebieten sollten nach Möglichkeit Datum, Uhrzeit, Orte mit genauer Position und Ausdehnung, sowie Angaben über den Auslösemechanismus enthalten. Hilfreich wären auch Angaben über den Untergrund und Angaben zu Erdbeben oder zum Wetter im Zeitraum der Bewegung. In dieser Form standen die Daten jedoch nicht zur Verfügung.

Der Überblick zeigt auf, dass viele gravitative Massenbewegungen nur kartiert und nicht beschrieben wurden. Teilweise sind nur größere Bereiche angegeben, ohne genaue Ortsangaben. Die Angabe des genauen Datums eines Ereignisses ist selten, ebenso die Angabe der Position der Abrisskante. Die meisten Kartierungen liegen nur in digitaler Form vor, ohne weitere Angaben zu Datum, Auslöser oder Abrisskanten.

6. Methode

Die grundlegende Idee für diese Arbeit war, herauszufinden, welche Methode sich am besten eignet, die Stabilität von Hängen unter Erdbebeneinfluss zu berechnen, gravitative Massenbewegungen, die durch Erdbeben ausgelöst werden, zu verorten, um daraus Gefahrenhinweiskarten zu erstellen und festzustellen, welche Minimum Erdbebenstärke noch gravitative Massenbewegungen in Deutschland auslösen kann. Die Berechnungen erfolgen mit der Methode 'Newmark displacement' (D_N). Hierzu werden Daten zur Seismizität, Geologie, Geomorphologie und die Eigenschaften der Substrate der Hänge in den Untersuchungsgebieten benötigt. Einige alternative Methoden werden auf ihre Brauchbarkeit für eine regionale Analyse untersucht.

Die Daten zur Seismizität und den Eigenschaften der Erdbeben, sowie den Substrateigenschaften werden aus der Literatur bzw. dem Internet übernommen und in Datenbanken überführt. Für die Erdbebendaten steht kein Katalog mit einer langen Zeitreihe zur Verfügung, der bis in die Gegenwart reicht. Die Daten aus den unterschiedlichen Quellen müssen vor den weiteren Bearbeitung abgeglichen werden. Danach können die erdbebenspezifischen Berechnungen zur Arias-Intensität (I_a) und den kritischen (a_c) wie maximalen (a_{max}) Beschleunigungen durchgeführt werden.

Für den Bereich der Geomorphologie wird die Hangneigung (α) benötigt, die aus den DGM abgeleitet wird.

Die relevanten Substrate werden aus den geologischen Karten übernommen. Deren Eigenschaften sind jedoch nicht flächendeckend im benötigten Detaillierungsgrad bekannt. Es wird nach Auswertung der Literatur und Abfragen bei Ingenieurbüros eine Datenbank erstellt. Diese Substratdatenbank liefert die benötigten Unterlagen für die Berechnung der Minimum-, Maximum- und Durchschnittswerte. Alternativ zu der üblichen Einteilung der Substrate nach Korngröße wird zusätzlich eine Klassifizierung der Substrate nach DIN 18300, die hauptsächlich auf der Plastizität beruht, vorgenommen. Über eine Sensitivitätsanalyse wird die Gewichtung der einzelnen Substrateigenschaften für verschiedene Berechnungen des Sicherheitsfaktors ('Factor of Safety' (FOS)) mit diesen Werten analysiert. Für Eigenschaften mit weniger Einfluss könnten für die weiteren Berechnungen dann Durchschnittswerte eingesetzt werden. Die Substrateigenschaften werden anschließend mit den kartierten aktiven und historischen Hangrutschungen in den Untersuchungsgebieten 'Gmünd' und 'Fils' verglichen, um mögliche Korrelationen herauszufinden. Die Substrateigenschaften werden in mehreren Iterationsschritten so angepasst, dass die Mehrzahl der kartierten Massenbewegungen in den als 'unsicher' gekennzeichneten Flächen des FOS liegen. Hierbei muss sorgfältig darauf geachtet werden, dass sich durch die Iterationsschritte keine Zirkelschlüsse oder unrealistischen Werte für die Substrateigenschaften ergeben. Als Maßstab für die Werte dienen die Beschreibungen in der Substratdatenbank und der Datenbank für die Substrateigenschaften. Diese Methode wurde gewählt, da es in jüngerer Zeit keine Erdbeben gab, die Massenbewegungen ausgelöst haben und an denen die Berechnungsmethoden hätten abgeglichen werden können. Bei

einer repräsentativen Anzahl derartiger Massenbewegungen hätte die Anpassung der Substrateigenschaften mit diesen Flächen erfolgen müssen.

Mit den Daten, die mit der oben beschriebenen Methode gewonnen werden, werden die Berechnungen für alle Untersuchungsgebiete mit der Methode 'Newmark displacement' durchgeführt, analysiert und anschließend die unter seismischen Einfluss gefährdeten Hänge in Gefahrenhinweiskarten mit ArcGIS dargestellt.

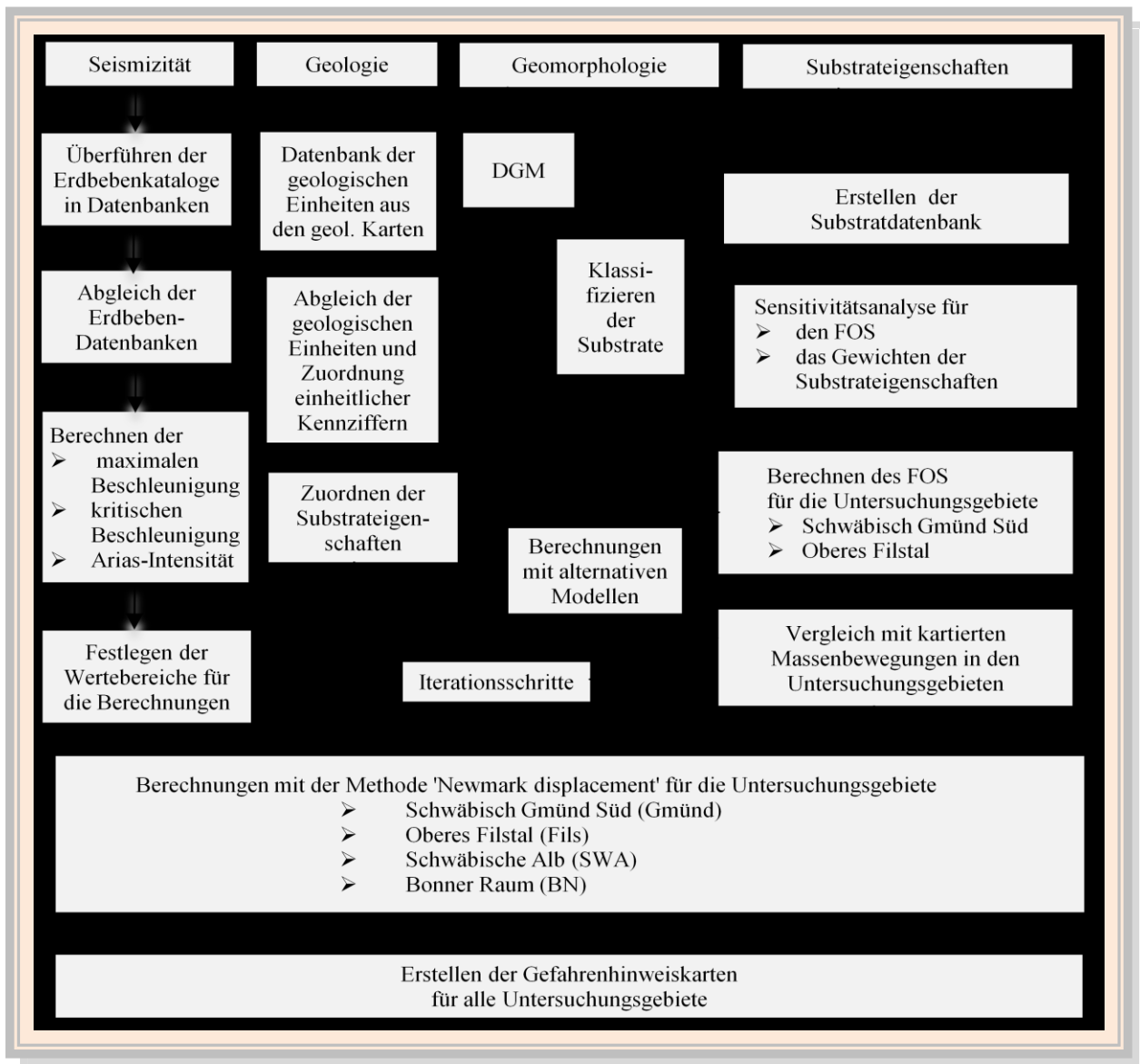


Abbildung 6.1: Übersicht über die Methodik dieser Arbeit

Mit dieser Vorgehensweise werden Prognosen für zukünftige Gefahren auf Grund von Daten aus der Vergangenheit erstellt. Diese Prognosen können demnach nur dann zutreffend sein, wenn die vorliegenden Daten aus der Vergangenheit ein zukünftiges Szenario widerspiegeln. Solange die geologischen, klimatischen und geomorphologischen Gegebenheiten sich nicht grundlegend geändert haben, kann davon ausgegangen werden, dass dies zutrifft. Für eine zuverlässige Analyse, besonders für Erdbeben,

müssen jedoch genügend lange Zeitreihen vorliegen und die Daten richtig interpretiert werden. In dem Zeitraum, in dem diese Arbeit erstellt wurde, fanden in Deutschland keine Erdbeben statt, die gravitative Massenbewegungen ausgelöst haben. Die Ergebnisse dieser Arbeit konnten somit nicht an aktuellen Ereignissen überprüft werden.

Alternative Programme wie Shake (EduPro, 2007), Geo-SLOPE (2007) und das von Jibson & Jibson entworfenen JAVA-Programm 'Newmark' (Jibson & Jibson, 2003) werden daraufhin untersucht, ob sie sich auch für eine regionale Analyse eignen.

6.1 Erstellen der Datenbanken

Die benötigten Daten für die Analyse der möglichen Erdbeben in Deutschland sowie für die Geologie und den Substrateigenschaften der Untersuchungsgebiete werden in Datenbanken gespeichert.

6.1.1 Erdbebendatenbanken

Um die Seismizität in Deutschland rekonstruieren zu können, werden langen Zeitreihen benötigt, da Erdbeben in Deutschland relativ seltene Ereignisse sind. Diese langen Zeitreihen liegen jedoch nicht vor. Für eine Übersicht über historische und rezente Erdbeben in Deutschland werden Daten oder Kataloge zu Erdbeben in Deutschland aus der Literatur, dem Internet und Abfragen bei Erdbebenstationen gesammelt. Da die Daten grundsätzlich in unterschiedlichen Formaten und unterschiedlichen Informationsgehalten vorliegen, müssen sie aufbereitet werden, damit sie verglichen werden können. Hierzu werden sie in Datenbanken überführt. Anschließend werden die für diese Arbeit benötigten Daten herausgefiltert.

6.1.2 Datenbank für die geologischen Einheiten (Substrate und Kennziffern)

Die Beschreibungen für die Substrate können aus den Angaben in den geologischen Karten und deren Erläuterungen übernommen werden. Die Kennzeichnungen und Beschreibungen der geologischen Einheiten sind unter den einzelnen geologischen Karten jedoch nicht abgestimmt. Wegen einiger Mehrfachnennungen oder unterschiedlicher Beschreibungen für die Kenner der gleichen geologischen Einheit können die üblichen geologischen Kürzel nicht für eine Verarbeitung mit EDV verwendet werden, da hierfür alle Bezeichnungen eindeutig sein müssen. Da kein System für eine geeignete Aufgliederung verfügbar war, musste ein eigenes System entwickelt werden, mit dem jede Kennung und jedes Substrat eindeutig identifizierbar ist, auch unter Berücksichtigung älterer Kartenwerke und deren Erläuterungen. Das System ist so ausgelegt, dass auch die Substrateigenschaften eindeutig zugeordnet werden können. Es wurde 'StratiNo' genannt. Eine Beschreibung des Systems erfolgt in Kapitel 7.2.

6.1.3 Datenbank für die Substrateigenschaften

In dieser Arbeit wird der Begriff 'Substrat' für die geologischen Einheiten, Gesteine und Böden verwendet. Die benötigten Substrateigenschaften, wie z. B. Angaben zu Wichte (γ), Kohäsion (c), innerer Reibungswinkel (φ) und die seismischen Geschwindigkeiten (v_p und v_s) der einzelnen Substrate sind jedoch flächendeckend nicht verfügbar und können in letzter Konsequenz auch nicht flächendeckend erhoben werden (Lu et al., 2006). Um trotzdem eine Übersicht über die möglichen Spannen der Werte für die Substrateigenschaften zu bekommen und Berechnungen der Durchschnittswerte vornehmen zu können, werden Messwerte von Ingenieurbüros abgefragt, sowie Werte aus der Literatur, auch aus Lehrbüchern, gesammelt und, wenn möglich in einer repräsentativen Anzahl, in eine Datenbank überführt.

6.1.4 Probleme zu Daten für Massenbewegungen

Die meisten kartierten Massenbewegungen für die Untersuchungsgebiete liegen nur in digitaler Form vor. Es fehlen in der Regel weitere Angaben wie Datum, Uhrzeit, Position der Abrisskante usw., oder die Angaben sind zu ungenau. Mit den Angaben zu Position, Datum und Uhrzeit könnte eine Korrelation mit den Erdbebendaten hergestellt werden, um bislang nicht in den Datensätzen der Erdbebenkataloge dokumentierte Zusammenhänge zu erkennen. Wegen der fehlenden Daten konnte dieser Weg nicht besritten werden. Eine Auswertung von Archiven war nicht Ziel dieser Arbeit. Aus diesen Gründen wurde keine Datenbank für die Massenbewegungen erstellt. Die digitalen Daten zu den Massenbewegungen wurden für die Verarbeitung mit ArcGIS übernommen.

6.2 Auswerten der Erdbebendatenbanken für die Untersuchungsgebiete

Die Auswertung der Erdbebendatenbanken sollte Aufschluss darüber geben, welche Art Erdbeben in Deutschland in welchen Gebieten in historischer Zeit bis zur Gegenwart aufgetreten sind, um daraus Schlüsse für zukünftige Ereignisse in den jeweiligen Untersuchungsgebieten zu ziehen. Die Erdbebenstärke und die Herdtiefe sind dabei von besonderem Interesse, da diese Parameter die wichtigsten Einflussfaktoren für die Auswirkungen an der Erdoberfläche sind. Es werden Daten aus verschiedenen Quellen miteinander verglichen und die benötigten Daten für die weiteren Berechnungen herausgefiltert.

6.3 Sensitivitätsanalyse

Über eine Sensitivitätsanalyse wird die Gewichtung der einzelnen Substrateigenschaften für die Berechnungen der statischen und der pseudostatischen Analysen bestimmt. Zuerst werden die Minimum-,

Durchschnitts- und Maximumwerte der Substrateigenschaften ermittelt, hierzu dient die Datenbank für die Substrateigenschaften als Grundlage. Insbesondere werden die Werte für die Wichte, dem inneren Reibungswinkel, der Kohäsion und den seismischen Geschwindigkeiten benötigt, sowie die Mächtigkeit der rutschenden Schicht und die Höhe des Grundwasserspiegels bzw. der Sättigungsgrad.

Mit der Sensitivitätsanalyse soll der Einfluss der einzelnen Substrateigenschaften auf die Hangstabilität in Form des 'Factor of Safety' (FOS) festgestellt werden. Wenn der Einfluss gering ist, kann ein Durchschnittswert der Substrateigenschaften in die Formeln eingesetzt werden, andernfalls muss mit detaillierten Werten gerechnet werden. Zu den in der vorigen Ziffer erwähnten Eigenschaften werden noch Berechnungen mit der Mächtigkeit der rutschenden Masse und deren Feuchtigkeitsgehalt durchgeführt. Mit einem Vergleich der allgemein benutzten 'einfachen' Formel (FOSe) (Formel 6.6) zur Errechnung des FOS mit Berechnungen des FOS_M (Formel 6.2) sollen die Unterschiede festgestellt und die Eignung für die weiteren Berechnungen bewertet werden.

6.3.1 Berechnen der Werte für die Substrateigenschaften

Die Grundlage für die Berechnungen der Minimum, Maximum und die Durchschnittswerte ist die erstellte Datenbank für die Substrateigenschaften. Als Kennzeichnung der einzelnen Substrate dient die übliche Einteilung nach Korngröße. Wenn diese Einteilung bei den späteren Berechnungen nicht praktikabel ist, wird eine Einteilung der Substrate nach ihrer Plastizität gemäß DIN 18300 (DIN 18300, 2006) vorgenommen und diesen Klassen dann Werte für die Substrateigenschaften zugeordnet. Mit einem Vergleich der Berechnungen des FOS mit den verschiedenen Methoden soll später herausgefunden werden, welche Klassifizierung die realistischeren Ergebnisse liefert.

6.3.2 Sensitivitätsanalyse für die Berechnungen des FOS

Mit dieser Analyse soll untersucht werden, welche Auswirkungen eine Änderung der verschiedenen Parameter auf den FOS haben. Hierzu werden zuerst die Werte für die Substrateigenschaften ermittelt. Anschließend werden Berechnungen des FOS mit der ermittelten Wertespanne der einzelnen Parameter durchgeführt, wobei alle anderen Parameter mit den jeweiligen Minimum-, Durchschnitts- und Maximumwerten eingegeben werden. Es muss dazu angemerkt werden, dass bei natürlichen Hängen die Änderung eines Parameters in der Regel auch die Änderung anderer Parameter auslösen kann. Dieses Zusammenspiel ist aber sehr komplex und wenig erforscht. Die beschriebene Methode wird daher als erster Ansatz betrachtet, bei Stabilitätsberechnungen im regionalen Bereich die Substrateigenschaften mit einzubeziehen.

6.3.2.1 Berechnen des FOS mit der Formel von Miles & Keefer (FOS_M)

Die ursprüngliche Formel für die Berechnung des FOS stammt von Skempton & DeLory (1957) (Formel 2.4). Um die im Folgenden aufgezeigten Probleme besser verdeutlichen zu können, wird diese Formel in drei Blöcke aufgeteilt. Der erste Block steht für die Kohäsionskomponente, der zweite für die Scherkomponente und der dritte für die Reduktion der Scherkomponente in Abhängigkeit vom Porenwasserdruck. Sie lautet dann wie folgt:

$$FOS_{Skempton\ mod} = \frac{c'}{\gamma z \sin \alpha \cos \alpha} + \frac{\tan \varphi'}{\tan \alpha} - \frac{m \gamma_w \tan \varphi'}{\gamma \tan \alpha} \quad (\text{Formel 6.1})$$

Skempton & DeLory (1957), verändert

Legende:

- c' : effektive Kohäsion [kN/m²]
- γ : Wichte [kN/m³]
- z : Mächtigkeit der gesamten rutschenden Schicht unter GOF [m]
- m : % Wassersättigung (Werte: 0 - 1)
- α : Hangneigung [°]
- φ' : effektiver innerer Reibungswinkel [°]
- γ_w : Wichte von Wasser [kN/m³]

Diese Umstellung haben auch Jibson et al. (2000) und Miles & Keefer (2003) vorgenommen, allerdings ohne den Wert $1/\cos \alpha$ im ersten Block. Ihre Formel lautet.

$$FOS_M = \frac{c'}{\gamma z \sin \alpha} + \frac{\tan \varphi'}{\tan \alpha} - \frac{m \gamma_w \tan \varphi'}{\gamma \tan \alpha} \quad (\text{Formel 6.2})$$

Miles & Keefer (2001, 2003), verändert

Legende:

- c' : effektive Kohäsion [kN/m²]
- γ : Wichte [kN/m³]
- z : Mächtigkeit der gesamten rutschenden Schicht unter GOF [m]
- m : % Wassersättigung (Werte: 0 - 1)
- α : Hangneigung [°]
- φ' : effektiver innerer Reibungswinkel [°]
- γ_w : Wichte von Wasser [kN/m³]

Miles & Keefer (2003) berufen sich auf Jibson et al. (1998, 2000), wobei alle nicht erläutert haben, warum dieser Wert in ihrer Formel weggelassen wurde. Eigene Analysen haben ergeben, dass der Unterschied für die kleineren und mittleren Werte der Hangneigung vernachlässigbar ist, erst bei Hangneigungen $>60^\circ$ machen sich die Unterschiede bemerkbar. Allerdings ergeben sich dann für den FOS keine realistischen Werte, da die Kurven für den inneren Reibungswinkel zwischen 0° und ca. 15° wieder ansteigen (Abbildung 6.2), zusätzlich werden die Werte für den FOS um ca. 0,1 reduziert. Nach der Formel von Miles & Keefer (2003) (Formel 6.2) nehmen die Werte für den FOS (FOS_M) mit zunehmender Hangneigung und allen Reibungswinkeln immer ab, was realistischer ist. Allerdings kann davon ausgegangen werden, dass die Berechnungen für Hangneigungen $>60^\circ$ ohnehin ungenau sind, aber

im Bereich der Fehlertoleranzen liegen. Dieses Problem könnte auch nur mit umfangreichen weiteren Untersuchungen und Geländeaufnahmen auf lokaler Ebene analysiert werden, was nicht Ziel dieser Arbeit ist, abgesehen vom Zeit- und Geldaufwand (beides stand nicht zur Verfügung). In der Literatur wurden hierzu keine weiteren konkreten Angaben gefunden.

Die Unterschiede bei der Berechnungen des FOS sind in Abbildung 6.2 dargestellt.

Für die Berechnung der Wassersättigung wurde die Formel um den Parameter ' m ' erweitert (Mathiesen & Stinson, 2007). Die Wassersättigung in Prozent (m) ergibt sich aus den Werten der Mächtigkeit der gesamten Rutschmasse und der Höhe des Grundwasserspiegels gemessen von der Gleitfläche mit folgender Rechnung:

$$m = \frac{z_w}{z} \quad (\text{Formel 6.3})$$

Mathiesen & Stinson (2007)

Legende:

- z : Mächtigkeit der gesamten rutschenden Schicht [m]
- z_w : Höhe des Grundwasserspiegels über der Gleitfläche [m]
- m : % Wassersättigung (Werte 0 - 1)

Mit der Angabe eines Verhältniswertes kann das Problem umgangen werden, dass in der Regel weder die Mächtigkeit der rutschenden Schicht noch die Höhe des Grundwasserspiegels auf regionaler Ebene mit der nötigen Genauigkeit bekannt sind.

Die Angaben, was unter z_w zu verstehen ist, sind von Autor zu Autor unterschiedlich. Entweder wird als Bezugsfläche die Geländeoberfläche oder die Gleitfläche angegeben. Wird die Gleitfläche als Bezug genommen, ist bei trockenem Substrat der Wert $m=0$ und bei wassergesättigtem Substrat $m=1$. Nach Formel 6.2 wird damit der Wert des FOS geringer, je höher die Wassersättigung ist, was sinnvoll ist und auch den Beobachtungen entspricht. Andere Autoren berechnen m mit der Formel 6.4, wobei bei dieser Formel der Parameter z_w von der Geländeoberfläche aus gemessen wird:

$$m = \frac{z_w - z}{z} \quad (\text{Formel 6.4})$$

Legende:

- z : Mächtigkeit der gesamten rutschenden Schicht [m]
- z_w : Höhe des Grundwasserspiegels unter GOF [m]
- m : % Wassersättigung

Das Ergebnis ergibt dann allerdings einen negativen Wert. Damit würde der Wert des letzten Blocks der Formel 6.2 positiv. Das erscheint, wie oben ausgeführt, unlogisch, daher wird für diese Arbeit die Berechnung gemäß Formel 6.3 verwendet.

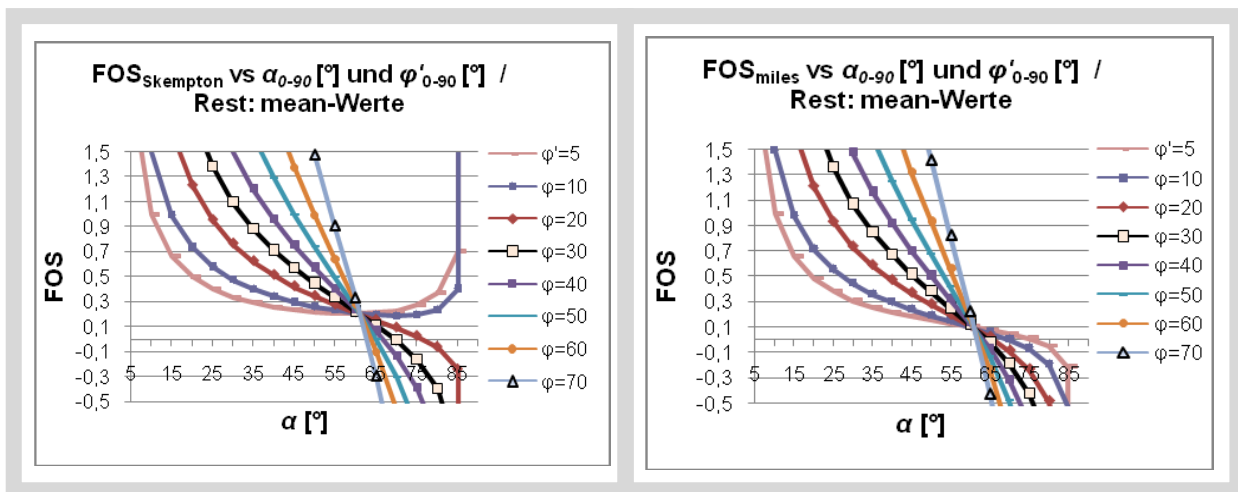


Abbildung 6.2: Berechnung des FOS für Hangneigungen $0^\circ - 90^\circ$ und Reibungswinkel $5^\circ - 70^\circ$ nach der Formeln von Skempton & DeLory (mit $1/\cos \alpha$) und Miles (ohne $1/\cos \alpha$). Eigene Analyse.

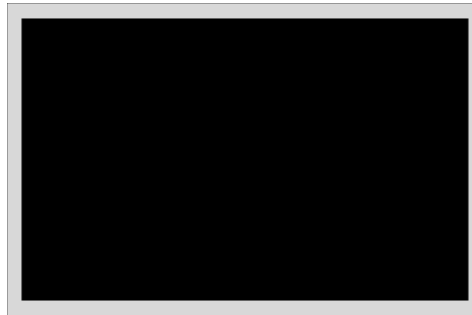


Abbildung 6.3: Darstellung der Messmethode für die 'Mächtigkeit der rutschenden Schicht' (z) und der 'wassergesättigten Schicht' (z_w), GOF: Geländeoberfläche, GW: Grundwasserspiegel. Eigener Entwurf.

Um die Änderung der Feuchtigkeit in einem Substrat berechnen zu können, werden z. B. Daten über die Aufnahme- und Speicherkapazität der Substrate benötigt, die Vegetationsbedeckung und die Einflüsse der Vegetation auf die Infiltration, Evaporation oder den Oberflächenabfluss während eines Niederschlagsereignisses. Diese Berechnungen können mit dem 'Combined Hydrology and Stability Model' (CHASM) von Anderson (Anderson, 1990; Anderson & Lloyd, 1991) durchgeführt werden. Das Modell ist in Karnawati et al. (2006) beschrieben und mehrfach angewendet worden. Die Grundlage dieses Modells ist ebenfalls die Gleichung von Mohr-Coulomb und berechnet den FOS unter den verschiedenen Einflüssen. Das Modell ist nur zweidimensional ausgelegt und wohl hauptsächlich auf den Einfluss der Vegetation abgestimmt, wobei berücksichtigt wird, dass sich z. B. bei einer Änderung des Porenwasserdrucks auch die Kohäsion verändert (Matziaris, 2005). Dies ist bei dem Modell 'Newmark displacement' nicht möglich. Es besteht mit CHASM auch die Möglichkeit, die Stabilität eines Hanges unter seismischen Einflüssen zu berechnen. Hierzu wird zusätzlich die horizontale Beschleunigung benötigt, wobei nicht spezifiziert ist, ob die durchschnittliche oder die maximale Beschleunigung benötigt wird. Die Unterschiede in der Verwendung der Beschleunigung und der Arias Intensität werden später noch ausgeführt. Ähnlich wie das Programm 'GeoSlope' ist dieses Modell jedoch nur lokal für einen speziellen Hang

anwendbar (Ferentinou et al., 2006). Interessant wäre aber festzustellen, wie sich der FOS unter bestimmten Einflüssen verändert, um diese Erkenntnisse bei den weiteren Berechnungen dieser Arbeit mit einfließen zu lassen. Diese Berechnungen konnten jedoch nicht durchgeführt werden, da das Modell nicht zur Verfügung stand.

Wie in Kapitel 2.2.2 ausgeführt, hat der Sättigungsgrad des Bodens einen entscheidenden Einfluss auf die Scherkraft und damit auf den FOS. Manche Autoren führen aus, dass z. B. die Höhe des Grundwasserspiegels nicht genau bestimmbar wäre, so dass das Verhältnis der wassergesättigten Schicht, angegeben als Höhe des Grundwasserspiegels über der Gleitfläche, zu z nicht angegeben werden könne und setzen daher $m = 0$. Damit ist der letzte Block insgesamt '0'. Dies trifft auch bei trockenem Substrat zu, da der Grundwasserspiegel in diesem Fall unterhalb der rutschenden Schicht liegt und z_w damit = '0' ist. Die Formel 6.2 erhält dann folgende Form:

$$FOS_M = \frac{c'}{\gamma z \sin \alpha} + \frac{\tan \varphi'}{\tan \alpha} \quad (\text{Formel 6.5})$$

Legende:

- c' : effektive Kohäsion [kN/m²]
- γ : Wichte [kN/m³]
- z : Mächtigkeit der gesamten rutschenden Schicht [m]
- α : Hangneigung [°]
- φ' : effektiver innerer Reibungswinkel [°]

Bei kohäsionslosen Substraten oder der Annahme, dass im Augenblick des Versagens eines Hanges die Kohäsion 'null' sein müsse, ist auch der erste Block der Formel 6.2 bzw. 6.5 = '0'. Es verbleibt der mittlere Block. Das Ergebnis wird mit 'FOSe' bezeichnet:

$$FOSe = \frac{\tan \varphi'}{\tan \alpha} \quad (\text{Formel 6.6})$$

Gipprich et al., (2008), verändert

Legende:

- α : Hangneigung [°]
- φ' : effektiver innerer Reibungswinkel [°]

Damit ist der FOS nur noch vom effektiven inneren Reibungswinkel (φ') und der Hangneigung (α) abhängig. Aus der Formel ergibt sich, dass der FOS nur dann größer als '1' ist, d. h. ein Hang relativ stabil sein kann, wenn der innere Reibungswinkel φ' größer als die Hangneigung α ist. Diese beiden Werte sind in der Regel für lokale Bereiche bekannt oder können zuverlässig abgeschätzt werden. Dass die Ergebnisse trotzdem nicht ganz unproblematisch sind, wird in den Ziffern 9.21, 10.3.1.1 und 10.3.2.1 verdeutlicht. Nach einer Umstellung der Formel 6.6 zu

$$FOS * \tan \alpha = \tan \varphi' \quad (\text{Formel 6.7})$$

wird deutlich, dass eine Änderung des inneren Reibungswinkels einen größeren Einfluss hat als die Änderung der Hangneigung.

Abbildung 6.4 zeigt, dass bei Berechnungen mit der 'einfachen' Formel (FOSe) zwischen einer Hangneigung von 10° und 70° realistischere Werte angezeigt werden als in den Grenzbereichen. Bei Hangneigungen $\alpha < 10^\circ$ sind die Werte für den FOSe zu hoch, d. h. es werden zu viele Flächen als 'sicherer' gekennzeichnet und bei $\alpha > 70^\circ$ zu niedrig, d. h. es werden für diesen Bereich zu viele Flächen als 'unsicher' gekennzeichnet. Gemäß den Ausführungen in Kapitel 2.2 werden für den FOS die Werte zwischen 0 - 1,5 mit Abstufungen als 'unsicher' angesehen. Die Werte darüber kennzeichnen einen 'sicheren' Hang und sind für die Berechnungen dieser Arbeit nicht von besonderem Interesse. Deshalb wird in den Grafiken der Bereich des FOS generell zwischen 0,8 - FOS - 2,0 dargestellt.

Angaben zur Mächtigkeit der rutschenden Schicht (z) können nur lokal und im Nachhinein erhoben werden. Die Analyse soll aufzeigen, welchen Einfluss die Mächtigkeit auf den FOS hat. Untersuchungen von Havenith et al. (2006) und Gipprich et al. (2008) deuten darauf hin, dass unter normalen Bedingungen ein Versagen eines Hanges unter Erdbebeneinfluss durch Zugkräfte in den oberen 2 [m] und durch Scherkräfte von 2-10 [m] Tiefe entstehen. Scherflächen, die tiefer liegen, haben demnach zusätzlich noch andere Ursachen (Gipprich et al., 2008). Für diese Arbeit wird daher eine durchschnittliche Mächtigkeit der rutschenden Schicht von 10 [m] angenommen.

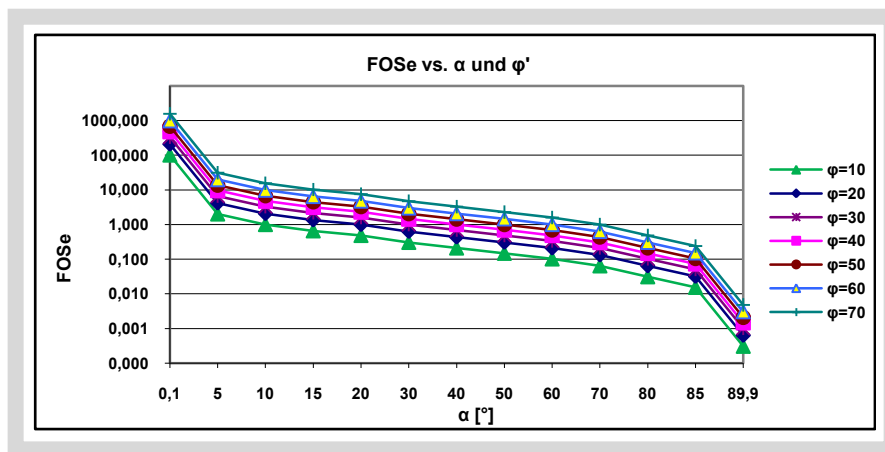


Abbildung 6.4: Berechnung des FOSe (Formel 6.6) in Abhängigkeit von der Hangneigung (α) und vom inneren Reibungswinkel (φ'). Eigener Entwurf.

6.3.2.2 Berechnungen mit der Methode nach Nagarajan

Nagarajan hat eine Methode entwickelt, um die Reduktion des FOS unter Erdbebeneinfluss berechnen zu können (Nagarajan, 2002). Er setzt dabei den FOS unter Erdbebeneinfluss (FOS_{EQ}) in Beziehung zum 'normalen' FOS (in dieser Arbeit: FOS_M). Die Formel lautet:

$$\frac{FOS_{EQ}}{FOS_M} = \frac{1}{1 + \frac{a_{max} \cos \alpha}{g}} \quad (\text{Formel 6.8})$$

Nagarajan (2002), verändert

Legende:

FOS_{EQ} : FOS unter Erdbebeneinfluss
 FOS_M : 'normaler' FOS
 a_{max} : maximale Beschleunigung [m/s²]
 α : Hangneigung [°]
 g : Gravitationskonstante [m/s²]

Als Eingabeparameter werden die maximale Beschleunigung (a_{max}) eines Erdbebens und die Hangneigung (α) benötigt. Mit dieser Formel kann die Reduzierung des FOS auf regionaler Ebene berechnet werden, ohne den FOS direkt berechnen zu müssen.

In der Sensitivitätsanalyse werden die Auswirkungen mit unterschiedlichen Beziehungen zwischen Hangneigung und maximaler Beschleunigung dargelegt. Es wird diskutiert, in wie weit die Ergebnisse für die weiteren Berechnungen berücksichtigt werden müssen.

6.3.2.3 Berechnungen mit der Methode nach ILWIS

Vom 'International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation' (ILWIS) wurde ein Programm entwickelt, welches auf der Formel, die ursprünglich von Skempton & DeLory für die Berechnung des FOS entwickelt wurde, beruht und durch die Parameter spezifisches Gewicht (ρ) und die maximale Beschleunigung (a_{max}) ergänzt wurde, um den Einfluss von Erdbeben mit zu berücksichtigen. Die Formel lautet dann:

$$FOS_{ILWIS} = \frac{c' + ((z \gamma (\cos \alpha)^2) - (z \rho a_{max} \cos \alpha \sin \alpha) - (\gamma_w z_w (\cos \alpha)^2 \tan \varphi'))}{z \gamma \sin \alpha \cos \alpha + z \rho a_{max} (\cos \alpha)^2} \quad (\text{Formel 6.9})$$

ILWIS (2006), verändert

Legende:

c' : Kohäsion [kN/m²]
 z : Mächtigkeit der rutschenden Schicht [m]
 γ : Wichte [kN/m³]
 α : Hangneigung [°]
 ρ : Dichte [kg/m³]
 a_{max} : maximale Beschleunigung des Erdbebens [m/s²]
 γ_w : Wichte des Wassers [kN/m³]
 z_w : Höhe des Grundwasserspiegels über der Gleitfläche [m]
 φ' : effektiver innerer Reibungswinkel [°]

Mit dieser Formel werden in der Sensitivitätsanalyse die Auswirkungen berechnet, die durch die Eingabe verschiedener Werte für die maximal Beschleunigung entstehen. Für die Substrateigenschaften werden für diese Berechnung die Durchschnittswerte eingesetzt. Auch hier wird diskutiert, in wie weit die Ergebnisse für die weiteren Berechnungen berücksichtigt werden müssen.

6.3.3 Berechnen der maximale Beschleunigung (a_{max})

Jibson (2007) hat eine geänderte Formel für die Berechnung des 'Newmark displacements' veröffentlicht. Die bisherigen Formeln hatten als Eingabeparameter nur die Arias Intensität (I_a) und die kritische Beschleunigung (a_c). Mit der neuen Formel wird das Verhältnis der kritischen Beschleunigung zur maximalen Beschleunigung berücksichtigt, da damit die Ergebnisse bei Berücksichtigung weltweiter Erdbeben und geringerer Stärken besser berechnet werden können (Jibson, 2007). Die Berechnung der maximalen Beschleunigung (a_{max}) erfolgt mit einer Formel von Nuttli & Herrmann (1984),

$$\log a_{max} = 0,57 + 0,50M - 0,83 \log \sqrt{D^2 + h^2} - 0,00069D \quad (\text{Formel 6.10})$$

Nuttli & Herrmann (1984), Jibson (1993), Jibson & Jibson (2003), verändert

Legende:

a_{max} : maximale Bodenbeschleunigung [m/s²]
M : Magnitude, allgemein
D : Epizentralentfernung [km]
h : Herdtiefe [km]

Eingabeparameter sind die Magnitude und die Hypozentral- und Epizentralentfernung. Nuttli & Herrmann (1984) verwenden für die Magnitude die 'body-wave'-Magnitude (m_b). Diese ist in der Regel jedoch nicht bekannt, besonders nicht für historische Erdbeben. Da es keine direkte Umrechnungsformeln für m_b ('body-wave-Magnitude) in ML (Lokale (Richter-) Magnitude) gibt, müsste auch hier wieder mit Regressionsgleichungen gerechnet werden. Die damit entstehende Fehlerquote für die relevanten Werte liegt etwa im Bereich der Unterschiede zwischen m_b und ML. Somit entstehen keine gravierenden Fehler, wenn hier Lokale (Richter-) Magnitude (ML) für die Berechnungen verwendet wird. Die Hypozentralentfernung kann aus der Epizentralentfernung (D) und der Herdtiefe (h) berechnet werden, dies ist in der Formel 6.10 schon berücksichtigt. Beroya et al. (2008) weisen auf die unterschiedlichen Reaktionen der verschiedenen Substrate hin. Sie schlagen z. B. für die Philippinen vor, die errechneten Werte für die maximale Beschleunigung (a_{max}) für Festgesteine um 40% zu verringern und für lockere Böden um 40% zu erhöhen. Entsprechende Werte für Deutschland konnten nicht gefunden werden. In Formel 6.10 sind die Substrateigenschaften nicht berücksichtigt.

Es werden die Auswirkungen unterschiedlicher Magnituden und Entfernungen auf den Wert der a_{max} berechnet und bewertet.

6.3.4 Berechnen der kritische Beschleunigung (a_c)

Die kritische Beschleunigung a_c ist die Minimum-Beschleunigung, bei der ein Hang noch nicht in Bewegung gerät, d.h. der FOS-Wert = 1,0. Es wird die Formel von Newmark (1965), abgewandelt durch Jibson (1993) verwendet.

$$a_c = (FOS - 1) \sin \alpha \quad (\text{Formel 6.11})$$

(Newmark, 1995; Jibson, 1993; Miles & Keefer, 2001), verändert

Legende:

a_c : kritische Beschleunigung [m/s²]

α : Hangneigung [°]

Eingabeparameter sind der FOS und die Hangneigung. Der FOS wird für die Sensitivitätsanalyse mit Werten zwischen 1,0 und 1,5 angenommen, für die Berechnungen der Untersuchungsgebiete wird der FOS mit den jeweiligen Eigenschaften der in den geologischen Karten verzeichneten Substraten berechnet. Die Hangneigung wird für die Sensitivitätsanalyse mit Werten von 0° bis 90° angenommen, für die Berechnungen der Untersuchungsgebiete werden diese Werte aus den DGM berechnet. Die Auswirkungen einer Änderung des FOS bzw. der Hangneigung werden diskutiert. Außerdem wird in der Sensitivitätsanalyse untersucht, welche Auswirkungen die Berücksichtigung des Wertes der Gravitation 'g' in der Formel für die kritische Beschleunigung hat, da dies von den Autoren unterschiedlich gehandhabt wird.

6.3.5 Berechnen des Verhältnisses a_c / a_{max}

Die mit den Berechnungen der Ziffern 6.3.3 und 6.3.4 festgelegten Wertespannen werden zur Berechnung des Verhältnisses der kritischen Beschleunigung und der maximalen Beschleunigung verwendet. Für die Sensitivitätsanalyse werden diese Werte für die Berechnung des Verhältnisses eingesetzt. Für genauere Berechnungen der kritische Beschleunigung (a_c) muss der FOS mit den angepassten Substrateigenschaften berechnet werden. Damit ändern sich auch die Wertespannen für das Verhältnis der kritischen zur maximalen Beschleunigung. Die Auswirkungen einer Änderung der Eingabeparameter auf das Verhältnis der beiden Beschleunigungen wird diskutiert.

6.3.6 Berechnungen der Arias-Intensität (I_a)

Mit der Arias Intensität können die Auswirkungen eines Erdbebens an der Erdoberfläche besser verdeutlicht werden, als wenn nur mit der maximalen Beschleunigung (a_{max}) gerechnet wird, da bei der Arias Intensität die Dauer der Erschütterungen mit berücksichtigt wird. Die Fokussierung ausschließlich auf den maximalen Wert einer Beschleunigung entspricht nicht den natürlichen Gegebenheiten (Arias, 1970; Jibson, 2007) Nach dem bislang stärksten jemals registrierten Erdbeben von Chile am 22.05.1960 erarbeitete Arias folgende Formel:

$$I_a = \frac{\pi}{2g} \int_0^T (a(t))^2 dt \quad (\text{Formel 6.12})$$

(Arias, 1970)

Legende:

I_a : Arias-Intensität [m/s]
 g : Erdbeschleunigung [m/s²]
 $a(t)$: Bodenbeschleunigung als Funktion der Zeit [s]
 T : Dauer der Erschütterungen [s]

Der mit der Formel 6.12 errechnete Wert wird als 'Arias Intensität' (I_a) bezeichnet. Eine praktikable Formel zur Berechnung der Arias Intensität haben Wilson & Keefer (1993) mittels einer Regressionsgleichung an Hand von Starkbeben in Kalifornien entwickelt.

$$\log I_a = M - 2 \log \sqrt{D^2 + h^2} - 4,1 \quad (\text{Formel 6.13})$$

(Jibson, 1993; Wilson & Keefer, 1993; Miles & Keefer, 2001), verändert

Legende:

I_a : Arias-Intensität [m/s]
 M : Magnitude (beliebige Skala)
 D : Epizentralentfernung [km]
 h : Herdtiefe [km]

Die Eingabeparameter sind die Magnitude und die Hypozentralentfernung, beide Werte dürften bekannt sein. Für diese Arbeit wird die Formel 6.13 verwendet. Die Auswirkungen von Änderungen der Eingabeparameter für Werte der Magnitude, Hypozentralentfernung und Herdtiefe, die in den Untersuchungsgebieten zu erwarten sind, werden dargestellt und diskutiert.

6.3.7 Berechnungen des 'Newmark displacement' (D_N)

Newmarks Methode bezog sich ursprünglich auf den Einfluss von Erdbeben auf künstliche Dämme und Böschungen (Newmark, 1965). Jibson (1996), Jibson et al. (1998, 2000), Miles & Ho (1999) und Miles & Keefer (2000, 2003) haben dann praktikable Methoden entwickelt, um Newmarks Methode auch auf natürliche Hänge übertragen zu können. Für die Berechnung des 'Newmark displacement' gelten folgende Annahmen (Newmark, 1965; Nomachi et al., 1991):

- Der gleitende Block verformt sich nicht.
- Die Veränderungen der Geometrie während und nach der Bewegung werden negiert.
- Der Scherwiderstand des Substrates bleibt konstant und wird auch durch die zyklische Belastung nicht verändert.
- Der Porenwasserdruck wird nicht signifikant verändert.
- Die vertikalen Kräfte werden als vernachlässigbar gering betrachtet.

Für die Berechnung des 'Newmark displacement' werden Daten zur Seismizität, d. h. Magnitude und Hypozentralentfernung, benötigt, um die Arias Intensität und die maximale Beschleunigung (a_{max}) berechnen zu können, sowie Substrateigenschaften wie Kohäsion, innerer Reibungswinkel und Wichte, die Hangneigung und den Grad der Wassersättigung für die Berechnung des FOS (Newmark, 1965; Miles & Ho, 1999; Jibson et al. 2000; Miles & Keefer, 2000, 2001, 2003; Havenith et al., 2006). Mit dem FOS und der Hangneigung wird die kritische Beschleunigung (a_c) berechnet. Schließlich wird mit der Arias Intensität und der kritischen Beschleunigung das 'Newmark displacement' berechnet. Dieser Vorgang kann für verschiedene Erdbebenstärken und Herdtiefen bzw. Hypozentralentfernungen durchgeführt werden um daraus Gefahrenhinweiskarten für definierte Regionen und verschiedenen Erdbebenzenarien zu erstellen.

Der generelle Ablauf der Berechnungen ist in Abbildung 6.5 dargestellt.

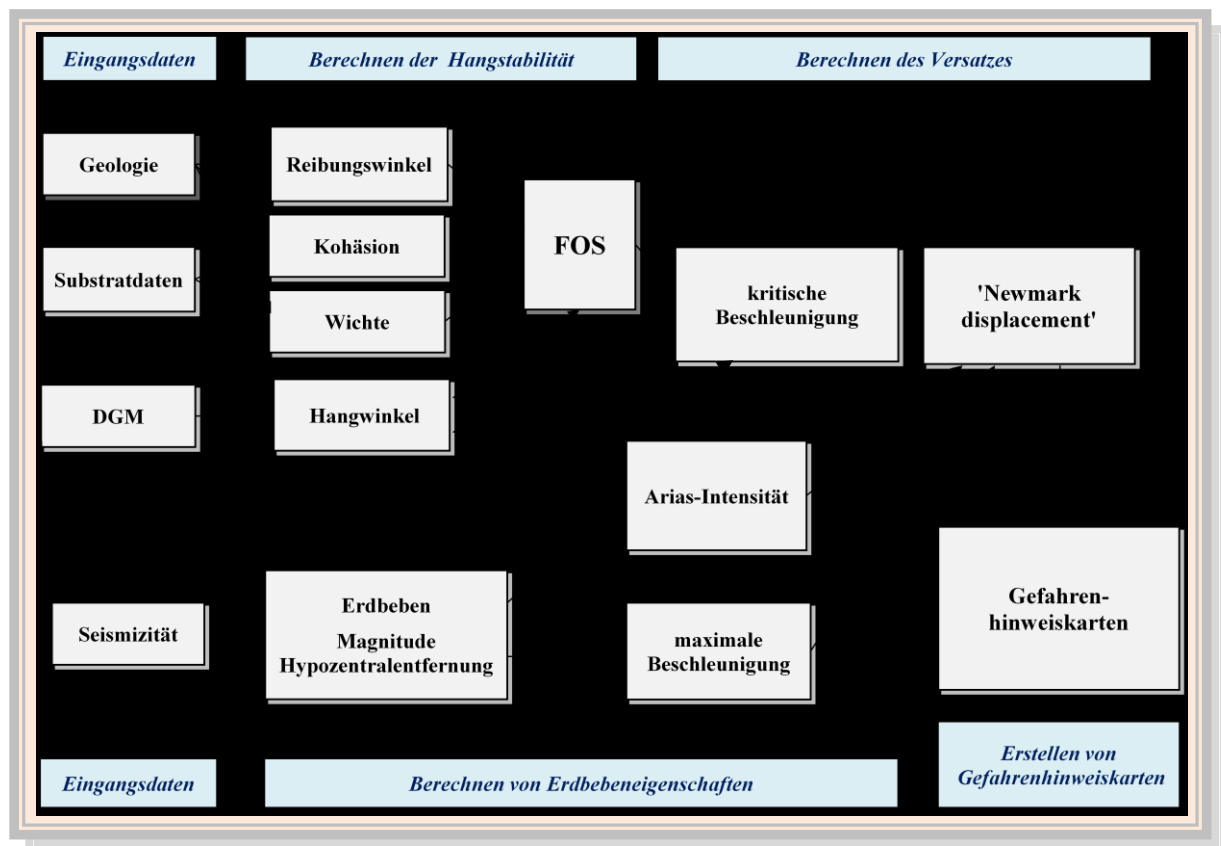


Abbildung 6.5: Vorgehensweise für die Berechnung des 'Newmark displacement' und Erstellen von Gefahrenhinweiskarten. Eigener Entwurf nach Jibson et al. (1998,2000) und Miles & Keefer (2001).

Romeo & Delfino (1996) und Romeo (2000) haben diese Methode von Newmark in Italien getestet und leicht modifiziert. Auch in Indien, Taiwan und Japan wurde mit dieser Methode gearbeitet, jedoch sind die meisten Veröffentlichungen nur qualitativ beschreibend. Die Formeln wurden original übernommen und nicht verändert oder angepasst. Da die vereinfachten Formeln Regressionsgleichungen sind, die an ausgesuchten Erdbeben und Massenbewegungen getestet wurden, gehen natürlich auch die Eigenheiten der Testdaten mit in die Formeln und Konstanten ein, d. h. die bestehenden Formeln spiegeln schwer-

punktmäßig die Verhältnisse in Kalifornien wieder. Ob diese Formeln direkt zu übertragen sind, bezweifelt Romeo (Romeo & Delfino, 1996; Romeo, 2000). Aber auch er hat an der Grundform der Formeln festgehalten und nur die Konstanten leicht verändert. Für die Berechnung der Arias Intensität benutzte Romeo eine Gleichung von Sabetta & Pugliese (1996), die zusätzlich zur Formel von Arias noch zwei Substrateigenschaften (Festgestein / Lockergestein) berücksichtigt und einen festen Wert für die kritische Beschleunigung. Damit eignet sich Romeos Methode nicht für eine regionale Analyse, da sich die Substrateigenschaften ebenso wie die kritische Beschleunigung regional stark unterscheiden (Del Gaudio et al., 2003). Jibson (2007) hat die ursprüngliche Fassung der Formel zur Berechnung des 'Newmark displacement' von 1993 (Jibson, 1993) mehrfach überarbeitet, um das breitere Spektrum der unterschiedlichen Erdbebenparameter zu berücksichtigen, damit die Formel weltweit eingesetzt werden kann. Bei dem für die Erstellung der Regressionsgleichung verwendeten Datensatz wurden nur Erdbeben berücksichtigt, bei denen die kritische Beschleunigung (a_c) niedriger ist als die maximale Beschleunigung (a_{max}) (Jibson, 2007). Daher ist diese Formel eher für die niedrigen Werte der kritischen Beschleunigung geeignet. Dieser Bereich trifft für Deutschland zu, somit liefern diese Formeln für Deutschland keine verzerrten Ergebnisse. Naturgemäß haben bei diesen Arbeiten die Starkbeben ein Übergewicht. Um festzustellen, wie groß die Unterschiede bei der Berechnung des 'Newmark displacement' mit den Daten für in Deutschland zu erwartenden Erdbeben sind, werden Berechnungen mit allen vier Formeln durchgeführt und die Ergebnisse miteinander verglichen. Es werden hierfür folgende Formeln verwendet:

Formel A (Jibson 1993):

$$\log D_N = 1,460 \log I_a - 6,642 a_c + 1,546 \pm 0,409 \quad (\text{Formel 6.14})$$

Formel B (Jibson et al. 1998,2000):

$$\log D_N = 1,521 \log I_a - 1,193 \log a_c - 1,546 \pm 0,375 \quad (\text{Formel 6.15})$$

Formel C (Jibson 2007):

$$\log D_N = 2,401 \log I_a - 3,481 \log a_c - 3,230 \pm 0,656 \quad (\text{Formel 6.16})$$

Formel D (Jibson 2007):

$$\log D_N = 0,561 \log I_a - 3,833 \log \frac{a_c}{a_{max}} - 1,474 \pm 0,616 \quad (\text{Formel 6.17})$$

(Jibson, 2007)

Legende:

D_N : 'Newmark displacement' [-]

I_a : Arias-Intensität [m/s]

a_c : kritische Beschleunigung [m/s²]

a_{max} : kritische Beschleunigung [m/s²]

Diese Formeln basieren auf Newmarks Ansatz der 'sliding block Analyse' (Newmark, 1965). Newmark betrachtete den aufliegenden Block als nicht verformbar und vernachlässigte auch die Reibungskräfte zwischen Block und Unterlage. Die Werte des Versatzes sind nur relativ zu sehen, nicht als absolute Werte (Miles et al., 1999; Jibson & Jibson, 2003; Jibson, 2007). Die Berechnungen mit dieser Methode eignen sich daher weniger für künstliche Dämme, Böschungen oder einzelne Hänge, sondern sind besonders für die Erstellung regionaler Gefahrenhinweiskarten geeignet (Jibson, 2007).

Für die Berechnung des 'Newmark displacement' mit der Formel 6.17 werden als Eingangsparameter die Arias-Intensität (I_a) und das Verhältnis der kritischen Beschleunigung (a_c) zur maximalen Beschleunigung (a_{max}) benötigt, für die anderen Formeln nur die kritische Beschleunigung (a_c). Der Vorteil der Formel 6.17 besteht darin, dass entweder der Verhältniswert der beiden Beschleunigungen oder deren absoluten Werte eingesetzt werden, falls diese bekannt sind. Mit den oben aufgeführten Regressionsgleichungen können diese Werte auch aus anderen, in der Regel bekannten Werten berechnet werden.

Die Angaben zu den Erdbeben, Magnitude und Hypozentralentfernung werden aus den Erdbebendatenbanken herausgefiltert. Für die Berechnung der kritischen Beschleunigung (a_c) werden der FOS und die Hangneigung benötigt. Der FOS kann für die Sensitivitätsanalyse entweder mit den Werten >1 bis 1,5 angenommen werden, oder er wird mit den in Kapitel 9.1 errechneten Werten der Substrateigenschaften berechnet.

Die Arias-Intensität wird mit der Formel 6.13 berechnet. Werte-Bereiche, bei denen die Auslösung von Massenbewegungen nach den Beschreibungen in der Literatur nicht zu erwarten sind, werden ausgeklammert und nur mit den kritischen maximalen und minimalen Werten, die aus den Berechnungen der Kapitel 9.6 abgeleitet werden können, weiter gerechnet. Als Vergleichswert werden die Werte von 0,001, 0,01 und 0,05 mit aufgenommen, ansonsten wird mit den Werten 0,1 bis 1,0 gerechnet. Peláez et al. (2005) haben für seismisch aktive Zonen in Spanien Arias Intensitäten von 0,1-0,4 [m/s] errechnet.

Diese Werte dürften auch für Deutschland zutreffen so dass Werte über '1,0' für Deutschland generell unrealistisch sind (eigene Berechnungen) und werden ebenfalls ausgeklammert.

Die kritische Beschleunigung kann mit den vorhandenen Messwerten berechnet werden. Sie wird aus dem FOS und der Hangneigung berechnet, wobei die Hangneigung aus den DGM errechnet wird. Die Berechnung des FOS erfolgt mit den Minimum-, Maximum- und Durchschnittswerten der Substrateigenschaften. Die Ergebnisse werden in einer Grafik dargestellt und diskutiert.

6.3.8 Festlegen der Werte der I_a und a_{max} für die weiteren Berechnungen

Für die weiteren Berechnungen wird die Spanne der in den Untersuchungsgebieten zu erwartenden Erdbebenstärke berücksichtigt, bei denen mit der Auslösung von Massenbewegungen zu rechnen ist. Für diese Werte werden die Arias Intensität I_a mit der Formel 6.13 und die maximale Beschleunigung a_{max} mit der Formel 6.10 für jeweils eine Herdtiefe von $h = 10$ [km] und Epizentralentfernungen von $D = 0$ und $D = 20$ [km] berechnet.

6.4 Analyse für die Untersuchungsgebiete

Mit der Analyse der Seismizität in Deutschland und für die Untersuchungsgebiete soll die Spanne der zu erwartenden Erdbeben nach Stärke und Tiefe ermittelt werden. Diese Werte werden für die Berechnung der Arias Intensität I_a und der maximalen Beschleunigung a_{max} benötigt. Für die Berechnung des 'Factor of Safety (FOS)' werden Substrateigenschaften benötigt. Die Substrate werden aus den geologischen Karten abgeleitet, danach werden die jeweiligen Substrateigenschaften zugeordnet. Damit kann dann der FOS, die kritische Beschleunigung sowie die Arias Intensität berechnet werden. Anschließend wird mit diesen Werten der Versatz ('Newmark displacement') unter Erdbebeneinfluss berechnet. Aus diesen Erkenntnissen können dann die Gefahrenhinweiskarten erstellt werden.

6.4.1 Zuordnen und Anpassen der Werte für die Substrateigenschaften und Berechnen des FOS für die Untersuchungsgebiete

Jedem Substrat und damit jedem Kenner ('StratiNo') in den geologischen Karten müssen die benötigten Substrateigenschaften zugeordnet werden. Substraten mit gleichen Eigenschaften kann auch die gleiche 'StratiNo' zugewiesen werden. Die für die Berechnungen benötigten Eigenschaften sind Wichte (γ), effektiver innerer Reibungswinkel (φ') und effektive Kohäsion (c'). Die Grundlage für die Zuteilung bilden als erstem Schritt die jeweiligen Beschreibungen in den geologischen Karten oder deren Erläuterungen.

Im ersten Durchlauf für das Berechnen des FOS (FOS_M) mit ArcGIS für die Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils' wird die übliche Einteilung der Substrate nach Korngröße beibehalten. Als nächster Schritt werden die Substrateigenschaften in mehreren Iterationsschritten soweit an die kartierten Massenbewegungen angepasst, dass möglichst viele in den als 'unsicher' gekennzeichneten Bereichen des FOS liegen. Als Grenze für den FOS wird ein Wert $FOS < 1.5$ angenommen.

Ein weiterer Versuch erfolgt mit einer Klassifizierung nach DIN 18300, die die Klassifizierung von Untergrundklassen für Bauingenieure regelt. Die Zuteilung der Substrateigenschaften kann hierfür nur in einem bedeutend gröberen Muster erfolgen als bei der Zuteilung nach Korngröße, da es nur sieben Klassen gibt. Auch mit diesen Klassen wird der FOS (FOS_{Cl}) berechnet und anschließend an die kartierten Massenbewegungen der Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils' in mehreren Iterationsschritten angepasst. Als Grundlage für die Wertespanne dienen die Beschreibungen in der Substratdatenbank. Zusätzlich werden noch Berechnungen mit dem FOS_{Se} durchgeführt. Die Ergebnisse der Berechnungen des FOS_{Se} , FOS_{Cl} und FOS_M werden verglichen und diskutiert.

6.4.2 Berechnen des 'Newmark displacement' für die Untersuchungsgebiete

Mit der Methode 'Newmark displacement' wird der Versatz eines Hanges unter Erdbebeneinfluss errechnet. Dieser Wert ist allerdings nur als ein relativer Wert zu betrachten (Jibson, 1993, 2007; Jibson

& Jibson, 2003). Die Analysen für die beiden Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils' haben zum Ziel, festzustellen, in wie weit sich die Auflösung der DGMs und die verschiedenen Berechnungen des FOS auf die Ergebnisse bei der Berechnung des 'Newmark displacement' auswirken. Hierzu werden Berechnungen mit gleichen Ausgangsdaten, aber verschiedenen DGMs bzw. mit dem DGM 1m und den Berechnungen des FOS mit der 'einfachen' Formel (FOSe) sowie mit nach DIN18300 klassifizierten Substraten (FOScl) und mit den an die kartierten Massenbewegungen angepassten Substrateigenschaften (FOScl₂) durchgeführt. Die Ergebnisse werden miteinander verglichen und dann festgelegt, mit welchen Werten die weiteren Berechnungen für die gesamte Alb und den 'Bonner Raum' durchgeführt werden. Da die Berechnungen mit ArcGIS teilweise nur 2 Klassen als Ergebnis lieferten, wurde für die Bewertung des 'Newmark displacement' bei allen Berechnungen nur zwischen 'sicheren' und 'unsicheren' Flächen unterschieden, damit die Ergebnisse verglichen werden können.

6.5 Beurteilen der Anwendbarkeit einiger Alternativer Methoden

Das Programm 'EDUShake' (EduPro, 2007) ist eine eingeschränkte Version des Vollprogramms 'ProShake'. Dieses Programm berechnet den Versatz einzelner Schichten, die z. B. aus Bohrlochdaten ermittelt werden können, unter Erdbebeneinfluss. Die Anzahl der verwendbaren Referenzerdbeben ist in dieser Version fest vorgegeben und sehr beschränkt, die Darstellung bietet in dieser Version keine großen Auswahlmöglichkeiten. Für einen grundsätzlichen Test ist diese Version jedoch ausreichend.

Das Programm 'Geo-SLOPE' (2007) stand in einer eingeschränkten Version zur Verfügung. Diese Version entspricht der Vollversion mit Abstrichen in der Eingabe der Anzahl der Parameter. Es dient zum Errechnen von Gleitflächen für einzelne Hänge, u. a. auch unter Erdbebeneinfluss.

Jibson & Jibson (2003) haben unter dem Namen 'Newmark' ein JAVA-Programm veröffentlicht, mit dem das 'Newmark displacement' für einzelne Hänge berechnet werden kann.

Es soll untersucht werden, in wie weit sich diese Programme auch für regionale Analysen eignen.

6.6 Parallelisieren der Ergebnisse der Berechnungen des FOS und des D_N

Es soll der Frage nachgegangen werden, ob die Flächen, die nach den Berechnungen des D_N als unsicher gekennzeichnet wurden mit den Flächen, die bei der Berechnung des FOS als unsicher gekennzeichnet wurden, identisch sind. Wäre dies der Fall, könnte auf die Berechnung des D_N für eine regionale Analyse verzichtet werden, da der FOS bereits aussagekräftige Ergebnisse liefern würde. Damit wäre allerdings auch keine Unterscheidung nach Art des Auslösers von Massenbewegungen mehr möglich. Das Ergebnis der Analyse wird diskutiert.

6.7 Erstellen der Gefahrenhinweiskarten für die Untersuchungsgebiete

Mit den aus den Berechnungen in den Testgebieten und den erfolgten Anpassungen, sowie den Festlegungen der zu verwendenden Werte werden die Berechnungen für die Erstellung der Gefahrenhinweiskarten mit der Methode 'Newmark displacement' durchgeführt. Die Darstellung erfolgt mit dem Programm ArcGIS. Die Berechnungen werden für 'Gmünd', 'Fils', 'SWA' und 'BN' für ein festgelegtes Erbebenszenarium durchgeführt und dargestellt. Mit dieser Arbeit soll nachgewiesen werden, dass das Erstellen derartiger Gefahrenhinweiskarten auf dem beschriebenen Weg möglich ist. Für weitere Erbebenszenarien oder andere Gebiete Deutschlands müssen die entsprechenden Eingabeparameter geändert werden. Da dies an der grundsätzlichen Methode nichts ändert, werden keine weiteren Szenarien dargestellt.

7. Erstellen der Datenbanken

Es werden relationale Datenbanken für die Erdbeben, die geologischen Karten mit Kennziffern für die Stratigraphie und die Substrateigenschaften der geologischen Einheiten ('StratiNo'), sowie eine Datenbank für die Substrateigenschaften erstellt.

7.1 Erdbebenkataloge

Die Daten der verwendeten Kataloge sind zu unterschiedlich. Die Konvertierung in das benötigte Format für die Datenbanken konnte teilweise mit Rücksicht auf die Rechnerkapazität und der zur Verfügung stehenden Software nur in mehreren Einzelschritten erfolgen. Es wird daher für jede Quelle eine eigene Datenbank erstellt.

Ein Katalog für historische Erdbeben mit einer langen Zeitreihe von 800 AD bis 2004 existiert nur beim BGR. Ein Katalog für Nord- und Zentraleuropa wurde vom GFZ für die Jahre von 1300 bis 1992 erstellt, es sind jedoch für den Bereich Deutschland bedeutend weniger Erdbeben eingetragen als in dem Katalog des BGR. Um auch die rezente Erdbebentätigkeit zu erfassen, wurden die Kataloge des USGS und der Erdbebenstation Bensberg mit ausgewertet. Diese Kataloge und deren Verwendbarkeit für diese Arbeit werden im Folgenden beschrieben.

7.1.1 Erdbebenkatalog des BGR

Der Katalog des BGR (Leydecker, 2005) umfasst Erdbebendaten von 800 AD bis Ende 2004 und wurde komplett übernommen. Der Katalog enthält alle Erdbeben, tektonische und nicht tektonische, die nach derzeitigem Stand als solche eindeutig identifiziert wurden, ohne Begrenzung der Magnitude. Es sind jeweils nur die Daten für die Hauptbeben angegeben. Es ist der umfangreichste Katalog, der für Deutschland existiert. Für die Berechnungen in dieser Arbeit diente dieser Katalog wegen seiner langen Zeitreihe der Auflistung aller Magnituden als Grundlage. Die Intensität wurde nach einer unveröffentlichten Formel von Leydecker (2004) in die Lokale- (Richter-) Magnitude umgerechnet und mit 'ML_' bezeichnet. Für diese Arbeit wurden nur die tektonischen Beben berücksichtigt, da nicht tektonische Erdbeben andere Eigenschaften haben. Der Katalog liegt in einem ascii-Format vor und wurde in eine relationale Datenbank umgewandelt mit insgesamt 11418 Datensätzen, davon sind 9770 tektonische Erdbeben. Die Koordinaten sind in geographischer Länge und Breite angegeben, sie wurden zum Einen in die digitale Form umgerechnet und in die Datentabelle integriert, zum Anderen auch in Gaus-Krüger-Koordinaten, damit Entfernungen gemessen und berechnet werden konnten, z. B. für Berechnungen, in welchem Umkreis mit welchen Erdbeben zu rechnen ist. Die Felder der Datentabellen sind in Tabelle 7.1 aufgeführt.

Tabelle 7.1: Felder der Erdbebendatentabelle für die Daten vom BGR. Eigener Entwurf.

Feldname	Erläuterung
ID	Primärschlüssel
y	Jahr
m	Monat
d	Tag
h	Stunde
min	Minute
sec	Sekunde
shock code	Code für Art / Anzahl der Schocks
Lat	Geographische Breite, digital
°N	Grad nördlicher Breite
minN	Minuten nördlicher Breite
minN/10	10-tel Minuten nördlicher Breite
Long	Geographische Länge, digital
°E	Grad östlicher Länge
minE	Minuten östlicher Länge
minE/10	10-tel Minuten östlicher Länge
E/W	Ost / West
Q epi km	Code für Qualität der Bestimmung des Epizentrums in [km]
Reg seism	seismische Region
Reg pol	politische Region / Land
Depth	Tiefe [km]
Q D	Code für Qualität der Tiefenbestimmung
Ml	lokale Magnitude * 10
Ms	Magnitude der Oberflächenwellen * 10
Mk Obs	Makroseismische Magnitude Mk ($Mk=f(I_o, h)$)
Code M	Code für benutzte Magnitudenskala: Ms, Mk, oder EM
I _o	Intensität am Epizentrum
Q I _o	Code für Qualität des Wertes der Intensität
I vs r	Intensität innerhalb des Radius der Spürbarkeit (Spalten 54-56)
r km	Radius der Spürbarkeit in [km], Schütteradius
r I5	Radius der Isoleisten für I = V in [km]
r I6	Radius der Isoleisten für I = VI in [km]
r I7	Radius der Isoleisten für I = VII in [km]
r I8	Radius der Isoleisten für I = VIII in [km]
Az ellipse	Azimut der Ellipse der Isoleisten gegen N (* 10 = Grad)
axis	Achse der Ellipse der Isoleisten
Nr obs	Anzahl der makroseismischen Meldungen / 10
damage code	Code für Zerstörungen
EQ code	Code für Art des Erdbebens
Ref	Code für Referenz (s. Liste)
extra aftershock	1 = Nachbeben zusätzlich im Katalog aufgeführt
Location	Ort des Epizentrums
ML	aus anderen Skalen umgerechnete Richter-Magnitude
GK Rechts	Gauß - Krüger - Koordinaten Rechts - Wert
GK Hoch	Gauß - Krüger - Koordinaten Hoch - Wert

7.1.2 Erdbebenkatalog des GFZ

Im Katalog des GFZ (Grünthal & Wahlstöm, 2003) sind Erdbebendaten für Nordeuropa, Nordwesteuropa und Zentraleuropa ab einer Magnitude von $M_w = 3,5$ für den Zeitraum von 1300 bis 1993 erfasst, insgesamt 5006 Datensätze. Die Daten liegen im *.pdf-Format vor und mussten umgewandelt werden. Die Daten für Erdbeben in Deutschland wurden aus dem Datensatz des GFZ herausgefiltert und in eine Datenbank überführt, mit insgesamt 570 Datensätzen. Die Felder der Datenbank sind in Tabelle 7.2 aufgeführt. Der Datensatz enthält für die Lokalisierung der Erdbeben nur die geographischen Koordinaten in digitaler Form und keine Ortsbezeichnungen, die Magnituden sind in der Momentmagnituden-Skala (M_w) angegeben. Da bei den anderen Datensätzen die Richter-Magnitude (ML) weitaus am häufigsten

angegeben wurde, wurde diese als Grundlage für diese Arbeit verwendet. Die Momentmagnitude wurde daher in ML umgerechnet und mit 'ML_' bezeichnet. Dies bedeutet keine Wertigkeit für die einzelnen Magnitudenskalen, sondern wurde nur aus praktischen Gründen durchgeführt. Eine Übersicht über die Variationsbreite nach Umrechnungen von ML in Ms und Mw für Magnitudenwerte zwischen $ML = 3,5$ und $7,0$ mit verschiedenen Formeln bietet Abbildung 7.1 (Burton et al., 1991; Papazachos & Papazachou, 1997; Papazachos et al., 1997; Baba et al., 2000; Burton et al., 2004; Bayliss & Burton, 2007). Für die Magnituden, die in dieser Arbeit betrachtet werden, liegt der Unterschied bei den Berechnungen mit $\pm 0,2$ im Bereich der Fehlertoleranz bei der Berechnung für die Richter-Magnitude (ML), die in der Regel mit $\pm 0,4$ angegeben wird (Ewald, 2006; Bayliss & Burton, 2007). Diese Feststellungen decken sich mit den Ausführungen in Kapitel 2 (Abbildung 2.2).

Tabelle 7.2: Felder der Erdbebendatentabelle für die Daten vom GFZ (nur für Deutschland). Eigener Entwurf.

Feldname	Erläuterung
ID	Primärschlüssel
y	Jahr
m	Monat
d	Tag
h	Stunde
min	Minute
sec	Sekunde
Lat	Geographische Breite, digital
Long	Geographische Länge, digital
Depth	Herdtiefe [km]
Io	Intensität im Epizentrum
M-org	Magnitude (unterschiedliche Skalen)
ref	Quelle
Mw	Momentmagnitude
ML_	aus anderen Skalen umgerechnete Richter-Magnitude

Von den Datensätzen in der GFZ-Datenbank stimmen nur 27% mit den Einträgen in der Datenbank des BGR überein. Diese geringe Anzahl der Übereinstimmungen überrascht, zumal der Katalog des BGR referenziert wird. Der Grund für diese Unterschiede konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden. Wegen der insgesamt geringen Anzahl der Einträge, der geringen Übereinstimmung mit den anderen Katalogen und der Begrenzung der Erdbebenstärke auf $Mw \geq 3,5$ wurde dieser Katalog nur für die statistische Auswertung verwendet.

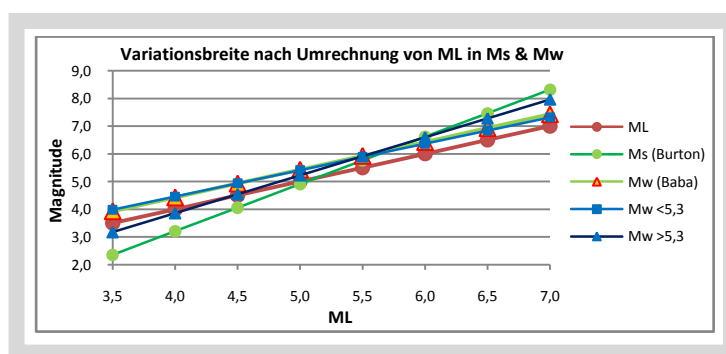


Abbildung 7.1: Variationsbreite nach der Umrechnung von ML in Ms und Mw für Magnitudenwerte von $ML = 3,5$ bis $7,0$. ML: Richter-Magnitude; Ms: Oberflächenwellen-Magnitude; Mw: Moment Magnitude. (Quellen siehe Text).

7.1.3 Erdbebenkatalog des USGS

Den umfangreichsten Katalog für weltweite Erdbeben erstellt der USGS. Über das Internet ist dieser Katalog über ein Programm der Universität Washington, Incorporated Research Institutions for Seismology, (IRIS, 2008) abzufragen. Er beginnt allerdings erst 1965 mit einigen Einträgen. Die Minimum Stärke der eingetragenen Magnituden wird in der Beschreibung mit $M = 3,5$ bis $4,5$ angegeben, es sind aber auch viele Einträge mit geringeren Magnituden enthalten. Die Magnitude wird in der Skala eingetragen, die von den Erdbebenstationen gemeldet wird. Für die meisten Erdbeben existieren mehrere Einträge, da alle Meldungen aller Erdbebenstationen eingetragen werden, auch die der Vor- und Nachbeben. Für die Auswertung müssen diese Einträge gebündelt werden. Es ist kein Kenner vorhanden, nach dem zwischen tektonischen und nicht tektonischen Beben unterschieden werden kann. Die Lokalisierung der Erdbebenherde erfolgt über geographische Koordinaten, es werden keine Ortsnamen eingetragen. Da der Katalog erst 1965 beginnt, ist er für eine Analyse der Stärken und Häufigkeit historischer Erdbeben nicht geeignet. Wegen seiner Aktualität für die letzten Jahre und der Anzahl der Einträge wird er aber für die statistische Auswertung und zum Abgleich der anderen Kataloge mit herangezogen, sowie für die Auswertung der Vor- und Nachbeben. Die Daten für Deutschland wurden herausgefiltert, anschließend Duplikate und Vor- sowie Nachbeben wieder eliminiert. anschließend wurden die Daten in eine Datenbank überführt. Insgesamt verblieben für das Gebiet Deutschland 9370 Datensätze, wobei, wie oben schon erwähnt, alle gemeldeten Beben im Katalog enthalten sind, unabhängig von ihrer Entstehung. Für den Bereich Deutschland sind 92% der Einträge Angaben in der Richter-Magnitude (ML) angegeben, daher wird diese Skala als Grundlage für die Datenbank genommen. Die Felder der Datenbank für die Daten vom USGS sind in Tabelle 7.3 dargestellt.

Tabelle 7.3: Felder der Erdbebendatentabelle für die Daten vom USGS (nur für Deutschland). Eigener Entwurf.

Feldname	Erläuterung
ID	Primärschlüssel
y	Jahr
m	Monat
d	Tag
h	Stunde
min	Minute
sec	Sekunde
Lat	Geographische Breite, digital
Long	Geographische Länge, digital
Depth	Herdtiefe [km]
ML	aus anderen Skalen umgerechneten Richter-Magnitude

7.1.4 Erdbebenkatalog der Erdbebenstation Bensberg

Die Besonderheiten dieses Kataloges wurden in Kapitel 4.1 beschrieben. Für die Analysen dieser Arbeit wurden die tektonischen Beben herausgefiltert und in eine Datenbank überführt. Dies ergab insgesamt 2478 Datensätze mit einem Übergewicht für die letzten Jahre. Die Felder dieser Datenbank sind in

Tabelle 7.4 dargestellt. Dieser Katalog wird in Ergänzung zum Katalog des BGR (Leydecker, 2005) für Analysen der Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht verwendet, da der Katalog des BGR nur Daten bis 2004 enthält.

Tabelle 7.4: Felder der Erdbebendatentabelle für die Erdbebenstation Bensberg (nur tektonische Erdbeben). Eigener Entwurf.

Feldname	Erläuterung
ID	Primärschlüssel
y	Jahr
m	Monat
d	Tag
h	Stunde
min	Minute
sec	Sekunde
Lat	Geographische Breite, digital
Long	Geographische Länge, digital
Depth	Herdtiefe [km]
ML	Magnitude (Richter)
Location	Ort

7.1.5 Diskussion Erdbebenkataloge

Es gibt keinen Katalog mit einer langen Zeitreihe, der die benötigten Daten historischer und rezenter Erdbeben enthält. Es müssen daher verschiedene Kataloge mit unterschiedlicher Zielsetzung und unterschiedlichen Formaten analysiert werden.

Die Daten vom BGR wurden für die Datenbank komplett übernommen, insgesamt 11.418 Datensätze. Anschließend wurden die Daten für die tektonischen Beben herausgefiltert, insgesamt 9770. Bei den Daten des USGS und des GFZ wurden die Daten für Deutschland mit den Grenzen, die im Katalog des BGR verwendet wurden, herausgefiltert, das ergab beim USGS 9370 Datensätze, beim GFZ 570. Im Katalog des USGS sind nur Erdbeben ab 1965, beim GFZ ab der Stärke $M_w = 3,5$ und zwischen 1300 und 1993 eingetragen. Beim Katalog der Erdbebenstation Bensberg wurden alle tektonischen Erdbeben herausgefiltert, insgesamt 2478 Datensätze. Dieser Katalog enthält auch Mikrobeben, bei denen die Richter-Magnitude negativ ist. Die beste Korrelation bestand zwischen dem Katalog des BGR und dem des USGS bei der Anzahl der Erdbeben pro Jahr mit 0,63, zwischen dem Katalog des BGR und dem des GFZ 0,57, die anderen Werte lagen bei verschiedenen Kombinationen wie Anzahl pro Jahr oder der Tiefe unter 0,35. Die Unterschiede zwischen den Katalogen konnten im Rahmen dieser Arbeit nicht abschließend geklärt werden. Für die statistische Auswertung wurden alle Kataloge berücksichtigt, die größte Zeitreihe bietet der Katalog des BGR. Für rezente Erdbeben wurde für den Bereich Deutschland der Katalog des USGS verwendet und zusätzlich für den Bereich der Niederrheinischen Bucht der Katalog der Erdbebenstation Bensberg.

7.2 Abgleichen der Geologischen Karten und Erstellen der Datenbanken mit Kennziffern für die Stratigrafie und den Eigenschaften der geologischen Einheiten bzw. Substrate ('StratiNo')

Die Untersuchungsgebiete 'Fils' und 'SWA' erstrecken sich über die Grenzen mehrerer geologischer Karten. Um die Berechnungen durchführen zu können, mussten die Karten zusammengefügt werden. Beim Zusammenfügen der vier geologischen Übersichtskarten GÜK200 Nr.'n 7910, 7918, 7926 und 8710 stellte sich jedoch heraus, dass auf allen Karten teilweise unterschiedlich kartiert wurde und die Bezeichnungen der geologischen Einheiten und die Kürzel auf den Karten sowie die dazugehörigen ID-Nummern nicht abgestimmt waren, also auch der vom LGRB herausgegebene Symbolschlüssel nicht angewandt worden war (LGRB, 2005b, 2007; Villinger, 2005; Villinger & Fischer, 2005). Eine eindeutige Zuweisung der geologischen Flächen und Substrate ist bei einer Bearbeitung mit EDV aber unbedingt nötig. Als Beispiel: Bei den ersten Versuchen wurden Terrassenschotter im Donautal als 'Basalt' gekennzeichnet, weil die Kennnummern in den verschiedenen Karten unterschiedliche Bedeutungen haben. Weitere Beispiele sind in den Abbildungen 7.2 und 7.3 dargestellt: Auf der Karte GÜK200 Nr. 7910 sind Gewässer, u. a. auch der Rhein, nicht kartiert und für gleiche Substrate sind unterschiedliche Kenner auf den Karten 7910 und 8710 vermerkt. Manche Kartierungen sind sehr differenziert (Karte 7910), ein anderer Bearbeiter vergibt Sammelbezeichnungen (Karte 8710). Die aufgezeigten Beispiele sind keine Einzelfälle und beziehen sich auf alle verwendeten Karten, wie am Beispiel 'ox' für Oxford-Kalke erläutert wird (Tabelle 7.5). Es stimmen weder die Identifizierung über einen Nummerncode noch die Beschreibungen überein, teilweise noch nicht einmal innerhalb einer Karte. In der GÜK200 Nr. 8710 sind für 'ox' z. B. drei verschiedene Kennungen und Beschreibungen vorhanden.

Tabelle 7.5: Übersicht über unterschiedliche Bezeichnungen und Kenner für 'ox' (Oxford-Kalke) in digitalisierten geologischen Karten gleicher und verschiedener Maßstäbe. Eigene Zusammenstellung.

Karten- Bezeichnung	Bezeichnung auf der Karte	Bezeichnung der Spalte		Kenn-Nr.	Beschreibung
		in der Tabelle	in der Karte		
GÜK1000	-	KE	KE	-	-
GÜK350	ox	Nummer	Nummer	63	Oxford-Schichten
GÜK200:					
7910	ox	Kombi-Num	GEO	829	Kalkstein, Mergelfugen, (Wohligebankte Kalke), unregelmäßig geschichtet, unten Tonmergelstein
7918	ox	Kombi-Num	GEO	5478	Kalkstein, Mergelkalksteinbänke, teilweise verschwammt
7926	ox	Kombi-Num	GEO	5245	Bank-Kalkstein, Mergelstein
8710	ox	Kombi-Num	GEO	5816	Mergelstein, Kalkstein, Mergellagen, bankig
	ox	Kombi-Num	GEO	5884	Ton- & Mergelstein, Kalksteinknollen, oben oolithisch, unten Kalkmergelstein, bankig
	ox	Kombi-Num	GEO	5885	Mergelstein, sandig, Kalkstein, massig-bankig, oolithisch, Korallenkalk, unten Tonmergelstein
GK50	ox1	ke	ke	32	Impressemergel-Formation
	ox2	ke	ke	31	Wohligeschichtete Kalk-Formation
GK25	ox1	KE	KE	31460	Impressamergel
	ox2	KE	KE	31450	Wohligeschichtete Kalke

Ähnliche Auflistungen wie in Tabelle 7.5 können auch für andere Bezeichnungen erstellt werden. Es wurden für die vier verwendeten Karten der GÜK200 acht ähnliche Unstimmigkeiten identifiziert, die eine Fläche von 16% des Untersuchungsgebietes 'SWA' betreffen.

Intensive Versuche, das in den digitalisierten Karten verwendete Ziffernsystem der verschiedenen Karten untereinander anzupassen, scheiterten ebenso wie der Versuch, die neuen ID-Nummern des LGRB (LGRB, 2007) anzuwenden. Ein weiteres GIS-fähiges System, das vom BGR für die Erstellung der geologischen Karte 1:5 Millionen entwickelt wurde (Asch, 2003), musste ebenfalls verworfen werden, da dieses System nicht um die älteren Bezeichnungen und andere Kartenwerke, sowie für Einträge der Substrateigenschaften erweiterbar war. Das führte zu der Überlegung, ein neues, erweiterungsfähiges System zu kreieren, in das auch die geologischen Karten 1:25.000 oder andere Maßstäbe und andere Gebiete mit einbezogen werden konnten ('StratiNo').

Die ersten vier Ziffern der 'StratiNo' bilden in hierarchischer Ordnung die Stratigraphie ab (Tabelle 7.6). Die erste Ziffer steht für die Ära, die zweite für die Periode, die dritte für die Epoche und die vierte für die Stufe. Die Grundlage für die Stratigraphie bildeten die Veröffentlichungen von Stanley (1994), v. Königswald & Meyer (1994), Faupl (1997), Groschopf & Villinger (1998), Rothe (2000) sowie Gradstein et al. (2004) und Ogg et al. (2008) vom ICS (International Commission on Stratigraphy).

Den letzten drei Ziffern werden Kombinationen der Substrateigenschaften zugewiesen, für diese Arbeit die für das jeweilige Substrat zutreffenden Kombinationen der Kohäsion, Wichte und des inneren Reibungswinkels (Tabelle 7.7). Das Verfahren für die Zuordnung der Substrateigenschaften ist in Kapitel 10.1 näher beschrieben.

In Zusammenarbeit mit Rainer Bell wurde das System getestet und alle Flächen der vier geologischen Übersichtskarten mit vielen Iterationsschritten auf Konsistenz überprüft. Bis auf drei kleinere Flächen konnten alle Flächen der Geologischen Übersichtskartenkarten 1:200.000 für Baden-Württemberg Nr'n. 7910, 7918, 7926, und 8710 eindeutig zugeordnet werden. Die Tests mit ArcGIS verliefen positiv. Die drei unklaren Flächen können nur durch geologische Untersuchungen geklärt werden, das war nicht Aufgabe dieser Arbeit. Sie beeinträchtigen aber nicht die Ergebnisse dieser Arbeit, da sie nicht im Bereich der Untersuchungsgebiete liegen.

Tabelle 7.6: Auszug aus der stratigraphischen Tabelle mit den ersten 4 Stellen der 'StratiNo' für die stratigraphische Gliederung für Trias und Jura. Stratigraphische Daten nach:
 Rothe, P. (2000): Erdgeschichte. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
 Stanley, S: M: (1994): Historische Geologie. Spektrum, Heidelberg.
 Groschopf & Villinger (1998). In: Rosendahl, W. et al. (2006): Schwäbische Alb. Pfeil, München.
 International Commission on Stratigraphy (ICS) (2005): International Stratigraphic Chart & verschiedene Autoren. Eigener Entwurf.

StratiNo
3233
3232
3231
3224
3223
3222
3221
3214
3213
3222
3221
3134
3133
3132
3131
3122
3121
3112
3111

Tabelle 7.7: Auszug aus der Tabelle mit Zuordnung der Kennziffern ('StratiNo', siebenstellig). (Eigener Entwurf nach den Geologischen Karten 8710, 7910, 7918, 7926 (1: 200.000); C5506 (1:100.000); L5308 (1:50.000); 5208, 5308, 7224, 7323, 7324, 7325, 7423, 7424 (1:25.000) und der Substratdatenbank).

System	Serie	Einheit	Abk. (neu)	Abk. (alt)	StratiNo	Klasse	Mächtigkeit (Alb) [m]
Quartär	Holozän	Anthropogene Bildungen	y		4220048	4	>50
		Hangschutt	uw		4220041	4	
		Auenlehm	h		4220021	4	
	Pleistozän	Periglaziale Bildungen	qs		4220042	4	<60
		Fließerden	uk, qu, ub		4213017 4212022 4210016	4	
		Lösslehm	lö		4213008	4	
		Pleistozäne Schotter	Hg, Ng		4220046 4220047	3	
Tertiär		Jungtertiäre Seesedimente	tS		4144028	4	<400
		Impact-Fm.	tX		4141028	6	<400
		Alb-Magmatite	tMA		4141021	6	
		Obere Süßwassermolasse	OSM		4141011	6	<1000
		Brackwassermolasse	BSM		4142001	6	<40
		Obere Meeresmolasse	OMM		4141008	6	<350
		Untere Süßwassermolasse	USM		4132005	6	<2500
		Untere Meeresmolasse	UMM		4121011	6	<300
		Feuersteinlehm	tFL		4151004	4	>30
Bohnerz-Fm.	tBO		4121001	6	>50		
Jura	Oberjura Malm Weißer Jura	Hangende Bankkalk-Fm.	til	w ₃	3233018	7	<200
		Oberer Massenkalk	joMo		3233017	7	<100
		Unterer Massenkalk	joMu		3232020	7	<200
		Mergelstetten-Fm.	kiME		3232009	7	>200

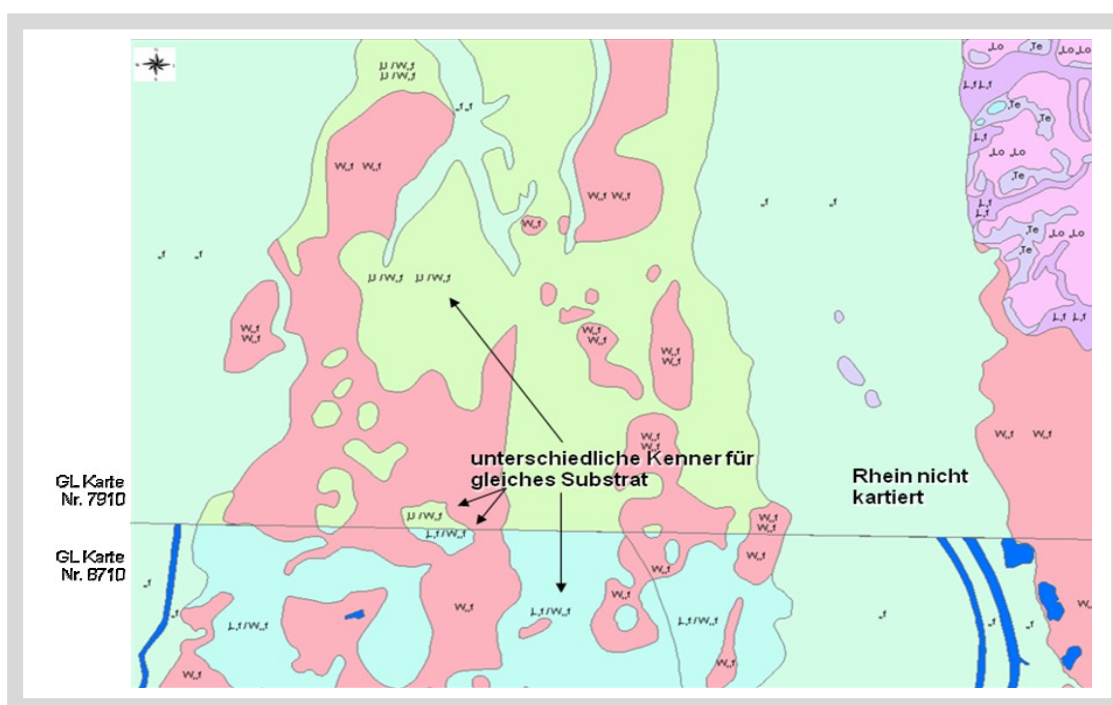


Abbildung 7.2: Ausschnitt aus den GÜK 1:200.000 Nr. 7910 und 8710 im Oberrheingraben bei Freiburg. Beschriftung: Unterschiedliche Kartierung und unterschiedliche Kenner an den Blattgrenzen im Oberrheingraben. Geologische Karte Baden-Württemberg GÜK1:200.000, Nr. 7910 und 8710, LGRB, ergänzt.

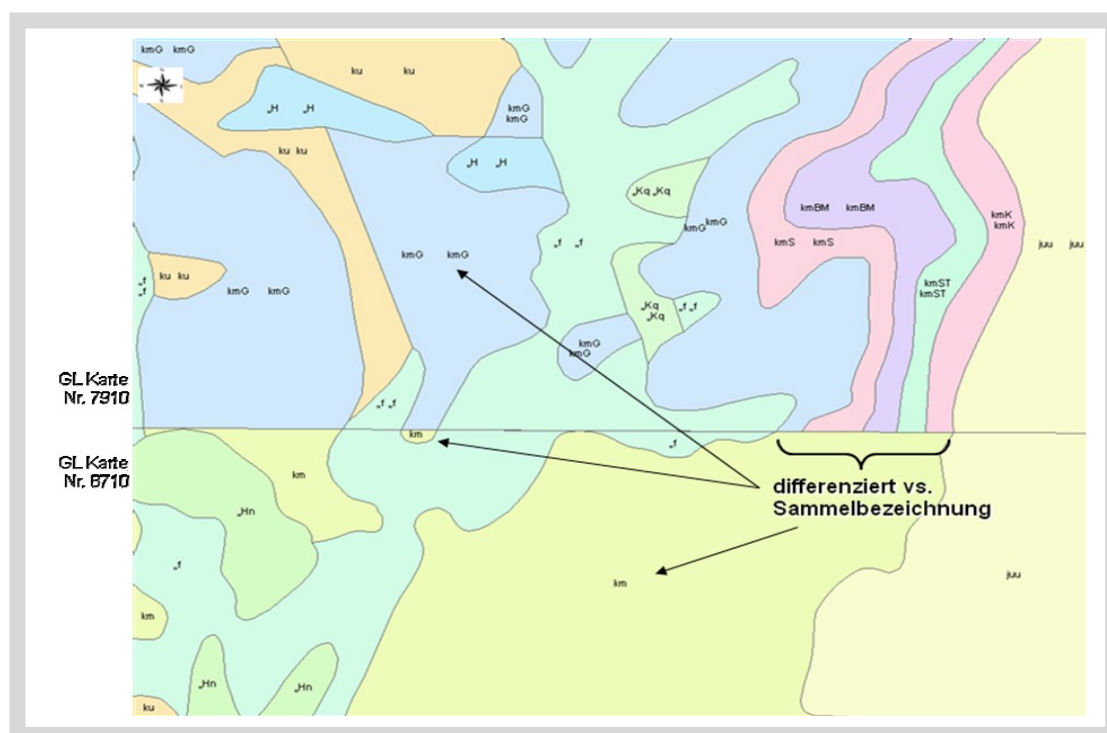


Abbildung 7.3: Ausschnitt aus den GÜK 1:200.000 Nr. 7910 und 8710 bei Singen. Beschriftung: Unterschiedliche Kartierung und unterschiedliche Kenner an den Blattgrenzen. Differenzierte Darstellung auf Blatt 7910, grobe Zusammenfassung auf Blatt 8710. Geologische Karte Baden-Württemberg GÜK1:200.000, Nr. 7910 und 8710, LGRB, ergänzt

7.3 Datenbank für die Substrateigenschaften

Für die Berechnung des FOS_M (Formel 6.2) werden die Substrateigenschaften Kohäsion, innerer Reibungswinkel und das Spezifische Gewicht benötigt. Für die alternativen Berechnungen werden die seismischen Geschwindigkeiten benötigt. Diese Daten liegen als Messwerte für die Untersuchungsgebiete nicht vor. Außerdem können derartige Messwerte wegen der Komplexität des Untergrundes höchstens für künstliche Hänge erstellt werden, für natürliche Hänge ist dies, besonders für eine regionale Analyse, nicht durchführbar. Trotzdem sollten in die Formeln realistische Werte eingesetzt werden. Um einen Überblick über die Spannweite der Substrateigenschaften und die Durchschnittswerte zu erhalten, wurden Daten aus der Literatur gesammelt und Ingenieurbüros nach verfügbaren Daten abgefragt. Diese Daten wurden in eine Datenbank mit den in Tabelle 7.8 aufgeführten Feldern für die Substrateigenschaften überführt. Besonderer Wert wurde auf eine möglichst ausführliche Beschreibung der Substrate gelegt, damit später die Substrateigenschaften besser zugeordnet werden können.

Die Datenbank hat 1288 Datensätze, allerdings sind pro Datensatz immer nur wenige, bestimmte Felder für die Substrateigenschaften ausgefüllt. Für einige Kombinationen von Substrat und Substrateigenschaften konnten nur wenige Einträge in der Literatur gefunden werden. Auch wenn diese dann statistisch nicht auswertbar sind, können diese Einträge doch zumindest als Anhalt für die Höhe der Werte gelten.

Tabelle 7.8: Felder der Datenbank 'Substrateigenschaften'. Eigener Entwurf.

Feldname	Erläuterung
Substrat	Substrat, klassische Einteilung
Klasse	Klasse nach DIN 18300
Beschreibung	Beschreibung des Substrats
Kurzzeichen	Kurzzeichen
sat	voll gesättigt, unter Auftrieb
wet	feucht
dry	trocken
γ min kN/m ³	Wichte, angegebener Minimum Wert [kN/m ³]
γ max	Wichte, angegebener Maximum Wert [kN/m ³]
c' min kN/m ²	Kohäsion, angegebener Minimum Wert [kN/m ²]
c' max	Kohäsion, angegebener Maximum Wert [kN/m ²]
ϕ' min °	innerer Reibungswinkel, angegebener Minimum Wert [°]
ϕ' max	innerer Reibungswinkel, angegebener Maximum Wert [°]
σ N/m ²	Spannung, Normalspannung [N/m ²]
T N/m ²	τ (tau) Stress [N/m ²]
E min kN/mm ²	Elastizitätsmodul, angegebener Minimum Wert [kN/mm ²]
E max	Elastizitätsmodul, angegebener Maximum Wert [kN/mm ²]
Qs min	Ausbreitungsqualität der S- Wellen, angegebener Minimum Wert
Qs max	Ausbreitungsqualität der S-Wellen, angegebener Maximum Wert
vp min km/s	P-Wellengeschwindigkeit, angegebener Minimum Wert [km/s]
vp max	P-Wellengeschwindigkeit, angegebener Maximum Wert [km/s]
vs min km/s	S-Wellengeschwindigkeit, angegebener Minimum Wert [km/s]
vs max	S-Wellengeschwindigkeit, angegebener Maximum Wert [km/s]
vs/vp min	Verhältnis S- zu P-Wellengeschwindigkeit, angegebener Minimum Wert
vs/vp max	Verhältnis S- zu P-Wellengeschwindigkeit, angegebener Maximum Wert
μ min	Poisson-Zahl, angegebener Minimum Wert
μ max	Poisson-Zahl, angegebener Maximum Wert
G min kN/mm ²	Schermodul, angegebener Minimum Wert [kN/mm ²]
G max	Schermodul, angegebener Maximum Wert [kN/mm ²]
Bemerkungen	Bemerkungen
Ref	Kürzel für Referenz nach Tabelle 'Literatur'

Von folgenden Autoren wurden Daten in die Datenbank aufgenommen: Schindler & Haerter (1964), Hoek & Bray (1977, 1981), Schön (1983), McKyes (1989), Berkhemer (1990), Jäger (1991), Meyer-Kraul (1991), Prinz (1991), Hudson (1992), Borus (1999), Barnes (1995), Abramson et al (1996), Craig (1997), Knödel et al. (1997), Studer & Koller (1997), Touloukian (1989), Selby (1993), Kuntschke (2000), Gudehus (2001), Klein (2001), Schmidt (2001), Smolczyk (2001), von Soos (2001), Kienzle (2002), Richard-Molard (2002), Demoulin et al. (2003), Gumm (2003), Krajewski & Reul (2003), Bauingenieur (2004), Krajewski (2004), Schneider (2004), Genske (2006), Prinz & Strauß (2006).

Die Sammlung der Daten gestaltete sich jedoch zu einem sehr langwierigen Prozess. Die Anfragen bei Ingenieurbüros (z. B. für Wärmepumpen oder sonstige Untergrunderkundungen) verliefen oft enttäuschend. Die meisten verweigerten Auskünfte, andere verwiesen auf Gebühren und zwar vor Einsichtnahme, einige wenige gaben zwar Auskünfte, wollten aber nicht zitiert werden. Auch in der Bohrlochdatenbank des LGRB (2005a) waren die benötigten Substrateigenschaften nicht aufgeführt. Ebenso enthielten die an einigen Universitäten (z. B. Karlsruhe, Erlangen, Bochum, RWTH Aachen) vorhandenen, bislang unveröffentlichten Unterlagen zu Substrateigenschaften nicht die für diese Arbeit benötigten Daten wie Kohäsion, Reibungswinkel oder die seismischen Geschwindigkeiten. Auch Rundfragen bei internationalen Institutionen und Organisationen brachten kein Ergebnis. Auf eine Aufzählung der Gesprächspartner im Einzelnen wurde hier verzichtet, da keine Daten übernommen wurden und die Auflistung der Anfragen den Umfang der Arbeit sprengen würde.

Somit verblieb nur die Durchforstung der Literatur (Monographien, Lehrbücher und Zeitschriftenaufsätze) nach verwertbaren Daten. Naturgemäß sind die meisten Daten in Lehr- und Handbüchern mehr oder weniger präzise ermittelte Durchschnittswerte, sofern nicht sowieso nur andere Autoren zitiert werden. Einige wenige Daten sind 'echte' Messwerte. Für Felsmechanik berufen sich fast alle Autoren auf Hoek (1998) und Hoek & Brown (1995).

Sowohl in Lehrbüchern als auch in Monographien gibt es selten Tabellen mit den benötigten Substrateigenschaften, die Angaben sind meist einzeln im Text versteckt oder sind nur bei Übungsaufgaben angegeben. Die Angaben in Aufsätzen beruhen meist auf 'case studies' und damit auf lokale Untersuchungen oder auf Substrate, die in den Untersuchungsgebieten dieser Arbeit nicht vorkommen. Oft war es schwierig, die angegebenen Eigenschaften zuzuordnen. So ist eine Angabe wie 'Granit' wenig hilfreich, da dieser in reiner Form als Hangbildner in Deutschland selten vorkommt und verwitterter Granit z. B. eine geringere Kohäsion hat als unverwitterter Granit. Als besondere Herausforderung stellten sich bei allen Literaturgattungen, sowohl bei deutsch- als auch englischsprachigen, die Umrechnungen der teilweise veralteten Dimensionen und Druckfehler heraus. Letztere betrafen sowohl die Kommastellen als auch die Angaben bei den Dimensionen (z. B. Angabe von 'Mega' anstelle 'Kilo', 'kp' statt 'kg', 'm²' statt 'm³', 'ft' statt 'inch'). Viele dieser Werte konnten an Hand des Textes zugeordnet werden, was aber nicht immer eindeutig gelang. Als ein negatives Beispiel sei hier Prinz & Strauß (2006) genannt. Ohne Vergleich mit Prinz (1997) wären einige Werte in Prinz & Strauß (2006) nicht rekonstruierbar gewesen. Werte, die nicht zuzuordnen waren, wurden nicht in die Datenbank aufgenommen.

Von Hardenbicker (1991), Schmidt (2001) und Schmidt & Dikau (2003) wurden im 'Bonner Raum' umfangreiche Untersuchungen zu Massenbewegungen durchgeführt. Die Ermittlung von Substratdaten, die für die Datenbank für die Substrateigenschaften verwertbar gewesen wären, sind jedoch nur lokal für einzelne Massenbewegungen und nicht flächendeckend durchgeführt worden. Generell werden für die Substrate des Untersuchungsgebietes 'BN' die für 'Gmünd' und 'Fils' ermittelten Substrateigenschaften übernommen, sofern diese nicht auf Grund der oben erwähnten Daten für 'BN' angepasst werden müssen. Die Klassifizierung der Substrate nach DIN 18300 erfolgt nach den in Tabelle 7.9 aufgeführten Kriterien. Die Substrateigenschaften müssen an diese Kriterien angepasst werden. Die Klasseneinteilung ist als Beispiel mit in der Tabelle 7.7 aufgeführt.

Tabelle 7.9: Einteilung der Substrate nach DIN 18300, ergänzt

Bodenklasse	Stichworte	Beschreibung nach DIN 18300
1	Oberboden, Torf, Mull	Oberboden, Mutterboden; oberste Bodenschicht, die neben anorganischen Stoffen auch Humus und Bodenlebewesen enthält
2	wassergesättigter Boden	fließende Bodenarten; von flüssiger bis zähflüssiger Beschaffenheit, die das Wasser schwer abgeben
3	nichtbindige Bodenarten, Sand, Kies, Schotter	leicht lösbare Bodenarten; nichtbindige bis schwach bindige Sande, Kiese und Sand-Kies-Gemische mit bis zu 15 Gewichtsprozent Beimengungen an Schluff und Ton und mit höchstens 30 Gew.-Prozent Steinen über 63 mm Korngröße und bis zu 0,01 m ³ Rauminhalt
4	bindige Bodenarten, mittelschwer lösbar, Löss, Ton, Geschiebemergel	mittelschwer lösbare Bodenarten; Gemische aus Sand, Kies, Schluff und Ton mit einem Anteil von mehr als 15 Gew. -Prozent, sowie bindige Bodenarten von leichter bis mittlerer Plastizität und höchstens 30 Gew.-Prozent Steine von über 63 mm Korngröße bis zu 0,01 m ³ Rauminhalt
5	plastische Tone, schwer lösbare Bodenarten mit Steinen	schwer lösbare Bodenarten; Bodenarten nah den Klassen 3 und 4, jedoch mit mehr als 30 Gew.-Prozent Steinen von über 63 mm Korngröße bis zu 0,01 m ³ Rauminhalt. Ebenso nichtbindige und bindige Bodenarten mit höchstens 30 Gew.-Prozent Steinen von über 0,01 m ³ Rauminhalt sowie ausgeprägte plastische Tone, die je nach Wassergehalt weich bis fest sind.
6	leicht lösbarer Fels, klüftig, verwittert, Kornbindung mittelbar durch tonige Bindemittel; Schiefer-ton, Mergelstein	leicht lösbarer Fels und vergleichbare Bodenarten; Felsarten, die einen inneren, mineralisch gebundenen Zusammenhalt haben, jedoch stark klüftig, brüchig, bröckelig, schiefrig, weich oder verwittert sind, sowie vergleichbare verfestigte, nichtbindige Bodenarten
7	schwer lösbarer Fels, wenig klüftig oder verwittert, Kornbindung unmittelbar; Granit, Basalt, Sandstein, Kalkstein, Gneis, Quarz, Marmor	schwer lösbarer Fels; Felsarten, die einen inneren, mineralisch gebundenen Zusammenhalt und hohe Gefügesteifigkeit haben und die nur wenig klüftig oder verwittert sind. Felslagerter, unverwitterter Tonschiefer, Nagelfluhschichten, Schlackenhal-den der Hüttenwerke sowie dergleichen

8. Auswerten der Erdbebendatenbank

Die erstellten Datenbanken für die Erdbeben in Deutschland werden ausgewertet, um herauszufinden, welche Erdbeben sich in historischer Zeit in den Untersuchungsgebieten ereignet haben.

8.1 Seismizität in Deutschland

Es wurden die vier in Kapitel 4.1 und 7.1 erwähnten Kataloge bzw. Datenbanken ausgewertet. Die Auswertung der Datenbanken diente zur Erstellung möglicher Erdbebenszenarien, für die dann die Arias Intensitäten (I_a) und die maximale Beschleunigungen (a_{max}) berechnet werden können. Diese Berechnungen sind in Kap. 9.6 beschrieben.

8.1.1 Häufigkeit und Verteilung der Erdbeben in Deutschland

Mit wie vielen Erdbeben und vor allem mit welcher Magnitude muss man in Deutschland rechnen? Aussagen zur Wiederkehrwahrscheinlichkeit und Erdbebenvorhersage sind in Kap. 2.3 diskutiert worden. Hier soll auf die Probleme hingewiesen werden, allein die Anzahl der stattgefundenen Erdbeben zu rekonstruieren. Eine Auswertung des Katalogs des BGR (Leydecker, 2005) ist in Abbildung 8.1 (linke Grafik) für alle im Katalog registrierten Erdbeben mit einer Unterscheidung zwischen tektonischen und nicht tektonischen Erdbeben dargestellt. Die Auswertung ergab für Erdbeben mit einer Magnitude $ML > 5,0$ für das Gebiet von Deutschland 17 Erdbeben (roter Punkt) von insgesamt 58 für Deutschland und die angrenzenden Gebiete (grüner Punkt) (Abbildung 8.1, rechte Grafik).

Die Anzahl der in den einzelnen Katalogen enthaltenen Erdbeben sind in Abbildung 8.2 dargestellt. Es sind deutliche Unterschiede in der Anzahl festzustellen, wobei es sich bei den herausragenden Ereignissen des BGR-Katalogs für die Jahre um 1900 um Schwarmbeben im Vogtland handelt, die offensichtlich in dem Katalog des GFZ anders kategorisiert wurden. Man sollte davon ausgehen können, dass die beiden Kataloge des BGR und des GFZ mehr oder weniger identisch sein müssten, zumal der Katalog des BGR im Katalog des GFZ referenziert wird. Die unterschiedliche Bewertung der Ereignisse ist auffällig, die Gründe konnten aber im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden. Auch der Katalog des USGS zeigt deutlich weniger Erdbeben an als die anderen Kataloge. In diesem Katalog werden die Beben aufgenommen, die von dem zu diesem System gehörenden weltweiten Stationsnetz erfasst wurden. Da es in Deutschland und Europa mehrere dieser Stationen gibt und es sich um eine automatisierte Erfassung handelt, ist der deutliche Unterschied verwunderlich. Verschiedene Korrelationsberechnungen ergaben, dass die Ursachen nicht allein durch die unterschiedlichen Minimum Magnituden, ab denen in den Katalogen die Daten aufgenommen wurden, erklärt werden können. Die Zunahme der Anzahl der

registrierten Erdbeben in jüngerer Zeit (Abbildung 8.2) sind eindeutig auf die besseren Mess- und Auswertetechniken der Seismologen zurückzuführen. Es darf nicht dahingehend interpretiert werden, dass die Anzahl der Erdbeben drastisch zugenommen hätte (Hinzen, persönliche Mitteilung).

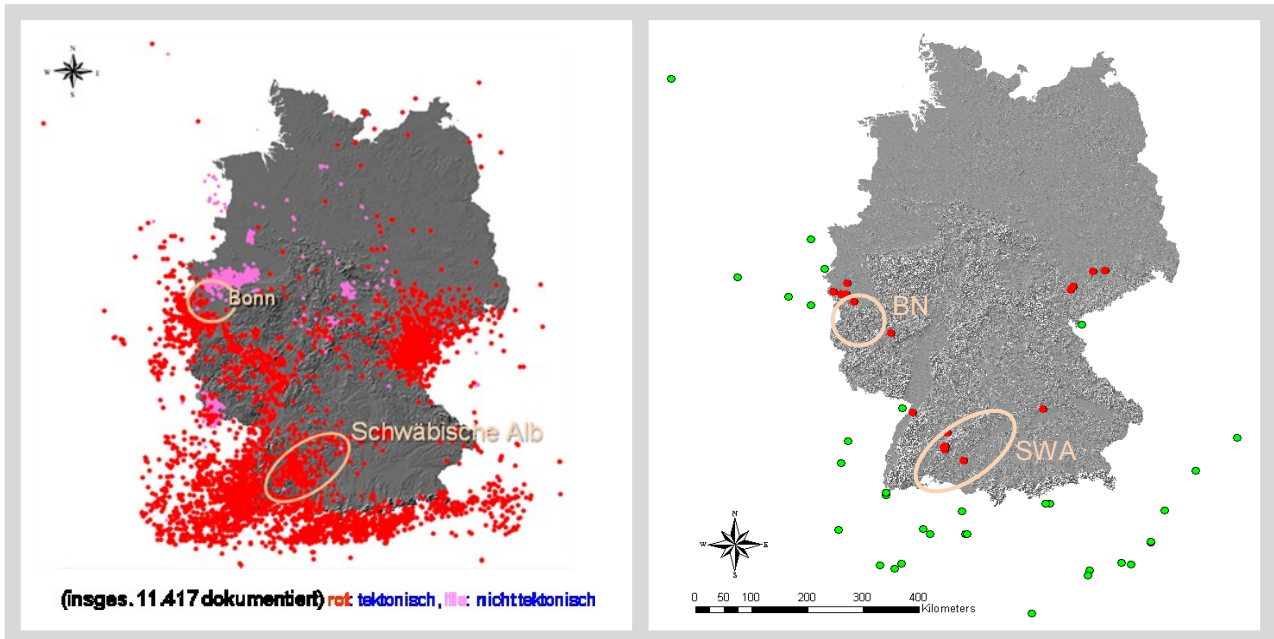


Abbildung 8.1: Anzahl der Erdbeben für Deutschland und angrenzende Gebiete. Linke Grafik: alle Erdbeben des Katalogs des BGR mit Unterscheidung tektonisch / nicht tektonisch, rechte Grafik: ab Stärke $M_L \geq 5,0$ für den Zeitraum 800 AD bis 2004. Eigene Analyse, Datengrundlage: Leydecker (2005).

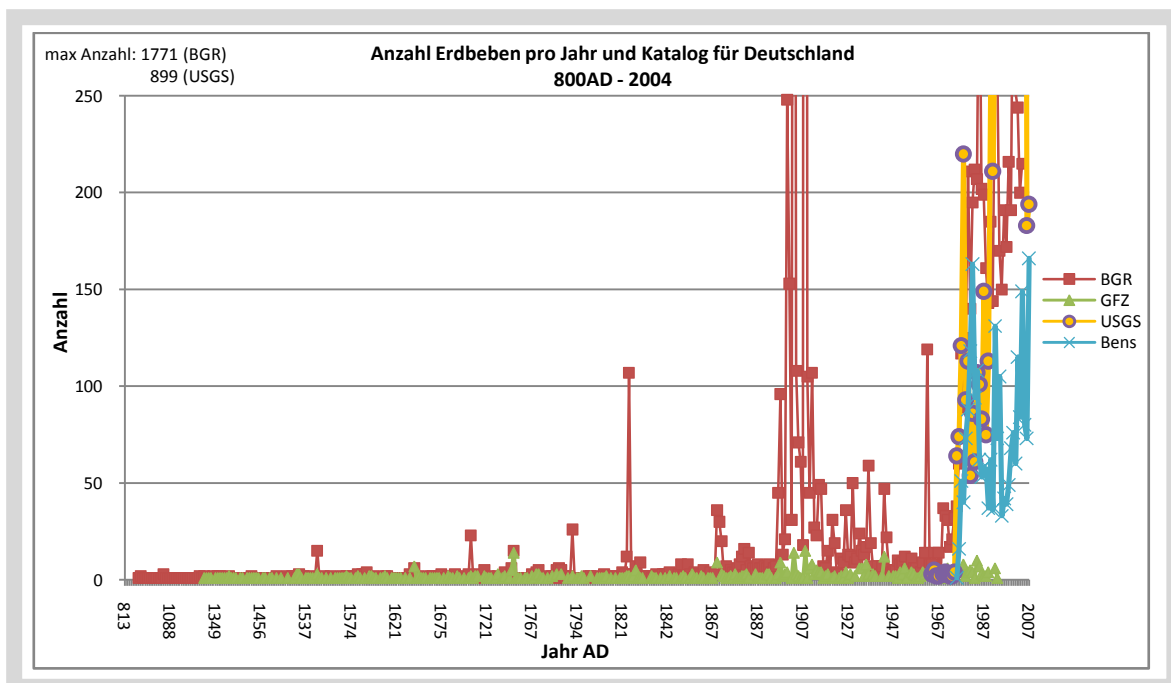


Abbildung 8.2: Anzahl Erdbeben für Deutschland pro Jahr und pro Katalog, Anzeige begrenzt auf 250 Erdbeben pro Jahr. BGR: Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe; GFZ: Geoforschungszentrum Potsdam; USGS: US Geological Survey; Bens: Erdbebenstation Bensberg der Universität Köln. Eigene Analyse.

8.1.2 Magnituden der historischen Erdbeben in Deutschland

Die Angabe zu den in den Katalogen aufgelisteten Stärken weichen bei den vier untersuchten Katalogen erheblich voneinander ab. Dies ist aus Abbildung 8.3 ersichtlich.

In den Katalogen des BGR und der Erdbebenstation Bensberg sind alle Stärken angegeben, wobei der Katalog der Erdbebenstation Bensberg wie oben beschrieben erst 1975 beginnt. Der Katalog des GFZ enthält Daten von 1300 AD bis 1992 AD, allerdings erst ab einer Magnitude $M_w \geq 3,5$, das entspricht einer Richter-Magnitude $ML = 4,2$. Der Katalog des USGS beginnt 1965.

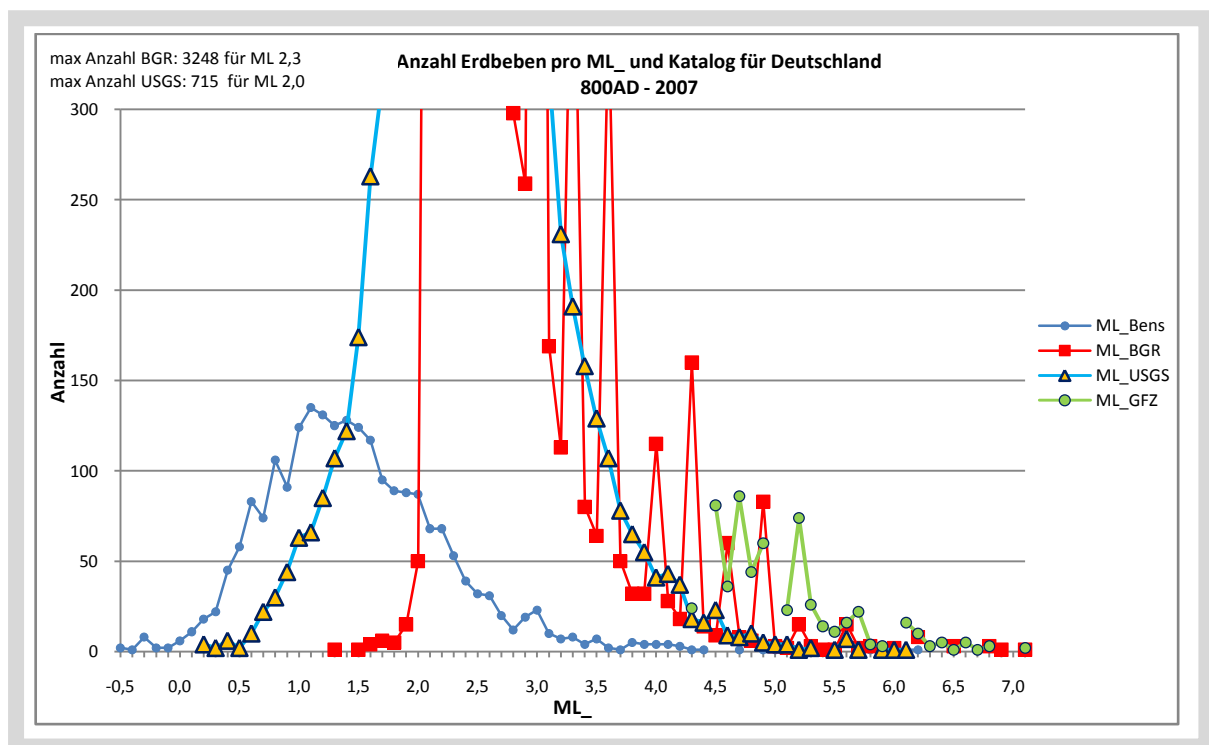


Abbildung 8.3: Anzahl Erdbeben pro Stärke für Deutschland für die Jahre 800AD - 2004 und pro Katalog. Bens: Erdbebenstation Bensberg der Universität Köln; BGR: Bundesanstalt für Energie und Rohstoffe; USGS: US Geological Survey; GFZ: Geozentrum Potsdam; ML_* : umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude. Eigene Berechnungen.

Die maximale Magnitude ist nach Camelbeek et al. (2000) und Leydecker (2005) für die Niederrheinische Bucht $ML = 6,8$. Die beiden Punkte bei $ML_* = 7,4$ in Abbildung 8.3 sind offensichtlich auf Fehlertoleranzen bei der Umrechnungsformel zurückzuführen. Die maximale Anzahl pro Magnitude liegt bei 2,3 im Katalog des BGR, eine erhöhte Anzahl bei den größeren Magnituden liegt zwischen $ML = 4,5$ - 5,0. Die maximale Anzahl bei Bensberg liegt bei 1,0. Die Kurven des Katalogs des BGR und des USGS haben einen ähnlichen Verlauf, die des GFZ und Bensberg weichen deutlich von den Erstgenannten ab.

8.1.3 Herdtiefen der historischen Erdbeben in Deutschland

Die Angaben über die Herdtiefe differieren in den einzelnen Katalogen ebenfalls, mit Ausnahme der häufigsten Herdtiefe mit 10 [km], die in drei Katalogen (BGR, GFZ, USGS) analysiert wurden. Die Unterschiede der maximalen und der häufigsten Herdtiefen sowie das gewichtete arithmetische Mittel sind in Tabelle 8.1 aufgeführt, die Verteilung mit den dazu gehörigen Häufigkeiten sind in Abbildung 8.4 dargestellt. Nach dieser Abbildung und Tabelle 8.1 handelt es sich in Deutschland um flache Beben mit einer durchschnittlichen Herdtiefe von $h = 7 - 10$ [km]. Wie weit diese Differenz für die weiteren Berechnungen von Bedeutung ist, wird im Kapitel 'Arias-Intensität' untersucht. Die größte Herdtiefe liegt bei $D = 33$ [km], mit Ausnahme von 9 Erdbeben zwischen einer Tiefe von $h = 35$ [km] und 49 [km] nach Angaben des USGS. Da in keinem anderen Katalog Erdbeben mit solchen Herdtiefen eingetragen sind, werden Einträge für diese Tiefen für die weiteren Berechnungen nicht mehr berücksichtigt. Die Korrelation zwischen dem Katalog des BGR und des USGS für die Häufigkeitsangaben bezogen auf die Tiefe beträgt 0,74, die der anderen Beziehungen liegen unter 0,35.

Tabelle 8.1: Auflistung der maximalen und häufigsten Herdtiefen für Deutschland in den vier Katalogen des BGR, GFZ, USGS und Erdbebenstation Bensberg. Tiefe in [km]. Minimum bei allen Katalogen = 0 [km]. Eigene Analysen.

Katalog	Tiefe (h) (häufigste)	Tiefe (h) (zweithäufigste)	Tiefe (h) (gew. arithm. Mittel)	Tiefe (h) (max Wert)
BGR	10	1	7,0	33
GFZ	10	6	9,1	30
USGS	10	1	6,6	49
Bensberg	3	10	8,4	29

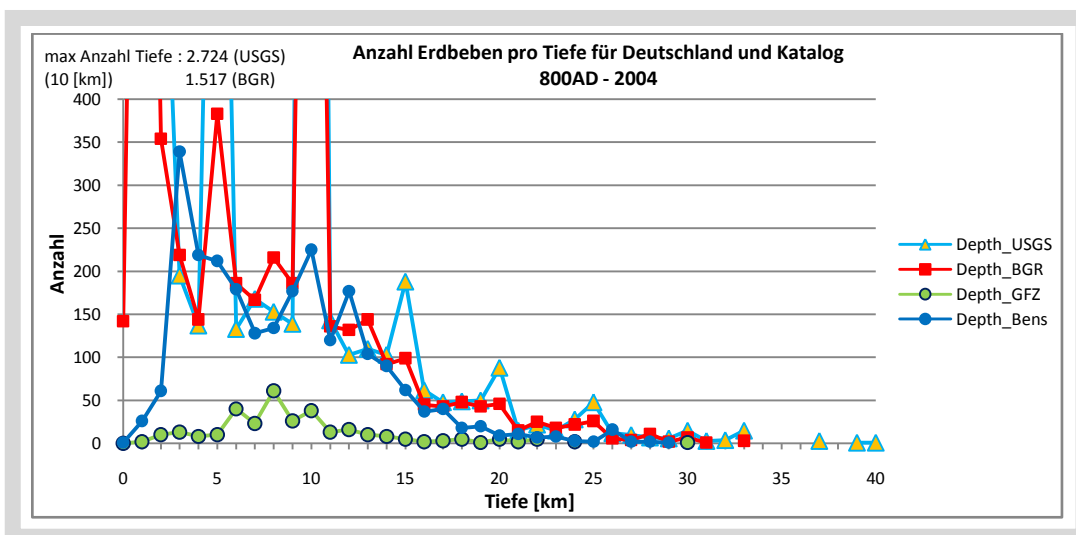


Abbildung 8.4: Anzahl Erdbeben pro Herdtiefe für Deutschland für die Jahre 800AD - 2004 und pro Katalog. Bens: Erdbebenstation Bensberg der Universität Köln; BGR: Bundesanstalt für Energie und Rohstoffe; USGS: US Geological Survey; GFZ: Geozentrum Potsdam; Depth: Herdtiefe (h). Eigene Berechnungen.

Für die Anzahl pro Herdtiefe stimmen die Kurven des BGR und Bensberg annähernd überein, beim USGS sind einige Sprünge zu verzeichnen, die Kurve des GFZ weicht auch unter Berücksichtigung der geringen Gesamt-Anzahl deutlich von den anderen Kurven ab.

8.1.4 Diskussion Seismizität in Deutschland

Das stärkste historische Beben bei Vervier (Belgien) hatte eine Magnitude von $ML = 6,8$ (Camelbeeck et al., 2000), das stärkste rezente Beben war das von Roermond mit einer neu berechneten Stärke von $ML = 6,1$ (Bensberg, 2008). Die in Abbildung 8.3 gezeigten höhere Magnitudenwerte von $ML = 7.4$ sind offensichtlich auf Fehlertoleranzen in der Umrechnungsformel zurückzuführen. Eine erhöhte Anzahl von Erdbeben ist zwischen den Magnituden $ML = 4,5 - 5,0$ zu verzeichnen. Die häufigste Herdtiefe liegt bei allen Katalogen (außer Bensberg) bei 10 [km]. Bei allen anderen Werten gibt es zwischen den vier verwendeten Kataloge zum Teil große Unterschiede. Dies kann an den unterschiedlichen Vorgaben für die einzelnen Kataloge liegen, eine endgültige Klärung konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht herbei geführt werden. Statistische Vergleiche der Kataloge sind daher problematisch. Da der Katalog des BGR die umfangreichsten und auch plausibelsten Daten bietet, stützen sich die weiteren Berechnungen mit Ergänzungen durch den Katalog der Erdbebenstation Bensberg und teilweise des USGS auf den Katalog des BGR. Die Angaben im Katalog des GFZ weichen, wie oben dargelegt, zu sehr von den Katalogen des BGR und der Erdbebenstation Bensberg ab und wurden für die weiteren Berechnungen nur noch für die statistischen Zwecke berücksichtigt.

8.2 Erdbeben der Schwäbische Alb

Um die Erdbeben zu erfassen, die einen Einfluss auf das Untersuchungsgebiet Schwäbische Alb hatten, wurde nach Erdbeben einschließlich eines Umkreises von 120 [km] um die Schwäbische Alb gesucht. Wie die Berechnungen in Kapitel 9.6 zeigten, ist dies etwa die Entfernung, in der stärkere Erdbeben z. B. mit einer Magnitude von $ML = 6,0$ noch Schäden anrichten können. Da die Schwäbische Alb sich von SW nach NE und nicht parallel zu Längen oder Breitengraden erstreckt, wurde die Alb in Abschnitte eingeteilt, diese Zone um die oben erwähnten 120 [km] erweitert und dann mit diesen Daten in der Erdbebendatenbank die relevanten Erdbeben abgefragt. Die Addition ergab insgesamt für diese Fläche 2042 Erdbeben mit Stärken zwischen $ML_{-} = 1,5$ und 6,1.

Die am häufigsten registrierte Magnitude ist $ML_{-} = 2,0$, gefolgt von einem Bereich zwischen 2,9 und 3,5 mit zwei weiteren geringeren Spitzen bei 3,9 und 4,2. Die am häufigsten angegebene Herdtiefe ist 11 [km], mit weiteren Spitzen bei 3 [km] und 6 [km] Tiefe. In der Westalb fanden seit 800 AD nach dem Katalog des BGR (Leydecker, 2005) mit 493 bedeutend häufiger Erdbeben statt als in der Ostalb mit 61. Ein Frequenz- / Magnitudenvergleich ist in Abbildung 8.5 dargestellt. Die kumulative Darstellung (Abbildung 8.5, rechte Grafik) zeigt den Unterschied deutlich. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,20.

Damit sind die beiden Gebiete unabhängig voneinander. Auffallend ist jedoch die zeitliche Verteilung der Erdbeben auf der Ostalb: Im Katalog des BGR (Leydecker, 2005) sind von 800 AD bis Mitte des 19. Jahrhunderts keine Beben registriert, einige Mitte des 19. Jahrhunderts, dann wieder 1931 und 1940 und danach ab 1968 fast jedes Jahr mindestens ein Erdbeben mit der höchsten Anzahl von 7 Erdbeben in 1992 (Abbildung 8.6). Die Magnituden der Erdbeben in der Ostalb liegen in der Regel unter $ML_{\text{L}} = 4,0$, sodass für die historischen Zeiträume vermutet werden kann, dass diese Beben keine größeren Schäden angerichtet haben und somit auch nicht überliefert wurden oder die Quellen noch nicht ausgewertet wurden. Die relative Häufigkeit ab Mitte des 20. Jahrhunderts kann wiederum nicht nur mit den besseren Registriermethoden erklärt werden. In der Literatur konnten hierzu keine Angaben gefunden werden, hier besteht noch Forschungsbedarf.

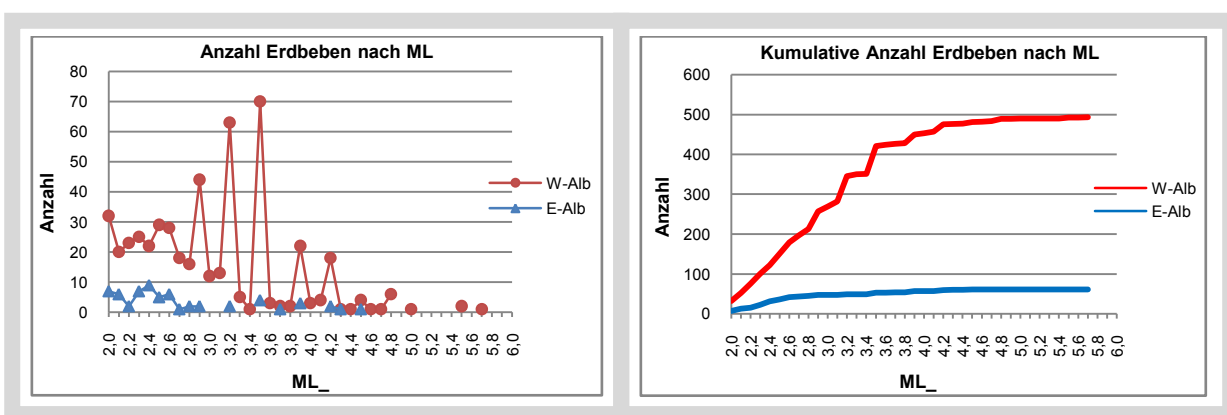


Abbildung 8.5: Vergleich der Frequenz - Magnituden - Beziehung der Erdbebenstärke der Untersuchungsgebiete W-Alb mit E-Alb. ML_{L} : umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude. Eigene Berechnungen, Datengrundlage: Leydecker (2005).

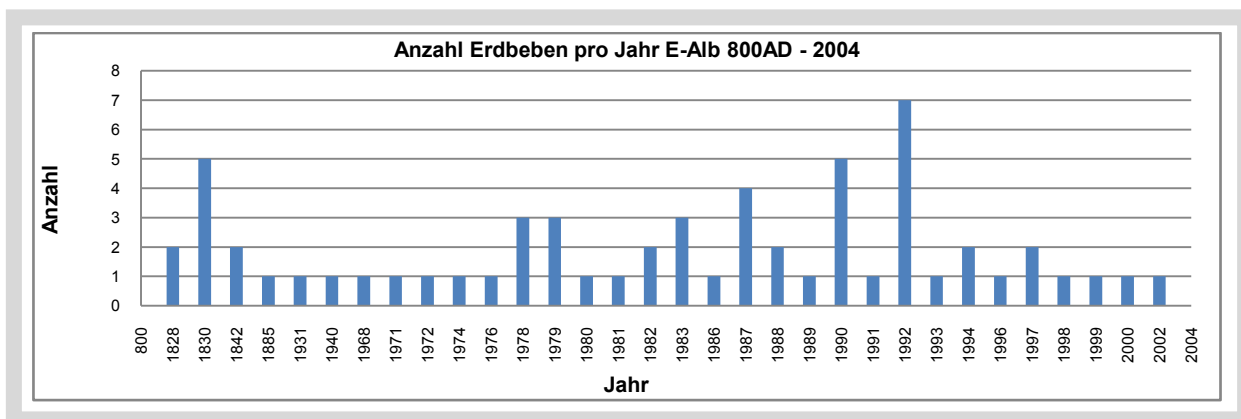


Abbildung 8.6: Anzahl der Erdbeben pro Jahr für die Ostalb für die Jahre 800AD - 2004. Es sind nur die Jahre angezeigt, in denen Erdbeben stattfanden. Eigene Berechnungen, Datengrundlage: Leydecker (2005).

Für den Bereich der gesamten Schwäbischen Alb fanden sich im Katalog des BGR (Leydecker, 2005) 50 Einträge für Erdbeben der Stärke $ML_{\text{L}} \geq 4,5$ und nur zwei mit $ML_{\text{L}} \geq 5,5$. (Tabelle 8.2)) Das stärkste Beben mit Einfluss auf das Untersuchungsgebiet Schwäbische Alb war das Erdbeben von Basel 1356 mit

einer Epizentralintensität von $I_o = IX$, einer Magnitude von $ML_{-} = 6,1$, einer Herdtiefe von $h = 12$ [km] und einem Schütterradius von 400 [km]. Das zweitstärkste Beben war das von Albstadt 1978 mit einer Epizentralintensität von $I_o = VII - VIII$, einer Magnitude von $ML_{-} = 5,7$, einer Herdtiefe von $h = 7$ [km] und einem Schütterradius von 340 [km], gefolgt von den Beben in Onstmettingen 1943 und Ebingen 1911, beide mit einer Epizentralintensität von $I_o = VIII$ und einer Magnitude von $ML_{-} = 5,5$. Das letzte stärkere Beben war in Waldkirch 2004 mit einer $I_o = VI$, Magnitude von 5,4, Tiefe von $h = 9$ [km] und eine Schütterradius von 250 [km] (alle Angaben nach Leydecker, 2005). Dieses Beben ist von der Fachwelt in dieser Stärke und an diesem Ort nicht erwartet worden. Es zeigt einmal mehr, dass sich auch an Störungslinien, an denen bislang nur schwächere Beben registriert wurden, für Waldkirch z. B. im Zeitraum von 1989 bis 2004 16 Beben mit einer Magnitude $ML_{-} \sim 2,5$, Spannungen aufbauen können, die sich in einem stärkeren Beben ohne Vorwarnung entladen.

In Abbildung 8.7 sind die Daten zur Anzahl von Erdbeben, deren Magnitude, Herdtiefe und Epizentralentfernung für SWA zusammengefasst, die Beben ab einer Stärke $ML_{-} > 4,5$ sind in Tabelle 8.2 aufgelistet.

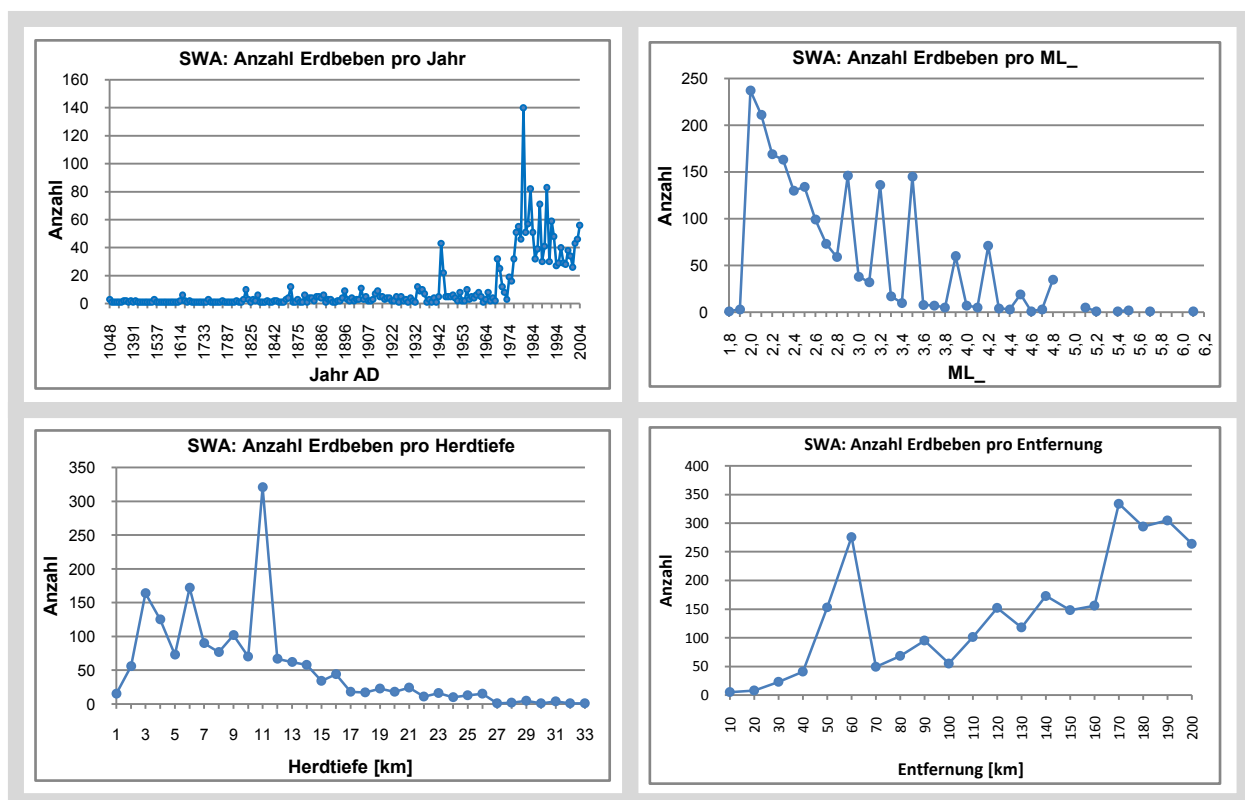


Abbildung 8.7: Erdbebeneigenschaften für den Bereich der Schwäbischen Alb ('SWA'): Anzahl der Erdbeben pro Jahr, Anzahl pro Stärke (ML_{-} : umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude); Anzahl pro Herdtiefe, Anzahl pro Entfernung um SWA. Eigene Berechnungen, Datengrundlage: Leydecker (2005).

Nach diesen Ausführungen kann die Theorie, die besagt, dass sich in Gebieten, in denen ständig schwächere Beben stattfinden, keine größere Spannung aufbauen kann, nicht verallgemeinert werden. Auch die Reaktivierung alter Störungen muss bei der Analyse einer Erdbebengefährdung berücksichtigt

werden, wie die Beispiele der Erdbebenserie von 'New Madrid, USA' und in kleineren Dimensionen des Untersuchungsgebietes 'Gmünd' zeigen (Kapitel 8.2.1).

Tabelle 8.2: Liste der stärksten Erdbeben von 800 AD bis 2004 im Umkreis von 120 [km] um die Schwäbische Alb ('SWA') mit einer $ML_{>4,5}$, nach $ML_{>}$ absteigend sortiert. Depth: Herdtiefe in [km], $ML_{>}$: umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude; I_0 : Epizentralintensität, r km: Schütterradius [km]. (Eigene Auswertung, Datengrundlage: Leydecker (2005)).

y	m	d	h	min	Lat	Long	Depth	$ML_{>}$	I_0	r km	Location
1356	10	18	22		47,47	7,60	12	6,1	IX	400	BASEL/CH
1978	9	3	5	8	48,28	9,03	7	5,7	VII-VIII	340	ALBSTADT
1943	5	28	1	24	48,27	8,98	9	5,5	VIII	485	ONSTMETTINGEN
1911	11	16	21	25	48,22	9,00	10	5,5	VIII	500	EBINGEN
2004	12	5	1	52	48,08	8,04	9	5,4	6	250	WALDKIRCH
1935	6	27	17	19	48,04	9,47	11	5,2	VII-VIII	420	SAULGAU
1655	3	29			48,50	9,07		5,1	VII-VIII	100	TUEBINGEN
1952	10	8	5	17	48,90	7,97	7	5,1	VII-VIII	180	SELTZ/F
1356	10	18	18		47,55	7,60		5,1	VII-VIII		BASEL/CH
1728	8	3	16	30	48,83	8,22	16	5,1	VII-VIII	250	RASTATT
1610	11	29			47,50	7,60		5,1	VII-VIII		BASEL/CH
1737	5	18	21	45	48,90	8,30	8	4,8	VII	170	KARLSRUHE; RASTATT
1733	5	18	14		49,70	8,02	8	4,8	VII	150	MAINZ, MUENCHWEILER
1721	7	3	7	45	47,45	7,70		4,8	VII	120	BASEL/CH
1669	10	10	0	45	48,60	7,80		4,8	VII	115	STRASSBURG/F
1669	9	30	12	45	48,50	7,75		4,8	VII	115	STRASSBURG/F
1357	5	14	7	30	48,17	7,50		4,8	VII		ELSASS/F
1650	9	7			47,50	7,60		4,8	VII		BASEL/CH
1372	6	1			47,50	7,60		4,8	VII	200	SUNDGAU
1769	8	4	16	15	48,75	10,83		4,8	VII	270	DONAUWOERTH, HARBURG/RIES
1363	7	3			47,80	7,10		4,8	VII	100	THANN/F
1871	2	10	5	32	49,67	8,50	6	4,8	VII	150	LORSCH
1588	6	11			47,75	8,83		4,8	VII		HOHENTWIEL
1574					48,50	7,90		4,8	VII		OFFENBURG
1569	8	6			47,50	7,60		4,8	VII		BASEL/CH
1428	12	13			47,50	7,60		4,8	VII		BASEL/CH
1391	3	23			47,67	7,30		4,8	VII		SUNDGAU
1655	4	11			48,50	9,07		4,8	VII		TUEBINGEN
1943	5	2	1	8	48,27	8,98	13	4,8	VII	375	ONSTMETTINGEN
1972	5	18	8	11	48,28	9,03	8	4,8	VII	125	EBINGEN
1970	1	22	15	25	48,28	9,03	8	4,8	VII	230	EBINGEN
1969	2	26	1	28	48,29	9,01	8	4,8	VII	175	TAILFINGEN
1959	9	4	8	56	48,38	7,72	2	4,8	VII	22	BOOFZHEIM/F
1952	9	29	16	45	48,90	7,97	2	4,8	VII	40	SELTZ/F
1802	9	11	15		48,60	7,80	2	4,8	VII	15	STRASSBURG/F
1948	6	7	7	15	48,97	8,33	6	4,8	VII	160	FORCHHEIM/RHEIN
1776	11	28	3	15	47,70	7,30		4,8	VII	220	MUELHAUSEN/F
1933	2	8	7	7	48,85	8,20	6	4,8	VII	200	RASTATT
1926	6	28	22	0	48,13	7,68	8	4,8	VII	200	KAISERSTUHL
1913	7	20	12	6	48,23	9,01	9	4,8	VII	250	EBINGEN
1910	5	26	6	12	47,40	7,30		4,8	VII	150	DELEMONT/CH
1903	3	22	5	8	49,08	8,17	2	4,8	VII	30	KANDEL
1899	2	14	16	58	48,12	7,65	2	4,8	VII	25	KAISERSTUHL
1886	10	9	18	20	48,45	7,92	2	4,8	VII	25	SCHUTTERWALD
1802	11	8	23	30	48,60	7,80	2	4,8	VII	50	STRASSBURG/F
1289	9	24			48,80	7,80		4,8	VII		STRASSBURG/F
1978	9	3	10	2	48,40	8,90	10	4,7			ROTTENBURG
1980	7	15	12	17	47,67	7,48	12	4,7	VII	130	Sierentz/F
1952	2	24	21	25	49,50	8,32	8	4,7	VII	200	LUDWIGSHAFEN/RHEIN, WORMS
1978	1	16	14	31	48,30	9,03	7	4,6	VI-VII	45	ONSTMETTINGEN

8.2.1 Erdbeben 'Gmünd'

Das Untersuchungsgebiet ist relativ frei von Erdbeben. Trotz vermutlicher tektonischer Aktivitäten entlang des Schwäbischen Lineamentes haben sich im Untersuchungsgebiet im Zeitraum von 800 AD bis 2004 nur 2 Erdbeben mit einer Stärke von $ML=2,0$ (1996) und $ML=3,7$ (1997) ereignet, im Umkreis von

20 [km] 16 weitere Erdbeben mit einer durchschnittlichen Stärke von $ML=2,5$, maximal $ML=3,9$ (Tabelle 8.3, Auswertung der Erdbebendatenbank nach Leydecker, 2005). Auffallend ist, dass in dem Katalog bis 1939 keine Erdbeben für dieses Gebiet verzeichnet sind. Das erste registrierte Erdbeben 1940 in der Nähe von Göppingen ist zugleich das stärkste mit $ML=3,9$, das zweitstärkste 1997 in der Nähe von Lorch mit $ML=3,7$.

Tabelle 8.3: Registrierte Erdbeben im Untersuchungsgebiet 'Gmünd' 800 AD - 2004 ab $ML \geq 2,0$, nach $ML_{\text{absteigend}}$ sortiert. Depth: Herdtiefe in [km], $ML_{\text{absteigend}}$: umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude; I_0 : Epizentralintensität, r km: Schütterradius [km]. Eigene Auswertung, Datengrundlage: Leydecker (2005).

y	m	d	h	min	Lat	Long	Depth	$ML_{\text{absteigend}}$	I_0	r km	Location
1940	8	4	16	58	48,7333	9,4667	5	3,9	V-VI	45	GOEPPINGEN
1997	10	21	16	44	48,7800	9,6900	9	3,7	V	30	Lorch/Remstal
1999	8	1	7	7	48,8500	9,5600	12	2,8			Backnang, NE of Stuttgart
1994	1	12	8	27	48,8000	9,9000		2,8			Geislingen/Swabian Jura
1991	5	20	23	1	48,6517	9,8100		2,6			Geislingen/Swabian Jura
1997	5	24	22	26	48,8700	9,7500	8	2,5			Spraitbach
1976	11	29	2	21	48,6000	9,6333	14	2,4			URACH
1983	10	22	12	9	48,9000	9,8000		2,4			Schwäbisch Gmünd
1992	6	30	17	45	48,7867	9,9683	2	2,4			Geislingen/Swabian Jura
1993	8	28	23	22	48,8217	10,0333	3	2,4			Aalen/Northern Swabian Jura
1978	9	26	19	54	48,9000	9,9000		2,3			SCHWÄBISCH GMÜND
1978	9	16	17	58	48,9000	9,9000		2,3			SCHWÄBISCH GMÜND
1990	3	6	11	18	48,9000	9,7000		2,3			Schwäbisch Gmünd
1979	12	11	18	30	48,8500	10,0500	0	2,1			Aalen
1978	11	1	10	50	48,6000	9,6000		2,1			URACH
2002	11	23	5	52	48,8700	9,6600	13	2,0			Welzheim
1996	2	15	9	14	48,7400	9,6900	10	2,0			Goepingen
1998	12	6	22	59	48,8500	9,6000	13	2,0			Welzheim, NE of Stuttgart

8.2.2 Erdbeben 'Fils'

Im Untersuchungsgebiet 'Oberes Filstal' ereigneten sich laut Katalog des BGR (Leydecker, 2005) im Zeitraum von 1976 - 1991 insgesamt 4 Erdbeben der Stärken $ML_{\text{absteigend}} = 2,0 - 2,6$. Davor sind bis 800 AD keine Erdbeben verbucht. Im Bereich 20 [km] um das Untersuchungsgebiet ereigneten sich insgesamt 22 Erdbeben, davon 16 mit einer Stärke $ML_{\text{absteigend}} = 2,0 - 3,0$ und 6 zwischen $ML_{\text{absteigend}} = 3,1 - 4,5$. Die beiden stärksten Erdbeben waren die von Engstingen 1828 mit $ML_{\text{absteigend}} = 4,5$, einer Tiefe von $h = 4$ [km] und einem Schütterradius von 60 [km], sowie das von Eglingen 1830 mit $ML_{\text{absteigend}} = 4,2$, einer Tiefe von $h = 8$ [km] und einem Schütterradius von 90 [km]. Das stärkste Beben im Nahbereich war das von Göppingen 1940 direkt am NE-Rand des Untersuchungsgebietes mit $ML_{\text{absteigend}} = 3,9$, einer Tiefe von $h = 5$ [km] und einem Schütterradius von 45 [km] (Tabelle 8.4). Eine eindeutige Zuordnung zu größeren Störungen ist in diesem Untersuchungsgebiet nicht ersichtlich. Auffallend ist aber auch hier die Zunahme der Erdbebenaktivität im letzten Jahrhundert. Nach den Ausführungen von Keefer (1984, 2002) dürften die oben erwähnten Erdbeben im Untersuchungsgebiet keine gravitativen Massenbewegungen ausgelöst haben. Auf der anderen Seite zeigt das Erdbeben von Göppingen 1940, dass sich in dem Untersuchungsgebiet durchaus auch stärkere Erdbeben ereignen, die dann Schäden verursachen können.

Tabelle 8.4: Registrierte Erdbeben im Untersuchungsgebiet 'Fils' 800 AD - 2004 ab $ML_{\geq 2,0}$, nach ML_{\geq} absteigend sortiert. Depth: Herdtiefe in [km], ML_{\geq} : umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude; I_0 : Epizentralintensität, r km: Schütterradius [km]. Eigene Auswertung, Datengrundlage: Leydecker (2005).

y	m	d	h	min	Lat	Long	Depth	ML_{\geq}	I_0	r km	Location
1828	2	8	14	20	48,4000	9,3167	4	4,5	VI-VII	60	ENGSTINGEN
1830	9	23	4	15	48,3167	9,4667	8	4,2	VI	90	HAYINGEN, EGLINGEN
1940	8	4	16	58	48,7333	9,4667	5	3,9	V-VI	45	GOEPPINGEN
1885	11	12	22	10	48,5833	9,4333	2	3,5	V	10	OWEN
1931	12	22	2	48	48,4200	9,3500	3	3,5	V	22	URACH
1828	1	29	10	15	48,4000	9,3167	3	3,5	V	20	ENGSTINGEN
1994	7	3	15	44	48,4800	9,7400	10	2,9			near Blaubeuren
1992	9	21	4	58	48,5000	9,6000		2,6			Urach/Swabian Jura
1991	5	20	23	1	48,6517	9,8100		2,6			Geislingen/Swabian Jura
1987	10	22	13	42	48,3250	9,6567	10	2,6			Munderkingen/Donau
1992	12	22	20	49	48,4867	9,3367	5	2,5			Urach/Swabian Jura
1992	7	20	5	4	48,6000	9,4000		2,5			Urach/Swabian Jura
1986	7	1	15	8	48,7333	9,4317	7	2,4			Goeppingen
1976	11	29	2	21	48,6000	9,6333	14	2,4			URACH
1981	7	25	4	48	48,6000	9,4000		2,3			Urach
1989	9	18	15	50	48,4167	9,7283	6	2,3			Blaubeuren
1988	5	8	23	17	48,5800	9,4117	9	2,2			Urach
1978	11	1	10	50	48,6000	9,6000		2,1			URACH
1974	12	1	20	39	48,3500	9,8333	1	2,1			HECHINGEN
1979	3	1	10	48	48,4283	9,7383	10	2,1			Blaubeuren
1996	2	15	9	14	48,7400	9,6900	10	2,0			Goeppingen
1987	3	6	19	35	48,5667	9,5717	23	2,0			Neidlingen, Urach

8.3 Erdbeben 'BN'

Die Niederrheinische Bucht gehört mit zu den aktivsten Erdbebengebieten in Deutschland. Die Anzahl der Erdbeben ist etwas geringer im Vergleich zu Südwestdeutschland, dafür sind die Magnituden höher (eigene Recherchen nach Leydecker, 2005). Die Hauptursache ist das Einsinken des Rurgrabens mit den hauptsächlich NW- SE verlaufenden Abschiebungszonen. Von W nach E sind dies folgende Störungen: Heerlerheide, Feldbiß, Peelrand, Rurrand, Erftsprung-System. Die Heerlerheide-Störung verläuft bis Aachen, während sich die Ausläufer der Erftsprung-Störung bis in das Ahrtal W Remagen verfolgen lassen (Meidow, 1995). Diese Störung zieht in einer Entfernung von 15 - 20 [km] W von Bonn vorbei. Einige weitere kleinere Störungen verlaufen direkt unter Bonn, queren teilweise den Rhein und lassen sich bis nach Siegburg verfolgen. An allen Störungen fanden und finden in mehr oder weniger großen Abständen Erdbeben statt (eigene Recherchen nach Leydecker, 2005; Lehmann, 2008; Pelzing, 2008). Die stärkeren Beben konzentrieren sich allerdings auf den W-Teil der Niederrheinischen Bucht. Die aktivsten Verwerfungen waren im Quartär die Randgebiete des Rurtal-Grabens, des Erft-Sprungsystems und die Feldbiß-Verwerfung. Die E-Seite der Niederrheinischen Bucht ist im Quartär tektonisch wenig in Erscheinung getreten (Ahorner, 1962, 1968, 1970, 1975, 1983a; Hinzen & Oehmisch, 2001, Hinzen, 2003).

Insgesamt sind im Katalog des BGR (Leydecker, 2005) 29 Erdbeben im Umkreis von 120 [km] um Bonn mit einer Magnitude $ML_{\geq 4,5}$ eingetragen und 7 mit $ML_{\geq 5,5}$ (Tabelle 8.5). Das stärkste Beben in diesem Gebiet war das von Vervier, Belgien 1692 mit einer Magnitude von $ML_{\geq} = 6,8$. Trotz seiner relativ großen Herdtiefe von $h = 27$ [km] erreichte es noch eine Epizentralintensität von $I_0 = VIII$. Der

Schütterradius von 500 [km] war ebenfalls relativ groß. Das zweitstärkste Beben war das von Düren 1756 mit einer Magnitude von $ML_{\underline{}} = 6,4$, einer Epizentralintensität von ebenfalls $I_0 = VIII$, einer Herdtiefe von $h = 14$ [km] und einem Schütterradius von 324 [km]. An dritter Stelle folgt das Erdbeben von Roermond 1992 mit einer Magnitude von $ML_{\underline{}} = 6,1$ und einer Epizentralintensität von $I_0 = VII$. Die Herdtiefe lag bei $h = 17$ [km] und der Schütterradius betrug 440 [km]. Für das Erdbeben von Tollhausen 1878 ist eine Epizentralintensität von $I_0 = VIII$ angegeben bei einer Magnitude von $ML_{\underline{}} = 5,6$, einer Herdtiefe von $h = 9$ [km] und einem Schütterradius von 330 [km] und hatte trotz der geringeren Magnitude und Herdtiefe die gleiche zerstörerische Wirkung wie das Erdbeben von Düren. Für die Beben von Düren 1640 und Euskirchen 1951 ist eine Magnitude von $ML_{\underline{}} = 5,1$ angegeben, die Epizentralintensität mit $I_0 = VII - VIII$.

Tabelle 8.5: Liste der stärksten Erdbeben von 800 AD bis 2004 im Umkreis von 120 [km] um Bonn mit einer $ML_{\underline{}} > 4,5$, nach $ML_{\underline{}}$ absteigend sortiert. Depth: Herdtiefe in [km], $ML_{\underline{}}$: umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude, I_0 : Epizentralintensität, r km: Schütterradius, Location: angegebener Ort. Eigene Zusammenstellung, Datenquelle: Leydecker (2005).

y	m	d	h	min	Lat	Long	Depth	$ML_{\underline{}}$	I_0	r km	Location
1692	9	18	14	15	50,55	5,62	27	6,8	VIII	500	VERVIERS/B
1756	2	18	8	0	50,78	6,17	14	6,4	VIII	324	DUEREN
1992	4	13	1	20	51,15	5,93	17	5,9	VII	440	Roermond/NL
1755	12	27	0	30	50,75	6,38	18	5,7	VII	230	DUEREN
1828	2	23	8	30	50,67	5,03	17	5,7	VII	220	TIRLEMONT/B
1878	8	26	9	0	50,93	6,52	9	5,6	VIII	330	TOLLHAUSEN
1846	7	29	21	24	50,13	7,67	10	5,5	VII	162	ST.GOAR
1932	11	20	23	36	51,63	5,53	8	5,3	VII	380	VEGHEL/NL
1640	4	4	3	15	50,75	6,50		5,1	VII-VIII	150	DUEREN
1951	3	14	9	46	50,63	6,72	9	5,1	VII-VIII	260	EUSKIRCHEN
2002	7	22	5	45	50,87	6,19	14	4,9	VI		ALSDORF
1983	11	8	0	49	50,63	5,50	4	4,9	VII	230	LUETTICH/B
1690	12	18	17	30	50,75	6,00	6	4,8	VII	210	AACHEN
1755	12	18			50,90	5,70		4,8	VII		MAASTRICHT/NL
1714	1	23	22		50,90	5,70	4	4,8	VII	90	MAASTRICHT/B
1673	2	19			50,58	7,17		4,8	VII	75	ROLANDSECK
1531	7	12			51,30	6,20		4,8	VII		VENLO/NL
1504	8	23	23	30	50,80	6,10		4,8	VII		AACHEN
1456	8	26	2		50,60	5,60		4,8	VII		LIEGE/B
1349					50,83	6,33		4,8	VII		JUELICH
1223	1	11	6		50,83	6,83		4,8	VII		DUEREN, KOELN
1925	2	23	21	33	50,83	5,55	5	4,8	VII	65	BILZEN/B
1759	8	23	4	45	50,80	6,10	4	4,8	VII	120	AACHEN
1841	10	24	14	8	50,90	6,90	4	4,8	VII		KOELN
1828	12	3	18	30	50,80	6,10	9	4,8	VII	190	AACHEN
823					50,80	6,10		4,8	VII	220	AACHEN
1760	1	20	22	30	50,80	6,40	8	4,8	VII	240	DUEREN
1950	3	8	4	27	50,63	6,72	7	4,7	VII	200	EUSKIRCHEN
1926	1	5	23	37	50,72	6,80	22	4,6	VI	260	ZUELPICH

Im Umkreis von 20 [km] um das Untersuchungsgebiet 'BN' sind insgesamt 40 Erdbeben registriert (Tabelle 8.6, Datengrundlage nach Leydecker, 2005). Davon haben 7 Erdbeben eine Stärke zwischen $ML_{\underline{}} = 4,2$ und 5,1, 11 Erdbeben eine Stärke zwischen $ML_{\underline{}} = 3,0$ und 3,9, sowie 22 Erdbeben eine Stärke zwischen $ML_{\underline{}} = 2,0$ und 2,9. Die Herdtiefe beträgt in der Regel 10 [km] oder darunter, maximal 22 [km]. Das stärkste Beben war das von Euskirchen 1951 in einer Entfernung von ca. 15 [km] vom Untersuchungsgebiet 'BN' mit einer $ML_{\underline{}} = 5,1$, $I_0 = VII-VIII$ und einer Herdtiefe von $h=9$ [km].

Tabelle 8.6: Registrierte Erdbeben im Untersuchungsgebiet 'BN' bis 20 [km] Umkreis und ab $ML \geq 2,0$, nach $ML_{\text{absteigend}}$ sortiert. Depth: Herdtiefe in [km], $ML_{\text{absteigend}}$: umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude, Io : Epizentralintensität, r km: Schütteradius [km]. Eigene Zusammenstellung, Datengrundlage: Leydecker (2005).

y	m	d	h	min	Lat	Long	Depth	$ML_{\text{absteigend}}$	Io	r km	Location
1951	3	14	9	46	50,6333	6,7167	9	5,1	VII-VIII	260	EUSKIRCHEN
1673	2	19			50,5833	7,1667		4,8	VII	75	ROLANDSECK
1841	10	24	14	8	50,9000	6,9000	4	4,8	VII		KOELN
1223	1	11	6		50,8333	6,8333		4,8	VII		DUEREN, KOELN
1950	3	8	4	27	50,6333	6,7167	7	4,7	VII	200	EUSKIRCHEN
1926	1	5	23	37	50,7167	6,8000	22	4,6	VI	260	ZUELPICH
1926	1	6	11	37	50,8000	7,2000	14	4,2	VI		SIEGBURG
1951	4	16	15	47	50,6333	6,7167	5	3,9	V-VI	50	EUSKIRCHEN
2000	1	20	3	3	50,6017	7,0783	10	3,8	V		Meckenheim
1873	11	12			50,5667	7,3000		3,5	V		HONNEF
1951	3	16			50,6333	6,7167		3,5	V		EUSKIRCHEN
1951	3	18			50,6333	6,7167		3,5	V		EUSKIRCHEN
1971	9	28	18	10	50,6333	7,1667	8	3,3	IV	22	MEHLEM, SE BONN
1887	9	9	17		50,7333	7,1000		3,2	IV-V		BONN
1963	6	25	22	16	50,5833	7,3250	7	3,2	IV	30	REMAGEN
1869	3	17			50,8000	7,2167		3,2	IV-V	10	SIEGBURG
1963	11	11	23	44	50,5833	7,3250	8	3,0	IV	25	REMAGEN
1963	6	25	17	42	50,5833	7,3250	7	3,0	IV	30	REMAGEN
1964	4	22	20	1	50,5833	7,3250		2,9	IV	16	REMAGEN
1887	9	4	16	53	50,7333	7,1000		2,9	IV		BONN
1954	2	1	4	51	50,6333	6,7000		2,9	IV		EUSKIRCHEN
1952	1	11	14	45	50,6333	6,7167		2,9	IV		EUSKIRCHEN
1890	3	17			50,7333	7,1000		2,9	IV	19	BONN
1983	11	18	22	18	50,5867	7,2650	13	2,7	IV	40	Remagen
1965	9	11	2	20	50,7917	7,0500		2,6	III-IV		BONN
1994	5	17	7	48	50,7533	6,7567	14	2,6			Erp
1869	10	9			50,7333	7,1000		2,6	III-IV		BONN
1993	12	24	8	32	50,7883	6,8567	9	2,6	III-IV	15	Bruehl
1993	12	10	12	51	50,7600	6,7200	8	2,5			Euskirchen
1998	6	2	0	36	50,5900	7,1300	5	2,3			Ahrweiler, S of Bonn
1996	2	19	10	45	50,7600	6,7700	10	2,2			Euskirchen, SW of Bonn
1988	11	28	8	41	50,7000	7,1000	16	2,1			Bad Godesberg
2001	7	21	3	57	50,5850	7,2900	13	2,1	IV		Birresdorf
2004	9	9	2	27	50,6900	7,1917	8	2,1			Koenigswinter near Bonn
1988	12	11	12	38	50,6900	7,1600	14	2,1			Bad Godesberg
2003	11	6	22	0	50,7750	6,7483	5	2,0			Euskirchen, SW of Bonn
1990	11	9	0	11	50,6600	7,1000	15	2,0			Bad Godesberg
1984	8	20	21	28	50,8900	6,8900	17	2,0			Koeln
1983	11	18	20	25	50,5900	7,2700	12	2,0			Remagen
1992	4	20	19	52	50,8600	6,9833	13	2,0			Godorf

Eine Regel, wie oft sich im Bereich um das Untersuchungsgebiet Erdbeben mit einer Epizentralintensität vom $Io = VIII$ ereignen, lässt sich aus diesen Daten nicht ableiten. Es bleibt aber festzuhalten, dass es im Zeitraum von 800 AD bis 2004 insgesamt fünf Erdbeben mit einer Epizentralintensität von $Io = VII-VIII$ oder VIII gegeben hat. Die Anzahl und Stärke der Vor- und Nachbeben ist in dieser Aufzählung nicht berücksichtigt. Nur für das Erdbeben von Düren 1756 ist im Katalog des BGR (Leydecker, 2005) eine durch dieses Erdbeben ausgelöste gravitative Massenbewegung angegeben. Bei Meidow & Ahorner (1994) sind auch kleinere Böschungsrutschungen bis zu einer Entfernung von 80 [km] vom Epizentrum in Folge des Erdbebens von Roermond 1992 erwähnt, in der Nähe des Epizentrums in unbewohnten Gebieten vereinzelt Bodenverflüssigung. Es ist davon aus zu gehen, dass bei einer intensiveren Auswertung historischer Quellen noch mehr Hinweise auf einen Zusammenhang zwischen den seismischen Aktivitäten im Untersuchungsgebiet und Massenbewegungen gefunden werden könnten, ähnlich wie dies für die Schwäbische Alb von Dix & Röhrs (2007) beschrieben wird. Eine derartige Quellenanalyse war aber nicht Ziel dieser Arbeit.

Eine Übersicht über die Anzahl, Magnituden, Herdtiefen und Epizentralentfernungen der für 'BN' relevanten Erdbeben sind in Abbildung 8.8 dargestellt.

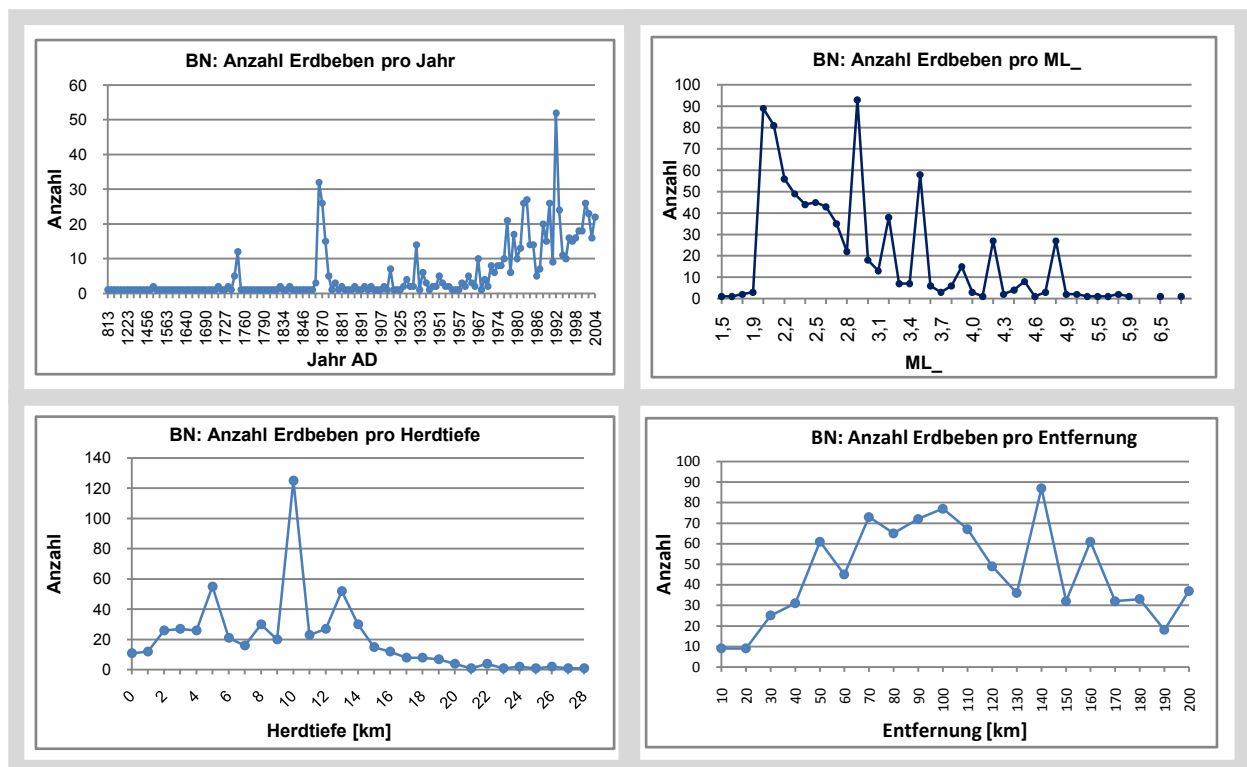


Abbildung 8.8: Erdbebeneigenschaften für den 'Bonner Raum' ('BN'): Anzahl der Erdbeben pro Jahr im Umkreis von 120 [km], Anzahl pro Stärke (ML₋); Anzahl pro Herdtiefe, Anzahl pro Entfernung von Bonn. Eigene Berechnungen, Datenquelle: Leydecker (2005).

8.4 Diskussion Erdbeben der Untersuchungsgebiete

Deutschland ist kein Gebiet, in dem Starkbeben zu erwarten sind. Allerdings zeigt die Analyse, dass durchaus mit Erdbeben der Stärke $ML \geq 6,0$ zu rechnen ist. Diese potentielle Gefahr wird, wie in der Einleitung geschildert, von der Bevölkerung weitgehend ignoriert oder verdrängt. Das Erdbeben von Roermond 1992 hat gezeigt, dass auch Beben dieser Stärke größere Schäden verursachen können, sogar das Phänomen der Bodenverflüssigung und Massenbewegungen, auch wenn letztere nur in kleinerem Ausmaß und hauptsächlich an künstlichen Böschungen aufgetreten sind. Im Katalog des BGR (Leydecker, 2005) sind in den Bereichen der Untersuchungsgebiete nur für die Erdbeben von Düren 1756 und Albstadt 1911 durch diese ausgelöste Massenbewegungen vermerkt. Das stärkste Beben mit Einfluss auf die Niederrheinische Bucht war das von Vervier 1692 mit $ML = 6,8$, im Umkreis von 20 [km] um Bonn waren es die Erdbeben von Euskirchen 1951 mit $ML = 5,1$; Rolandseck 1673 mit $ML = 4,8$; Köln 1841 mit $ML = 4,8$ und Düren 1223 mit $ML = 4,8$. Der Schütterradius dieser Beben betrug etwa 200 [km], die Herdtiefe zwischen 4 und 10 [km]. Untersuchungen in den Braunkohlegebieten und an historischen

Bauten geben Hinweise, dass sich Erdbeben bis zu einer Stärke von $ML = 6,5 - 6,8$ im Gebiet der Niederrheinischen Buch mehrfach ereignet haben (Camelbeeck et al. 2000; Hinzen, 2005).

Das Erdbeben von Waldkirch 2004 mit $ML = 5,4$ mit einer Herdtiefe von $h = 9$ [km] hat gezeigt, dass auch im SW Deutschlands mit Beben dieser Stärke zu rechnen ist. Für dieses Beben hatte es keine Vorzeichen gegeben. Die Analyse der Erdbebenaktivität in den Untersuchungsgebieten der Ostalb zeigt eine vermehrte Aktivität seit Mitte des 20. Jahrhunderts. Das stärkste Beben hatte in diesem Zeitraum eine Magnitude von $ML = 3,9$ (Göppingen), das von Engstingen 1828 eine Stärke von $ML = 4,5$. Es ist davon auszugehen, dass diese Zunahme nicht nur auf mangelnde Dokumentation in den historischen Katalogen zurückzuführen ist.

Die Erdbebenaktivität ist im SW Deutschlands bei Erdbeben mit einer Magnitude $ML < 5,0$ höher als in der Niederrheinischen Bucht, dafür fanden in der Niederrheinischen Bucht und deren näheren Umgebung die stärkeren Beben statt, ein Vergleich der beiden Gebiete ist in Abbildung 8.9 dargestellt.

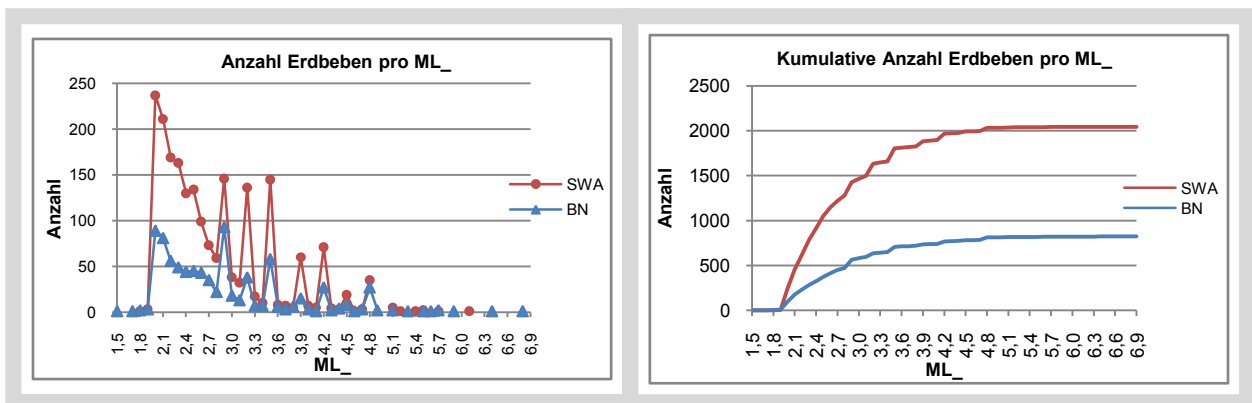


Abbildung 8.9: Vergleich der Frequenz - Magnituden - Beziehung der Erdbebenstärke der Untersuchungsgebiete 'SWA' und 'BN'. $ML_$: umgerechnete Lokale (Richter-) Magnitude. Eigene Berechnungen, Datengrundlage: Leydecker (2005).

Die Gesamtanzahl der Erdbeben mit Einfluss auf die Untersuchungsgebiete mit einem Umkreis von 120 [km] beträgt für die Schwäbische Alb nach dem Katalog des BGR (Leydecker, 2005) 2042, für den 'Bonner Raum' 823, wobei zu berücksichtigen ist, dass die Fläche für die Schwäbische Alb einschließlich des 120 [km] Umkreises ca. doppelt so groß ist wie die für das Untersuchungsgebiet 'BN'. Eine Korrelationsanalyse der Daten für den 'Bonner Raum' und der Schwäbischen Alb einschließlich einer 120 [km] Einflusszone ergab folgende Korrelationskoeffizienten:

- Magnitude ($ML_$): 0,95
- Herdtiefe (h) [km]: 0,90
- Anzahl pro Jahr: 0,62

Die Magnituden und Herdtiefen sind in beiden Untersuchungsgebieten ähnlich, die Anzahl ist mehr oder weniger unabhängig voneinander. Auch beim Vergleich des Datums verschiedener Ereignisse innerhalb gewisser Zeitspannen konnte keine Übereinstimmung festgestellt werden. Die Auslösung von Erdbeben

in den beiden Gebieten ist demnach voneinander unabhängig, die Eigenschaften der Erdbeben der beiden Gebiete sind ähnlich.

Ein durchschnittliches Schadensbeben hat in Deutschland nach diesen Analysen eine Stärke zwischen $M_L = 5,0 - 6,0$ und eine Herdtiefe von 10 [km]. Die zerstörerische Kraft konzentriert sich bei flacheren Beben besonders um das Epizentrum, dies wird bei den Berechnungen der Arias Intensität weiter diskutiert (Kapitel 9.6; Anhang Abbildungen 15.9 und 15.10).

9. Sensitivitätsanalyse

Als erster Schritt soll mit dieser Sensitivitätsanalyse herausgefunden werden, welche Auswirkungen eine Änderung einzelner Eigenschaften für den FOS haben. Für die Berechnungen des FOS nach der Formel 6.2 (FOS_M) werden einzelne Substrateigenschaften wie Kohäsion, innerer Reibungswinkel, Wichte usw. benötigt. Diese Daten werden aus der Substratdatenbank extrahiert. Mit diesen Werten werden verschiedene Berechnungen für den FOS_M durchgeführt und die Auswirkungen berechnet, wenn sich eine einzelne Eigenschaft ändert. Dabei bleibt unberücksichtigt, dass die Änderung einer Eigenschaft auch die Änderung anderer Eigenschaften bewirkt. Diese komplexen Zusammenhänge sind wenig erforscht und damit für natürliche Hänge z. Zt. nicht berechenbar. Zusätzlich wird ein Vergleich mit den Berechnungen des FOSe durchgeführt und diskutiert. Mit den Methoden von Nagarajan und ILWIS wird die Reduzierung des FOS unter Erdbebeneinfluss berechnet und eventuelle Auswirkungen diskutiert.

Danach werden die Wertespanssen der für die Berechnung des 'Newmark displacement' (D_N) benötigten kritischen (a_c) und maximalen (a_{max}) Beschleunigungen sowie die Arias Intensität (I_a) berechnet und diskutiert. Zuletzt werden die Wertespanssen für das 'Newmark displacement' (D_N) mit den vorher ermittelten Werten berechnet und diskutiert.

9.1 Berechnen der Werte für die Substrateigenschaften

Wie bereits früher ausgeführt, sind die Substrateigenschaften nur bei künstlichen Hängen mit homogener Struktur zu bestimmen. Natürliche Hänge sind zu heterogen. Es muss auf Erfahrungswerte oder Durchschnittswerte zurückgegriffen werden. Um diese Wertespanssen zu erkennen, wird die Datenbank für die Substrateigenschaften ausgewertet. Zuerst werden die Durchschnittswerte der Substrateigenschaften errechnet, danach die für die Substrate der Untersuchungsgebiete zutreffenden Extremwerte.

9.1.1 Berechnen der Durchschnittswerte der Substrateigenschaften

Sofern die jeweiligen Werte der Substrateigenschaften in der Substratdatenbank nicht weit auseinander liegen, könnte für die weiteren Berechnungen ein Durchschnittswert eingesetzt werden. Dies ist jedoch mit der nötigen Differenzierung bei keinem der Werte der Fall. Gründe hierfür könnten die unterschiedlichen Messmethoden sein, die Zufälligkeit der Probenentnahme oder die sich ständig ändernden Verhältnisse in der Natur. Für diese Sensitivitätsanalyse werden somit zuerst Durchschnittswerte ermittelt. Da die Anzahl der in der Datenbank eingetragenen Werte zufällig und nicht repräsentativ ist, wurde nicht das arithmetische Mittel berechnet, sondern der Median. In Tabelle 9.1 werden die Mittelwerte und der Median für einige Substrateigenschaften verglichen. Es wird deutlich, dass beim Median die 'Ausreißer'

nicht so sehr ins Gewicht fallen. Da reiner, unverwitterter Fels z. B. in den Untersuchungsgebieten nicht flächenhaft vorkommt, entspricht der Median eher den natürlichen Gegebenheiten als der Mittelwert. Die Berechnungen der arithmetischen Mittelwerte und des Median für die einzelnen Substrate und Substrateigenschaften sind in Tabelle 9.1 gegenübergestellt.

Tabelle 9.1: Vergleich Mittelwerte und Median der Substrateigenschaften, berechnet aus der Substrat-Datenbank. Abkürzungen: mitt: arithmetisches Mittel; med: Median. Eigene Analyse.

Substrat	γ mitt	γ med	c' mitt	c' med	φ' mitt	φ' med	v_p mitt	v_p med	v_s mitt	v_s med
Einheit:	[kN/m ³]		[kN/m ²]		[°]		[km/s]		[km/s]	
Fels	23,2	26,5	2726,1	75,0	31,3	32,4	4,07	4,72	2,43	3,00
Kies	17,0	18,5	0,3	0,0	35,2	34,5	0,95	0,61	1,06	0,50
Lehm	16,2	17,9	14,0	9,9	26,8	27,5	1,01	1,22	0,86	0,44
Löss	17,9	18,2	22,7	27,5	28,1	28,5	0,51	0,45	0,69	0,23
Mergel	20,3	21,0	30,8	10,0	27,0	27,5	2,35	2,35	1,13	2,00
Mischgestein	21,4	22,3	2388,2	17,5	27,7	28,5	1,49	1,65	2,65	0,79
Mudde	10,5	10,0	6,0	2,8	16,3	16,5				
Mull	8,1	8,0	11,0	11,0	17,5	17,5				
Sand	16,5	17,5	1,1	0,0	33,5	33,3	1,16	1,05	0,22	0,25
Schlick	4,0	4,0	3,0	3,0	0,0	0,0				
Schluff	13,4	14,8	14,7	8,0	22,7	24,3	0,60	0,45		
Schotter	17,4	18,0	55,0	10,0	32,1	32,5	1,97	1,97	0,95	1,18
Ton	15,7	18,0	26,1	15,0	21,7	22,3	1,60	1,79	0,04	0,10
Torf	7,7	10,7	6,9	5,0	15,5	15,0	0,50	1,15		
Mittelwert	15,0	16,1	379,0	13,9	24,0	24,3	1,47	1,58	1,11	0,94
ohne Extreme				15,1						
Korrelation	1,0		0,8		1,0		1,00		0,6	

9.1.2 Berechnen der Extremwerte der Substrateigenschaften

In Tabelle 9.2 sind die jeweiligen Extremwerte (Minimum und Maximum) der in der Datenbank eingetragenen Substrateigenschaften analog zur Tabelle 9.1 für die einzelnen Substrate dargestellt.

Tabelle 9.2: Liste der Extremwerte der in der Datenbank enthaltenen Substrate. Eigene Analyse.

Substrat	γ min	γ max	c' min	c' max	φ' min	φ' max	v_p min	v_p max	v_s min	v_s max
Einheit:	[kN/m ³]		[kN/m ²]		[°]		[km/s]		[km/s]	
Fels	3,00	51,70	0,00	55000,00	7,00	70,00	0,30	9,24	0,32	5,25
Kies	9,00	28,00	0,00	10,00	22,00	50,00	0,10	2,50	0,22	1,50
Lehm	7,60	24,00	0,00	100,00	11,00	40,00	0,10	1,90	0,12	1,08
Löss	10,00	20,00	0,00	50,00	25,00	32,00	0,20	1,20	0,09	0,36
Mergel	10,00	25,50	5,00	75,00	22,00	30,00	0,90	4,70	1,40	2,60
Mischgestein	10,00	25,00	0,00	30000,00	5,00	45,00	0,20	3,00	0,05	3,30
Mudde	2,50	16,00	0,00	20,00	5,00	26,00				
Mull	0,30	16,00	2,00	20,00	5,00	30,00				
Sand	9,00	28,00	0,00	50,00	0,00	90,00	0,10	2,50	0,00	0,50
Schlick	4,00	4,00	3,00	3,00	0,00	0,00				
Schluff	4,00	21,00	0,00	120,00	0,00	40,00	0,08	1,90		
Schotter	11,00	23,00	0,00	700,00	7,00	45,00	1,67	2,40	0,95	1,40
Ton	4,00	23,20	0,00	360,00	0,00	41,00	0,30	3,00	0,00	1,50
Torf	0,40	16,00	0,00	30,00	5,00	30,00	0,20	1,80		

Es wird deutlich, dass die klassische Einteilung nach Korngröße (Fels, Sand, Schluff usw.) nicht aussagekräftig ist, da die Unterschiede innerhalb der Substrate zu groß sind und besonders die Über-

schneidungen mit anderen Substraten die Unterschiede verwischen. Damit ist eine Unterscheidung nach diesem Schema für eine regionale Analyse problematisch. Es wird weiter nach einer Klassifizierung gesucht, die z. B. mehr den Zusammenhalt oder die Verformbarkeit berücksichtigt, die bei Überschreitung bestimmter Grenzen zum Bruch führen kann. In der DIN 18300 wird eine solche Klassifizierung beschrieben, mit nur sieben Klassen. Die Substrateigenschaften müssen diesen Klassen angepasst werden. Es wird untersucht, ob diese sieben Klassen ausreichen, um für die weiteren Berechnungen realistische Ergebnisse zu liefern. Eine Beurteilung dieses Systems erfolgt später bei der Analyse der Untersuchungsgebiete.

Die Wertekombinationen der Substrateigenschaften müssen den Substraten und der 'StratiNo' zugeordnet werden. Wegen der Spannweite der Werte der Substrateigenschaften können diese nicht eindeutig einem bestimmten Substrat zugeordnet werden. Die Spannweite bei Fels reicht z. B. für die Kohäsion von 0,0 [kN/m²] bis 55.000,00 [kN/m²], bei Ton von 0,0 [kN/m²] bis 360 [kN/m²], bei Sand von 0,0 [kN/m²] bis 50 [kN/m²] (Abbildung 9.2 und Tabelle 9.4). Es existieren viele Überschneidungen. Die Erklärung bei Fels könnte z. B. der Grad der Verwitterung oder Klüftung sein, bei anderen Substraten ist es der Grad des Feuchtigkeitsgehaltes.

Den Einfluss der Verwitterung hat Crozier (1989) z. B. für Grauwacke beschrieben. Die Verwitterungsstufen sind in Tabelle 9.3 aufgelistet, sie reichen vom unverwittertem, frischen Fels bis zur totalen Auflösung und Umwandlung zu Boden. Diese Daten werden bei der Auswertung und Klassifizierung der Substrate sowie bei der Anpassung der Substrateigenschaften berücksichtigt. Die Werte für den inneren Reibungswinkel reduzieren sich demnach nicht kontinuierlich, sie sind bis zum Verwitterungsgrad III nach Crozier (1989) konstant (Tabelle 9.3) und reduzieren sich bei höherem Verwitterungsgrad bis auf 40 % des Ausgangswertes bei unverwittertem Material. Bei der Verwitterungsstufe IV ist die Reduzierung für den inneren Reibungswinkel und die Kohäsion um 10%. Die Wichte reduziert sich mehr oder weniger kontinuierlich bis auf 40 % bei Verwitterungsstufe VI (Abbildung 9.1). Eine ähnliche Untersuchung für den Einfluss des Feuchtigkeitsgehaltes konnte in der Literatur nicht gefunden werden.

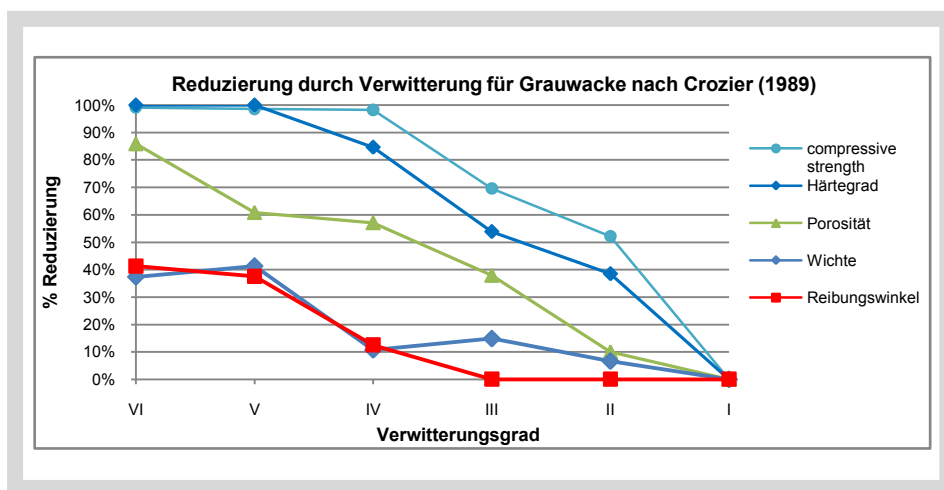


Abbildung 9.1: Reduzierung der Substrateigenschaften von Grauwacke durch Verwitterung nach Crozier (1989)

Tabelle 9.3: Verwitterungsstufen für Grauwacken nach Crozier (1989)

Stufe	Verwitterung	Erläuterung
I	frischer Fels	unverwitterte Grauwacke
II	leicht	fester Fels mit Fugen, bricht bei festem Hammerschlag
III	mittelmäßig	originale Felsstruktur erhalten, bricht leicht bei Hammerschlag
IV	hochgradig	originale Felsstruktur noch erhalten, viele Fugen, kann mit Hand zerbrochen werden
V	vollkommen	originale Felsstruktur vollkommen verwittert, kann mit Fingern leicht zerbrochen werden, originale Struktur noch sichtbar
VI	Boden	originale Felsstruktur vollkommen zerstört und zu sandigen Ton oder Boden umgewandelt

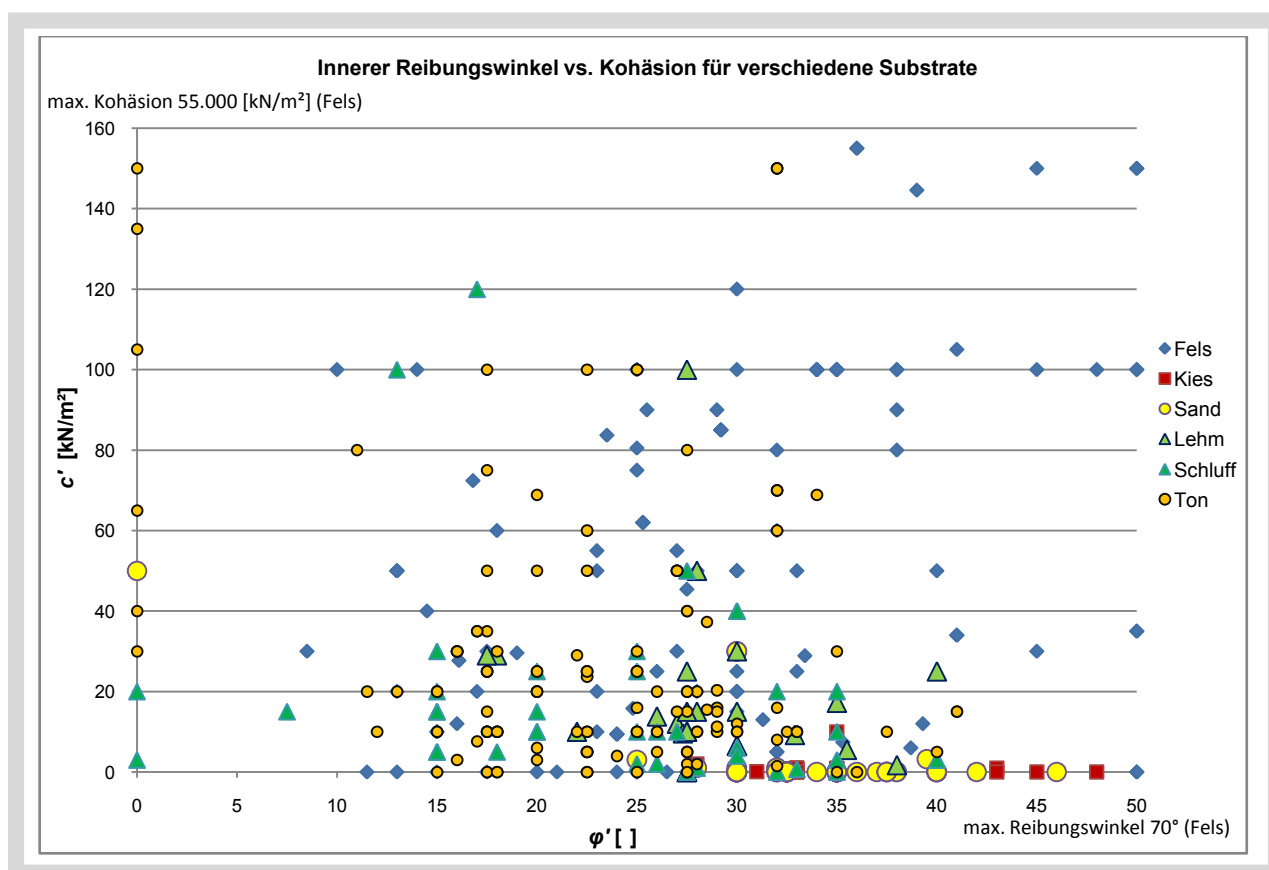
Abbildung 9.2: Werte für Kohäsion (von 0 bis 160 [kN/m²]) und Reibungswinkel (0° bis 50°). Eigene Analyse, Auszug aus der Substratdatenbank.

Tabelle 9.4: Statistik zu den in Abbildung 9.2 berücksichtigten Einträgen. Eigene Zusammenstellung.

Substrate	Anzahl Einträge	Wichte [kN/m ³]	effektive Kohäsion [kN/m ²]	effektiver innerer Reibungswinkel [°]
Fels	594	10 - 30	0 - 55,000	13 - 65
Kies	141	9 - 22	0 - 1	28 - 48
Sand	194	9 - 24	0 - 30	0 - 46 (90)
Schluff	123	4 - 21	0 - 30	0 - 35
Ton	178	1 - 21	0 - 150	0 - 41

9.1.3 Diskussion der Substrateigenschaften

Für die Berechnung des FOS oder für die Berechnung mit den alternativen Methoden werden einzelne Substrateigenschaften der geologischen Einheiten, wie z. B. Kohäsion, innerer Reibungswinkel, Wichte oder die seismischen Wellengeschwindigkeiten benötigt. Diese Daten liegen jedoch nicht flächendeckend vor und sind im Rahmen einer regionalen Analyse in einem vorgegebenen Zeitrahmen nicht zu ermitteln. Es wurde daher auf Daten in der Literatur zurückgegriffen. Diese Daten wurden so wie sie in der Literatur angegeben waren, übernommen, lediglich die Einheiten wurden angepasst. Die Anzahl der Einträge ist nicht repräsentativ für das Vorkommen einzelner Werte. Daher wurden für die Durchschnittswerte der Median berechnet. Hierbei zeigten sich einige Unterschiede zu den in der Literatur üblicherweise verwendeten Werten. Für diese Arbeit wurden die eigenen Berechnungen verwendet. Ein Vergleich mit den Extremwerten dient zum Darstellen der jeweiligen Spanne der Werte, die später bei der Berechnung des FOS und bei der Anpassung der Werte für die Substrateigenschaften benötigt werden.

Mit der üblicherweise verwendeten Einteilung der Substrate nach Korngröße, z. B. in Feld, Kies, Schluff, Ton usw. kann keine eindeutige Zuweisung der Substrateigenschaften erfolgen, da sich die jeweiligen Substrateigenschaften zu sehr überschneiden. Es wurde nach anderen Wegen für die Zuordnung gesucht. Ein Weg war die Einteilung der Substrate nach DIN 18300 in sieben Klassen, die sich generell nach der Körnung, der Bindigkeit und der Kohäsion richten. Eine Einteilung nach den Beschreibungen in den geologischen Karten konnte nicht EDV-gerecht umgesetzt werden, da es auch hierbei, wie in Kapitel 7.2 beschrieben, keine eindeutige Zuordnung der Substrate gibt. Mit dem eigens hierfür entwickelten Ziffernsystem ('StratiNo'), können die Substrate und Substrateigenschaften EDV-gerecht zugeordnet werden.

9.2 Sensitivitätsanalyse für Berechnungen des FOS

Die Berechnungen des FOS werden mit der Formel 6.2 (FOS_M) und mit der Formel 6.6 (FOS_e) durchgeführt. Die Ergebnisse werden jeweils in den folgenden Grafiken dargestellt und diskutiert.

Generell gilt für die Auswertung der folgenden Grafiken: Je dichter die einzelnen Linien zusammen sind, desto weniger wichtig ist der Unterschied der Werte der jeweiligen Variablen. Je steiler die Linien sind, desto größer ist der Einfluss einer Änderung der Hangneigung in Reaktion zur angegebenen Variablen, je flacher, desto geringer ist der Einfluss der Hangneigung auf den Wert des FOS.

Die Werte für die Variable, mit der die jeweilige Berechnung durchgeführt wurde, wurden in der Regel in 10^{er}-Schritten aufgeteilt, ohne die 'Ausreißer' zu berücksichtigen. Für die anderen Werte wurden jeweils die Minimum- (min), Durchschnitts- (mean) und Maximumwerte (max) eingesetzt. Es wurden die in Kapitel 9.1 ermittelten Werte verwendet, die in den Tabellen 9.1 und 9.2 aufgelistet sind.

9.2.1 Berechnen des FOS mit der 'einfachen' Formel (FOSe)

Für Berechnungen des FOSe (Formel 6.6) werden nur zwei Eingabeparameter benötigt: der innere Reibungswinkel (φ') und die Hangneigung (α). Die Auswirkungen bei einer Änderung von φ' zwischen 10° - 70° sind in Abbildung 9.3 für Hangneigungen von $\alpha = 5^\circ$ - 85° dargestellt.

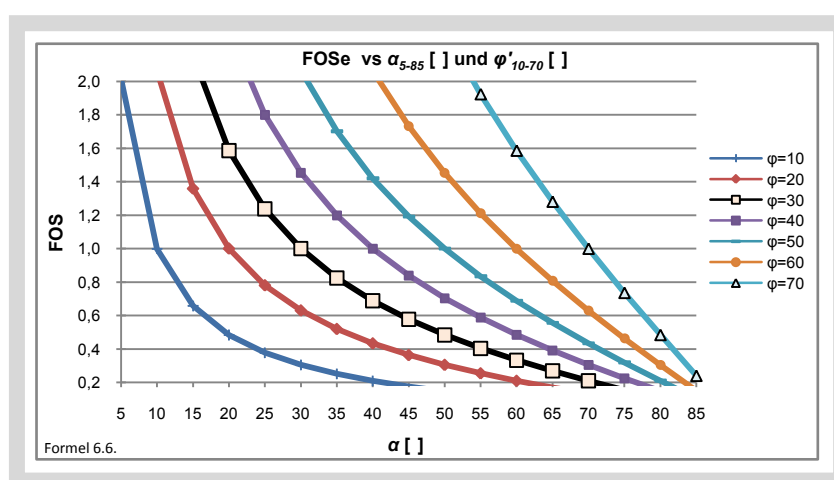


Abbildung 9.3: Berechnungen des FOSe als Beziehung zwischen Innerem Reibungswinkel (φ') und der Hangneigung (α). Eigene Analyse mit Formel 6.6.

Bei der Berechnung mit der 'einfachen' Formel (FOSe) ist der $FOS = '1'$, wenn die Hangneigung gleich dem Inneren Reibungswinkel ist. Ansonsten haben beide Parameter zumindest für den hier betrachteten Bereich des FOS von 1,0 bis 2,0 und den Hangneigungen von $\alpha = 0^\circ$ bis 85° einen entscheidenden Einfluss. Für weitere Berechnungen müssen demnach immer die realistischen Werte eingesetzt werden und keine Durchschnittswerte. Der Einfluss weiterer Substrateigenschaften wird mit dieser Formel ignoriert. Ob dies ein realistischer Ansatz ist, wird später noch untersucht.

9.2.2 Berechnen des FOS mit verschiedenen Werten für φ'

Es wurden Berechnungen des FOS_M für verschiedene Werte des effektiven inneren Reibungswinkels (φ') durchgeführt. In Abbildung 9.4 sind die Werte für φ' von 5° bis 70° und die jeweiligen Minimum- (min), Mittel- (mean) und Maximumwerte (max) für alle anderen Eingabeparameter dargestellt.

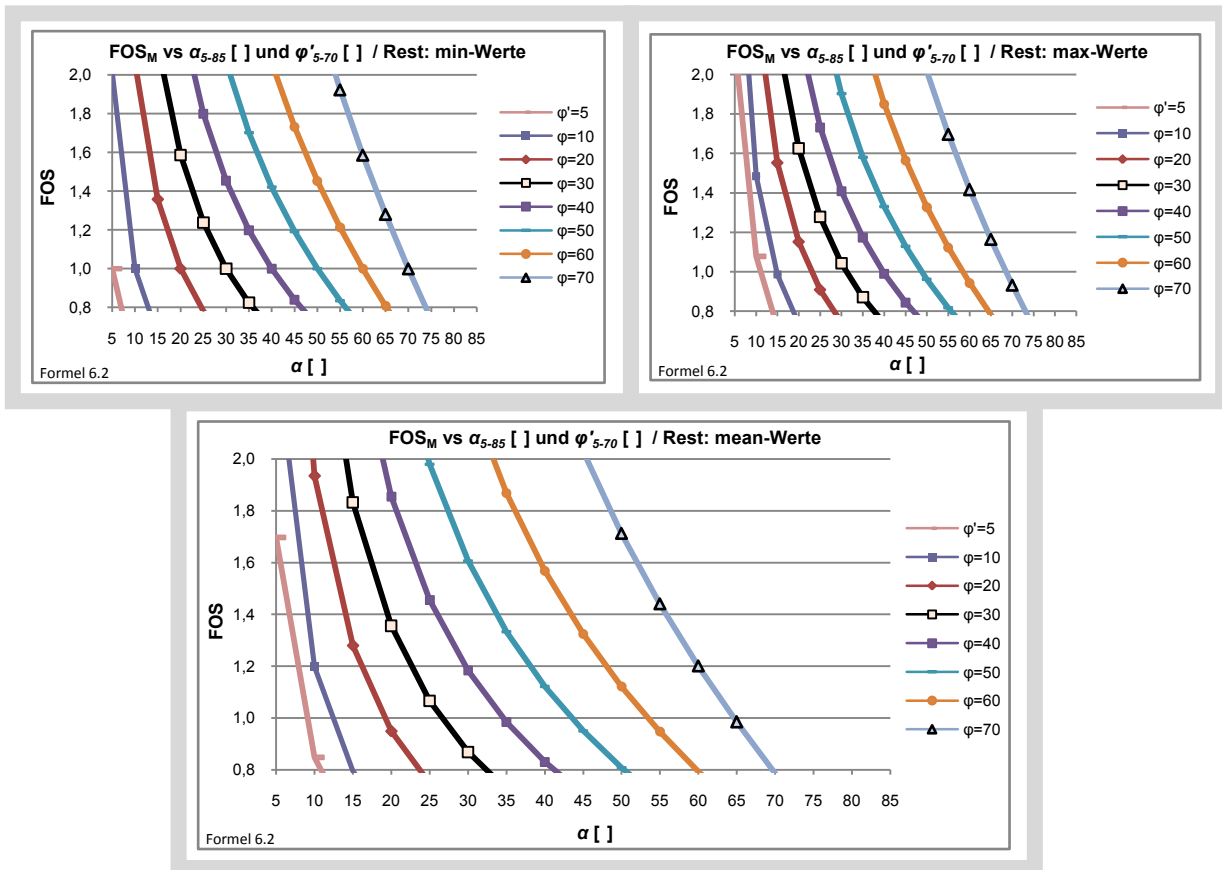


Abbildung 9.4: Berechnen des FOS_M für Reibungswinkel (φ') von 5° bis 70° mit den 'min', 'mean' und 'max' Werten der anderen Parameter. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.

Der effektive innere Reibungswinkel (φ') hat nach diesen Berechnungen immer einen großen Einfluss auf den Wert des FOS, ebenso die Hangneigung. Dabei spielen die anderen Substrateigenschaften nur eine untergeordnete Rolle, da die Kurven für die Minimum-, Maximum- und Durchschnittswerte ähnlich verlaufen, lediglich der Wert der Hangneigung ist für die Extremwerte des inneren Reibungswinkel leicht unterschiedlich. Würden nur diese Beziehungen betrachtet, könnten für weitere Berechnungen für die anderen Substrateigenschaften immer die Durchschnittswerte eingesetzt werden. Damit wären die Ergebnisse mit dieser Formel ähnlich denen der Berechnungen mit der 'einfachen' Formel (FOSe). Mit dem Vergleich im folgenden Kapitel soll diese These weiter untersucht werden.

9.2.3 Vergleich der Ergebnisse der Berechnungen des FOSe und des FOS_M

In Abbildung 9.5 sind die Ergebnisse der Berechnungen für den FOSe und den FOS_M für innere Reibungswinkel zwischen $\varphi' = 20^\circ - 60^\circ$, sowie die min, mean und max-Werte der restlichen Parameter zusammengefügt worden, um die Unterschiede besser erkennen zu können.

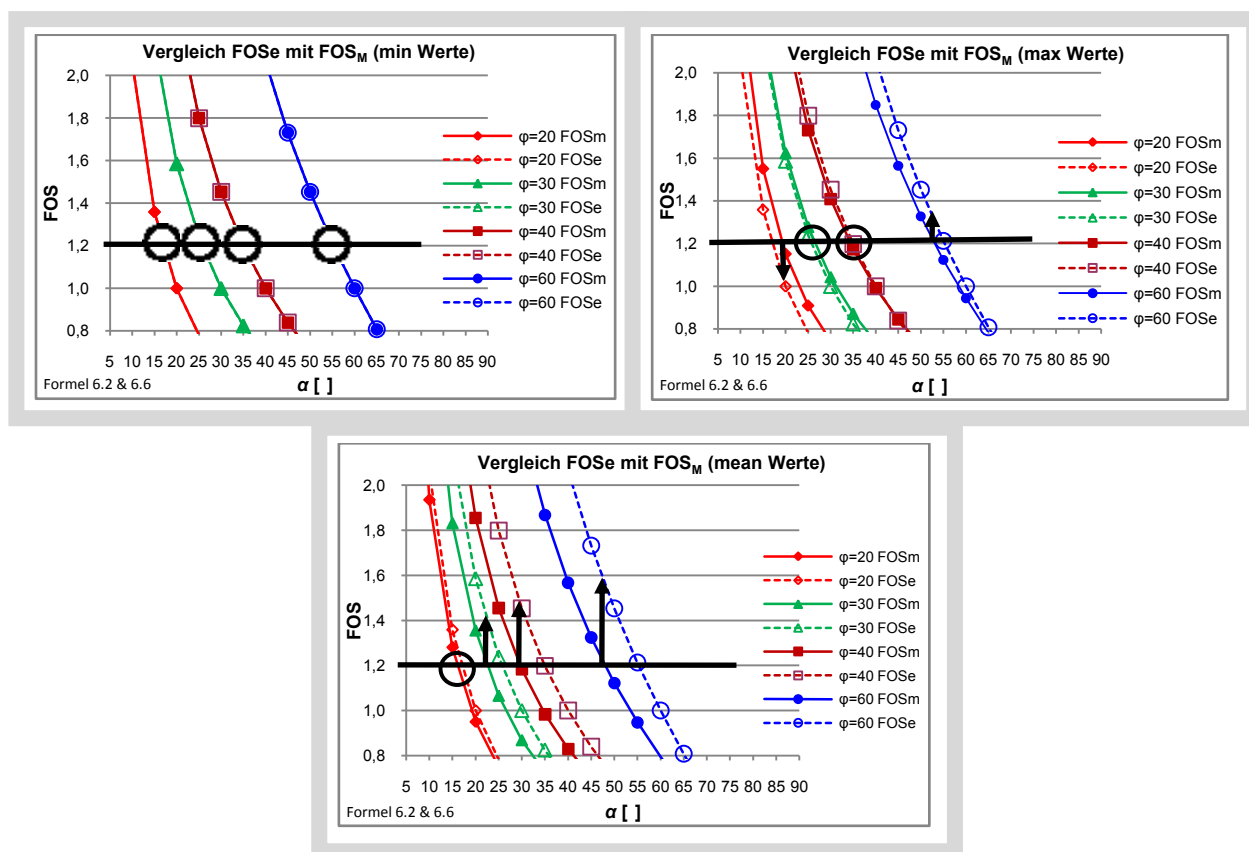


Abbildung 9.5: Vergleich FOSe mit FOS_M für Werte von $\varphi' = 20 - 60$ [°] für 'min', 'mean' und 'max' Werten der anderen Parameter. Schwarze Linie: $FOS = 1,2$; Pfeile: Differenzen $FOS_M / FOSe$; Kreise: kein Unterschied. Eigene Berechnungen mit den Formel 6.2 (FOS_M) und 6.6 ($FOSe$).

Werden in der Berechnung die Minimum- (min) Werte der anderen Substrateigenschaften eingesetzt, sind die resultierenden Kurven für den FOSe und den FOS_M deckungsgleich, bei den Durchschnittswerten (mean) differieren die Kurven des FOSe und des FOS_M am stärksten, obwohl die Korrelation für alle Kurven fast 1,0 ist. Bei den jeweiligen Maximalwerten für die übrigen Parameter verringert sich der Unterschied wieder. Die Unterschiede sind in den Grafiken für einen $FOS = 1,2$ mit schwarzen Pfeilen markiert.

Werden für die übrigen Parameter die Durchschnittswerte eingesetzt, sind die Werte für den FOSe ab einem inneren Reibungswinkel von $\varphi' < 15^\circ$ niedriger als die des FOS_M , darüber mit größer werdendem inneren Reibungswinkel zunehmend größer. Bei einem inneren Reibungswinkel von $\varphi' = 60^\circ$ ist der Wert des FOS fast um 0,4 höher als beim FOS_M . Damit werden mit dem FOSe bis zu einem inneren Reibungswinkel von $\varphi' < 15^\circ$ zu viele 'unsichere' Flächen angezeigt, darüber deutlich zu viele 'sichere' Flächen. Bei den Maximalwerten für die anderen Parameter nivellieren sich die Unterschiede etwas. Zwischen einem inneren Reibungswinkel zwischen $30^\circ - \varphi - 40^\circ$ sind die Werte des FOSe und des FOS_M fast identisch, bei einem Wert von $\varphi' = 60^\circ$ beträgt der Unterschied zwischen FOSe und FOS_M nur etwa 0,1, bei $\varphi' < 30^\circ$ zeigt der FOSe zu viele 'unsichere' Flächen an.

Es bleibt festzuhalten, dass sich deutliche Unterschiede bei den Berechnungen mit diesen beiden Formeln ergeben. In wie weit sich diese Unterschiede in den weiteren Berechnungen, insbesondere für das 'Newmark displacement' (D_N) auswirken, wird später noch untersucht. Da keine Versuche zur Verifikation der einen oder anderen Methode durchgeführt werden konnten, z. B. weil im Zeitraum dieser Arbeit keine Erdbeben statt fanden, die Massenbewegungen ausgelöst hätten, kann nur angenommen werden, dass der FOSe nur für eine Überschlagsrechnung geeignet ist und der FOS_M die realistischeren Ergebnisse liefert.

9.2.4 Berechnen des FOS mit verschiedenen Werten für c'

Die Berechnungen für die effektive Kohäsion lieferten interessante Ergebnisse. Sind die restlichen Substrateigenschaften in der Nähe ihrer Minimum Werte, sind die Hänge bei allen Hangneigungsbereichen ab einer effektiven Kohäsion $c' > 1,0$ stabil. In Abbildung 9.6 wurde für diese Grafik eine andere Skala gewählt, um die Kurven anzeigen zu können. Sind die Werte der anderen Parameter bei Minimum und die Kohäsion $c' = 0$, ist auch der $FOS_M = 0$ (in Abbildung 9.6 links oben die grüne Linie). Nähern sich die Werte der anderen Parameter dem Maximum, hat die Änderung der Kohäsion nur noch einen geringen Einfluss. Die Hangneigung hat dabei einen größeren Einfluss. In den Bereichen dazwischen haben sowohl die Hangneigung als auch die anderen Parametern mit zunehmendem Wert der Kohäsion einen entsprechend größeren Einfluss auf den FOS, besonders deutlich ab einem Wert von $c' > 100$ [kN/m²]. In den am häufigsten vorkommenden Bereichen für die Kohäsion zwischen $c' = 0$ [kN/m²] und 30 [kN/m²] haben sowohl die Kohäsion als auch die Hangneigung einen Einfluss. Für die weiteren Berechnungen kann für diesen Bereich nicht mit einem Durchschnittswert gerechnet werden. Sofern die Werte nicht bekannt sind, müssen sie aus der Substratdatenbank als Näherungswert entnommen werden. Abbildung 9.6 zeigt die Berechnungen für die Werte von $c' > 60$ bzw. 300 [kN/m²] sowie mit den jeweiligen min-, mean- und max-Werten der anderen Parameter.

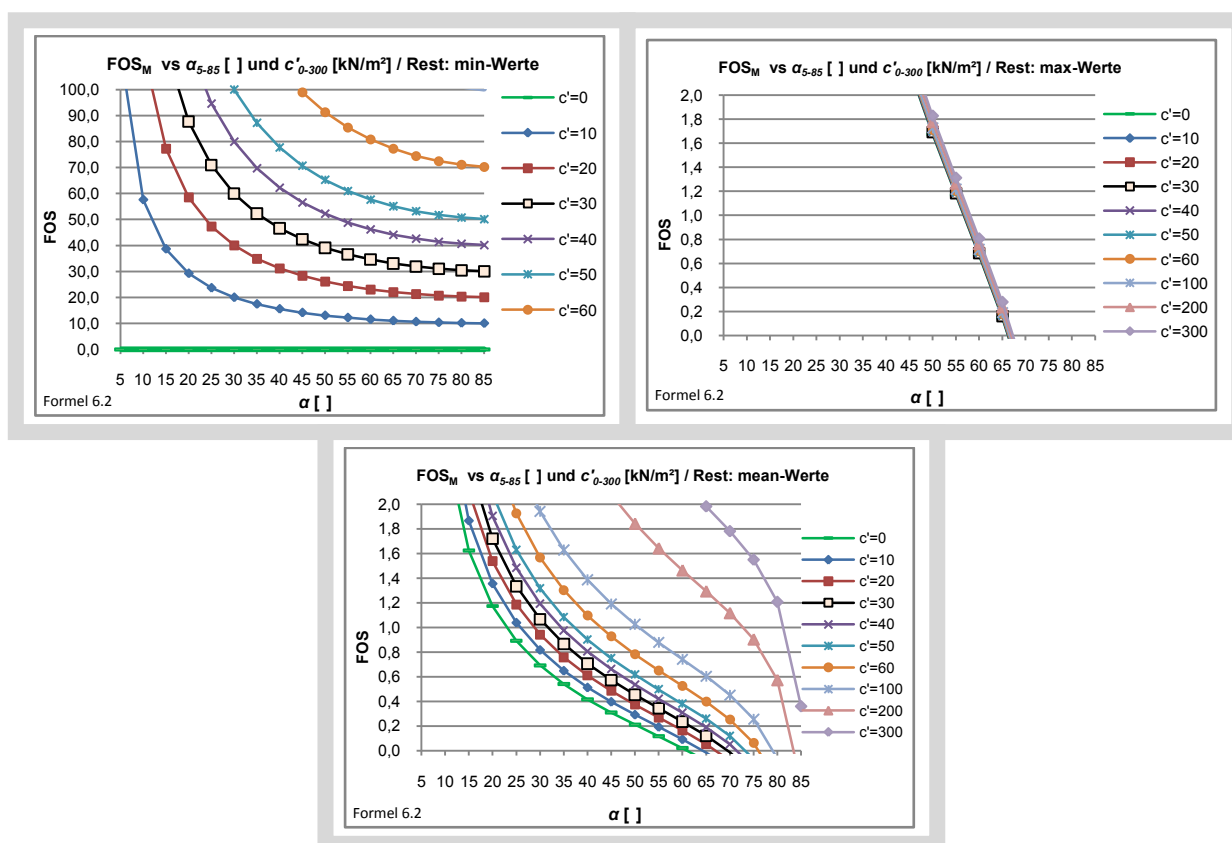


Abbildung 9.6: Berechnen des FOS_M für verschiedene Werte der effektiven Kohäsion (c') mit den 'min', 'mean' und 'max' Werten der anderen Parameter. Für die Darstellung der 'min'-Berechnung wurde eine andere Skala gewählt, da der Minimum-Wert für den $FOS > 10$ ist. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.

9.2.5 Berechnen des FOS mit verschiedenen Werten für γ

Die Unterschiede in der Wichte sind ab einem Wert von $\gamma > 10$ [kN/m^3] nicht besonders wirksam, die Hangneigung hat einen größeren Einfluss. Bei den Minimumwerten der anderen Parameter ist der $FOS_M = 0$ (in Abbildung 9.7 nicht dargestellt). Bei den Maximumwerten der anderen Parameter gibt es leichte Unterschiede bei Hangneigungen zwischen 30° und 55° . Interessant ist der mittlere Bereich. Die Kurven für $\gamma = 1,0$ [kN/m^2] verändern sich nur bei der Hangneigung etwas, ansonsten sind kaum Unterschiede festzustellen. Die andern Werte spiegeln sich bei den in der mittleren Grafik angegebenen Werten um die $\gamma = 1,0$ -Kurve. Wenn der Wert für die Wichte $\gamma > 10$ [kN/m^3] ist, kann für die weiteren Berechnungen der jeweilige Durchschnittswert für das betreffende Substrat genommen werden, ohne dass dadurch große Abweichungen im Ergebnis auftreten.

Abbildung 9.7 zeigt die Berechnungen für Werte von γ zwischen 1 - 35 [kN/m^3], sowie den 'mean'- und 'max'- Werten der andere Parameter, und zusätzlich die Wertekombination $c' = 100$ [kN/m^2], $z = 35$ [m] und $\phi' = 45^\circ$.

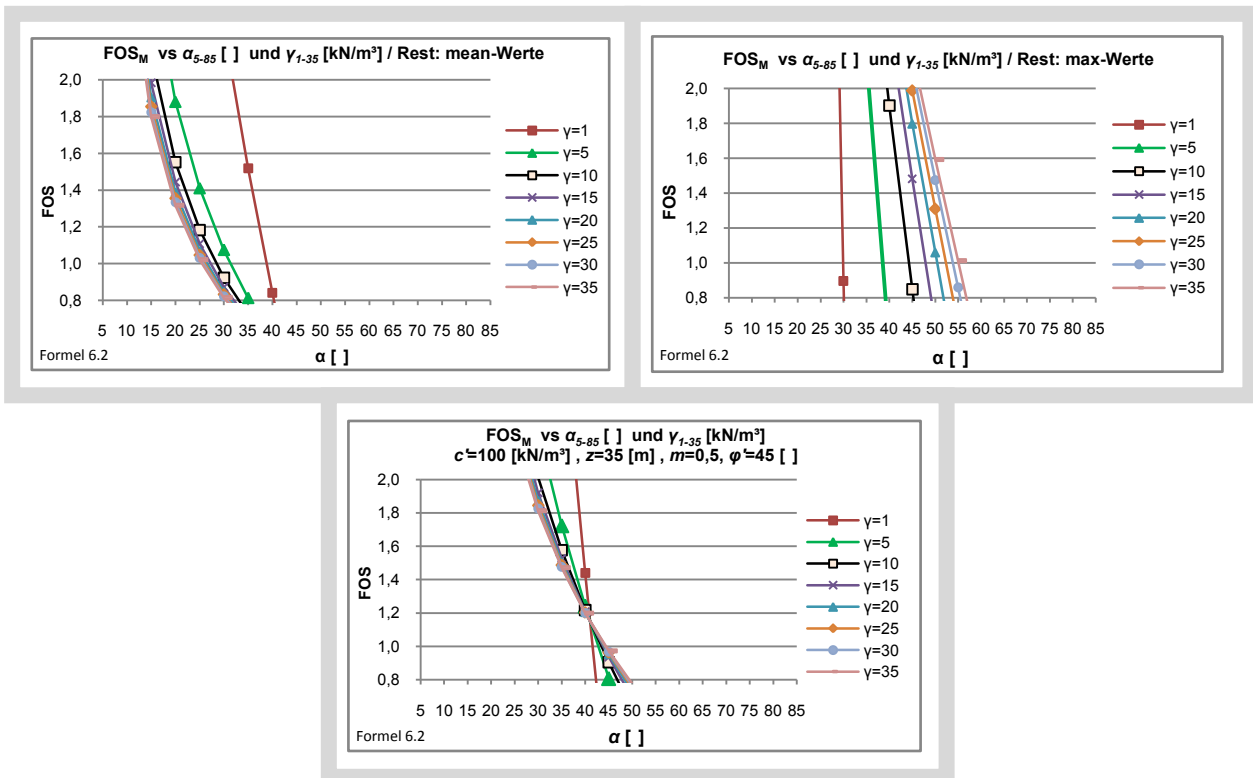


Abbildung 9.7: Berechnen des FOS_M für verschiedene Werte der Wichte (γ) zwischen γ = 1 - 35 [kN/m³]. mit den 'mean', 'max' und den speziellen Werten der anderen Parameter, bei den 'min' Werten ist der FOS = 0. c': Kohäsion [kN/m²], z: Mächtigkeit der gesamten rutschenden Schicht [m], m: % Wassersättigung, φ': innerer Reibungswinkel [°]. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.

9.2.6 Berechnen des FOS mit verschiedenen Werten für z

Die Mächtigkeit der rutschenden Masse (z) ist für die Berechnung des FOS nur bei Mächtigkeiten unter 10 [m] größer, besonders wenn die anderen Werte im Bereich ihrer Durchschnittswerte liegen. Liegen sie im Bereich ihrer jeweiligen Maxima, hat die Mächtigkeit der rutschenden Masse bis zu einer Hangneigung von α = 60° geringen Einfluss, bei einer Hangneigung über α = 60° nur bei einer Mächtigkeit z < 10 [m]. Wenn angenommen wird, dass die Mächtigkeit der rutschenden Masse in der Regel mehr als 10 [m] beträgt, kann immer mit dem Durchschnittswert gerechnet werden. Für diese Analyse wird ein Wert von z = 10 [m] angenommen.

Abbildung 9.8 zeigt die Berechnungen für Werte zwischen 0,1 - 100 [m], sowie den 'mean' und 'max'-Werten der anderen Parameter,

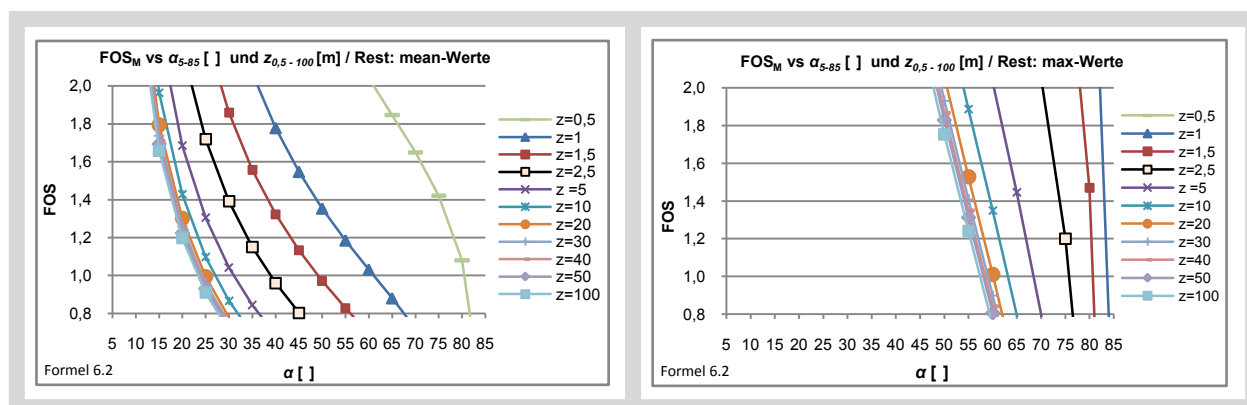


Abbildung 9.8: Berechnen des FOS_M für verschiedene Werte der Mächtigkeit der rutschenden Masse (z) zwischen $z = 0,5 - 100$ [m] mit 'mean' und 'max'-Werten der anderen Parameter, bei den 'min'-Werten ist der $FOS = 0$. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.

9.2.7 Berechnen des FOS mit verschiedenen Werten für m

Der Einfluss des Grades der Wassersättigung ist nach dieser Berechnung gering, ein Unterschied besteht nur bei der Berücksichtigung der anderen Parameter. Für die weiteren Berechnungen kann demnach ein Durchschnittswert eingesetzt werden. Für diese Analyse wird generell ein Wert von $m = 0,5$ als Durchschnittswert angenommen und nur für die Berechnung der Extremwerte ein Wert von $m = 0$ für trocken und $m = 1$ für feucht.

Offensichtlich ist in der Formel ein Überschuss an Wasser oder ein veränderter Porenwasserdruck nicht berücksichtigt. Bei einer Änderung dieser Eigenschaften sind andere Substrateigenschaften, wie die Kohäsion oder der Innere Reibungswinkel entscheidender. Dies bedeutet, dass bei einem Überschuss an Wasser andere Prozesse wirken als die, die in der Formel berücksichtigt wurden. Insofern spiegelt diese Formel für den FOS_M nur die Wassersättigung in Bezug auf den Grundwasserspiegel wieder und nicht einen Überschuss an Feuchtigkeit auf Grund eines Niederschlagsereignisses. Das Zusammenwirken dieser Änderungen der einzelnen Substrateigenschaften ist noch wenig erforscht und z. Zt. nicht berechenbar.

Abbildung 9.5 zeigt die Berechnungen für Werte von m zwischen 0,1 - 1,0 Meter, sowie den 'mean'- und 'max'-Wert der anderen Parameter.

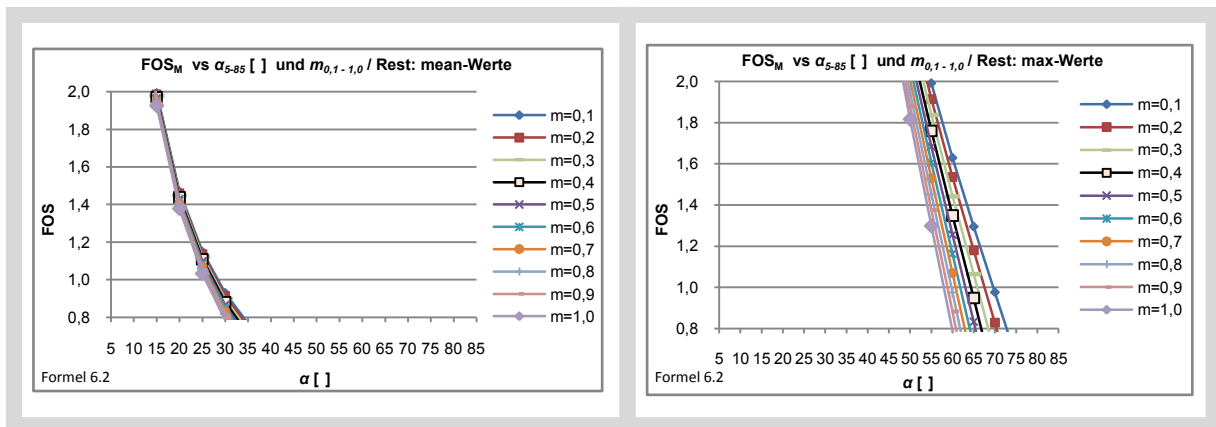


Abbildung 9.9: Berechnen des FOS_M für Werte der Höhe des Grundwasserspiegels (Wassersättigung) (m) in z zwischen $m = 0,1$ und $1,0$ mit 'mean' und 'max'-Werten der anderen Parameter, bei den 'min'-Werten ist der FOS = 0. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.

9.2.8 Berechnungen des FOS unter Erdbebeneinfluss mit alternativen Methoden

Nagarajan (2002) und das Institut ILWIS (2006) haben eine Berechnung der Reduzierung des FOS unter Erdbebeneinfluss vorgeschlagen, wobei Nagarajan die maximale Bodenbeschleunigung als Bezugsgröße zu Grunde legt, ILWIS (2006) schlägt eine Abwandlung der Formel für die Berechnung des FOS vor, die auf der Formel von Skempton & DeLory (1957) beruht.

9.2.8.1 Methode Nagarajan

Nagarajan (2002) hat die Reduzierung des FOS unter Erdbebeneinfluss untersucht. Er schlägt die Berechnung des Verhältnisses des FOS unter Erdbebeneinfluss (FOS_{EQ}) zum 'normalen' FOS (FOS_M) vor, um so die prozentuelle Reduzierung des FOS zu erhalten. Damit müssen für diese Berechnung die FOS-Werte nicht gesondert berechnet werden. Die Berechnung erfolgt mit der Formel 6.8.

Er führt aus, dass es schwierig sei, die FOS-Werte unter Erdbebeneinfluss mit den normalen Methoden zu berechnen, da die für die Berechnung benötigten Werte in der Regel nicht gemessen werden können. Insofern ist es aussagekräftiger, die Relation zu berechnen. Außer der Hangneigung wird nur noch die maximale Beschleunigung während des Erdbebens benötigt und diese beiden Werte dürften in der Regel zumindest als gute Näherungswerte bekannt sein. Das Ergebnis der Berechnungen mit der Formel 6.8 ist die Reduktion des 'normalen' FOS (FOS_M) unter Erdbebeneinfluss. Die Dauer eines Erdbebens geht in diese Berechnung nicht mit ein. In Abbildung 9.10 ist die Reduktion des FOS im Verhältnis zur maximalen Beschleunigung und zur Hangneigung dargestellt. Bei einer maximalen Beschleunigung von $a_{max} = 1$ [g] und einer Hangneigung über 45° beträgt die Reduzierung des FOS weniger als 10%, bei einer Hangneigung von $\alpha = 5^\circ$ >53%. Für die Beschleunigungen bis 0,4 [g], mit denen in Deutschland gerechnet werden muss, beträgt die maximale Reduzierung ca. 30%, bei Hangneigungen $\alpha=10^\circ$ maximal

20%, bei Hangneigungen $\alpha \geq 20^\circ$ unter 10%. In wie weit sich diese Beträge auf die Berechnungen des 'Newmark displacement' (D_N) auswirken, wird in Kapitel 10.3 weiter diskutiert.

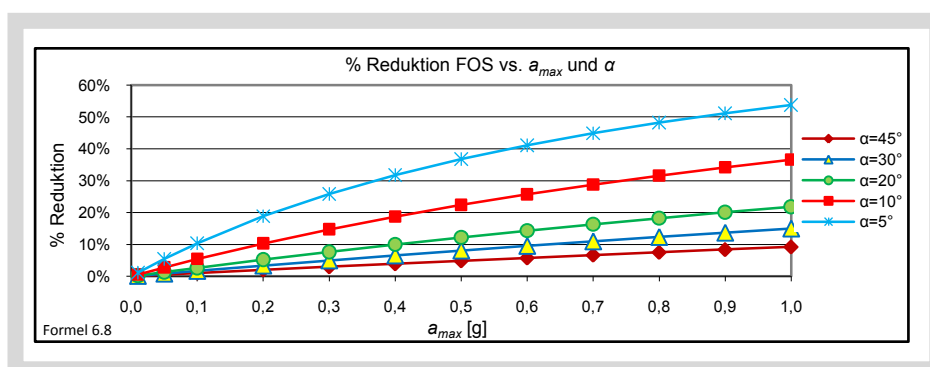


Abbildung 9.10: Reduzierung des FOS unter Erdbebeneinfluss nach der Formel 6.8 von Nagarajan. Dargestellt wird die prozentuale Reduzierung im Verhältnis zur maximalen Bodenbeschleunigung (a_{max}) in Abhängigkeit von der Hangneigung (α). Eigene Berechnungen.

9.2.8.2 Methode ILWIS

Eine andere Formel unter Berücksichtigung der Substratdaten, angelehnt an die Formel von Skempton & DeLory (1957), hat das 'International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation' (ILWIS) für die Berechnung der Stabilität eines Hanges unter dem Einfluss von Erdbeben entwickelt, indem ebenfalls die Beschleunigung des Erdbebens eingearbeitet wurde (ILWIS, 2006) (Formel 6.9).

Diese Formel wird im Folgenden mit der ursprünglichen Formel von Skempton & DeLory (1957) verglichen und die Unterschiede bewertet um festzulegen, ob

- diese Formel realistischere Werte ergibt oder
- bei Verwendung der Formel 6.2 (FOS_M) der FOS um die Werte, die mit der Formel 6.8 berechnet wurden, reduziert werden muss, oder
- die Abweichungen des FOS_{ILWIS} insgesamt unbedeutend sind und die Formel 6.2 für die Erstellung der Gefährdungshinweiskarten ohne weitere Modifikation verwendet werden kann.

Für die Berechnung des FOS_{ILWIS} mit Erdbebeneinfluss wird zusätzlich zu den Substrateigenschaften und den Parametern für die Rutschmasse der Formel 2.1 noch die Bodenbeschleunigung (a) des Erdbebens benötigt, wobei aus den Beschreibungen geschlossen werden kann, dass die maximale Beschleunigung (a_{max}) gemeint ist. Die Berechnungen wurden für den Bereich der für Deutschland in Frage kommenden Werte von a_{max} von 0,01g bis 0,4g durchgeführt. Ein Beispiel für die Ergebnisse für eine Beschleunigung von $a_{max}=0,2g$ ist in Abbildung 9.11 dargestellt. Die in Abbildung 9.11 dargestellten Kurven entsprechen in der Form denen, die in Kapitel 6.3.2.1 diskutiert wurden, zu erkennen am Anstieg der Kurven bei Hangneigungen über $\alpha = 70^\circ$.

Im Verhältnis zum FOS_M sind die Werte des FOS_{ILWIS} für die durchschnittlichen Parameter der Substrateigenschaften und einem durchschnittlichen Schadensbeben generell ca. 10% geringer, wobei die Kurven

für Werte bis $a_{max} \leq 0,2$ [g] fast deckungsgleich sind, d. h. die Reduzierung des FOS ist bis zu diesem Wert nicht abhängig von der Höhe der a_{max} . (Abbildung 9.12). Insofern kann für Erdbeben mit einer Stärke von etwa ML $\leq 5,0$ für die a_{max} der Wert $a_{max} = 0,2$ [g] als Standardwert eingesetzt werden.

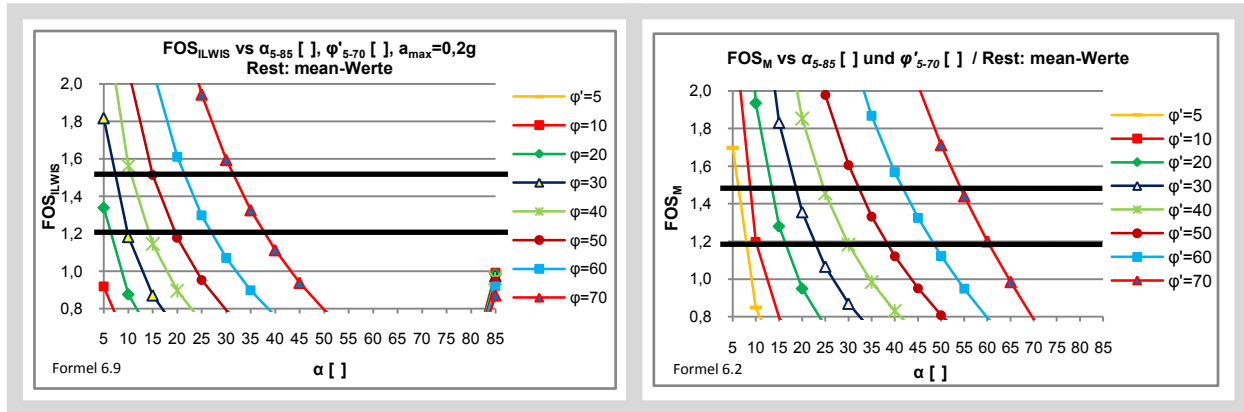


Abbildung 9.11: Vergleich der Berechnungen des FOS_{ILWIS} mit einer Beschleunigung $a_{max} = 0,2g$ und des FOS_M in Abhängigkeit von der Hangneigung (α) und dem inneren Reibungswinkel (φ). Eigene Berechnungen nach ILWIS (2006) mit Formel 6.9 und FOS_M mit Formel 6.2.

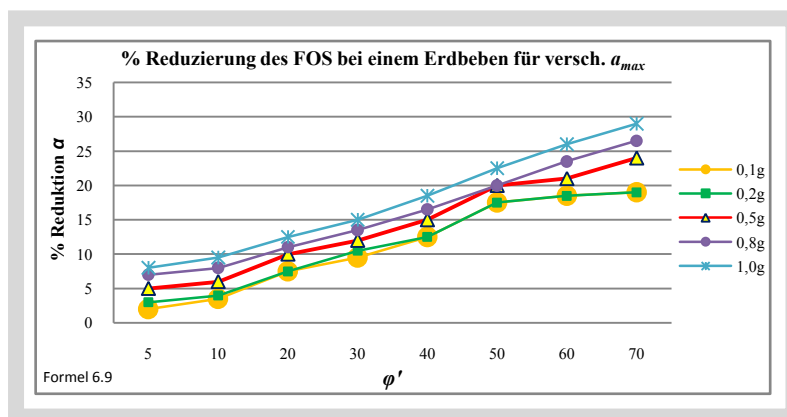


Abbildung 9.12: % Reduzierung des FOS unter Einfluss eines Erdbebens für $FOS = 1,0$ und mit maximalen Beschleunigungen $a_{max} = 0,1g, 0,2g, 0,5g, 0,8g$ und $1,0g$ in Abhängigkeit vom inneren Reibungswinkel (φ) bei Berechnungen mit der Formel von ILWIS. Eigene Berechnungen mit Formel 6.9.

9.2.9 Diskussion der Berechnungen für den FOS

Der FOS ist das Maß für die Hangstabilität. Die Einteilung erfolgt gem. Tabelle 2.7. Nur wenn es der Verdeutlichung dient, wird der FOS zwischen 1,0 und 1,5 in 0,1 - Schritten berechnet und dargestellt. Der Vergleich der Berechnungen mit der Formel 6.6 (FOS_e) und der Formel 6.2 (FOS_M) zeigt einige bedeutende Unterschiede auf. Demnach führt die Verwendung eines FOS-Wertes zwischen 1 und 1,5 ohne weitere Berücksichtigung der Substrateigenschaften oder auch die Berechnung mit der Formel 6.6 (FOS_e) zu Unterschieden zum FOS_M bis zu 0,4. Bei der Spanne zwischen 1 (~ instabil) und 1,5 (~ stabil)

resultiert aus einem Unterschied von 0,2 eine maximale Fehleinschätzung der Hangstabilität von maximal 20%, bei Hangneigungen $\alpha < 20^\circ$ in Richtung instabil, bei Hangneigungen $\alpha > 40^\circ$ in Richtung stabil. Damit wird deutlich, dass eine Berechnung ohne die Berücksichtigung der Substrateigenschaften höchstens für eine grobe Abschätzung der Hangstabilität verwendet werden kann. In wie weit sich diese Feststellung auch auf die Berechnung des 'Newmark displacement' auswirkt, wird in Kapitel 10.3 weiter diskutiert. Auf die Bedeutung des Einflusses der Substrateigenschaften hat Alcántara-Ayala (1999) hingewiesen. Ihre Feststellungen, dass der Hangwinkel (α) allein kein Maß für die Hangstabilität ist und die Kohäsion (c') einen bedeutenden Einfluss, Wichte (γ) Feuchtigkeitsgehalt (m) einen geringen Einfluss haben, decken sich mit den Ergebnissen dieser Arbeit. Der bedeutende Einfluss der Mächtigkeit der rutschenden Masse (z) kann nach diesen Untersuchungen nur für eine Mächtigkeit bis 10 [m] bestätigt werden. Die von Alcántara-Ayala (1999) festgestellte geringe Bedeutung des inneren Reibungswinkels kann nach den Analysen dieser Arbeit nicht bestätigt werden. Allerdings sind Kohäsion und innerer Reibungswinkel nicht unabhängig voneinander, so dass es wohl von der verwendeten Methode abhängt, wie der Einfluss des inneren Reibungswinkels bewertet wird. Die Ergebnisse der Berechnungen sind in Tabelle 9.5 zusammengefasst.

Tabelle 9.5: Auswirkungen der Veränderung der verschiedenen Parameter der Formel 6.2 auf den Wert des FOS, wenn nur ein Parameter geändert wird. +: großer Einfluss; -: geringer Einfluss. Eigene Analyse.

Parameter	Auswirkungen auf FOS
φ'	+
c'	+ (-)
γ	-
z	+ (-)
m	-

Die Berechnungen mit den Formeln von Nagarajan und ILWIS ergab für die durchschnittlichen Werte eines Schadensbebens für Deutschland jeweils eine Reduzierung des FOS um ca. 10%. Ob diese Reduzierung für die Ergebnisse der weiteren Berechnungen bedeutend ist, wird bei der Berechnung des 'Newmark displacement' diskutiert.

In einer weiteren Analyse wurden zusätzlich zu den in den Kapiteln 9.2 beschriebenen Berechnungen eine weitere Variable zwischen den Minimum- und Maximum-Werten in 1-er Schritten geändert und die Auswirkungen beobachtet. Es wurde nicht beurteilt, ob die jeweilige Kombination sinnvoll ist, es wurde nur auf die Veränderungen des Wertes des FOS geachtet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 9.6 zusammengefasst. Ein '+' in der Tabelle bedeutet eine große Veränderung, ein 'o' durchschnittliche Veränderung und ein '-' eine geringe Veränderung. Ist die erste Variable der innere Reibungswinkel φ' und wird zusätzlich die Kohäsion c' verändert, sind bei Werten für die Kohäsion bis ca. 100 [kN/m²] nur geringe Veränderungen zu beobachten, darüber jedoch zunehmend größere Veränderungen. Ist die erste Variable m und wird zusätzlich die Wichte γ verändert, sind größere Auswirkungen auf den FOS nur für Werte von $\gamma < 16$ [kN/m³] zu beobachten. Die zusätzliche Veränderung des inneren Reibungswinkels φ' hat bei allen

Kombinationen einen großen Einfluss, bei Änderungen von 'z' und 'm' sind die Auswirkungen mit Ausnahme der Kombination mit der Kohäsion c' gering.

Eine Veränderung wurde bei allen Kombinationen beobachtet. Dies bedeutet, dass jede Änderung eines Parameters auch eine mehr oder weniger hohe Veränderung des Wertes des FOS bewirkt.

Tabelle 9.6: Auswirkungen der Veränderung eines zusätzlichen Parameters der Formel 6.2 auf den Wert des FOS. +: großer Einfluss; o: durchschnittlicher Einfluss; -: geringer Einfluss; >100: großer Einfluss ab 100 [kN/m²], darunter geringer Einfluss; <16: großer Einfluss unter 16 [kN/m³], darüber geringer Einfluss. Eigene Analyse.

Erste Variable (Formel 6.2)	zusätzliche Veränderung von:				
	φ'	c'	γ	z	m
φ'		+ >100	+	-	-
c'	+		+	+	+
γ	+	o		o	o
z	+	+	o		-
m	+	o	+ <16	o	

Auffallend ist noch der Unterschied zwischen der rechten oberen Hälfte der Tabelle und der linken unteren Hälfte. Offensichtlich hängt das Ergebnis auch davon ab, nach welcher Variablen die Formel 6.2 aufgelöst wird und in welcher Form die Kurven dargestellt werden. Diese Diskrepanz konnte nicht abschließend geklärt werden.

9.3 Berechnen von a_{max}

Das Berechnen der maximalen Bodenbeschleunigung (a_{max}) erfolgt nach der Formel 6.10. Die Besonderheiten einer Verstärkung sind in den Berechnungen nicht enthalten, es wird von einer konstanten Abnahme der Energie mit der Entfernung ausgegangen. Das Ergebnis der Berechnungen der maximalen Beschleunigung pro Entfernung (Epizentralentfernung $D = 0 - 120$ [km]), sowie Magnituden von $ML = 4,0 - 6,5$ und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km] ist in Abbildung 9.13 dargestellt:

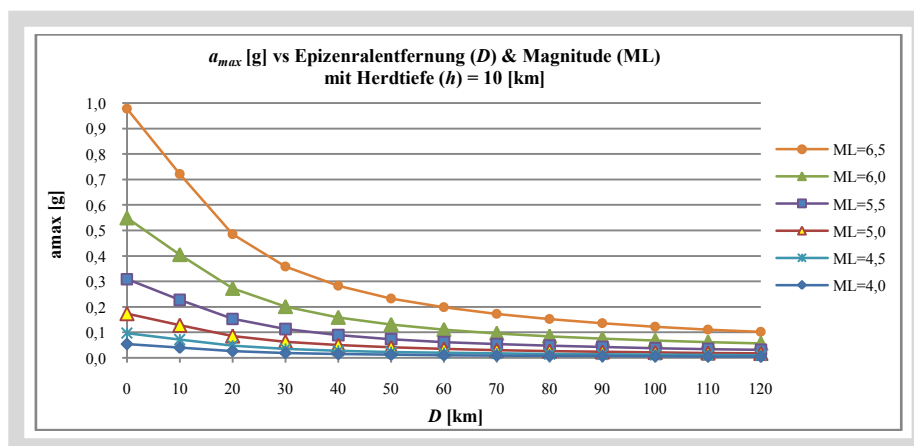


Abbildung 9.13: Berechnung der maximalen Beschleunigung (a_{max}) in Abhängigkeit von der Epizentralentfernung (D) und der Magnitude (ML) bei einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. Eigene Berechnungen mit Formel 6.10.

Für ein durchschnittliches Schadensbeben in der Niederrheinischen Bucht mit einer Magnitude von $ML_{-} = 5,0$ und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km] würde die maximale Beschleunigung im Epizentrum $a_{max} = 0,18$ [g] betragen, in einer Entfernung von $D = 100$ [km] vom Epizentrum noch $0,02$ [g]. Bei einem Erdbeben der Stärke $ML_{-} = 6,0$ wären die Werte für die maximale Beschleunigung im Epizentrum $a_{max} = 0,56$ [g], in $D = 100$ [km] Entfernung noch $0,07$ [g]. Bei einem Beben der Stärke $ML_{-} = 6,5$ beträgt die maximale Beschleunigung im Epizentrum $a_{max} = 1,0$ [g]. Diese Berechnung deckt sich mit den Beobachtungen des bereits erwähnten Erdbeben von Bam, Iran (Talebian et al., 2004, Bouchon et al., 2006). Wie bereits dargelegt, ist das Schadenspotenzial eines Erdbebens nicht nur von der maximalen Beschleunigung abhängig, sondern auch von der Dauer des Einflusses. Dieser wird aber nur bei der Arias-Intensität berücksichtigt. Diese wird in Kapitel 9.6 berechnet.

Die maximale Bodenbeschleunigung (a_{max}) wird nach wie vor von vielen Autoren als Maß für die Wirkung eines Erdbebens angesehen. Sie wird daher in vielen Formeln verwendet, teilweise auch in Regressionsgleichungen für die Berechnung der Arias Intensität oder des 'Newmark displacement' (Jibson & Jibson, 2003). In dieser Arbeit wird für die Berechnung der maximalen Bodenbeschleunigung (a_{max}) eine Formel von Nutli & Herrmann (1984), zitiert in Jibson & Jibson (2003) verwendet. Nutli & Herrmann (1984) rechneten mit der Raumwellen- Magnitude' (mb). Der Wert dieser Magnitude ist in dem für Deutschland möglichen Spektrum der Magnituden nur um einige Zehntel geringer als die Lokale (Richter-) Magnitude (ML) (Jibson, 1993; Studer & Koller, 1997, Jibson & Jibson, 2003), nach Abbildung 2.2 sind die Werte bei Magnituden $<6,0$ fast identisch. Unter Berücksichtigung der sonstigen Ungenauigkeiten bei der Berechnung der Magnituden kann daher die Richter-Magnitude als Näherungswert verwendet werden.

9.4 Berechnen von a_c

Die kritische Beschleunigung (a_c) ist diejenige Minimum Beschleunigung während eines Erbebens, die bewirkt, dass der Scherwiderstand überwunden wird und damit eine Bewegung initiiert wird (Jibson et al., 2000; Jibson & Jibson, 2003). Die Berechnung erfolgt nach der Formel 6.11. In dieser Formel wird der Wert ' a_c ' als Teil der Erdbeschleunigung 'g' berechnet. Dies stiftet bei einigen Autoren offensichtlich Verwirrung, da in Formeln, die direkt von Newmark (1965) abgeleitet werden, oft noch der Wert 'g' als Multiplikator in der Gleichung auftaucht, z. B. bei Romeo (2000). Mit dieser Form der Gleichung wird die absolute Beschleunigung berechnet. Die ursprüngliche Definition von Newmark, die von den Mitarbeitern des USGS wie Keefer, Jibson und Miles übernommen wurde, beschreibt den Wert a_c (bei Newmark (1965) mit 'N' bezeichnet) jedoch als Teil von 'g'. Damit kürzt sich die Erdbeschleunigung 'g' aus der Gleichung heraus (Ingles et al., 2006) und die Formel erhält die Form der Formel 6.11. Diese Form der Gleichung trifft nur auf Newmark's Annahme zu, dass es sich bei dem Rutschkörper um einen nicht verformbaren Block handelt, der auf einer ebenen Fläche rutscht, ohne die Reibungskräfte zwischen Block und Unterlage zu berücksichtigen (Newmark, 1965). Es verbleiben nur zwei Eingabeparameter, der

FOS und als Parameter für die Hanggeometrie die Hangneigung (α). Die kritische Beschleunigung ist damit direkt abhängig vom FOS und der Hangneigung, d. h., erhöht sich der Wert des FOS oder der Hangneigung, erhöht sich auch der Wert für a_c . Die Beziehung der kritischen Beschleunigung (a_c) im Verhältnis zur Hangneigung (α) und dem FOS sind in Abbildung 9.14 dargestellt.

Einen Vergleich der Werte für die kritische Beschleunigung für die vier Untersuchungsgebiete und die Wertespanne zeigt Abbildung 9.15. Zwischen den berechneten Werten besteht nur ein geringer Zusammenhang. Die Korrelation zwischen 'Gmünd' und 'BN' ist mit 0,7 noch die günstigste, die anderen Werte liegen unter 0,5. Es kann also nicht mit einem Durchschnittswert gerechnet werden, sondern nur mit den angepassten Werten für die jeweiligen Untersuchungsgebiete. Dies deutet darauf hin, dass die Substrateigenschaften ein entscheidender Faktor bei der Berechnung des FOS und der kritischen Beschleunigung ist, der nicht vernachlässigt werden darf.

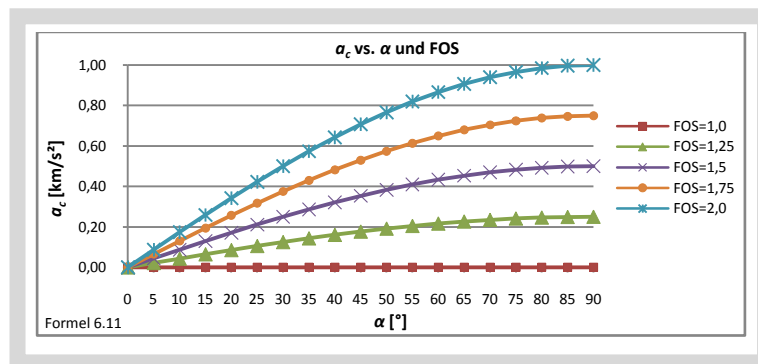


Abbildung 9.14: Wertebereich für die kritische Beschleunigung (a_c) in Abhängigkeit von der Hangneigung (α) und dem FOS. Eigene Berechnungen mit Formel 6.11.

Die Werte für die Flächenanteile der kritischen Beschleunigung bei der Berechnung für das Untersuchungsgebiet 'SWA' zeigen ein deutlich abweichendes Muster gegenüber den anderen drei Untersuchungsgebieten (Abbildung 9.15). Der Unterschied zwischen den Berechnungen entsteht offensichtlich durch die Verwendung unterschiedlicher Maßstäbe für die geologische Karten, für 'SWA' die GÜK200 (Maßstab 1:200.000), für die übrigen Untersuchungsgebiete die GK25 (Maßstab 1:25.000). Dies kann als weiterer Hinweis gewertet werden, dass die Verteilung der Substrate einen entscheidenden Einfluss hat. Die Werte zeigen für 'SWA' deutlich zu viele stabile Flächen.

Bei den Berechnungen mit den Formeln von Nagarajan und ILWIS wurde eine Reduzierung des FOS um ca. 10% unter Erdbebeneinfluss für mittlere Schadensbeben im Bereich 'SWA' und 'BN' festgestellt. Es wurden Berechnungen mit den Daten des Untersuchungsgebietes 'Gmünd' durchgeführt, um die Auswirkungen für die kritische Beschleunigung und 'Newmark displacement' festzustellen. Bis zu einem Wert von $a_c < 0,3$ gibt es Unterschiede von bis zu 5%, danach sind die Unterschiede minimal. Der Vergleich der kritischen Beschleunigungen mit dem FOS und einem um 10% und 30% reduzierten FOS auf die kritische Beschleunigung (a_c) sind in Abbildung 9.16 dargestellt. Für Werte von $a_c < 0,2$ [m/s²] differieren die Flächenanteile stark, je geringer die a_c ist, desto größer die Flächenanteile. Für Werte von $a_c > 0,2$ sind die Flächenanteile fast gleich verteilt mit einigen Sprüngen beim a_c und a_{c10} , die aber nicht erklärt werden

können. Im Prinzip bedeutet dies, dass eine Reduzierung des FOS in diesen Größenordnungen für die kritische Beschleunigung ab einem Wert von $a_c > 0,2$ keine großen Auswirkungen hat.

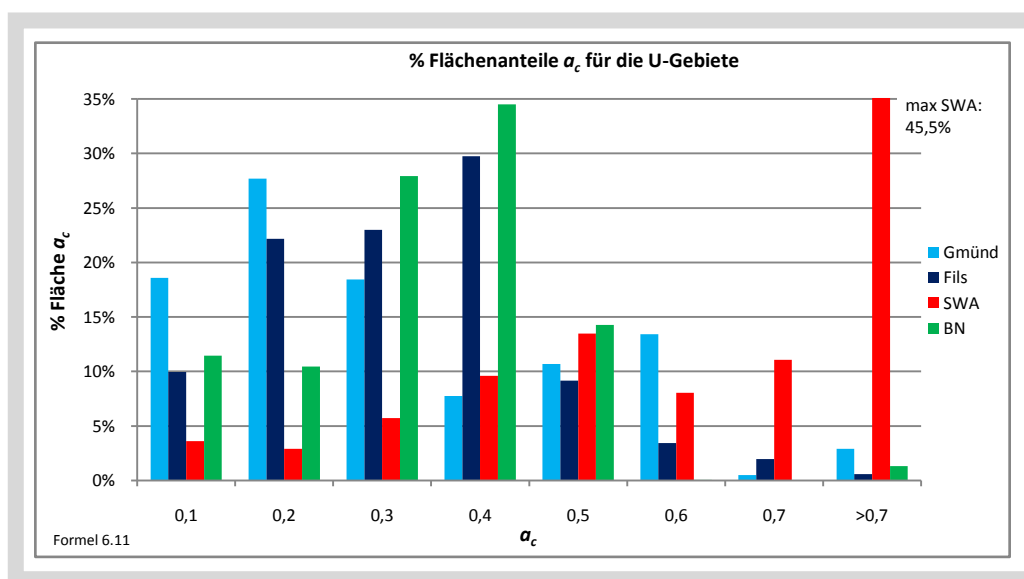


Abbildung 9.15: Vergleich der Flächenanteile der kritischen Beschleunigung (a_c) für die vier Untersuchungsgebiete 'Gmünd', 'Fils', 'SWA' und 'BN'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.11.

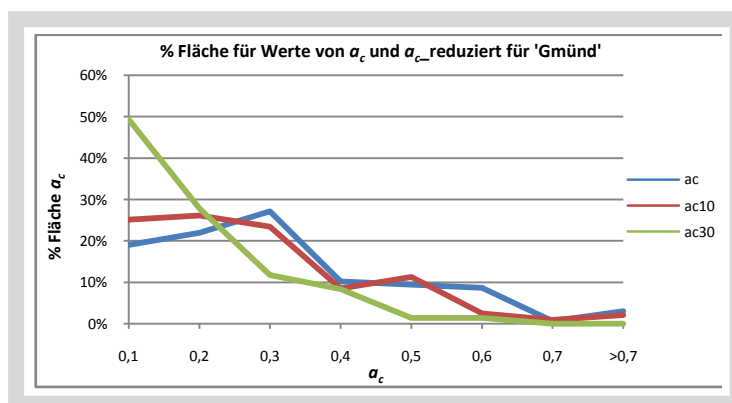


Abbildung 9.16: Vergleich der Flächenanteile der kritischen Beschleunigung (a_c) mit Berechnungen für einem um 10% (a_{c10}) bzw. 30% (a_{c30}) reduzierten FOS für 'Gmünd'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.11.

9.5 Berechnungen des Verhältnisses a_c/a_{max}

Nach den Ausführungen von Jibson (2007) liefern die Berechnungen mit der Formel 6.17 befriedigende Ergebnisse bei a_c -Werten zwischen 0,2g und 0,8g und Magnituden zwischen $M = 5,3$ und 7,6. Diese Bereiche decken sich mit den zu erwartenden Werten in den Untersuchungsgebieten. Wie die Kurven in Abbildung 9.17 für die Berechnungen a_c/a_{max} gegen a_c und a_{max} zeigen, gibt es bei den Extremwerten Ausreißer, für die relevanten mittleren Werte ab a_c bzw. a_{max} 0,2g liegen die Kurven relativ eng zusammen. Für diese Bereiche kann also mit der Formel 6.17 für die Berechnung des D_N gerechnet werden.

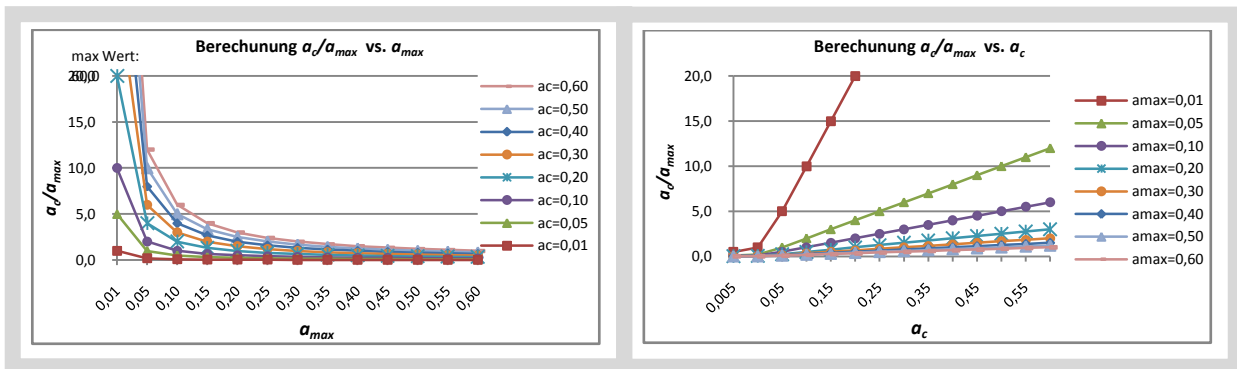


Abbildung 9.17: Berechnung des Verhältnisses a_c/a_{max} in Abhängigkeit von a_c oder a_{max} . Eigene Berechnungen.

9.6 Berechnungen von I_a

Die Arias Intensität wird für verschiedene Magnitudenwerte und für verschiedene Herdtiefen berechnet und dargestellt. Eine 3-D-Ansicht der Berechnungen ist im Anhang dargestellt (Anhang Abbildungen 15.9 und 15.10).

9.6.1 Berechnen von I_a mit verschiedenen Magnitudenwerten

Die Berechnung der Arias Intensität erfolgte für Magnitudenwerte (ML) zwischen der niedrigsten spürbaren Magnitude von $I_a = 3,5$ und der maximalen Magnitude, die in den Katalogen für Deutschland und die angrenzenden Gebiete angegeben ist, $ML = 6,8$ (Erdbeben von Vervier, Belgien am 18.09.1692) für die durchschnittliche Herdtiefe von $h = 10$ [km] und für Epizentralentfernungen zwischen $D = 5$ [km] und 100 [km]. Die Arias Intensität ist bis zu einer Magnitude von ca. $ML = 4,5$ gering mit kaum veränderten Werten und steigt dann ab $ML = 4,5$ mit zunehmender Magnitude und abhängig von der Entfernung steil an. Bei einer Epizentralentfernung von $D = 5$ [km] erreicht sie bereits bei einer Magnitude von $ML = 6,1$ den Wert $I_a = 1,0$, bei einer Epizentralentfernung von $D = 20$ [km] bei $ML = 6,7$. Bei Epizentralentfernungen $D > 60$ [km] wird der Wert $I_a = 0,2$ nicht überschritten. Erst ab einer Magnitude $ML > 5,0$ und einer Epizentralentfernung $D < 20$ [km] steigt die Arias Intensität merklich an, bei einer Magnitude von $ML = 6,5$ schon ab einer Epizentralentfernung von $D = 60$ [km]. Nach dieser Berechnung können Beben bis zu einer Stärke von $ML = 6,5$ nur im Nahbereich Schäden anrichten. Diese Berechnung impliziert jedoch eine kontinuierliche Abnahme der Energie mit der Entfernung, Verstärkungseffekte z. B. durch Lockermaterial oder Bodenverflüssigung werden nicht mit berücksichtigt.

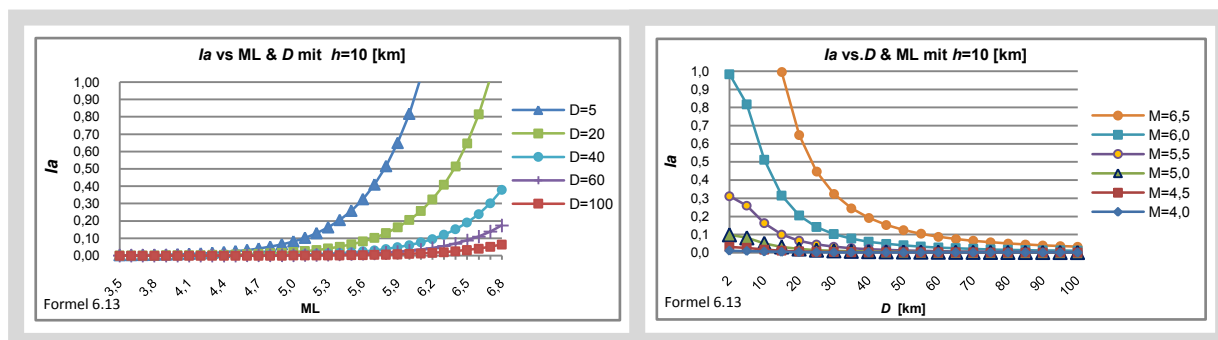


Abbildung 9.18: Berechnung Arias Intensität (I_a) vs. Magnitude & Epizentralentfernung (D) [km] bei einer Herdtiefe (h) von 10 [km]. Eigene Berechnungen mit Formel 6.13.

9.6.2 Berechnen von I_a mit verschiedenen Herdtiefen

Die Berechnungen erfolgten mit einer Magnitude von $ML = 5,0$ und $6,0$ für Epizentralentfernungen zwischen $D = 2$ und 100 [km] sowie Herdtiefen zwischen $h = 2$ und 30 [km]. Die Ergebnisse sind in Abbildung 9.19 dargestellt.

Der Wert der Arias Intensität ändert sich bei einer Magnitude von $ML = 5,0$ ab einer Epizentralentfernung von $D > 30$ [km] nur noch geringfügig und ist für die berechneten Herdtiefen nahezu identisch. Bei einer Magnitude von $M = 6,0$ beginnt diese Nivellierung erst ab einer Epizentralentfernung von 75 [km]. Der Verlauf der Kurven bei einer Epizentralentfernung $D < 20$ [km] und Herdtiefe von $h < 15$ [km] ändert sich bei Magnituden $ML = 5,0$ drastisch. Somit kann geschlossen werden, dass dies eine untere Grenze für Schadensbeben ist.

Wie im vorigen Punkt schon erwähnt, werden mögliche Verstärkungseffekte bei dieser Berechnung nicht berücksichtigt. Eine detailliertere Darstellung erfolgt im nächsten Kapitel.

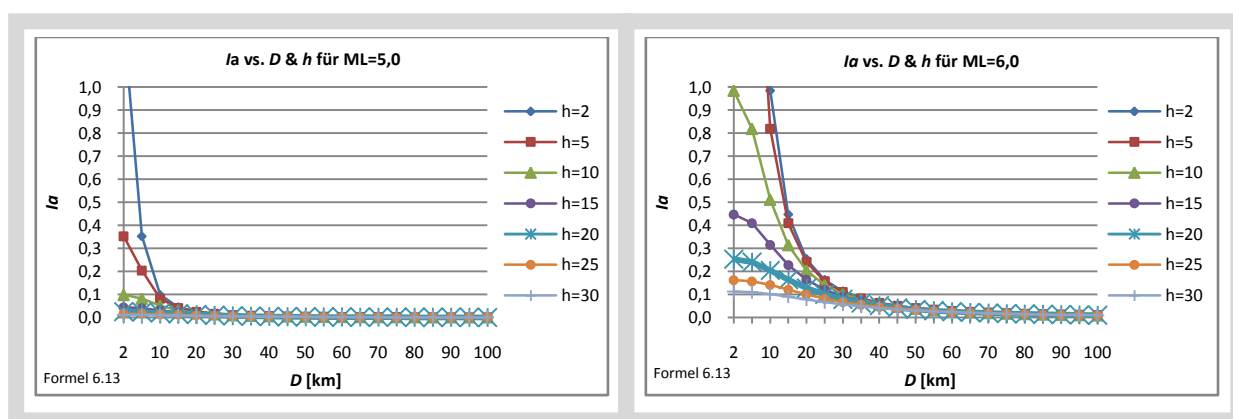


Abbildung 9.19: Berechnung der Arias Intensität (I_a) vs. Epizentralentfernung (D) und Herdtiefe (h) für Magnituden $ML = 5,0$ & $6,0$. ML: Lokale (Richter-) Magnitude. Eigene Berechnungen mit Formel 6.13.

9.6.3 Diskussion der Berechnungen der Arias Intensität

Mit der Arias-Intensität kann die Auswirkung eines Erdbebens besser berechnet werden als mit einer Spitzenbeschleunigung, da die Dauer der Einwirkungen mit berücksichtigt wird. Wie oben schon mehrfach beschrieben, ist auch für gravitative Massenbewegungen die Zeitdauer der Einwirkung auf einen Hang wegen der zyklischen Belastung eine entscheidende Größe. Die meisten Berechnungsmethoden beziehen sich jedoch nur auf die Beschleunigung, nicht auf die Arias-Intensität. Deshalb können hier keine Vergleiche mit Angaben aus der Literatur erfolgen, ab welcher Arias-Intensität welche Massenbewegungen ausgelöst werden können. Die folgenden Berechnungen sollen zeigen, mit welchen Werten der Arias-Intensität in den Untersuchungsgebieten gerechnet werden kann und wie die Arias-Intensität mit der Entfernung abnimmt. Für die Berechnungen wird die Formel 6.13 von Wilson & Keefer (1993) verwendet.

Die Magnituden der tektonischen Erdbeben in den Untersuchungsgebieten und Nachbargebieten reichen von ML -0,7 im Katalog der Erdbebenstation Bensberg bis 6,8 im Katalog des BGR. Die Berechnungen der Arias Intensität werden mit dem Bereich zwischen der Minimum Magnitude für durch ein Erdbeben ausgelöste Massenbewegung von ML = 3,5 (Keefer, 1984) und der Maximum Magnitude für Deutschland sowie für Herdtiefen von $h = 5$ [km], 10 [km] und 20 [km] und Epizentralentfernungen von $D = 0$ [km] (Epizentrum) und $D = 20$ [km] durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 9.7 dargestellt.

Tabelle 9.7: Werte der Arias-Intensität (I_a) für Magnituden zwischen ML = 3,5 - 6,8 im Epizentrum ($D = 0$ [km]) und Epizentralentfernung von $D = 20$ [km] bei Herdtiefen (h) von 5 und 20 [km]. Eigene Berechnungen mit Formel 6.13.

ML	I_a für $h=5$ [km] und $D=0$ [km]	I_a für $h=10$ [km] und $D=0$ [km]	I_a für $h=20$ [km] und $D=0$ [km]	I_a für $h=5$ [km] und $D=20$ [km]	I_a für $h=10$ [km] und $D=20$ [km]	I_a für $h=20$ [km] und $D=20$ [km]
3,5	0,0129	0,0129	0,0008	0,0008	0,0006	0,0004
4,0	0,0409	0,0409	0,0026	0,0024	0,0020	0,0013
4,5	0,1294	0,1294	0,0081	0,0076	0,0065	0,0040
5,0	0,4093	0,4093	0,0256	0,0241	0,0205	0,0128
5,5	1,2944	1,2944	0,0809	0,0761	0,0647	0,0404
6,0	4,0932	4,0932	0,2558	0,2408	0,2047	0,1279
6,5	12,9437	12,9437	0,8090	0,7614	0,6472	0,4045
6,6	16,2952	16,2952	1,0185	0,9585	0,8148	0,5092
6,7	20,5145	20,5145	1,2822	1,2067	1,0257	0,6411
6,8	25,8262	25,8262	1,6141	1,5192	1,2913	0,8071

Im Epizentrum reicht die Spanne für die Arias-Intensität bei einer Herdtiefe von $h = 5$ [km] von $I_a = 0,13$ bis 25,8, bei einem durchschnittlichen Erdbeben der Niederrheinischen Buch von $h = 10$ [km] Tiefe und bei einer Entfernung von $D = 20$ [km] von $I_a = 0,0006$ bis 1,29. Der Wert der Arias-Intensität, ab dem mit der Auslösung von Massenbewegungen zu rechnen ist, beträgt etwa $I_a > 0,1$ (Berechnungen nach eigenen Literaturrecherchen). Dieser Wert wäre nach den oben durchgeführten Berechnungen und unter den angegebenen Bedingungen bei einer Magnitude von etwa ML >4,5 im Epizentrum und bei einer Epizentralentfernung von $D = 20$ [km] bei etwa ML = 6,0 erreicht. Es könnte darin eine theoretische Gefährdung z. B. für Bonn gesehen werden, da die Verlängerung der Erfttalstörung in etwa 15 [km] im W

von Bonn vorbeistreicht. Das stärkste Beben in der Region um Bonn war das von Rolandseck 1673 mit $ML = 4,8$ bzw. $I_0 = VII$. Das Erdbeben von Roermond 1992 mit $ML = 6,1$ und einer Tiefe von $h = 17$ [km] (Bensberg, 2008) hätte nach den oben angeführten Berechnungen eine Arias-Intensität von $I_a = 0,5$ im Epizentrum und etwa $I_a = 0,02$ in Bonn gehabt. Dies würde einer Magnitude von $ML = 4,3$ bei einer Epizentralentfernung von $D = 0$ und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km] entsprechen. Damit wären die Auswirkungen des Erdbebens von Rolandseck 1673 für das Untersuchungsgebiet 'BN' zerstörerischer gewesen als die des Erdbebens von Roermond 1992. Diese Berechnungen treffen natürlich nur zu, wenn von einer kontinuierlichen Abnahme der Intensität mit der Entfernung ausgegangen wird.

Die Abnahme der Arias-Intensität mit der Entfernung wird in den folgenden Graphiken verdeutlicht (Abbildung 9.20). Bei einem oberflächennahen Beben wäre der maximale Wert der Arias-Intensität bei einem Beben der Stärke $ML = 6,0$ und einer Herdtiefe von $h = 5$ [km] im Epizentrum etwa $I_a = 4,0$. Bei einer Entfernung von $D = 20$ [km] ist der Wert der Arias-Intensität bereits auf $I_a = 0,24$ gesunken. Bei der maximal beobachteten Herdtiefe im Rheinland von $h = 33$ [km] (Leydecker, 2005; Bensberg, 2008) hätte die Arias Intensität bei dieser Entfernung nur noch einen Wert von $I_a = 0,07$, im Epizentrum von $I_a = 0,1$. Die Kurven werden mit zunehmender Tiefe immer flacher. Dies deckt sich mit den Beobachtungen, dass nämlich die frei gesetzte Energie eines Erdbebens bei flachen Beben mehr gebündelt wird als bei tiefen, da bei diesen die Energie auf dem Weg zur Erdoberfläche weiter gestreut wird und somit die Schadwirkung im Epizentrum relativ geringer wird.

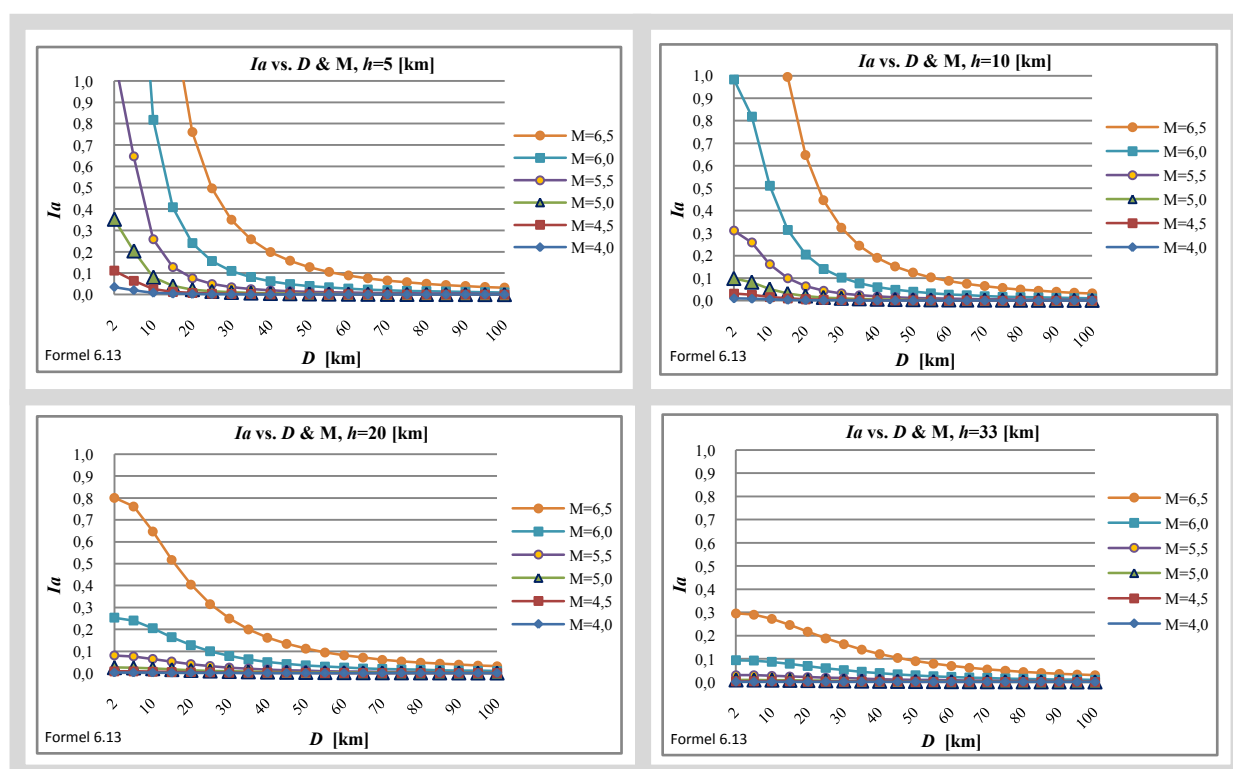


Abbildung 9.20: Berechnungen der Abnahme der Arias-Intensität (I_a) mit der Epizentralentfernung (D) für verschiedene Magnituden (M) und Herdtiefen (h). Eigene Berechnungen mit Formel 6.13.

Wie bereits erwähnt, konnten keine Studien gefunden werden, die die Werte der Arias Intensität für Erdbeben, wie sie in Deutschland zu erwarten sind, in eine direkte Beziehung mit einem Schadenspotenzial oder Massenbewegungen setzen. Mit den für das Gebiet von Deutschland vorliegenden Daten können solche Studien auch wegen der geringen Anzahl rezenter Erdbeben und dadurch ausgelöster Massenbewegungen nicht mit der gebotenen Qualität durchgeführt werden. Hier liegt noch eine interessante Aufgabe für zukünftige Studien.

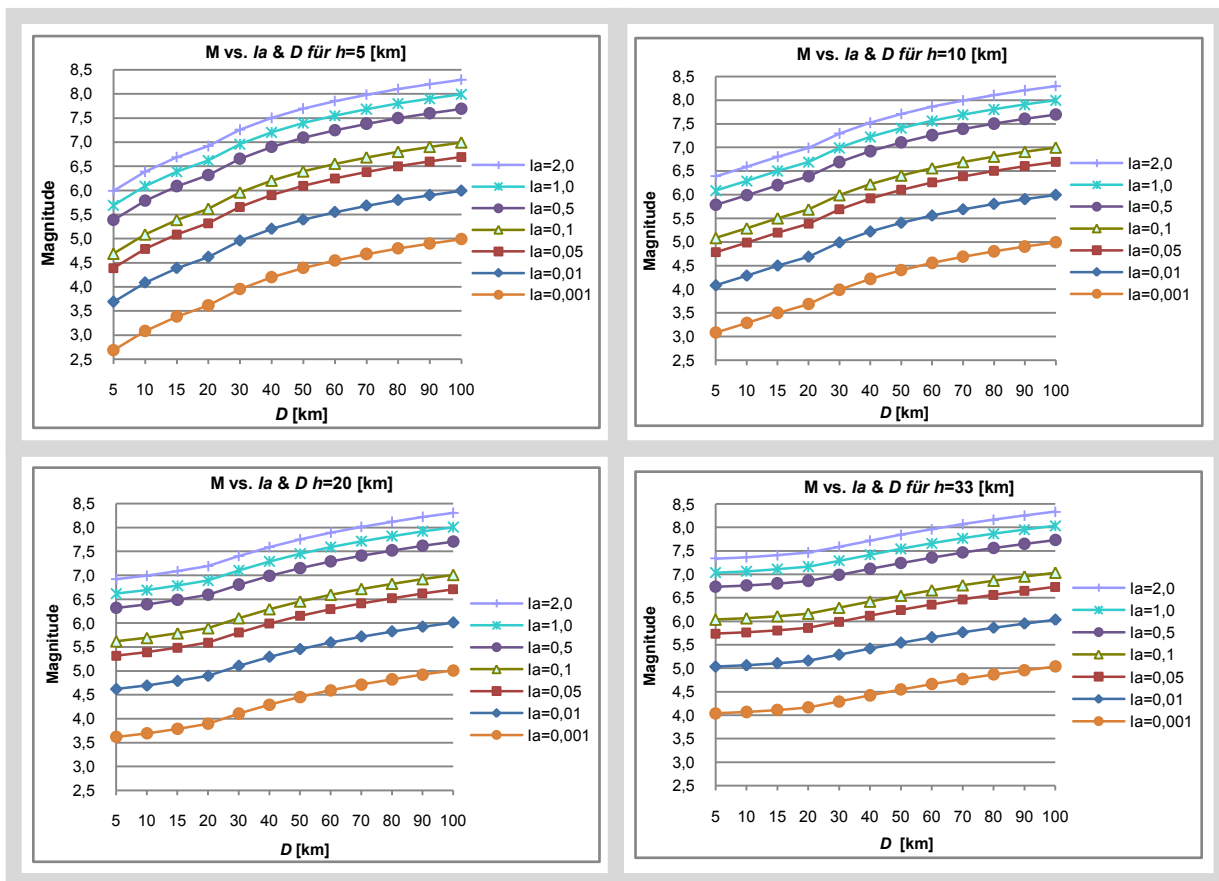


Abbildung 9.21: Berechnung der erforderlichen Magnitude, die ein Erdbeben in einer bestimmten Entfernung und Tiefe haben muss, um vor Ort die Arias-Intensität (I_a) 0,001 bis 2,0 [m/s] zu erreichen. Eigene Berechnungen mit der Formel 6.13.

Wenn es möglich wäre, eine Gefahr für eine Massenbewegung direkt von dem Wert der Arias-Intensität abzuleiten, könnte in einem Analogschluss über die Magnitude versucht werden folgende Frage zu beantworten: Welche Magnitude muss ein Erdbeben in einer bestimmten Entfernung und Herdtiefe haben, damit es vor Ort eine bestimmte Arias-Intensität erreicht?

Hierzu wird die Formel 6.13 von Wilson & Keefer (1993) nach der Magnitude aufgelöst und es ergeben sich die in Abbildung 9.21 dargestellten Graphiken. Um im Epizentrum bei einer Herdtiefe von $h = 5$ [km] eine Arias-Intensität von $I_a = 0,1$ zu erreichen, müsste das Erdbeben eine Stärke von $ML = 4,6$ haben, wenn das Epizentrum 20 [km] entfernt ist, eine Stärke von $ML = 5,6$. Die Form der Kurven ändert sich deutlich zwischen der Herdtiefe von $h = 5$ [km] zu 10 [km]. Dies kann wieder als Indiz gewertet werden, dass bei flacheren Beben die Energie um das Epizentrum mehr gebündelt wird als bei tieferen

Beben. Mit zunehmender Herdtiefe werden die Kurven immer flacher. Allerdings ist mit dieser Studie nicht untersucht worden, wie weit die Form der Kurven für die tieferen Erdbeben den Realitäten entsprechen und wie weit die Regressionsgleichungen die Form der Kurven beeinflussen. Hierzu bedürfte es wieder Referenzerdbeben, die es für Deutschland im vorgegebenen Zeitraum mit den dazu benötigten Daten nicht gab.

9.7 Berechnen des 'Newmark displacement'

Mit den 'Newmark displacement' (D_N) wird der Versatz der Bodenpartikel unter dem Einfluss eines Erdbebens berechnet. Es ist zu berücksichtigen, dass dieser Versatz nur ein relatives und kein absolutes Maß ist. Es sind mehrere Regressionsgleichungen erstellt worden, die immer wieder verbessert wurden, um sie an eine immer größere Zahl unterschiedlicher Erdbeben anzupassen. Ein Vergleich einiger Formeln von Jibson wird in der folgenden Ziffer vorgenommen, danach Berechnungen mit den verschiedenen Formeln des FOS und der Beschleunigungen, sowie Berechnungen mit den Durchschnitts- und Extremwerten der Substrateigenschaften, um die mögliche Spanne des Versatzes herauszufinden. Falls sich keine gravierenden Unterschiede ergeben, kann im Weiteren mit Durchschnittswerten gerechnet werden.

9.7.1 Vergleich der Regressionsgleichungen von Jibson für die Berechnung des D_N

Für die Berechnungen wurden die Formeln 6.14 - 6.17 (Formeln A - D) verwendet. Die Formeln A - C unterscheiden sich hauptsächlich durch die verschiedenen Werte der Konstanten, Formel B und C zusätzlich durch den Logarithmus für a_c . In Formel D geht nicht nur die kritische Beschleunigung ein, sondern das Verhältnis der kritischen Beschleunigung zur maximalen Beschleunigung. Theoretisch müssten diese Werte demnach nicht berechnet werden, da nur das Verhältnis dieser beiden Beschleunigungen benötigt wird. Sollen jedoch die Substrateigenschaften mit berücksichtigt werden, ist nach wie vor die kritische Beschleunigung mit den angepassten Werten der Substrateigenschaften zu berechnen.

Als Werte für die Berechnungen wurden die in Tabelle 9.8 dargestellten Festlegungen, angelehnt an ein schadenverursachendes Nahbeben für Deutschland, getroffen. Eigene Analysen ergaben, dass der Wert des FOS für diese Berechnungen mit $FOS = 1,1$ angenommen werden muss, da durch den Logarithmus niedrigere Werte unrealistische hohe Ergebnisse liefern.

Tabelle 9.8: Festlegung der Wertespanne und der Standardwerte für die weiteren Berechnungen für die Eigenschaften eines Erdbebens, die Hangneigung und den FOS. Eigene Aufstellung.

	Spanne	Standardwerte
Magnitude (ML)	4,5 - 6,5	6,0
Epizentralentfernung (D)	0 - 100 [km]	0 & 20
Herdtiefe (h)	5 - 25 [km]	10
Hangneigung (α)	5 - 40 [°]	20
FOS	1,1.	1,1

Für die Berechnung der Arias Intensität mit der Formel 6.8 wird die Raumwellen-Magnitude (m_b) gefordert (Jibson,1993). Der Wert der Raumwellen-Magnitude ist für vergleichbare Werte der Richter-Magnitude ab einer Magnitude von $ML = 5,3$ aufwärts etwas geringer, z. B. entspricht bei einem Erdbeben der Magnitude $ML = 6,2$ der Wert $m_b = 5,8$ (Jibson, 1993). Bis zu einer Magnitude von ca. 5,3 sind die Werte von ML und m_b identisch (vergleiche Abbildung 2.2). Die Raumwellen-Magnitude erreicht allerdings bei $mb = 6,5$ ihre Sättigung, so dass für Magnitudenwerte höher als $M = 5,5$ entweder ML oder M_w benutzt werden sollte (vergleiche Abbildung 2.2) (Studer & Koller, 1997).

Ist der Wert des FOS '1,0', ist die kritische Beschleunigung nach der Formel 5.12 $a_c = 0$ und die Berechnung kann nicht mit den Formeln durchgeführt werden, in denen der Logarithmus von a_c eingegeben werden muss. Mit einer Erhöhung des Wertes des FOS z. B. um 0,02, kann dieses Problem umgangen werden, die Resultate für das 'Newmark displacement' sind dann allerdings immer noch unrealistisch hoch. Nach Jibson (2007) liefern die verwendeten Formeln für einen Magnituden-Bereich von 5,3 bis 7,6 akzeptable Werte. Die Werte für in Deutschland zu erwartende Schadensbeben liegen im mittleren und unteren Bereich dieser Spanne, somit können diese Formeln für eine Gefährdungsberechnung für Gebiete in Deutschland verwendet werden.

Tabelle 9.9: Vergleich der Berechnungen für das 'Newmark displacement' (D_N) mit den Formeln 6.14 - 6.17 (A - D) von Jibson (2007) für Standardwerte ($ML = 6,0, D = 20$ [km], $h = 10$ [km], $\alpha = 20^\circ$) mit jeweils einem variablen Wert (var) für : Magnituden (ML) zwischen $ML = 4,5$ und $6,5$, Epizentralentfernungen (D) zwischen 0 [km] und 80 [km], Herdtiefen (h) zwischen 0 [km] und 30 [km], Hangneigungen (α) zwischen 5° und 40° und einem FOS von '1,1'. Werte in Fett-Druck: Berechnung ohne Variationskoeffizienten, 'max' & 'min': Maximal- und Minimalwerte unter Berücksichtigung des Variationskoeffizienten. Eigene Berechnungen.

D_N für $ML=var; D=20; h=10; \alpha=20$															
ML:	max	4,5	min	max	5,0	min	max	5,5	min	max	6,0	min	max	6,5	min
A	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	1	0	65	14	3
D	0	0	0	1	0	0	9	2	1	153	37	9	2643	640	155
D_N für $ML=6,0; D=var; h=10; \alpha=20$															
D:	max	0	min	max	20	min	max	40	min	max	60	min	max	80	min
A	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	194	43	9	4	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D	5498	1331	322	153	37	9	10	2	1	2	0	0	0	0	0
D_N für $ML=6,0; D=20; h=var; \alpha=20$															
h:	max	0	min	max	10	min	max	15	min	max	20	min	max	30	min
A	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	6	1	0	4	1	0	2	1	0	1	0	0	0	0	0
D	216	52	13	153	37	9	94	23	6	55	13	3	20	5	1
D_N für $ML=6,0; D=20; h=10; \alpha=var$															
α:	max	5	min	max	10	min	max	20	min	max	30	min	max	40	min
A	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	43	10	2	4	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
D	2050	496	120	153	37	9	36	9	2	14	3	1	4	1	0

Die Berechnungen zeigen für die einzelnen Formeln sehr unterschiedliche Ergebnisse. Die Spannweite mit Berücksichtigung der Variationskoeffizienten zeigt ebenfalls sehr unterschiedliche Ergebnisse (Tabelle 9.9). Der Korrelationskoeffizient beträgt zwischen allen Formeln und Berechnungen mit kleineren Schwankungen in der 2. Kommastelle zwischen 0,99 und 1,0. Daraus kann der Schluss gezogen werden, dass die Berechnungen des 'Newmark displacement' mit diesen Formeln nur relative Werte ergeben. Die Grenzwerte für 'sicher', 'grenzwertig' oder 'unsicher' müssen von Formel zu Formel festgelegt werden. Die von vielen Autoren bevorzugten Grenzwerte von 10 cm oder 15 cm für das 'Newmark displacement' treffen demnach nur bei einigen Formeln zu (Miles & Keefer, 2001).

Wird die Spannweite unter Berücksichtigung des Standard Variationskoeffizienten mit einbezogen, ergibt sich ein sehr heterogenes Bild. Diese Werte sind in der Tabelle 9.9 unter den Spalten 'max' und 'min' aufgeführt. Der Korrelationskoeffizient beträgt auch hier ca. 0,99. Die absoluten Werte weichen jedoch erheblich voneinander ab, als maximaler Wert um einige Meter, was sicher unrealistisch ist, einige im Dezimeterbereich und die Masse der Werte unter einem Zentimeter.

Das Verhältnis a_c/a_{max} wird für diese Arbeit für die Berechnung des 'Newmark displacements' verwendet (Formel 6.17). In der Regel ist das Verhältnis a_c/a_{max} für die Erdbeben, die in Deutschland zu erwarten sind, $<1,0$.

Tabelle 9.10: ML senkrechte Spalte (grau): Magnituden nach den Berechnungen mit den Formeln 6.14 - 6.17 (A - D) für einen Grenzwert von $D_N = 10$ mit den Standardwerten $D = 20$ [km], $h = 10$ [km], $\alpha = 20^\circ$. Für die Magnituden von ML = 5,0, 5,7 und 6,0 wurden die jeweiligen Werte für D , h und α eingetragen, bei denen die Grenze von $D_N = 1,0$ erstmalig überschritten wird. Eigene Berechnungen.

		D	h	α	D	h	α	D	h	α
	ML	ML = 5,0			ML = 5,7			ML = 6,0		
A	8,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B	7,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	6,4	-	-	2	-	-	6	9	-	10
D	5,7	-	-	6	18	4	18	28	23	29

Die Höhe der Magnitudenwerte (senkrechte Spalte 'ML' (grau) in Tabelle 9.10) zeigen für einen Grenzwert von $D_N = 10$ unrealistisch hohe Werte an, so dass bei Berechnungen mit diesen Formeln der Grenzwert für den D_N herab gesetzt werden muss. Eigenen Analysen zufolge müsste der Grenzwert für die Formeln A und B bei etwa $D_N = 2$ liegen, bei Formel C bei etwa $D_N = 5$. Für Formel D erscheint der Wert $D_N = 10$ realistisch zu sein. Dies ist eine Bestätigung, dass der Wert des D_N kein absoluter Wert ist sondern relativ zu sehen ist. Insofern wird in dieser Arbeit auch auf die Angabe einer Dimension für den D_N verzichtet. Aus den in den Tabellen 9.9 und 9.10 dargestellten Werten kann geschlossen werden, dass bei diesen Berechnungen eine Magnitude von ML = 5,7, entsprechend einer Arias Intensität von $I_a = 0,5$, als Minimum Magnitude für die Auslösung von Massenbewegungen betrachtet werden kann. Wie weit diese theoretischen Werte mit den 'realen' Ergebnissen in den Untersuchungsgebieten übereinstimmen, wird später noch diskutiert.

9.7.2 Diskussion 'Newmark displacement'

Die Berechnungen, die in Tabelle 9.9 dargestellt sind, zeigen die Unterschiede zwischen den Formeln von Jibson sowie die Spanne mit Berücksichtigung der Fehlertoleranzen. Das Festlegen einer Grenze zwischen 'sicheren' und 'unsicheren' Flächen muss bei jeder Formel individuell festgelegt werden. Die von vielen Autoren festgelegte Grenze von 10 [cm] (Keefer, 2002) resultiert bei den älteren Formeln zu größeren 'sicheren' Flächen, bei der neuesten Formel (Formel 6.17) zu mehr 'unsicheren' Flächen.

Ein Nahbeben mit einer Stärke von $ML = 6,0$ und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km] könnte somit nach dieser theoretischen Betrachtung als untere Grenze für die Auslösung von gravitativen Massenbewegungen, die durch ein Erdbeben ausgelöst werden, angesehen werden.

9.8 Festlegen der Werte I_a und a_{max} für die weiteren Berechnungen

Da die Regressionsgleichungen für die Arias Intensität und für die maximale Beschleunigung von den gleichen Eingangsparametern abhängig sind, werden sie in Tabelle 9.11 zusammen gefasst. Für die Berechnung des 'Newmark displacement' für die Untersuchungsgebiete werden diese Werte eingesetzt. Für die Berechnungen diente die Arias Intensität als Bezug und eine Herdtiefe von $h = 10$ [km].

Tabelle 9.11: Festlegen der Werte für die Berechnungen für die Arias Intensität (I_a) und die maximale Beschleunigung (a_{max}) für die Untersuchungsgebiete für Epizentralentfernungen von $D = 0$ bzw. 20 [km] und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. D = Epizentralentfernung [km]; h = Herdtiefe [km]; ML = Richter-Magnitude. Eigene Berechnungen.

I_a	a_{max}	entspricht ~ ML		I_a	a_{max}	entspricht ~ ML
$D=0$ [km], $h=10$ [km]				$D=20$ [km], $h=10$ [km]		
0,01	0,055	4,0		0,002	0,027	4,0
0,1	0,174	5,0		0,02	0,086	5,0
0,3	0,245	5,3		0,2	0,23	6,0
0,5	0,389	5,7		0,5	0,433	6,4
1,0	0,55	6,0				

Für die Berechnungen des 'Newmark displacement' für die Untersuchungsgebiete wird die Annahme getroffen, dass die Entfernung zum Epizentrum $D = 0$ bzw. 20 [km] beträgt und die mittlere Herdtiefe der Erdbeben in den Untersuchungsgebieten etwa $h = 10$ [km] beträgt. Die Spanne der Magnituden entspricht etwa den Obergrenzen, die in den Untersuchungsgebieten in historischer Zeit katalogisiert wurden. Außerdem wurde oben schon analysiert, dass die Grenze der Magnituden, die Massenbewegungen auslösen können, zwischen $ML = 5,5$ und 6,0 liegt.

9.9 Diskussion Sensitivitätsanalyse

Für die weiteren Analysen war es wichtig, die Wertespanne der einzelnen Substrateigenschaften zu erkunden. Es wurden für die benötigten Substrateigenschaften die Durchschnittswerte und die jeweiligen Extremwerte aus der Substratdatenbank abgeleitet. Für die Sensitivitätsanalyse wurden die Berechnungen mit den jeweiligen Minimum-, Maximum- und Durchschnittswerten durchgeführt. Jeweils ein Parameter wurde in der vollen Wertespanne in einer an diese angepassten Unterteilung verändert. Damit konnte der jeweilige Einfluss dieses Parameters aufgezeigt werden, um für die weiteren Berechnungen festzulegen, ob für diese Berechnungen ein Durchschnittswert ausreichend ist oder mit differenzierteren Werten gerechnet werden muss. Dieses Verfahren ist zwar nicht ganz realistisch, weil bei natürlichen Hängen die Änderung eines Parameters auch die Änderung anderer Parameter bewirkt. Wie bereits dargelegt, ist dieses Zusammenspiel der einzelnen Substrateigenschaften sehr komplex und zur Zeit noch nicht nachvollziehbar. Insofern ist die angewandte Methode ein erster Ansatz, die Abhängigkeiten zumindest bei der Änderung eines Parameter aufzuzeigen.

Der nächste Schritt war die Berechnung des FOS mit verschiedenen Methoden und Eingabeparametern. Bei Eingabe der jeweiligen Minimumwerte waren die Kurven des FOSe und des FOS_M fast identisch, bei den Mittel- und Maximumwerten die Werte des FOSe bis zu einem inneren Reibungswinkel von 20° zu niedrig, bei größeren Reibungswinkeln und Hangneigungen bis zu 0,4 Punkten höher als die des FOS_M. Das bedeutet, dass sich für niedrigere Reibungswinkel und Hangneigungen zu viele 'unsichere' Flächen ergeben, ab einem inneren Reibungswinkel von 20° und Hangneigungen ab 20° zu viele 'sichere' Flächen. Unterschiede in der Kohäsion sind weniger wichtig, je größer die anderen Werte der Substrateigenschaften sind, Unterschiede der Wichte und des Wassergehaltes, gemessen an der Höhe des Grundwasserspiegels, sind weniger wichtig. Die Unterschiede in der Mächtigkeit der rutschenden Masse ist nur bei Mächtigkeiten unter 10 [m] wichtig, über 10 [m] Mächtigkeit sind die Unterschiede nicht mehr von großem Einfluss.

Die Berechnungen mit den alternativen Methoden von Nagarajan und ILWIS ergaben jeweils eine Reduzierung des FOS um ca. 10% unter Erdbebeneinfluss.

Ein Vergleich der Berechnungen der kritischen Beschleunigung (a_c) für die vier Untersuchungsgebiete ergab sehr unterschiedliche Werte. Dies deutet darauf hin, dass die Substrateigenschaften und der Maßstab der verwendeten geologischen Karten wichtig sind.

Für die Arias Intensität wurde nachgewiesen, dass die Herdtiefe ein entscheidender Faktor für die Auswirkungen an der Oberfläche ist. Für die Abnahme der Arias Intensität mit der Entfernung konnte nur eine lineare Abnahme angenommen werden, da für die Dämpfung oder Verstärkung der Erdbebenwellen die genauen Untergrundverhältnisse bekannt sein müssten, was in der Regel nicht der Fall ist. Lin & Wang (2006) haben in Labortests festgestellt, dass diese Verstärkung ein bedeutender Faktor ist, besonders ab einer Beschleunigung $>0,5$ [g], wobei das getestete Material ab diesem Punkt ein nicht-lineares Verhalten zeigte.

Für die Berechnungen des 'Newmark displacement' wurden die Ergebnisse der Berechnungen mit verschiedenen Formeln miteinander verglichen. Daraus ergibt sich eindeutig, dass der berechnete Versatz kein absoluter Wert sein kann, da die Werte sehr unterschiedlich sind. Die Grenzwerte für 'sicher' und 'unsicher' müssen für jede Formel individuell aus der Verteilung der jeweiligen Werte ermittelt werden.

Aus den Berechnungen kann abgeleitet werden, dass ein Erdbeben mit der Stärke $ML = 6,0$ und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km] als theoretische Grenze für die Auslösung von Massenbewegungen angesehen werden könnte. Bei dieser Annahme sind das Verhalten des Untergrundes, z. B. eine Verstärkung oder Bodenverflüssigung, und die Dauer des Einflusses nicht berücksichtigt.

10. Analyse für die Untersuchungsgebiete

Die Analyse der historischen Erdbeben erfolgte in Kapitel 8. Die in Kapitel 9 durchgeführten theoretischen Berechnungen werden in diesem Kapitel mit den möglichst realitätsnahen Substrateigenschaften, den aktuellen Hangneigungen und der aktuellen Geologie der Untersuchungsgebiete mit ArcGIS durchgeführt.

Hierzu werden die Kombinationen und Werte der benötigten Substrateigenschaften der Untersuchungsgebiete ermittelt und den 'StratiNo' jeweils für die relevanten Substrate zugeordnet. Die Berechnung des FOS erfolgt für den FOSe, FOS_M und FOS_{cl}. Beim FOS_{cl} werden die nach DIN 18300 eingeteilten Klassen und die entsprechend zugeordneten Substrateigenschaften verwendet. Die Berechnungen für die verschiedenen FOS-Arten erfolgt zuerst jeweils mit den Durchschnittswerten der Substrateigenschaften. Danach werden die Substrateigenschaften in mehreren Iterationsschritten so angepasst, dass möglichst viele der kartierten Massenbewegungen von 'Gmünd' und 'Fils' in den als 'unsicher' gekennzeichneten Flächen des FOS liegen. Als Grenze für den 'unsicheren' Bereich des FOS wird ein Wert von $FOS < 1,5$ angenommen. Die Ergebnisse der Berechnungen werden verglichen und diskutiert.

Die derart ermittelten Werte für die Substrateigenschaften werden für die weiteren Berechnungen des D_N für alle Untersuchungsgebiete verwendet. Das D_N wird mit verschiedenen von Jibson entwickelten Formeln (Formeln C & D), verschiedenen I_a -Werten und mit dem FOSe, FOS_M und FOS_{cl} berechnet. Die Ergebnisse werden verglichen um herauszufinden, welche Methode die realistischeren Ergebnisse liefert.

Danach folgt eine Diskussion über das Parallelisieren der Ergebnisse der Berechnungen des FOS und des D_N , um herauszufinden, welche Methode für eine regionale Analyse für die Auslösung von Massenbewegungen durch Erdbeben besser geeignet ist.

Zuletzt wird die Anwendbarkeit einiger alternativer Programme für eine regionale Analyse diskutiert.

10.1 Zuordnen der Werte für die Substrateigenschaften zur 'StratiNo' und Klassifizierung der Substrate

Das Zuordnen der Wertekombinationen der Substrateigenschaften für die einzelnen Substrate erfolgte nach den Beschreibungen in den geologischen Karten und deren Erläuterungen auf der einen Seite und den Beschreibungen in der Substratdatenbank auf der anderen Seite. Es wurde jeweils nach den am meisten übereinstimmenden Beschreibungen gesucht und dann die sinnvollsten Werte der Substrateigenschaften der 'StratiNo' zugeordnet. Zusätzlich wurde eine weitere Klassifizierung der Substrate nach der DIN 18300 vorgenommen. Diese Einteilung enthält sieben Klassen, denen dann jeweils Werte zugeteilt wurden, die diese Klassen am Besten beschreiben. Die Reduzierung auf sieben Klassen bewirkt natürlich eine Einschränkung der Differenzierung bei den Substrateigenschaften. Es wird untersucht, ob trotzdem realistische Ergebnisse erzielt werden können.

Für die jeweiligen Berechnungen mit ArcGIS erfolgte der Abgleich der Substrate und Substrateigenschaften über die 'StratiNo'. Die ArcGIS-Tabellen mussten um diese Felder erweitert werden.

10.2 Berechnen des FOS für die Untersuchungsgebiete

Es soll untersucht werden, welche Auswirkungen die verschiedenen Berechnungsmethoden für den FOS haben. Hierzu wird für die beiden Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils' der FOS mit der 'einfachen' Formel (FOSe) (Formel 6.6), sowie mit der Formel von Miles & Keefer (FOS_M) (Formel 6.2) zuerst mit den in Kapitel 9.1.1 errechneten Durchschnittswerten für die Substrateigenschaften berechnet. Die Unterschiede werden anschließend diskutiert und festgelegt, mit welcher Methode die weiteren Berechnungen vorgenommen werden. Anschließend werden in mehreren Iterationsschritten die Substrateigenschaften mit den kartierten Massenbewegungen verglichen und die Substrateigenschaften im Rahmen der in der Substratdatenbanken erfassten Werte angepasst, damit möglichst viele der kartierten Massenbewegungen in den instabilen oder grenzwertigen Bereichen des FOS liegen. Da das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' im Albvorland liegt und das Untersuchungsgebiet 'Fils' im Bereich des Albtraufs, wird davon ausgegangen, dass die Masse der auf der Schwäbischen Alb vorkommenden Substrate erfasst wird.

10.2.1 Berechnen des FOS mit verschiedenen Methoden und Anpassung der Substrateigenschaften für 'Gmünd'

Im Folgenden werden die verschiedenen Methoden zur Berechnung des FOS am Beispiel des Untersuchungsgebietes 'Gmünd' auf ihre Brauchbarkeit für die weiteren Berechnungen des 'Newmark displacement' getestet. Außerdem werden die Substrateigenschaften in mehreren Iterationsschritten so an die kartierten Massenbewegungen angepasst, dass die Mehrzahl in den als 'unsicher' gekennzeichneten Flächen des FOS liegt.

10.2.1.1 Berechnen von FOSe für 'Gmünd'

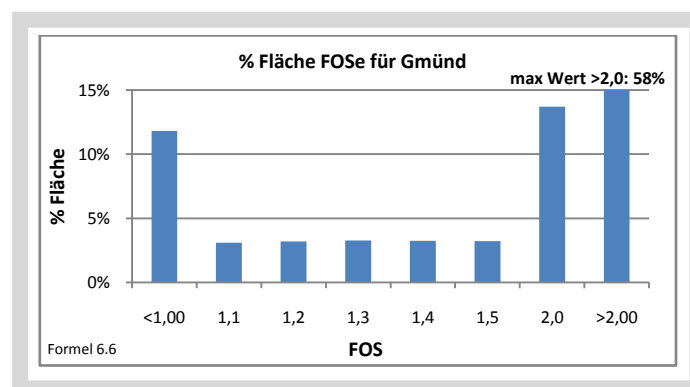


Abbildung 10.1: Flächenanteile des FOSe für 'Gmünd'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.6.

Für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' wurde der FOSe mit der Formel 6.6 berechnet. Die Flächenanteile sind in Abbildung 10.1 dargestellt. Der Anteil der Fläche für den FOS-Wert $<1,0$ beträgt ca. 12%, die der Werte von 1,1 bis 1,5 je Wert ca. 3%, zusammen 16%, für FOS 1,5 - 2,0 ca. 14% und für FOS $>2,0$ 58%.

Die Verteilung dieser Flächen und die Zuordnung zu den geologischen Einheiten wird in Kapitel 10.2.1.6 behandelt.

10.2.1.2 Berechnen des FOS mit den Durchschnittswerten der Substrateigenschaften für 'Gmünd'

Für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' wurde der FOS_M mit den Durchschnittswerten der Substrate nach Tabelle 9.1 berechnet. Die Unterschiede zu den Berechnungen mit der 'einfachen' Formel (FOSe) waren für die Flächenanteile des FOS im Bereich der zweiten Kommastelle, daher wird hier auf eine Abbildung verzichtet. Diese Methode wird nicht weiter verwendet, da der Arbeitsaufwand für die Zuteilung der Substrateigenschaften, für die es zudem keine objektiven Maßstäbe gibt, in keinem Verhältnis zum Ergebnis mit der Berechnung des FOS mit der 'einfachen' Formel (FOSe) steht. Zusätzlich wird noch auf die in Kapitel 9.1.1 aufgeführten Unsicherheiten bei der Berechnung der Durchschnittswerte verwiesen, die die Unsicherheiten bei der Zuteilung der Substrateigenschaften und damit die Fehlerquote bei der Anwendung dieser Methode weiter erhöhen. Es ist somit kein objektives und verwertbares Ergebnis bei den weiteren Berechnungen zu erwarten.

10.2.1.3 Berechnen des FOS mit den nach DIN 18300 klassifizierten Substraten für 'Gmünd'

Für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' wurde der FOS mit den in Kapitel 7.2 vorgenommenen Zuordnungen der klassifizierten Werte für die Substrateigenschaften (FOScl) berechnet. Der Anteil der Fläche des FOS $<1,0$ beträgt 0,83%, derjenige zwischen 1,0 und 1,5 ca. 0,5%, zusammen 2,7%, und $>1,5$ 96,4%.

Es liegen 53% der kartierten Massenbewegungen außerhalb der Flächen mit einem FOS-Wert $<1,5$. Diese Ergebnisse sind unrealistisch, somit muss eine Anpassung der Substratwerte vorgenommen werden. Dies erfolgt im nächsten Schritt.

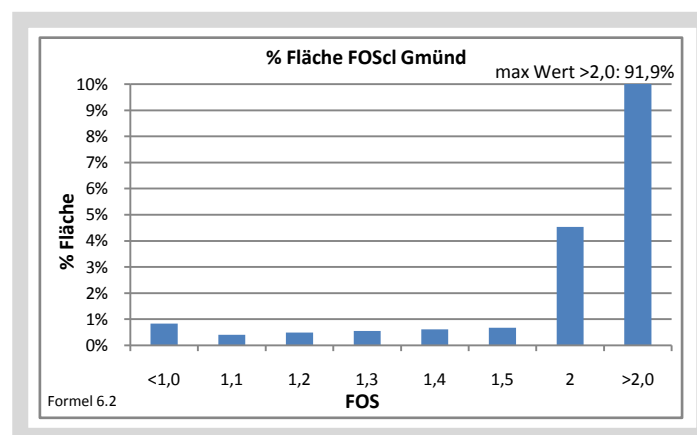


Abbildung 10.2: % Flächenanteile des FOScl nach Berechnungen mit den klassifizierten Substrateigenschaften für 'Gmünd'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.

10.2.1.4 Berechnen des FOS mit den angepassten Substrateigenschaften für 'Gmünd'

Die Berechnung des FOS (FOS_M) für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' wurde nach der Anpassung der Substrateigenschaften durchgeführt. Das Ergebnis ist in Abbildung 10.3 dargestellt. Der Anteil der Fläche mit einem FOS $>1,0$ beträgt 8,3%, derjenige zwischen 1,0 und 1,5 beträgt 13,7% und für Werte $>1,5$ 78%. Es konnte erreicht werden, dass 97,6% der kartierten Massenbewegungen in den Bereichen mit einem FOS $<1,5$ liegen.

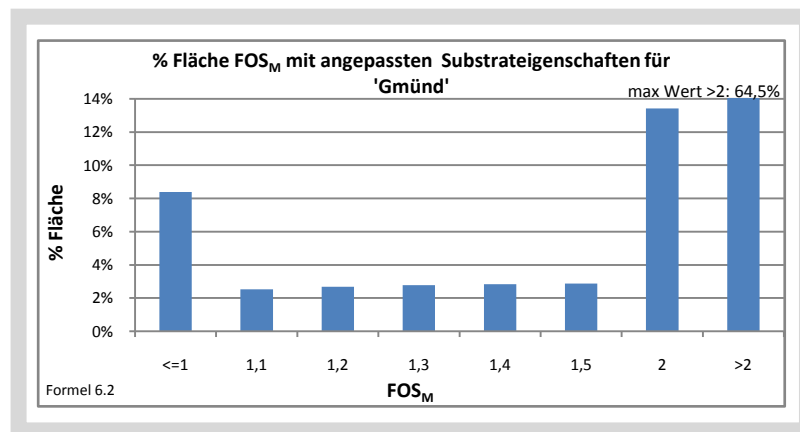


Abbildung 10.3: Flächenanteile des FOS_M mit den angepassten Werten für die Substrateigenschaften für 'Gmünd'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.

10.2.1.5 Vergleich der kartierten Massenbewegungen mit den als kritisch gekennzeichneten Bereichen des FOS und Anpassen der Werte für die Substrateigenschaften für 'Gmünd'

Beim Vergleich mit den kartierten Massenbewegungen wurden sowohl für die Berechnung des FOSe als auch des FOS_M mit den klassifizierten Werten einige Ungereimtheiten festgestellt. Es lagen etwa 30% bzw. 53% der Massenbewegungen in den Bereichen mit einem FOS $> 1,5$. Nach der Anpassung der Werte für die Berechnungen mit den angepassten Substratwerten in mehreren Iterationsschritten lagen für diese Methode nur noch 5% der kartierten Massenbewegungen in der Flächen mit einem FOS-Wert $>1,5$. Bei einigen dieser Massenbewegungen wird eine Missinterpretation beim Kartieren vermutet, da die Markierungen sich auf relativ ebenem Gelände mit glatter Oberfläche befinden, die anderen befinden sich nach der Auswertung mit dem DGM1 an flachen Hängen mit rauer Oberfläche. Bei Geländeaufenthalten konnte nicht eindeutig geklärt werden, ob es sich dabei wirklich um rezente Massenbewegungen handelt. Die angepassten Substratwerte wurden für die weiteren Berechnungen übernommen.

10.2.1.6 Diskussion FOS für 'Gmünd'

Ein Vergleich der flächenhaften Darstellung der Berechnungen des FOSe und des FOS mit den angepassten Substrateigenschaften (FOS_M) zeigen Abbildung 10.4 und Abbildung 10.5 für ein durchschnittliches Schadensbeben. Die Unterschiede der Flächenanteile der FOS-Werte ist bei FOS-Werten $< 1,0$ etwa 3%, bei Werten zwischen 1,0 und 1,5 $< 1\%$. In Abbildung 10.5 sind die FOS-Werte von 0 - 1,5 für den FOS_M (rot) und den FOSe (grün) dargestellt. Die identischen Flächen sind braun.

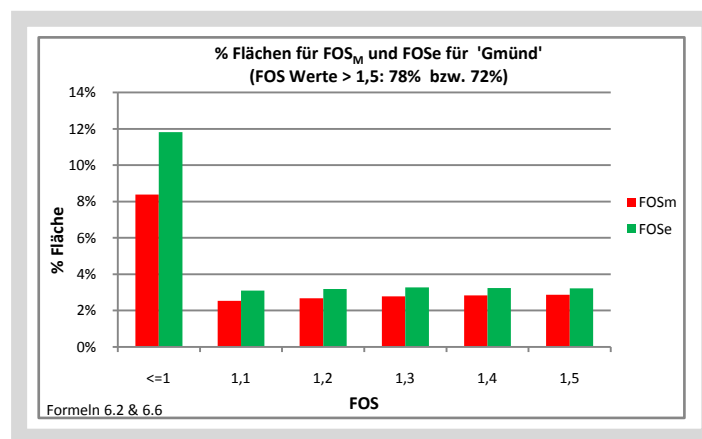


Abbildung 10.4: Vergleich der Flächenanteile des FOSe (grün) und FOS_M (rot) mit den angepassten Substratwerten für 'Gmünd'. Eigene Berechnungen mit den Formeln 6.2 und 6.6.

Bei der Betrachtung der Abbildung 10.5 fällt auf, dass es sich bei den hauptsächlichen Unterschieden jeweils um ganze Bänder handelt, wobei die grüne Farbe (FOSe) überwiegt. Für die Berechnung des FOSe werden nur der innere Reibungswinkel und die Hangneigung als Eingabeparameter verwendet. Eine genauere Analyse ergab, dass der Einfluss der Hangneigung bei dieser Methode überbewertet wird. Dies wird mit Abbildung 10.6 am Beispiel des Rechberges verdeutlicht. Als Hintergrund dient die geologische Karte GK25 Nr. 7224, die Bereiche des FOSe $< 1,5$ sind mit grün gekennzeichnet. Es ist eindeutig zu erkennen, dass die grünen Bereiche unabhängig von den geologischen Einheiten und Störungslinien sind. Dies wird besonders deutlich an der E-Seite des Plateaus auf dem Rechberg für den Bereich des Massenkalks (ki2) und des Kimmeridgemergels (ki1). Es werden somit Schichten als instabil gekennzeichnet, die in Wirklichkeit stabil sind. Auffallend ist auch, dass kaum eine der kartierten Massenbewegungen (blaue Punkte) in dem bei der Berechnung des FOSe als zusätzlich 'unsicher' gekennzeichneten Bereich liegt. Daraus kann geschlossen werden, dass nicht nur Hangneigung und innerer Reibungswinkel, sondern auch die anderen Substrateigenschaften entscheidende Faktoren für die Hangstabilität sind. Die Berechnung des FOSe eignet sich damit höchstens für einen groben Überblick. Die Berechnungen mit den angepassten Substrateigenschaften liefern auf jeden Fall die differenzierteren und zuverlässigeren Ergebnisse.

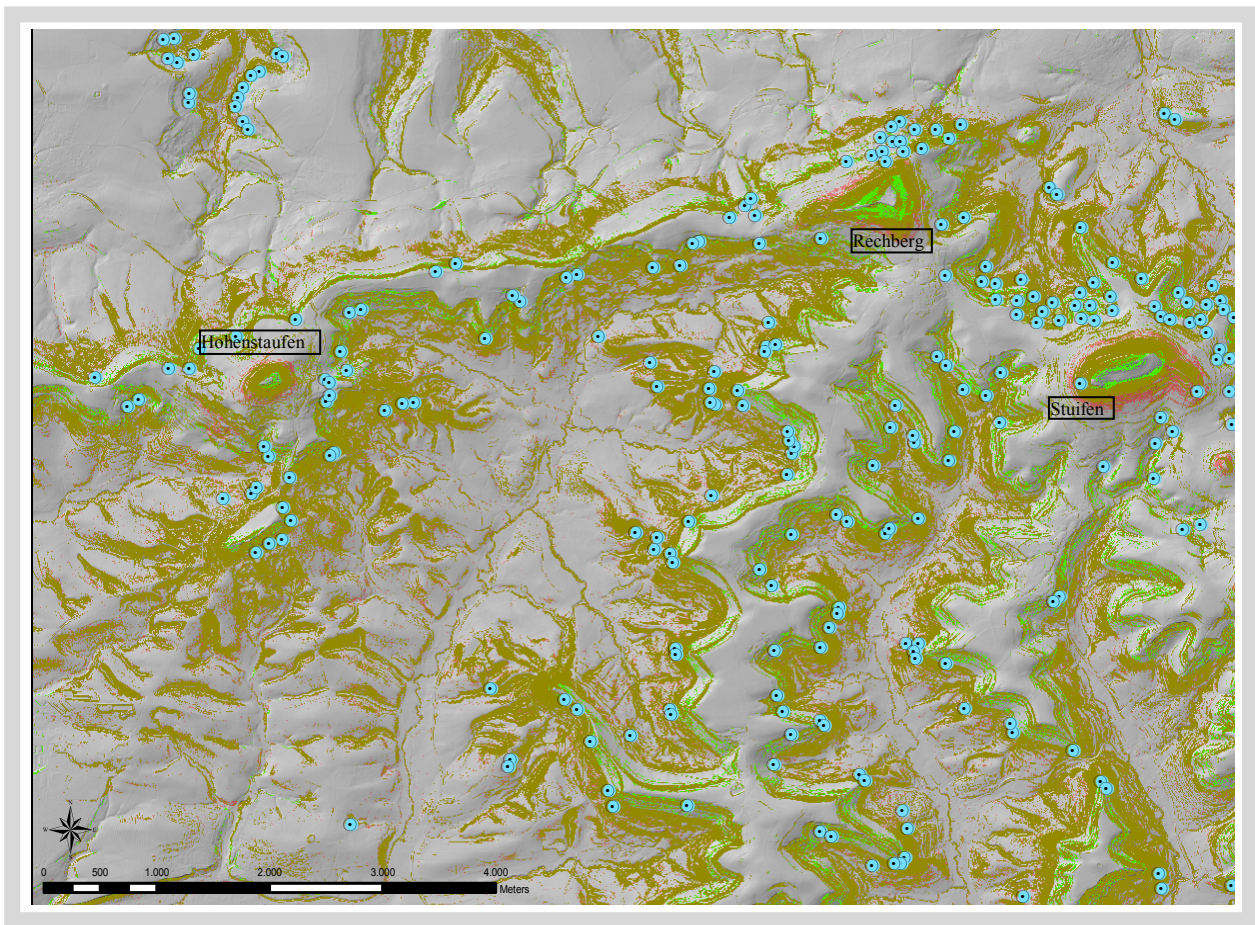


Abbildung 10.5: Vergleich der 'unsicheren' Flächen des FOSe (grün) und des FOS_M (rot) mit angepassten Substrat-eigenschaften für 'Gmünd' für ein durchschnittliches Erdbeben. Blaue Punkte: kartierte Massenbewegungen; dunkelbraun: identische Fläche für FOS_M und FOSe; hellgrün: nicht mit dem FOS_M identische Fläche des FOSe, hellrot: nicht mit dem FOSe identische Fläche des FOS_M. Eigene Berechnungen.

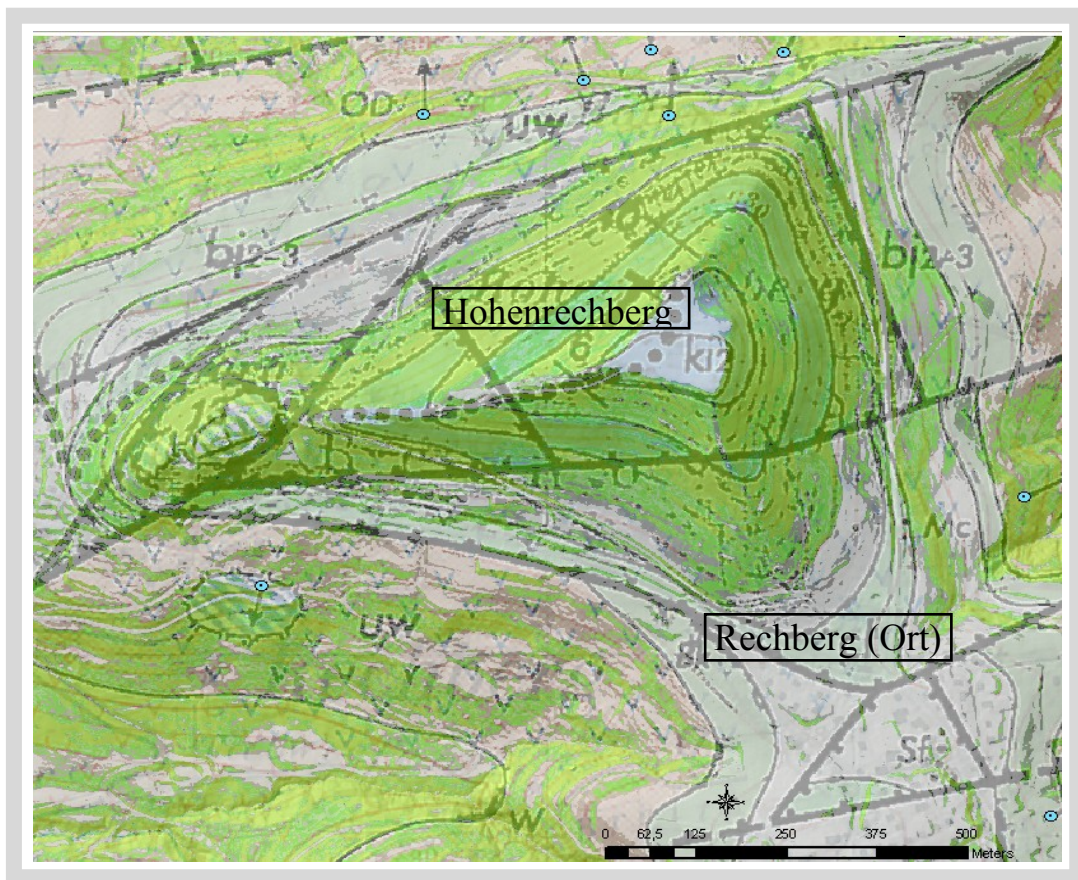


Abbildung 10.6: Vergleich der 'unsicheren' Flächen des FOSe (grün) und der geologischen Karte GK25 Nr. 7224 für den Bereich des Rechberges. Schwarze Striche: Störungslinien; schraffiert: Rutschschollen; blaue Punkte: kartierte Massenbewegungen; Pfeile: Richtung der Bewegung; die geologischen Einheiten sind aus Anhang Tabelle 15.2 ersichtlich. Eigene Berechnungen.

10.2.2 Berechnen des FOSe mit verschiedenen Methoden und Anpassung der Substrateigenschaften für 'Fils'

10.2.2.1 Berechnen von FOSe für 'Fils' mit DGM1 und DGM50

Es wurde der FOSe für das Untersuchungsgebiet 'Fils' mit DGM1 und DGM50 berechnet (Abbildung 10.7). Die Werte für das DGM1 (rot) und DGM50 (blau) für das Untersuchungsgebiet sind nicht identisch. Bei einem FOSe $< 1,0$ und $> 2,0$ beträgt der Unterschied ca. 3%, in dem Bereich von 1,0 - 1,5 etwa 1%. Insgesamt liegen 24 kartierte Massenbewegungen außerhalb der Zone FOSe $< 1,5$, das entspricht ca. 6%. Diese Massenbewegungen liegen alle in der gleichen Schicht am oberen, steileren Rand der jeweiligen Hänge, die bei diesen Berechnungen nicht als unsicher gekennzeichnet wird. Bei den Berechnungen mit dem DGM1 sind bis zu einem Wert des FOSe $< 1,5$ mehr Flächen als unsicher gekennzeichnet als beim DGM50, entsprechend umgekehrt bei Werten des FOSe $> 1,5$.

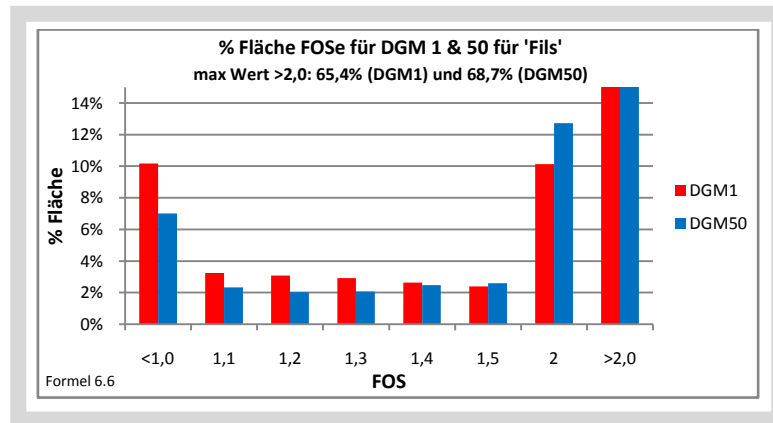


Abbildung 10.7: Vergleich der Flächenanteile des FOSe für DGM1 und DGM50 für 'Fils'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.6.

10.2.2.2 Berechnen des FOS mit den nach DIN 18300 klassifizierten Substraten für 'Fils'

Für das Untersuchungsgebiet 'Fils' wurde der FOS (FOS_{cl}) mit der in Kapitel 10.1 vorgenommenen Zuordnung der Substrate zu den Klassen gemäß DIN 18300 und den zugeordneten Durchschnittswerten für die Substrateigenschaften, sowie mit dem DGM1 berechnet (Abbildung 10.8). Der Anteil der Fläche des FOS <1,0 beträgt 3,0%, derjenige zwischen 1,0 und 1,5 jeweils ca. 1,9%, zusammen 9,6%, und >1,5 87,4%.

Es liegen 23,4% der kartierten Massenbewegungen außerhalb der Flächen mit einem FOS-Wert <1,5. Diese Ergebnisse sind unrealistisch, somit muss eine Anpassung der Substratwerte vorgenommen werden. Dies erfolgt im nächsten Schritt.

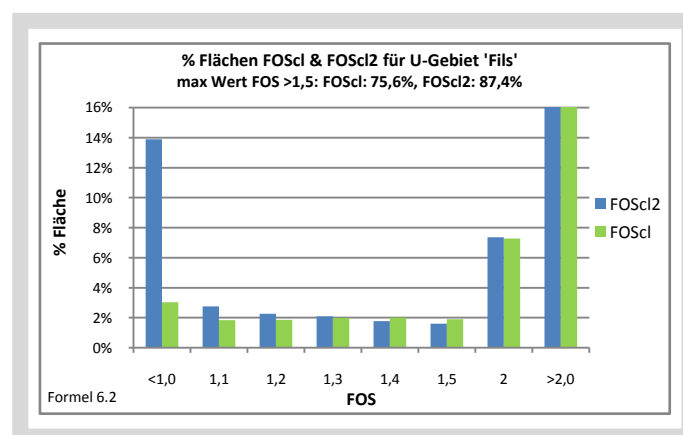


Abbildung 10.8: Vergleich der Flächenanteile des FOS_{cl} und des FOS_{cl2} mit dem DGM50 für 'Fils'. FOS_{cl}: Durchschnittswerte der Substrateigenschaften; FOS_{cl2}: an die kartierten Massenbewegungen angepassten Werten für die Substrateigenschaften. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.

10.2.2.3 Anpassen der Werte für die klassifizierte Substrateigenschaften mit den kartierten Massenbewegungen und Berechnung des FOS_{Cl_2} für 'Fils'

Durch das Anpassen der Substrateigenschaften für die nach DIN 18300 klassifizierte Substrate konnte eine deutliche Zunahme der FOS-Werte $<1,5$ erreicht werden. Der Anteil der Fläche des FOS $<1,0$ beträgt nun 14%, derjenige zwischen 1,0 und 1,5 ca. 10,5% und $>1,5$ 75,6% (Abbildung 10.8).

10.2.2.4 Berechnen des FOS_M mit den angepassten Substrateigenschaften für 'Fils'

Die Berechnung des FOS_M mit den an die kartierten Massenbewegungen angepassten Werten für die Substrateigenschaften ergibt folgende Verteilung: FOS $<1,0$ ca. 11% der Fläche des Untersuchungsgebietes, für den Bereich von 1,0 bis 1,5 von 3% bis 2% abnehmend und für Werte $>1,5$ insgesamt 76% (Abbildung 10.9). Bis auf 8 kartierte Massenbewegungen, das entspricht ca. 2%, liegen alle in dem als 'unsicher' gekennzeichneten Bereichen. Es wird davon ausgegangen, dass damit die Werte für die Substrateigenschaften optimal angepasst worden sind. Es sei noch einmal darauf hingewiesen, dass der Abgleich mit historischen Massenbewegungen nicht zu 100% mit den als kritisch gekennzeichneten Bereichen des FOS überein stimmen kann, da die Berechnungen des FOS vom gegenwärtigen Zustand ausgehen. Es wird damit also keine Begründung für die kartierten Massenbewegungen geliefert. Ebenso kann es sein, dass eine Massenbewegung einen Hang vorerst stabilisiert hat und damit bei dieser Berechnung in einem nicht kritischen Bereich liegt. Auf der anderen Seite kann davon ausgegangen werden, dass eine Massenbewegung an einem instabilen Hang reaktiviert werden kann. Die oben erwähnte Fehlerquote von 2% für außerhalb der als kritisch gekennzeichneten Flächen liegenden kartierten Massenbewegungen ist unter diesem Gesichtspunkt durchaus akzeptabel.

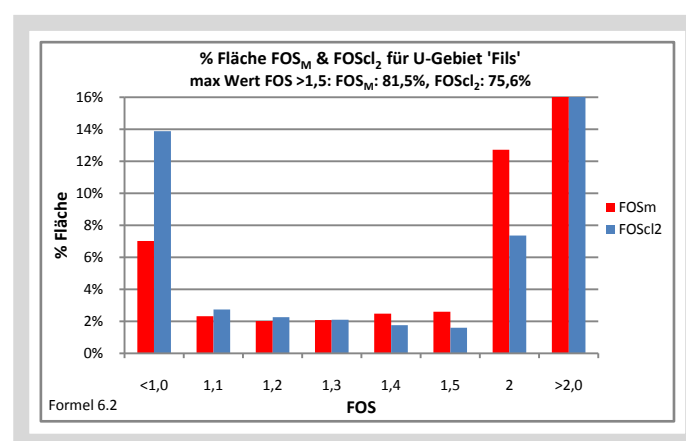


Abbildung 10.9: Vergleich der Flächenanteile des FOS_M und des FOS_{Cl_2} für 'Fils' mit DGM50 und GK50. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.

10.2.2.5 Diskussion FOS für 'Fils'

Die in den vorhergehenden Kapiteln beschriebenen Besonderheiten bei der Berechnung des FOS werden auch für das Untersuchungsgebiet 'Fils' bis auf kleinere Abweichungen bestätigt. Der Vergleich der Berechnungen mit DGM1 und DGM50 zeigt einen Unterschied von ca. 3% für die Flächen $FOS \leq 1,0$ und $>1,5$ und $<1\%$ für den Bereich zwischen $FOS = 1,0$ und $1,5$. Im unteren Wertebereich werden mit dem DGM1 mehr Flächen als 'unsicher' gekennzeichnet, im oberen Bereich respektive mit dem DGM50 als 'sicher' (Abbildung 10.7).

Der Vergleich der Berechnungen des FOS mit den an die kartierten Massenbewegungen angepassten Werten der Substrateigenschaften für den FOS (FOS_M) und den mit der DIN 18300 klassifizierten Substraten (FOS_{Cl_2}) zeigt weiter deutliche Unterschiede, bei den FOS-Werten $>1,0$ z. B. ca. 7% (Abbildung 10.9). Es gelingt demnach nicht, mit der Klassifizierung der Substrate nach DIN 18300 realistische Ergebnisse zu erzielen.

Der Vergleich der Berechnungen für den FOS_M und den FOSe zeigt bei Werten $FOS < 1,0$ für den FOS 6% der Fläche als 'unsicher' und 10% für den FOSe. Der Unterschied entspricht den Werten für 'Gmünd', obwohl die absoluten Werte 2% niedriger sind. Leichte Unterschiede zu 'Gmünd' sind auch im Bereich $FOS = 1,0 - 1,5$ festzustellen mit niedrigeren Prozentsätzen für den FOS bis zu $FOS = 1,35$ (Abbildung 10.11). Die Abbildung 10.10 bestätigt die Feststellungen für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd', dass die Prozentzahlen allein die Gefährdung der Hänge nicht zutreffend beschreiben. Vielmehr müssen die Substrate und die Topographie mit berücksichtigt werden, da auch im Untersuchungsgebiet 'Fils' die grünen Flächen (FOSe) überwiegen, besonders in den Gebieten mit größerer Hangneigung. Da das Gebiet 'Fils' vom Alptrauf geprägt wird, sind diese Bereiche besonders auffällig. In den flacheren, tonigeren Bereichen überwiegt die rote Kennzeichnung (FOS_M). Bis auf 11 von den insgesamt 367 kartierten Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet befinden sich alle anderen in Bereichen, die durch den FOSe als 'unsicher' gekennzeichnet sind, für den FOS_M sind es 6. Damit ergeben sich deutliche Unterschiede zum Untersuchungsgebiet 'Gmünd'. Mögliche Ursachen hierfür könnten die andere Topographie und andersartige Substrate sein. Der Vergleich der Flächen ist in Abbildung 10.10 als Karte und in Abbildung 10.11 als Diagramm dargestellt. Wichtig ist noch einmal der Hinweis, dass sich die Flächenanteile für $FOS < 1,5$ zwischen FOSe und FOS_M nicht sehr unterscheiden, es sich aber, wie aus Abbildung 10.10 ersichtlich ist, um größtenteils unterschiedliche Flächen handelt, da es nur wenige identische (braun) Flächen gibt.

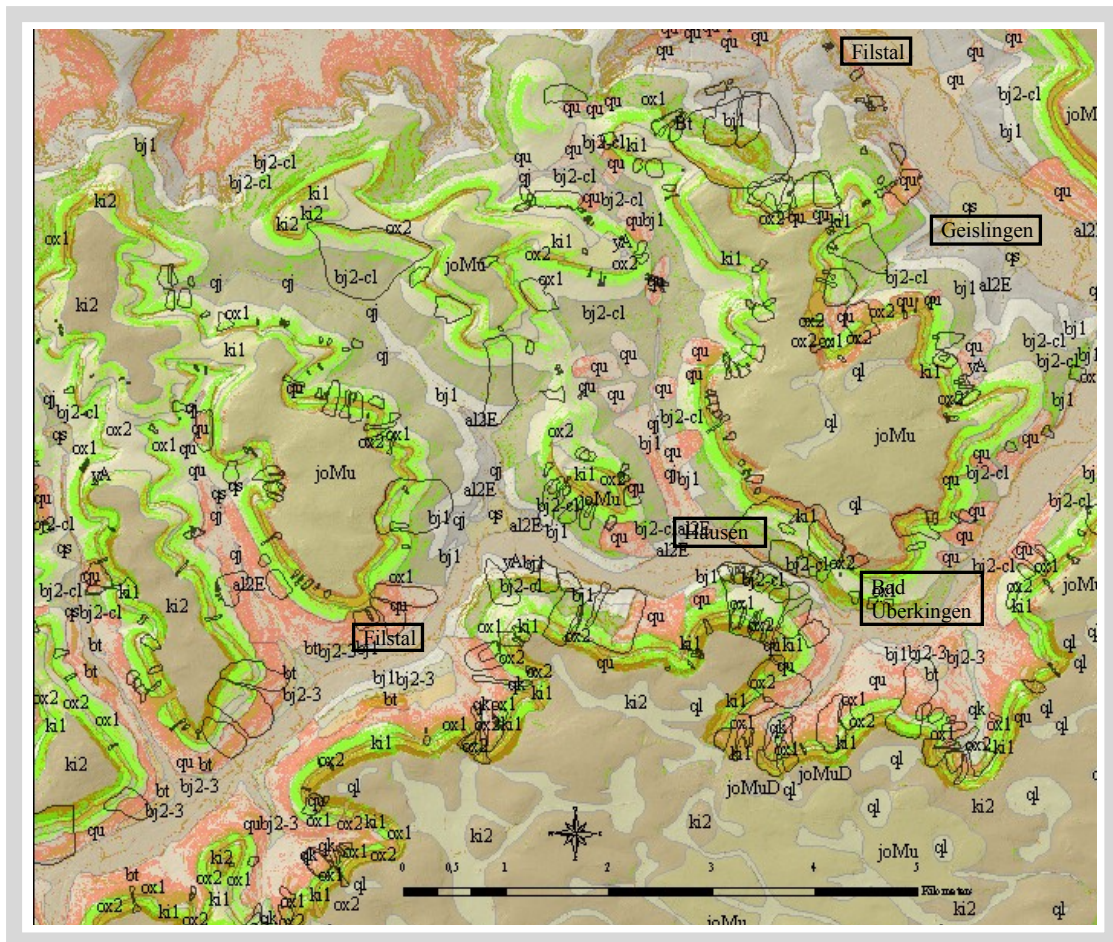


Abbildung 10.10: Vergleich der 'unsicheren' Flächen des FOSe (grün) und des FOS_M (rot) für 'Fils'. Schwarze Polygone: kartierte Massenbewegungen; dunkelbraun: identische Fläche für FOS_M und FOSe; hellgrün: nicht mit dem FOS_M identische Fläche des FOSe, hellrot: nicht mit dem FOSe identische Fläche des FOS_M; die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrate) sind aus Anhang Tabelle 15.2 zu entnehmen. Eigene Berechnungen.

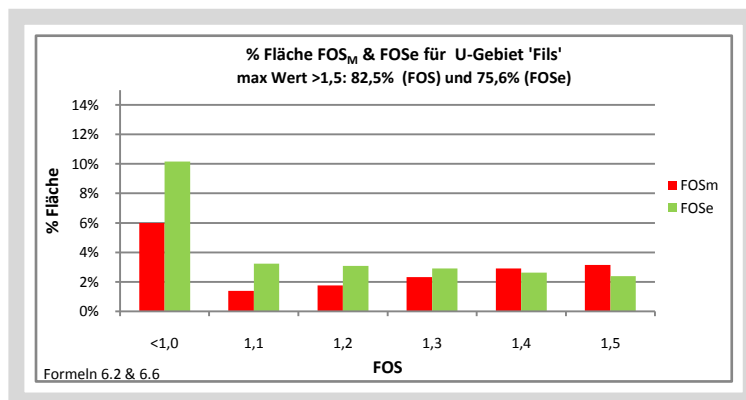


Abbildung 10.11: Vergleich der Flächen für Berechnungen des FOSe und mit den angepassten Substratwerten für die Berechnung des FOS_M für das Untersuchungsgebiet 'Fils' mit DGM1 und GK25. Eigene Berechnungen mit Formeln 6.2 und 6.6.

Dies ist wohl auf die Topographie (Albtrauf) und die Substrateigenschaften (mehr Fels als Ton) zurückzuführen, da im Gebiet 'Fils' bedeutend mehr Flächen mit Hangschutt vorkommen.

Die Ergebnisse der Berechnungen mit den klassifizierten Substraten sind ähnlich unbefriedigend wie für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd', es sei denn, auch die Werte der klassifizierten Daten werden an die kartierten Massenbewegungen angepasst. Der zusätzliche Aufwand, der mit der Anpassung der nicht klassifizierten Substrate entsteht, ist jedoch nicht sehr viel höher, sodass die Anpassung der klassifizierten Substrateigenschaften als uneffektiv betrachtet wird. Ohne Anpassung eignet er sich nur für einen groben Überblick.

10.2.3 Berechnen des FOS für 'SWA'

Mit diesen Berechnungen soll heraus gefunden werden, welche Unterschiede bei der Verwendung verschiedener DGM entstehen und ob es Unterschiede zu den Berechnungen zu den Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils' gibt. Die Datei für das DGM1 für den Bereich des Untersuchungsgebietes 'SWA' ist immerhin ca. 70 GB groß, dementsprechend zeitaufwändig sind die Berechnungen mit diesem Modell. Mit einem DGM geringerer Auflösung könnten die Berechnungen effektiver durchgeführt werden, wenn sich die Unterschiede als nicht zu gravierend herausstellen.

Die Berechnungen wurden mit den DGM1 und DGM75 durchgeführt (Abbildung 10.12). Es ergeben sich Unterschiede für alle Klassen des FOS. Für den Bereich $FOS > 1,0$ ist der Unterschied 1,5%, in den Klassen $FOS = 1,0$ bis $1,5$ ca. 0,5% und für $FOS > 1,5$ ca. 4%.

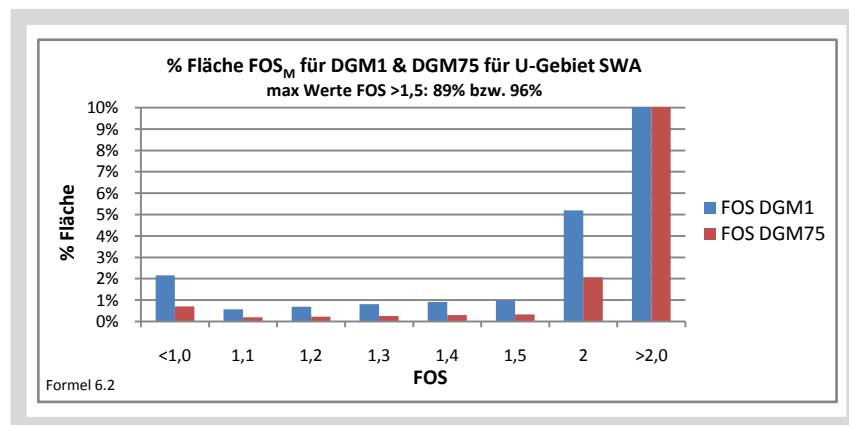


Abbildung 10.12: Vergleich der Flächenanteile des FOS_M für Berechnungen mit DGM1 und DGM75 für 'SWA'. Eigene Berechnungen mit Formel 6.2.

10.2.4 Berechnen des FOS für 'BN'

Für das Untersuchungsgebiet 'BN' werden die Berechnungen mit den angepassten Werten der Substrateigenschaften, der 'StratiNo'-Datentabelle und mit dem DGM10 durchgeführt. Ein DGM 1 stand nicht zur

Verfügung. Bei dem verwendeten DGM10 sind die Bereiche der Niederterrasse im nördlichen und südlichen Bereich ausgespart, der mittlere Bereich kann aber als repräsentativ für den Bereich der Niederterrasse und des bebauten Gebietes angesehen werden, insofern wird das Ergebnis der Berechnungen durch die fehlenden Kacheln des DGM10 nicht verfälscht. Die Ergebnisse der Berechnungen sind in Abbildung 10.13 dargestellt.

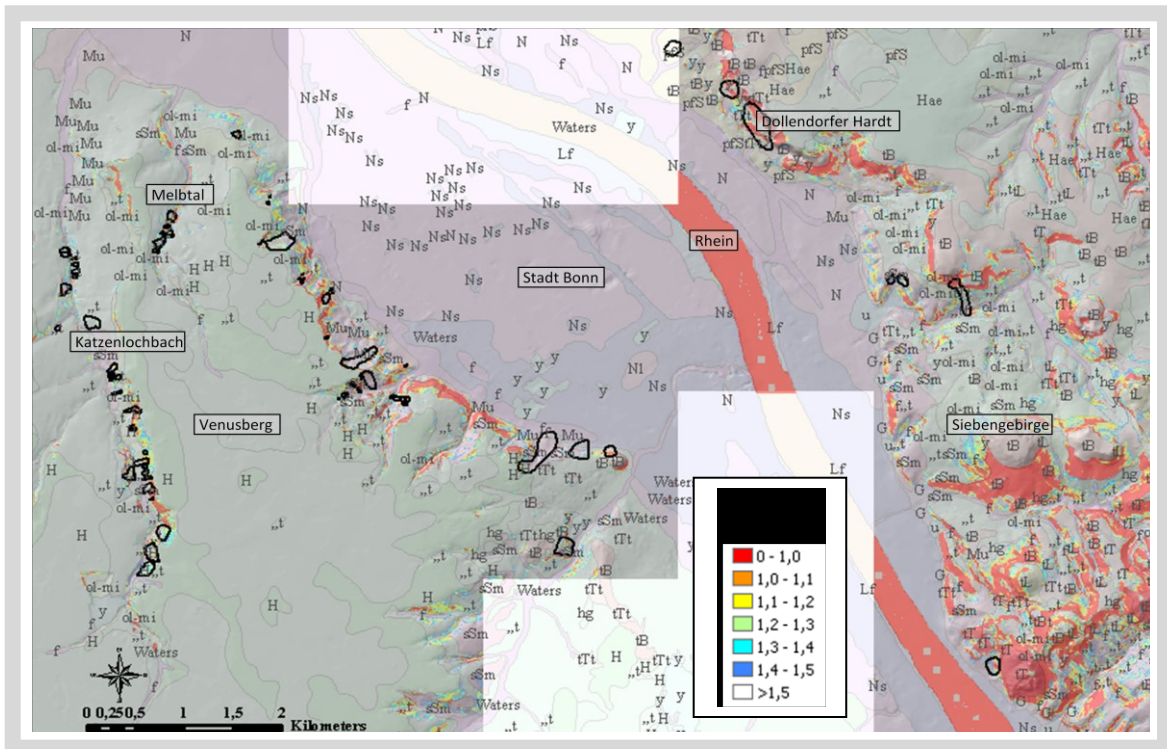


Abbildung 10.13: 'Unsichere' Flächen des FOS_M für das Untersuchungsgebiet 'BN'. Schwarze Polygone: kartierte Massenbewegungen. Die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrate) sind der Tabelle 15.2 im Anhang zu entnehmen. Für die weißen Bereiche stand kein DGM zur Verfügung. Eigene Berechnungen.

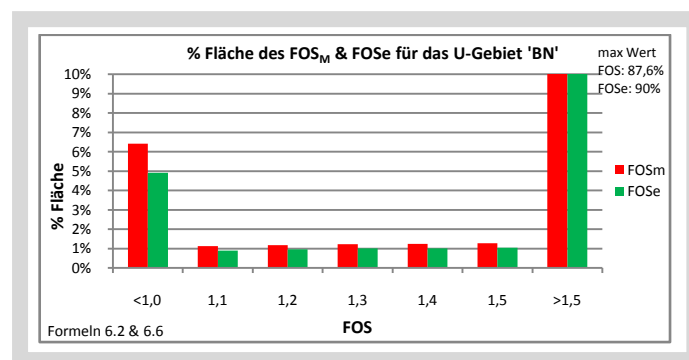


Abbildung 10.14: Vergleich der Flächenanteile des FOS_M und des $FOSe$ für 'BN'. Eigene Berechnungen mit den Formeln 6.2 und 6.6.

Abbildung 10.14 zeigt die Unterschiede der Flächenanteile für den $FOSe$ und den FOS_M für 'BN'. Für alle Werte des FOS sind für 'BN' die Flächenanteile des FOS_M im Gegensatz zu 'Gmünd' und 'Fils' größer als die des $FOSe$.

Abbildung 10.15 zeigt die Flächenanteile des FOSe und des FOS_M in der Kartendarstellung. Es ist ersichtlich, dass für 'BN' die gemeinsamen Flächen (braun) überwiegen. Bei den nicht identischen Flächen ist keine eindeutige Abhängigkeit von einer bestimmten Schicht oder Hangneigung zu erkennen. Die Gründe für die Unterschiede zu den Untersuchungsgebieten der Schwäbischen Alb können nur in den unterschiedlichen Substraten und der unterschiedlichen Topographie zu suchen sein.

Es liegen 97,2% der kartierten Massenbewegungen in den als 'unsicher' gekennzeichneten Bereichen (Abbildung 10.15). Das bestätigt die Annahme, dass der Abgleich der Substrateigenschaften und das System mit der 'StratiNo' realistische Ergebnisse liefert.

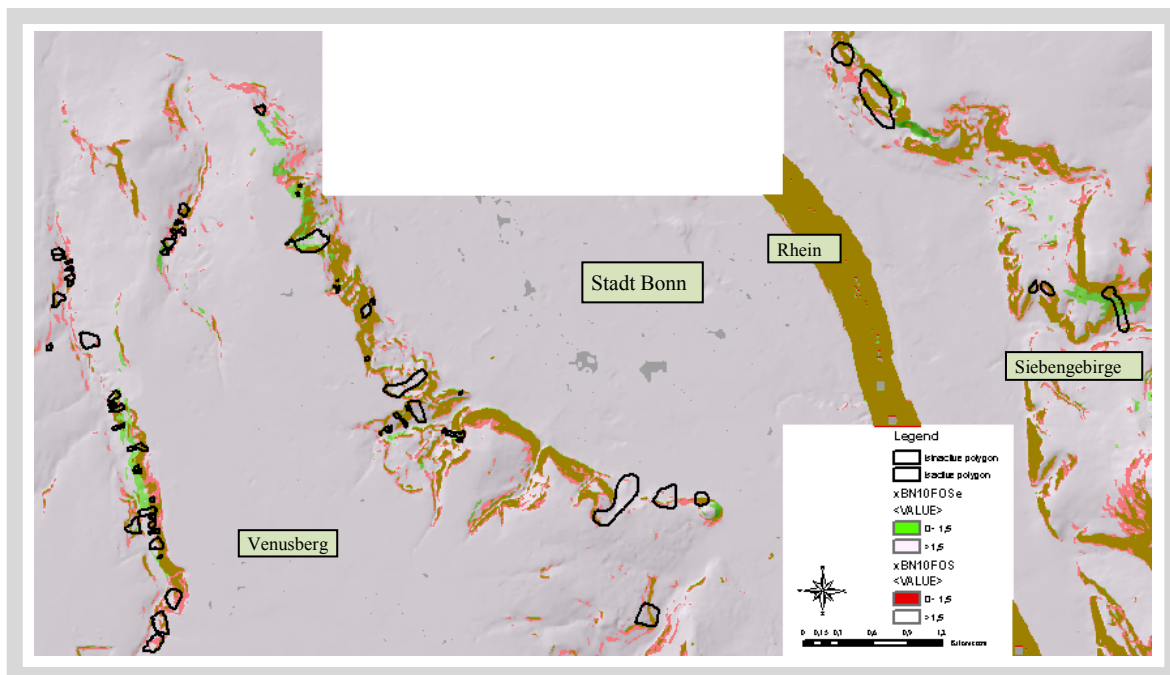


Abbildung 10.15: Vergleich der 'unsicheren' Flächen des FOS_M (rot) und des FOSe (grün) für 'BN' mit DGM10. Schwarze Polygone: kartierte Massenbewegungen; dunkelbraun: identische Fläche für FOS_M und FOSe; hellgrün: nicht mit dem FOS_M identische Fläche des FOSe, hellrot: nicht mit dem FOSe identische Fläche des FOS_M. Eigene Berechnungen.

10.2.5 Diskussion Berechnen des FOS

Für das Berechnen des FOS werden einige Substrateigenschaften benötigt. Diese liegen aber nicht flächendeckend vor und können nur schwer flächendeckend analysiert werden. Um trotzdem die Berechnungen durchführen zu können, wurden verschiedene Methoden getestet:

- Berechnen mit der 'einfachen' Formel (FOSe) (Formel 6.6)
- Berechnen mit nach DIN 18300 klassifizierten Substraten (FOScl)
- Anpassen der Substrateigenschaften an kartierte Massenbewegungen in mehreren Iterationsschritten und Berechnung des FOS (FOS_M) mit den ermittelten Werten.

Die Ergebnisse der Berechnungen mit der oft benutzten Methode nach der Formel 6.6 (FOSe) zeigen nur geringe Unterschiede beim prozentualen Vergleich der als 'unsicher' gekennzeichneten Flächen ($FOS < 1,5$) zwischen den Berechnungen des FOSe und des FOS_M . Der Vergleich der Flächen in einer Karte zeigt jedoch deutliche Unterschiede, wie aus den Abbildungen 10.5 für 'Gmünd', 10.10 für 'Fils' und 10.15 für 'BN' ersichtlich ist. Dies führt zu dem Schluss, dass beim Berechnen des FOSe die Hangneigung einen größeren Einfluss hat als beim FOS_M mit den angepassten Substrateigenschaften. Da zumindest im Untersuchungsgebiet 'Gmünd' relativ viele kartierte Massenbewegungen außerhalb des als 'unsicher' gekennzeichneten Bereiches bei den Berechnungen des FOSe liegen, kann dies beim Verwenden dieser Methode zu Fehleinschätzungen führen. Im Untersuchungsgebiet 'Fils' ist dieses Problem nicht in diesem Maße vorhanden. Dies hängt offensichtlich mit den andersartigen Substraten und der Topographie des Gebietes zusammen, so dass die Unterschiede zu den Berechnungen des FOS nicht mehr so groß sind. Trotzdem sind auf der Karte noch deutliche Unterschiede zwischen FOSe und FOS_M bei der Verteilung der 'unsicheren' Flächen zu erkennen.

Der Versuch, die Substrate nicht nach Korngröße, sondern nach den Kriterien der DIN 18300 einzuteilen, brachte nicht den erwünschten Erfolg. Mit dem Anpassen der Substrateigenschaften an die kartierten Massenbewegungen (FOS_{Cl_2}) konnte eine deutliche Verbesserung der Verteilung der 'sicheren' und 'unsicheren' Flächen gegenüber den Berechnungen mit den Durchschnittswerten für die Substrateigenschaften (FOS_{Cl}) erzielt werden. Die Unterschiede, z. B. bei $FOS < 1,0$ für den FOS_{Cl_2} von ca. 7% mehr 'unsichere' Fläche zum FOS konnten nicht verbessert werden. Damit ist die Einteilung der Substrate nach DIN 18300 für die Berechnungen dieser Arbeit weniger gut geeignet.

10.3 Berechnen des 'Newmark displacement' (D_N) für die Untersuchungsgebiete

Mit den bisherigen Ergebnissen wird das 'Newmark displacement' für die einzelnen Untersuchungsgebiete berechnet und dargestellt. Für die Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils' werden zusätzlich Berechnungen mit unterschiedlichen Formeln für die Berechnung der Arias Intensität und des FOSe durchgeführt, um festzustellen, welche Auswirkungen die verschiedenen Berechnungsmethoden auf die Ergebnisse der Berechnungen des 'Newmark displacement' haben.

Bei einigen Berechnungen mit ArcGIS war die Klassifizierung der Ergebnisse auf nur zwei Klassen begrenzt, der Grund hierfür konnte nicht ermittelt werden. Um die Ergebnisse vergleichen zu können, wurde ein Grenzwert von $D_N \leq 10$ für 'sicher' und $D_N > 10$ für 'unsicher' vergeben. Die in den Grafiken eingezeichneten Fehlerbalken wurden mit der Standardabweichung berechnet (Jibson, 2007).

Die Berechnungen des D_N können nun für verschiedene Erdbebenszenarien durchgeführt werden. Als eine Art 'worst case' - Szenarium wurde für diese Arbeit die Berechnungen mit einer Magnitude von $M_L = 4,0 - 6,4$, einer Entfernung von $D = 0$ [km] (Epizentrum) und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km] durchgeführt. Die jeweiligen Kombinationen mit der Arias Intensität und den maximalen Beschleunigungen sind in Tabelle 9.11 aufgeführt. Die gewählten Erdbebedaten entsprechen in etwa den weiter vorn ermittelten Daten für ein Schadensbeben.

10.3.1 Berechnen des D_N für 'Gmünd'

Das 'Newmark displacement' wird zuerst für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' mit den Formeln 6.16 und 6.17 (Jibson 2007) berechnet und die Ergebnisse miteinander verglichen. Danach erfolgt die Berechnung des 'Newmark displacement' auf der Grundlage der Berechnungen mit dem FOSe, dem FOS mit den klassifizierten Substraten (FOS_{cl}) und als letztes mit dem FOS auf Grundlage der angepassten Werte für die Substrateigenschaften (FOS_M). Die Ergebnisse werden dargestellt und verglichen. Die Berechnungen wurden mit den in den Tabellen 9.9 und 9.12 aufgeführten Werten durchgeführt.

10.3.1.1 Berechnen des D_N mit verschiedenen Formeln von Jibson (2007) und verschiedenen Arias Intensitäten für 'Gmünd'

Mit diesen Berechnungen soll herausgefunden werden, welche Formel sich für die weiteren Berechnungen am besten eignet. Ausschlaggebend ist, ob die Ergebnisse der Berechnungen des 'Newmark displacement' sich genügend differenzieren lassen. Für die Berechnungen wurde eine Erdbebenstärke von ML = 4,0 - 5,7 mit einer resultierenden Arias Intensität im Epizentrum von $I_a = 0,01 - 0,5$ angenommen. Die Berechnungen werden für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' mit der etwas älteren Formel von Jibson (2007) (Formel 6.16) und der neueren Formel von Jibson (2007) (Formel 6.17) in Abbildung 10.16 dargestellt.

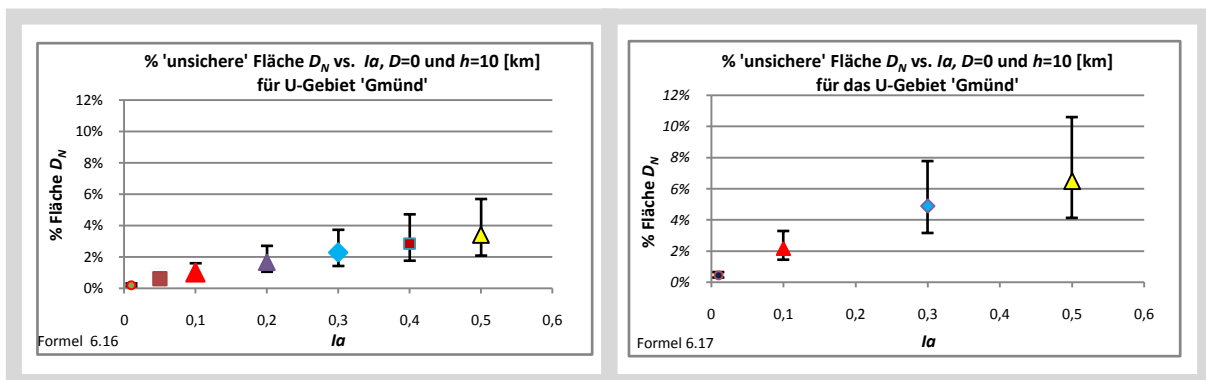


Abbildung 10.16: Vergleich der Ergebnisse für die Berechnung des D_N mit den Formeln 6.16 und 6.17 für 'Gmünd'. D = Epizentralentfernung [km]; h = Herdtiefe [km]; I_a = Arias Intensität. Eigene Berechnungen.

Die Ergebnisse der Berechnungen mit Formel C (Formel 6.16) und Formel D (Formel 6.17) zeigen deutliche Unterschiede, mit der Formel C werden bedeutend weniger 'unsichere' Flächen angezeigt als mit Formel D. Nach eigenen Analysen können diese Unterschiede nicht allein durch die Wahl des Grenzwertes von $D_N = 10$ erklärt werden. Nach Vergleichen mit Angaben zu andere Regionen und den Beschreibungen von Jibson (2007) scheint die Formel D (Formel 6.17) die realistischeren Ergebnisse zu liefern.

10.3.1.2 Berechnen des D_N mit Verwendung des FOS_M und des $FOSe$ für 'Gmünd'

Die Berechnungen des 'Newmark displacement' erfolgten für verschiedene Arias Intensitäten mit der Formel 6.17. Die Berechnungen der kritischen Beschleunigungen erfolgte unter Verwendung des FOS mit den angepassten Werten für die Substrateigenschaften (FOS_M) und des $FOSe$. Es sollte damit herausgefunden werden, wie sich die Unterschiede des FOS_M und des $FOSe$ auf die als unsicher definierten Flächen des D_N auswirken.

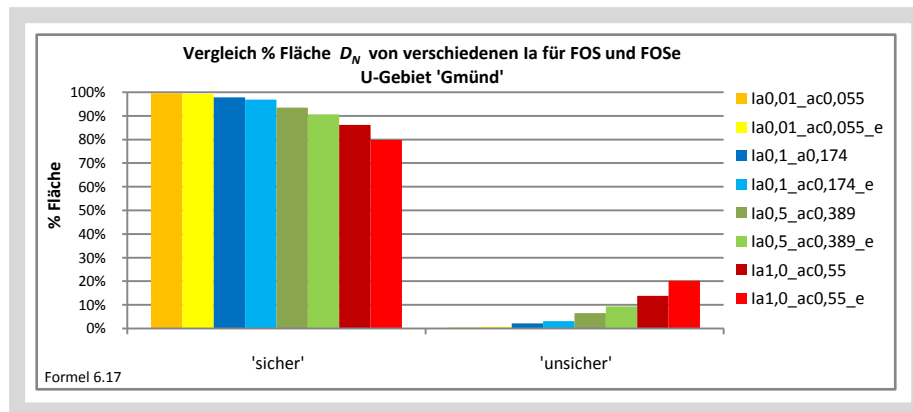


Abbildung 10.17: Vergleich der Flächenanteile des D_N für Berechnungen mit dem FOS_M und dem $FOSe$ für 'Gmünd' und für verschiedene Arias Intensitäten (I_a). a_c : kritische Beschleunigung; $_e$: Berechnungen auf Grundlage des $FOSe$. Eigene Berechnungen.

Für eine Arias Intensität von $I_a = 0,01$ beträgt die als 'unsicher' gekennzeichnete Fläche 0,3% für den FOS_M und 0,45% für den $FOSe$, bei einer $I_a = 0,1$ 1,3% bzw. 2,0%, bei einer $I_a = 0,5$ sind es 4,0% bzw. 5,5%, bei einer $I_a = 1,0$ 8,1% bzw. 9,8%. Die Arias Intensität von $I_a = 0,1$ würde einer Magnitude von umgerechnet $ML = 5,0$ entsprechen.

Es sind Unterschiede zwischen den Berechnungen des FOS_M und dem $FOSe$ festzustellen (Abbildungen 10.17 und 10.19). Bei Verwendung des $FOSe$ bei der Berechnung der kritischen Beschleunigung für 'Gmünd' ist der Flächenanteil des D_N , der als 'unsicher' gekennzeichnet wird, für die zu erwartenden Erdbebenstärken im Untersuchungsgebiet etwa 30% größer als bei der Berechnung mit dem FOS_M .

10.3.1.3 Berechnen des D_N mit Verwendung der klassifizierten Substrate bei der Berechnung des FOS für 'Gmünd'

Die Berechnungen wurden mit den nach DIN 18300 klassifizierten Substrateigenschaften (Tabelle 15.2, Anhang) für die Berechnung des FOS (FOS_{cl}) durchgeführt. Hierbei ist nicht die klassische Einteilung nach Korngröße, sondern im Prinzip die Plastizität des Substrates der ausschlaggebende Faktor. Die Substrate werden in nur sieben Klassen eingeteilt. Gegenüber den anderen Berechnungen werden mit den eingesetzten Durchschnittswerten bedeutend weniger Flächen als unsicher gekennzeichnet, besonders bei den höheren Werten für die Arias Intensität (Abbildung 10.18). Die Ergebnisse werden in Kapitel 10.3.1.5 weiter diskutiert.

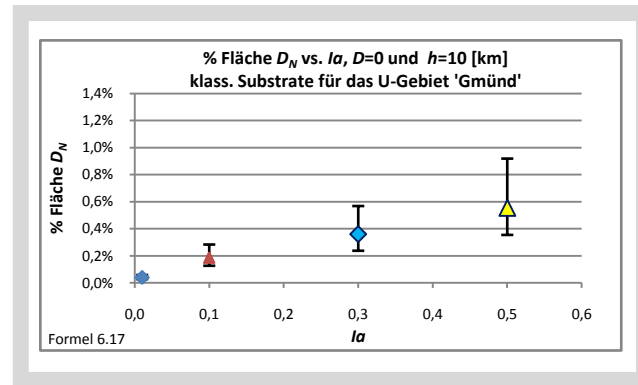


Abbildung 10.18: Anteil der 'unsicheren' Flächen des D_N für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' mit den klassifizierten Substrateigenschaften und für verschiedene Arias Intensitäten (I_a), einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km], einer Herdtiefe (h) von $h = 10$ [km]. Eigene Berechnungen mit Formel 6.17.

10.3.1.4 Berechnen des D_N mit Verwendung der angepassten Werte der Substrateigenschaften bei der Berechnung des FOS_M für 'Gmünd'

Bei der Berechnung des 'Newmark displacement' mit angepassten Substrateigenschaften (Abbildung 10.16, rechte Grafik) sind im Epizentrum ($D = 0$ [km]) ab einer Arias Intensität von $I_a = 0,1$ [m/s] und einer maximalen Beschleunigung von $a_{max} = 0,174$ [m/s²] noch ca. 0,2% der Fläche betroffen, bei einer Arias Intensität von $I_a = 0,01$ [m/s] und einer maximalen Beschleunigung von $a_{max} = 0,055$ [m/s²] nur noch 0,04%. Diese Werte könnten als ein Grenzwert angesehen werden, ab dem mit der flächenhaften Auslösung von Massenbewegungen gerechnet werden kann. Die Umrechnung dieser Werte in Magnitude würde bei der auf der Ostalb zu erwartenden Herdtiefe einer Magnitude von $ML = 4,5$ im Untersuchungsgebiet entsprechen.

10.3.1.5 Diskussion des D_N für 'Gmünd'

Bei der Berechnung des 'Newmark displacement' mit dem FOSe stellt sich heraus, dass der Versatz deutlich an die Schichtengrenzen gebunden ist und erst in zweiter Linie an die Hangneigung. Für die Berechnungen mit den angepassten Substrateigenschaften ergibt sich ein deutlich differenzierteres Bild. Bei diesen Berechnungen hat die Hangneigung einen größeren Einfluss, wie aus Abbildung 10.19 ersichtlich ist.

Die Berechnung mit klassifizierten Daten scheint problematisch zu sein. Aus Abbildung 10.20 ist ersichtlich, dass sich die Bereiche mit den Berechnungen mit den klassifizierten Substrateigenschaften (hellgrün) mit denjenigen der Berechnungen mit den angepassten Substrateigenschaften (rot) kaum überschneiden (braun). Von den kartierten Massenbewegungen (grüne Punkte) liegen nur 13% in den als unsicher gekennzeichneten Bereichen der Berechnungen mit den klassifizierten Substrateigenschaften (hellgrün).

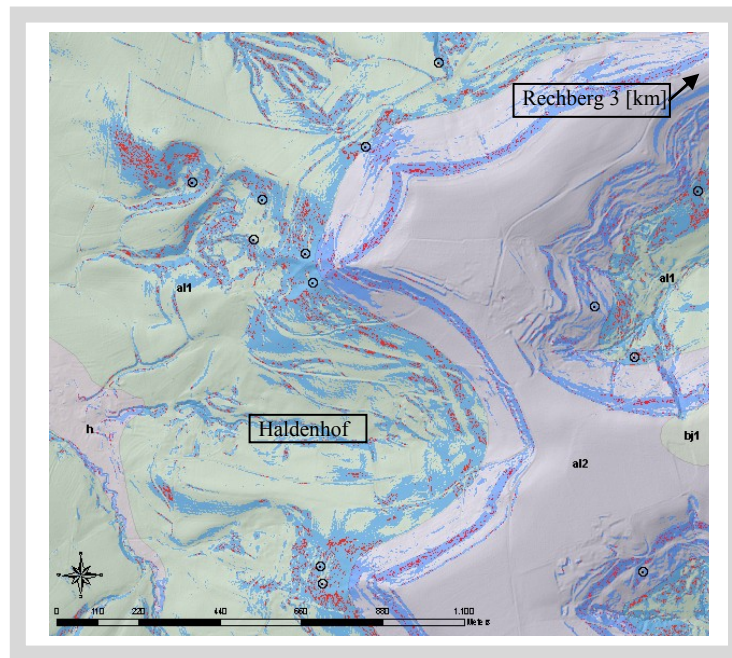


Abbildung 10.19: 'Unsichere' Flächen des D_N des FOSe (blau) und des FOS_M (rot) mit angepassten Werten für die Substrateigenschaften für den Bereich des 'Haldenhof' im Untersuchungsgebiet 'Gmünd', Gauß-Krüger-Koordinaten R3556550 H5398820, 458 m NN, Hochfläche (al2): 547 m NN. Seismische Daten: Erdbebenstärke: ML = 5,0, Epizentralentfernung: $D=0$, $h=10$ [km], Arias Intensität: $I_a=0,1$; Kreis mit Punkten: kartierte Massenbewegungen; al1: Opalinuston; al2: Eisensandstein; bj1: Wedelsandstein. Eigene Berechnungen.

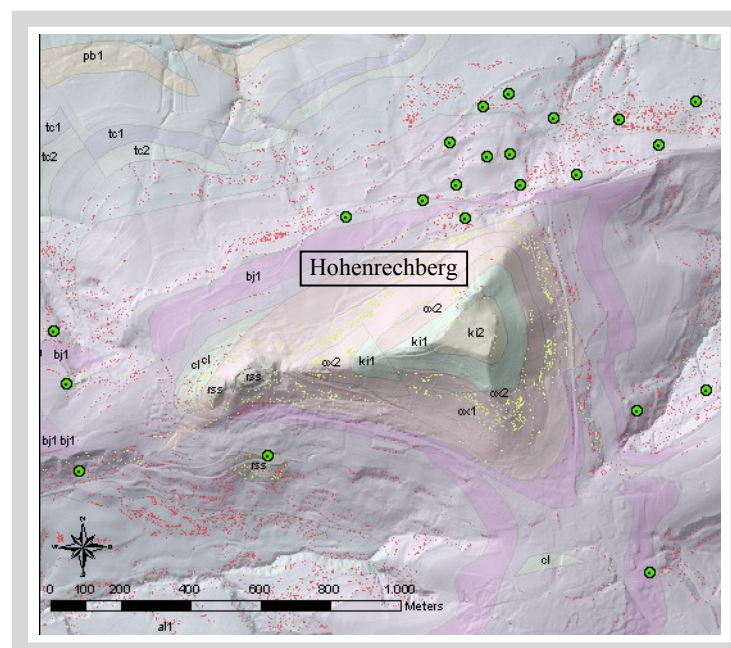


Abbildung 10.20: Vergleich der 'unsicheren' Flächen bei Berechnung des D_N mit dem FOS_{cl} (hellgrün) und dem FOS_M (rot) mit angepassten Substrateigenschaften für ein Erdbeben ML = 5,0, Epizentralentfernung $D = 0$ [km] und Herdtiefe $h = 10$ [km]. Der Ausschnitt zeigt das Gebiet um den Rechberg im Untersuchungsgebiet 'Gmünd'. Die braunen Flächen sind identische Flächen des FOS_{cl} und des FOS_M. Grüne Punkte: Kartierte Massenbewegungen (Datengrundlage: GK7224). Die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrate) sind aus Tabelle 15.2 (Anhang) ersichtlich. Eigener Entwurf.

Durch Ortsbegehungen konnte herausgefunden werden, dass z. B. die Bereiche des Oxfordmergel / Impressamerigel (ox1) und der wohlgeschichteten Kalke (ox2) nicht flächendeckend rutschgefährdet sind, wie in Abbildung 10.19 dargestellt. Gemeinsame Flächen der beiden Berechnungsmethoden befinden sich hauptsächlich im Bereich des Hamitentons (bj2-3) und der Rutschschollen bzw. Bergsturzmassen (rss, Xb). Um bessere Ergebnisse zu erzielen, müssen somit auch die klassifizierte Substrateigenschaften angepasst werden. Dies kann jedoch wiederum in anderen Regionen zu Unstimmigkeiten führen. Dieser Ansatz eignet sich somit nur für einen groben Überblick.

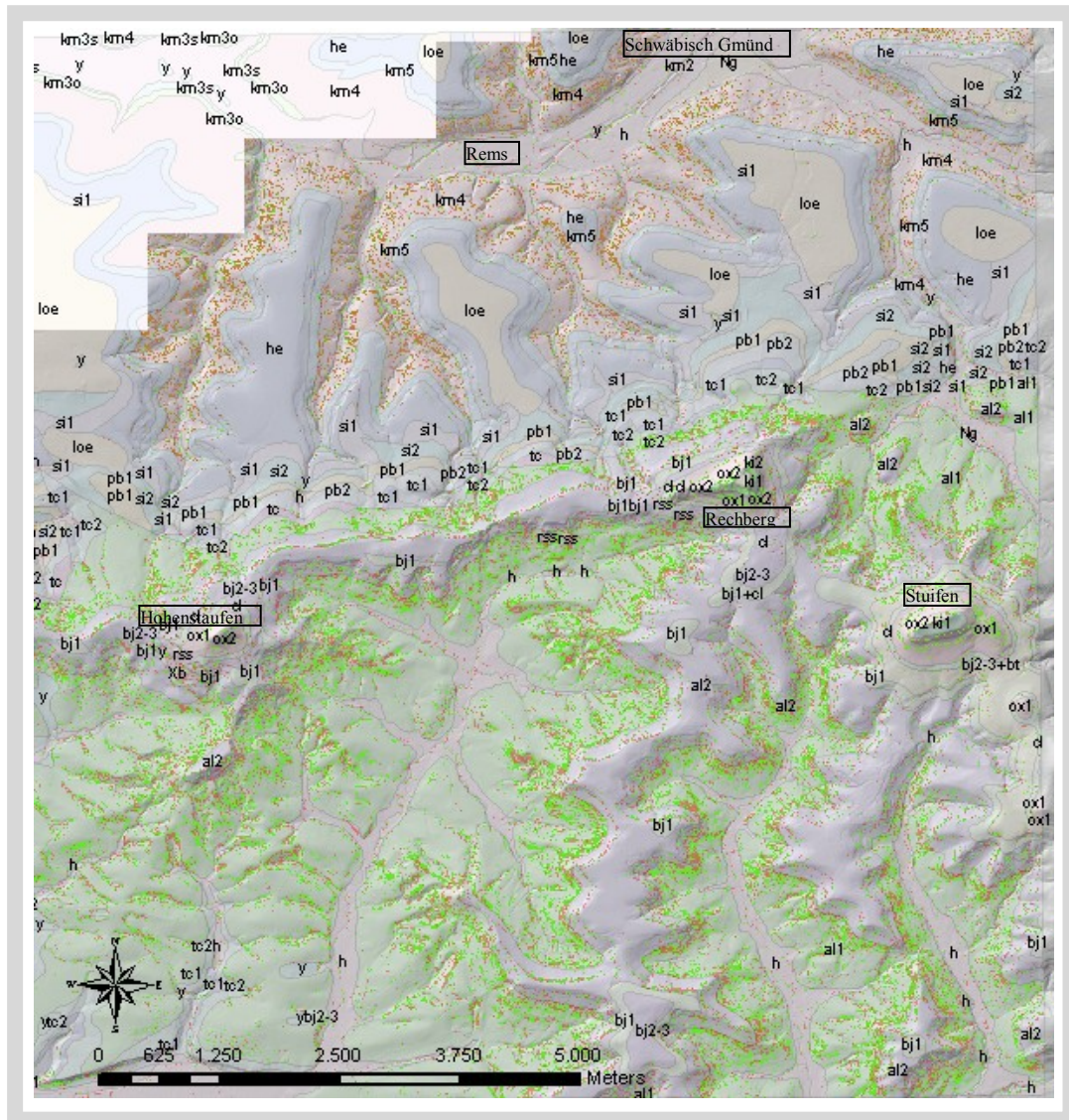


Abbildung 10.21: 'Unsichere' Flächen des D_N bei Berechnungen mit dem FOSe (grün) und des FOS_M (rot) mit den angepassten Substratdaten für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' und einem Erdbeben mit der Stärke ML = 5,0, Epizentralentfernung $D = 0$ [km] und Herdtiefe $h = 10$ [km]. Die Substratkennungen (geologische Einheiten) sind aus Tabelle 15.2 im Anhang ersichtlich. Eigene Berechnungen.

10.3.2 Berechnungen des D_N für das Gebiet 'Fils'

Die Berechnungen für das D_N für 'Fils' wurden mit den an die kartierten Massenbewegungen in den Gebieten 'Gmünd' und 'Fils' angepassten Werten der Substrateigenschaften durchgeführt. Zuerst erfolgt ein Vergleich der Berechnungen des FOS mit dem FOSe, danach die Berechnungen mit verschiedenen Arias Intensitäten, die die Spanne der möglichen Erdbeben widerspiegelt, und ein Vergleich der Berechnungen mit dem DGM1 und DGM50.

10.3.2.1 Berechnen des D_N mit Verwendung des FOS_M und des FOSe für 'Fils'

Die Berechnungen des 'Newmark displacement' erfolgten für verschiedene Arias Intensitäten mit der Formel 6.17 und der Verwendung des FOS mit den angepassten Werten für die Substrateigenschaften (FOS_M) und des FOSe für die Berechnungen der kritischen Beschleunigungen. Es sollte herausgefunden werden, wie sich die Unterschiede des FOS_M und des FOSe auf die als unsicher definierten Flächen des D_N auswirken.

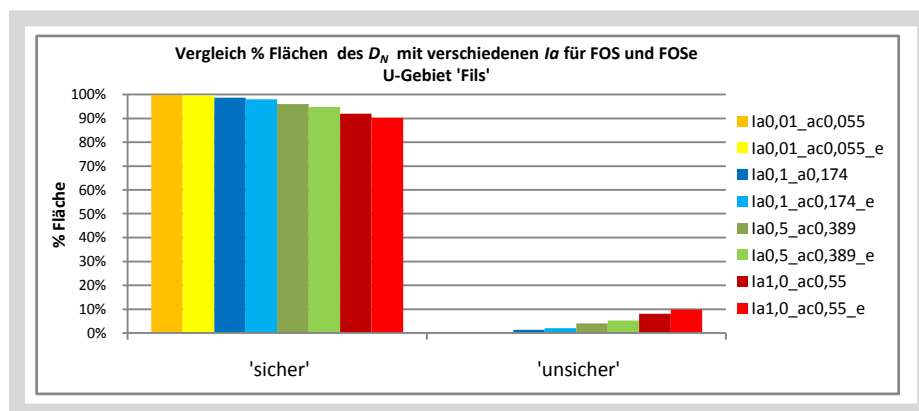


Abbildung 10.22: Vergleich der Flächenanteile des D_N bei Berechnungen mit dem FOS_M und dem FOSe für 'Fils' und für verschiedene Arias Intensitäten (I_a). a_c : kritische Beschleunigung; $_e$: Berechnungen auf Grundlage des FOSe. Eigene Berechnungen.

Für eine Arias Intensität von $I_a = 0,01$ beträgt die als 'sicher' gekennzeichnete Fläche über 99%, bei einer $I_a = 0,1$ bis zu 94%. Die $I_a = 0,1$ würde einer Magnitude von umgerechnet $ML = 5,0$ entsprechen. Bei einer $I_a = 0,5$ sind ca. 23,5 % der Fläche des Untersuchungsgebietes 'Fils' als 'unsicher' gekennzeichnet, bei einer $I_a = 1,0$ bis zu ca. 48,5 % (Abbildung 10.22).

Es sind Unterschiede zwischen den Berechnungen mit dem FOS_M und dem FOSe festzustellen. Für die Arias Intensitäten $I_a = 0,01$ und $0,1$ ist der Unterschied der Flächenanteile des FOSe ca. 30%, für $I_a = 0,5$ ca. 24% und für $I_a = 1,0$ ca. 17% größer als bei Berechnungen mit dem FOS_M . Ein Vergleich mit den Werten des Untersuchungsgebietes 'Gmünd' wird in Kapitel 10.3.2.4 diskutiert.

10.3.2.2 Berechnen des D_N mit Verwendung der angepassten Werte der Substrateigenschaften bei der Berechnung des FOS (FOS_M) für 'Fils'

Die Berechnungen wurden mit dem DGM1 für 'Fils' durchgeführt und mit den an die kartierten Massenbewegungen angepassten Werten für die Substrateigenschaften. Die Ergebnisse sind in Abbildung 10.23 für eine Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km] dargestellt. Die gewählten Arias Intensitäten entsprechen Magnituden von $ML = 4,0, 5,0, 5,3, 5,7$ und $6,0$.

Die Zunahme der als 'unsicher' gekennzeichneten Flächen wächst in den niedrigeren Wertebereichen fast linear mit der Zunahme der Arias Intensität und flacht bei den höheren Werten ab. Im Epizentrum sind bei einem Erdbeben der Stärke $ML = 4,0$ mit einer Arias Intensität von $Ia = 0,01$ ca. 0,3% der Fläche 'unsicher', bei einem Erdbeben der Stärke $ML = 5,0$ mit einer Arias Intensität von $Ia = 0,1$ etwa 1,3%, bei einem Erdbeben der Stärke $ML = 5,7$ mit einer Arias Intensität von $Ia = 0,5$ ca. 4%.

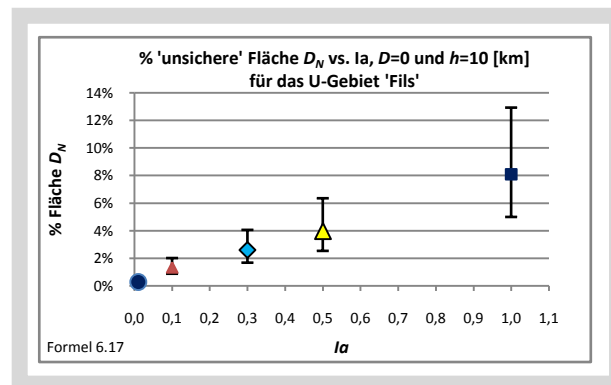


Abbildung 10.23: Anteil der 'unsicheren' Flächen des D_N für das Untersuchungsgebiet 'Fils' mit DGM1 und GK25 für eine Herdtiefe (h) von $h=10$ [km], einer Epizentralentfernung (D) $D=0$ [km] mit Arias Intensitäten von $Ia = 0,01, 0,1, 0,3, 0,5$, und $1,0$, entsprechend einer Magnitude von $ML = 4,0, 5,0, 5,3, 5,7$ und $6,0$. ML : Richter-Magnitude. Eigene Berechnungen.

10.3.2.3 Berechnen des D_N mit DGM50 für 'Fils'

Die gleichen Berechnungen wie in Kap. 10.3.2.2 wurden mit dem DGM50 für 'Fils' durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 10.24 dargestellt. Für alle Werte der Arias Intensität sind gegenüber den Berechnungen mit dem DGM1 die 'unsicheren' Flächen des D_N ca. 10% geringer. Die Abnahme der 'unsicheren' Flächen ist offensichtlich eine Folge der im Verhältnis zum DGM1 unterschiedlich angezeigten Hangneigungen beim DGM50 (Abbildung 5.6).

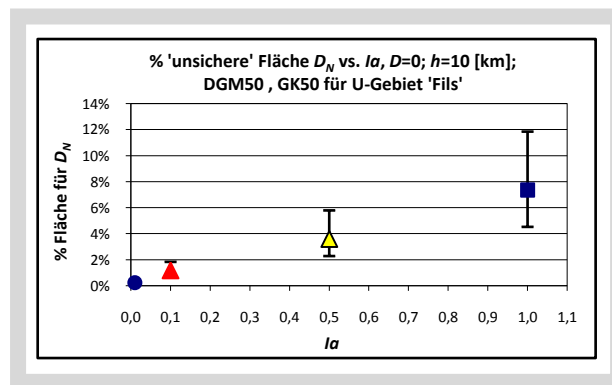


Abbildung 10.24: Anteil der 'unsicheren' Flächen des D_N für das Untersuchungsgebiet 'Fils' mit DGM50 für eine Herdtiefe (h) von $h=10$ [km], einer Epizentralentfernung (D) $D=0$ [km] mit Arias Intensitäten von $I_a = 0,01, 0,1, 0,5$ und $1,0$, entsprechend einer Magnitude von $ML = 4,0, 5,0, 5,7$ und $6,0$. Eigene Berechnungen.

10.3.2.4 Diskussion der Berechnungen des D_N für 'Fils'

Der Vergleich der als 'unsicher' gekennzeichneten Flächen zwischen den Berechnungen des D_N mit dem FOSe und dem FOS_M zeigt ähnliche Ergebnisse wie bei 'Gmünd'. Die prozentuale Flächen sind zwar fast gleich groß, die Flächen selbst sind jedoch nicht die gleichen. Bei 'Fils' sind die Unterschiede noch größer als bei 'Gmünd'. Dies hängt wohl mit der unterschiedlichen Morphologie, den unterschiedlichen Substraten und den unterschiedlichen Hangneigungen zusammen, da das Untersuchungsgebiet 'Fils' vom Albrauf geprägt wird.

Der Vergleich der Berechnungen mit DGM1 und DGM50 zeigt, dass beim DGM50 etwa 10% weniger Flächen als 'unsicher' gekennzeichnet werden als beim DGM1.

Die Berechnungen des D_N zeigen, dass im Untersuchungsgebiet 'Fils' ab einem Erdbeben der Stärke zwischen $ML = 4,5$ und $5,0$ im Epizentrum mit der Auslösung von Massenbewegungen zu rechnen ist.

10.3.3 Berechnen des D_N für die Untersuchungsgebiete 'SWA' und 'BN'

Die Berechnungen für die Untersuchungsgebiete 'SWA' und 'BN' werden mit den Werten der für die Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils' erfolgten Anpassungen der Substrateigenschaften durchgeführt.

10.3.3.1 Berechnen des D_N für 'SWA'

Die Berechnungen wurden mit dem DGM1 für eine Epizentralentfernung von $D = 0$ [km], einer Herdtiefe von $h = 10$ [km] und für verschiedene Arias Intensitäten durchgeführt. Die gewählten Arias Intensitäten entsprechen Magnituden von $ML = 4,0, 5,0, 5,7$ und $6,0$ (Abbildung 10.25). Der Anteil der 'unsicheren' Flächen des D_N ist etwa 80% geringer als bei den Untersuchungsgebieten 'Gmünd' und 'Fils'. Dies ist

offensichtlich eine Auswirkung der verwendeten geologischen Karte mit dem Maßstab 1:200.000. Damit eignet sich ein derart kleiner Maßstab nur für einen groben Überblick.

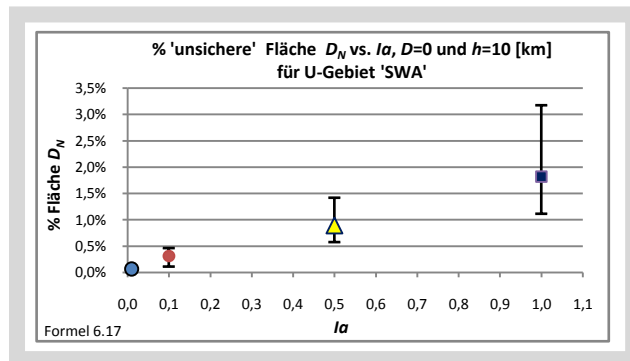


Abbildung 10.25: Anteil der 'unsicheren' Flächen des D_N für das Untersuchungsgebiet 'SWA' mit DGM1 für eine Herdtiefe (h) von $h=10$ [km], einer Epizentralentfernung (D) $D=0$, Arias Intensitäten von $I_a = 0,01, 0,1, 0,5$ und $1,0$, entsprechend einer Magnitude von $ML = 4,0, 5,0, 5,7$ und $6,0$ und den angepassten Werten für die Substrateigenschaften. Eigene Berechnungen.

10.3.3.2 Berechnen des D_N für 'BN'

Für 'BN' stand nur ein DGM10 zur Verfügung. Mit diesem wurden die Berechnungen mit den für die Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils' angepassten Werten für die Substrateigenschaften und für verschiedene Arias Intensitäten mit einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km] durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 10.26 dargestellt. Die Anteile der 'unsicheren' Flächen des D_N sind ähnlich denen des Untersuchungsgebietes 'Fils', obwohl sie insgesamt etwa 30% kleiner sind. Dies ist wohl weniger auf das verwendete DGM10 zurückzuführen als auf die Topographie des Untersuchungsgebietes 'BN', bei dem ein großer Teil der Fläche von der Niederterrasse eingenommen wird mit wenig Reliefenergie und die gefährdeten Bereiche sich auf die flächenmäßig geringen Anteile der Hänge beschränken.

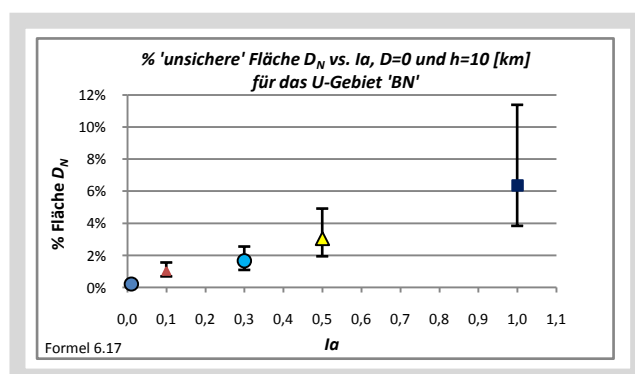


Abbildung 10.26: Anteil der 'unsicheren' Flächen des D_N für das Untersuchungsgebiet 'BN' mit DGM10 für eine Herdtiefe (h) von $h=10$ [km], einer Epizentralentfernung (D) $D=0$ [km] mit Arias Intensitäten von $I_a = 0,01, 0,1, 0,3, 0,5$ und $1,0$, entsprechend einer Magnitude von $ML = 4,0, 5,0, 5,3, 5,7$ und $6,0$. ML: Richter-Magnitude. Eigene Berechnungen.

10.3.4 Diskussion der Berechnungen des D_N für die Untersuchungsgebiete

Die Ergebnisse der Berechnungen des D_N zeigten teilweise erhebliche Unterschiede in den 'unsicheren' Flächenanteilen. Es zeigte sich, dass die Berechnungen des D_N mit dem FOSe zu nicht ganz zutreffenden Ergebnissen führen. Im Vergleich mit den Berechnungen des FOS_M sind die prozentualen Flächenanteile, die als 'unsicher' gekennzeichnet werden, fast gleich groß, die Flächen sind jedoch teilweise nicht identisch. Da der FOSe nur vom inneren Reibungswinkel und der Hangneigung abhängig ist, ist die Hangneigung ein bestimmender Faktor. Der innere Reibungswinkel kann für eine regionale Analyse nur grob geschätzt werden und dementsprechend grobflächig sind auch die Ergebnisse. Diese Aussage trifft zwar auch für die Berechnung des FOS_M zu, doch durch die weiteren Eingabeparameter bei dieser Methode haben die Unsicherheiten nicht ein derart bestimmendes Gewicht.

Die Reduzierung des FOS um etwa 10% für die relevanten Erdbebenstärken, die durch die Berechnungen mit den alternativen Methoden Nagarajan und ILWIS ermittelt wurden, haben unter Berücksichtigung der Fehlerquoten bei den Berechnungen mit den Formeln von Jibson (z. B. Formeln 6.16 und 6.17) mit ca. 3,5% Unterschied der Flächenanteile nur geringe Auswirkungen auf die als 'unsicher' gekennzeichneten Flächen. Zudem wird bei den alternativen Berechnungen die Beschleunigung (a_{max}) verwendet, die ein unsicheres Maß für die Zerstörungskraft eines Erdbebens ist, da sie nur einen singulären Wert widerspiegelt und damit der Komplexität eines Erdbebens nicht gerecht wird. Die Unterschiede sind in Abbildung 10.27 dargestellt. Größere Unterschiede ergeben sich ab einer maximalen Beschleunigung $a_{max} < 0,2$, diese können jedoch mit den grenzwertigen Bereichen der Formel 6.11 zusammenhängen. Bei Berechnungen mit der Formel 6.17, bei der das Verhältnis a_c/a_{max} verwendet wird, ergaben sich für den D_N Unterschiede von ca. 0,45%, wenn der FOS um 10% reduziert wurde. Die Reduzierung des FOS um 10% hat bei diesen Berechnungen demnach nur geringe Auswirkungen.

Beim Vergleich der Berechnungen mit DGM1 und DGM50 zeigte sich, dass beim DGM50 10% weniger Flächen als 'unsicher' gekennzeichnet werden als beim DGM1. Die Genauigkeit bei der Bestimmung der Hangneigung ist damit entscheidend für die Qualität der Berechnungen.

Im Vergleich der Untersuchungsgebiete sind bei den Ergebnissen für den D_N deutliche Unterschiede festzustellen. Den höchsten 'unsicheren' Flächenanteil hat das Untersuchungsgebiet 'Gmünd', gefolgt von 'Fils', 'BN' und 'SWA'. Als bestimmende Ursachen können für 'Gmünd' die Substrate angenommen werden (Opalinuston, Eisensandstein), für 'Fils' der Albtrauf und der Hangschutt, für 'BN' die Topographie (Niederterrasse und nur geringe Hangflächen) und für 'SWA' die der Maßstab der verwendeten geologischen Karte (1:200.000).

Als Fazit der Berechnungen kann festgestellt werden, dass Erdbeben mit einer Herdtiefe von $h = 10$ [km] ab einer Stärke von $ML = 4,5$ im Epizentrum Massenbewegungen auslösen können, bei einer Entfernung von $D = 20$ [km] ab $ML = 5,0$ im Epizentrum. Damit ist die Magnitude etwa um 0,5 geringer als bei den theoretischen Berechnungen. Dies lässt darauf schließen, dass realistische Werte für die Substrateigenschaften einen entscheidenden Einfluss auf die Ergebnisse haben und bei den 'konventionellen' Methoden zu viele 'sichere' Hänge angezeigt werden.

Mangels relevanter Erdbeben im Untersuchungszeitraum kann jedoch im Rahmen dieser Arbeit keine Entscheidung getroffen werden, welche Methode die realistischeren Ergebnisse liefert.

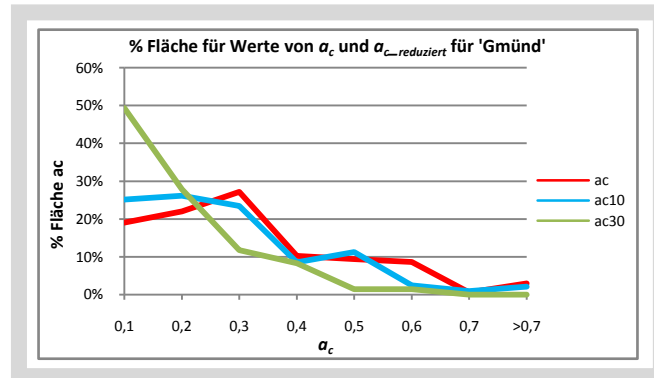


Abbildung 10.27: Vergleich der Flächenanteile der kritischen Beschleunigung bei 10% und 30% reduziertem Wert des FOS_M . a_c : kritische Beschleunigung, a_{c10} : FOS 10% reduziert, a_{c30} : FOS 30% reduziert. Eigene Berechnungen.

10.4 Beurteilen der Anwendbarkeit einiger alternativen Methoden für eine regionale Analyse

Es wurden einige Programme getestet, mit denen ebenfalls die Hangstabilität im Falle eines Erdbebens berechnet werden kann. Die Grundlage der Beurteilung war, ob diese Programme sich auch für eine regionale Analyse eignen.

10.4.1 Beurteilen des Programms 'EDUShake'

Das Programm 'EDUShake' ist eine eingeschränkte Version des Vollprogramms 'ProShake' (EduPro, 2007). Die Einschränkungen beziehen sich auf die Dateneingabe und die eingeschränkte Möglichkeit des Vergleichs mit Referenzerdbeben. Das Programm berechnet für einen gesamten Schichtstapel für jede eingegebene Schicht den möglichen Versatz unter Erdbebeneinfluss. Die Ergebnisse werden während des Tests graphisch dargestellt. Für Testzwecke ist das Programm 'EDUShake' durchaus sinnvoll, real verwertbare Ergebnisse sind damit jedoch nicht möglich, da die Ergebnisse nicht ausgegeben werden können, dies ist nur bei der Vollversion möglich. In dem besonderen Fall für diese Arbeit ergab sich noch zusätzlich die Schwierigkeit, dass die seismischen Geschwindigkeiten der Substrate der einzelnen Schichten nicht bekannt waren. Diese werden jedoch für eine Berechnung benötigt. Die Berechnungen wurden mit geschätzten Werten aus der Substratdatenbank durchgeführt und nach Daten von Bohrungen aus der Aufschlussdatenbank des LGRB (2005a). Es ergaben sich keine brauchbaren Ergebnisse. Die Veränderungen für die einzelnen Schichten waren in den Graphiken kaum wahrzunehmen. Dies könnte zum Einen natürlich bedeuten, dass Erdbeben keinen nennenswerten Versatz auslösen. Es wird aber eher vermutet, dass die eingegebenen Werte sowie die Referenzerdbeben nicht den tatsächlichen Gegebenheiten entsprechen.

ten auf der Schwäbischen Alb entsprechen. Bei einer Erhöhung der Werte für die seismischen Geschwindigkeiten für einzelne Substrate und Schichten konnten Unterschiede beim Versatz deutlich erkannt werden. Die eingegeben Werte waren aber dann mit den Daten aus der Datenbank nicht zu rechtfertigen. Das Programm 'EDUShake' eignet sich demnach nur zu Demonstrationszwecken und nur für die Berechnung von 'Punktdaten', z. B. Daten von Bohrungen für einen bestimmten Ort. Dies mag für Ingenieurgeologen durchaus interessant sein. Da das Ziel dieser Arbeit die Durchführung von regionalen Analysen war, sowie die Erstellung von regionalen Gefahrenhinweiskarten, wurde mit diesem Programm nicht weiter experimentiert. Es hätten vor der Berechnung in einem zeitaufwändigen Verfahren flächendeckend für alle Bohrlochdaten die Parameter bestimmt werden müssen, um einen regionalen Überblick zu bekommen. Es sind zudem gerade für die für diese Arbeit interessanten Gebiete der Schwäbischen Alb zu wenige Bohrlochdaten vorhanden. Für die Berechnung des Versatzes unter Erdbebeneinfluss für einzelne Schichten an einem bestimmten Ort ist das Vollprogramm aber durchaus nützlich. Inwieweit damit jedoch ein Versagen eines Hanges abgeleitet werden kann, müsste noch untersucht werden, konkrete Hinweise in der Literatur konnten hierzu nicht gefunden werden.

10.4.2 Beurteilen des Programms 'Geo-SLOPE'

Mit dem Programm 'Geo-SLOPE' (GeoSLOPE, 2007) kann die Belastung eines Hanges unter Erdbebeneinfluss und die eventuelle Gleitfläche berechnet werden. Im Gegensatz zum Programm 'Shake' kann mit dieser Methode ein ganzer Hang berechnet werden und nicht nur ein 'Punkt'. Dafür benötigt das Programm eine intensivere Einarbeitung. Die verlangten Daten für die Berechnung sind ähnlich denen für die Berechnung für 'Newmark displacement', zusätzlich werden noch Angaben zu den seismischen Wellengeschwindigkeiten benötigt. Diese sind in der Regel für natürliche Hänge schwer abzuschätzen. Die Ergebnisse sind durchaus beeindruckend, sofern alle Substratdaten bekannt sind. Das dürfte aber auch nur bei künstlichen Hängen oder Dämmen der Fall sein. Natürliche Hänge sind zu komplex als dass sie in einem Modell, wie es von Geo-SLOPE verwendet wird, nachgebildet werden können. Zudem eignet sich dieses Programm nur für die Berechnung eines einzelnen Hanges, es ist also nicht für eine regionale Analyse geeignet. Auch hier wurden die Berechnungen nach einigen Versuchen wieder eingestellt, da das Ziel dieser Arbeit die Erstellung einer regionalen Analyse war.

10.4.3 Beurteilen des Java-Programms 'Newmark' des USGS

Jibson & Jibson (2003) haben ein JAVA-Programm entwickelt, mit dem Berechnungen nach der Methode 'Newmark' durchgeführt werden können. Als Eingabeparameter werde einige Substratdaten, besonders die seismischen Geschwindigkeiten, für einen gesamten Schichtstapel benötigt. Die Parameter werden dann mit im System gespeicherten Erdbebenparametern verschiedener Erdbebenstationen verglichen. Sofern ein annähernd ähnliches Erdbeben für die Berechnungen gefunden wird und die Eingabeparameter

bekannt sind, liefert dieses Programm für eine lokale Analyse gute Ergebnisse, die mit den Methoden und Berechnungen, wie sie in dieser Arbeit durchgeführt werden, weitgehend überein stimmen. Es können auch Vergleiche angestellt werden. Die Ergebnisse können jedoch mit diesem Programm nicht vollständig als Grafik visualisiert werden. Beim Einsetzen von Schätzwerten werden die Ergebnisse schnell ungenau. Es eignet sich wie die anderen beiden Programme nur für eine punktuelle oder lokale Analyse, wenn alle Eingabeparameter bekannt sind.

10.4.4 Diskussion der alternative Methoden

Für eine regionale Analyse eignet sich keine der alternativen Methoden. Die besten Ergebnisse für eine lokale Analyse bietet das Programm GeoSLOPE, vorausgesetzt, die Eingangsparameter sind mit genügender Genauigkeit bekannt. Dies trifft bei künstlichen Dämmen und Böschungen eher zu als bei natürlichen Hängen. Das Programm ProShake (EDUShake) eignet sich nur für Punktdaten (Bohrlöcher), sofern die seismischen Wellengeschwindigkeiten der jeweiligen Substrate genau bekannt sind, ähnlich verhält es sich mit dem Lava-Programm 'Newmark' des USGS. Bei dem letzteren müssen zusätzlich noch die Erdbebendaten bekannt sein, da die errechneten Daten mit diesen Daten abgeglichen werden. Inwieweit die im Programm vorgegebenen Erdbebendaten auch für andere Gebiete übernommen werden können, ist nicht geklärt.

10.5 Parallelisieren der Ergebnisse der Berechnungen des FOS und D_N

Die Flächenanteile für die FOS-Klassen $<1,0$, $1,0 - FOS - 1,5$, $<1,5$ für 'unsicher' und $>1,5$ für 'sicher' sind in Tabelle 10.1 für alle Untersuchungsgebiete aufgelistet, die 'unsicheren' Flächenanteile in Abbildung 10.28. Es ist ersichtlich, dass die Flächenanteile der einzelnen FOS-Werte für jedes Untersuchungsgebiet unterschiedlich sind. Nach den Berechnungen hat das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' den größten Flächenanteil für einen FOS $<1,5$, und damit potentiell unsichere Flächen, mit 28,6% der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes, gefolgt von 'Fils' (23,9%), 'BN' (12,4%) und 'SWA' (6,1%). Da sich die Berechnungen der Flächenanteile des FOS auf die gesamte Fläche der jeweiligen Untersuchungsgebiete beziehen, muss berücksichtigt werden, dass z. B. für 'BN' 83,5% der Fläche Hangneigungen von unter 10° aufweisen und ein Großteil der Fläche von der Niederterrasse des Rheins gebildet wird. Damit ist dieses Untersuchungsgebiet nicht mit den Untersuchungsgebieten 'Gmünd' und 'Fils' zu vergleichen. Der Unterschied der 'unsicheren' Flächenanteile des FOS zwischen den Untersuchungsgebieten 'Gmünd' und 'Fils' im Vergleich zu dem des Untersuchungsgebietes 'SWA' lässt sich nur mit den unterschiedlichen Maßstäben für die geologischen Karten und dem größeren Anteil der ebenen Flächen erklären. Daraus kann geschlossen werden, dass die Berücksichtigung der Substrateigenschaften für die Berechnungen des FOS wichtig ist.

Tabelle 10.1: Vergleich der Flächenanteile des $FOS_M < 1,0$, $<1,5$, $1,0 - 1,5$ und $>1,5$ für alle Untersuchungsgebiete. Eigene Berechnungen.

U-Gebiet	$FOS_M < 1,0$	$1,0 - FOS_M - 1,5$	$FOS_M < 1,5$	$FOS_M > 1,5$
'Gmünd'	12,4	16,2	28,6	71,4
'Fils'	10,9	13,0	23,9	76,1
'SWA'	2,1	4,0	6,1	93,6
'BN'	6,4	6,0	12,4	87,6

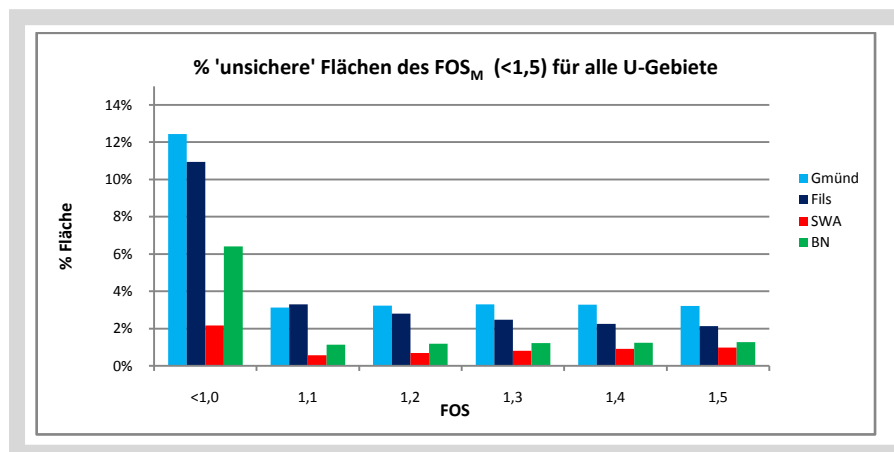


Abbildung 10.28: Vergleich der 'unsicheren' Flächenanteile des $FOS_M (<1,5)$ für die Untersuchungsgebiete 'Gmünd', 'Fils', 'SWA' und 'BN'. Eigene Berechnungen.

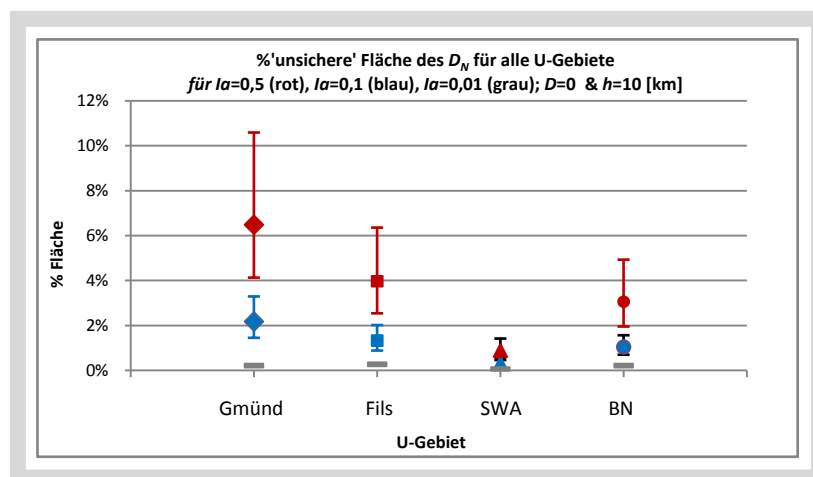


Abbildung 10.29: Vergleich der 'unsicheren' Flächen des D_N für die Untersuchungsgebiete 'Gmünd', 'Fils', 'SWA' und 'BN' für eine Arias Intensität von $Ia=0,5$ (rot), $Ia=0,1$ (blau) und $Ia=0,01$ (grau) bei einer Epizentralentfernung von $D=0$ [km] und einer Herdtiefe von $h=10$ [km], dies entspricht einer Magnitude von $ML=5,7$ bzw. $ML=5,0$ oder $ML=4,0$. ML: Richter-Magnitude. Eigene Berechnungen.

Eine weitere Frage ist, welche Auswirkungen diese Unterschiede auf die Berechnung des 'Newmark displacement' haben.

Aus Abbildung 10.29 ist ersichtlich, dass sich das Muster generell auch bei den Ergebnissen der Berechnungen des 'Newmark displacement' widerspiegelt. Den größten unsicheren Flächenanteil hat

nach Berechnung des 'Newmark displacement' das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' mit 2,17% bzw. 6,49% für jeweils die Erdbebenstärke $ML = 5,0$ ($I_a = 0,1$ [m/s]) und $5,7$ ($I_a = 0,5$ [m/s]), gefolgt von 'Fils' mit ca. 1,33% bzw. 3,97%, 'BN' mit 0,01% bzw. 3,05% und 'SWA' mit 0,31% bzw. 0,89%. Die Summe der unsicheren Flächenanteile des FOS ($FOS < 1,5$) für 'Gmünd' ist 28,6%, der für 'Fils' 23,9%, für 'BN' 12,4% und 'SWA' 6,1%. Die Korrelation zwischen diesen Werten beträgt 0,93. Damit wird deutlich, dass der Wert des FOS einen großen Einfluss auf die Berechnung des 'Newmark displacement' hat. Die als unsicher gekennzeichneten Flächen für 'Newmark displacement' sind jedoch auch von der Arias Intensität abhängig und damit von der Erdbebenstärke, somit lässt sich vom FOS nur ein allgemeiner Trend ableiten. Aus Abbildung 10.30 ist ersichtlich, dass sich die Größe der Flächenanteile für D_N und FOS_M deutlich unterscheiden. Die Erdbebenstärke hat zwar auch einen Einfluss auf die Größe der 'unsicheren' Flächen, der Unterschied zum FOS_M bleibt jedoch deutlich größer. Bei einer $I_a = 0,1$ ($ML = 5,0$) betragen die Werte des 'Newmark displacement' im Schnitt nur 5% der Werte des FOS_M , bei $I_a = 0,5$ noch etwa 20%. Damit sind Rückschlüsse auf die Hangstabilität problematisch, da beim FOS deutlich zu viele 'unsichere' Flächen angezeigt werden.

Der FOS kann demnach nur mit Einschränkungen als Kriterium für den Einfluss von Erdbeben auf die Hangstabilität genommen werden. Außerdem haben die Substrateigenschaften und die verwendeten Kartenmaßstäbe einen bedeutenden Einfluss auf den Versatz, der mit dem 'Newmark displacement' berechnet wird.

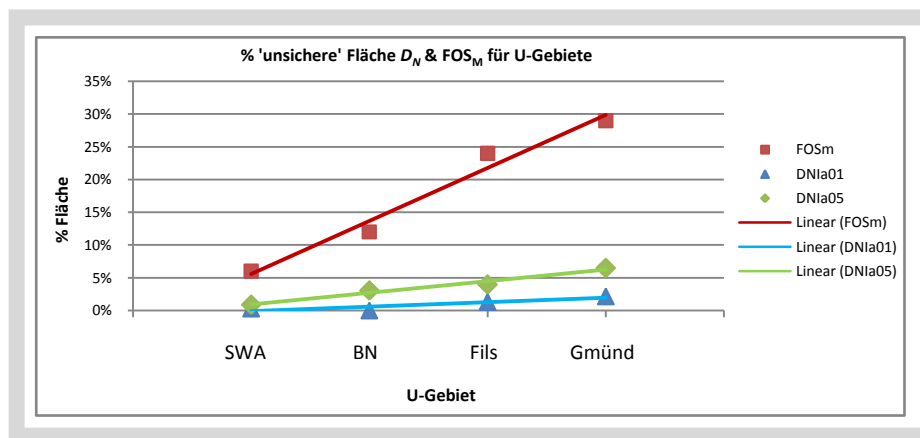


Abbildung 10.30: Vergleich der 'unsicheren' Flächenanteile des D_N bei einer Arias Intensität von $I_a = 0,1$ (blau) und $I_a = 0,5$ (grün), Epizentralentfernung $D = 0$, Herdtiefe $h = 10$ [km] mit dem $FOS < 1,5$ (rot) für die Untersuchungsgebiete 'Gmünd', 'Fils', 'SWA' und 'BN'. D_N : 'Newmark displacement', I_a : Arias Intensität. Eigene Berechnungen.

10.6 Diskussion Analyse der Untersuchungsgebiete

Die Berechnungen des 'Newmark displacement' wurden mit den in Kapitel 9.8 festgelegten Werten für die Arias Intensitäten von $I_a = 0,01 - 1,0$ für eine Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] und $D = 20$ [km] durchgeführt. Die Ergebnisse für die Epizentralentfernung $D = 20$ [km] sind in dieser Arbeit nicht dargestellt, da sie keine grundlegenden neuen Informationen beinhalten. Als Grenzwert zwischen 'sicherer' und 'unsicherer' Fläche wurden $D_N = 10$ festgelegt. Da einige Berechnungen des 'Newmark displacement' nur zwei Klassen ergaben, wurden dies für alle Berechnungen übernommen und somit nur die Unterscheidung zwischen 'sicher' und 'unsicher' vorgenommen, damit die Werte miteinander verglichen werden konnten.

Der Vergleich der Berechnungen mit der älteren Formel 6.16 mit den Berechnungen der neueren Formel 6.17, bei der nicht nur die kritische Beschleunigung, sondern das Verhältnis der kritischen Beschleunigung zur maximalen Beschleunigung berücksichtigt wird, ergibt, dass die 'unsicheren' Flächen bei Berechnungen mit der Formel 6.17 fast doppelt so groß sind wie bei Berechnungen mit der Formel 6.16. Da Jibson (2007) die Ergebnisse mit der Formel 6.17 für realistischer hält, werden die weiteren Berechnungen mit dieser Formel durchgeführt.

Ein Vergleich der Berechnungen mit dem FOSe und dem FOS_M ergab, dass bei Berechnungen mit dem FOSe etwa 5% zu viel 'unsichere' Flächen angezeigt werden. Die 'unsicheren' Flächen bei Berechnungen mit dem FOSe und dem FOS_M sind jedoch teilweise nicht identisch, je nach Untersuchungsgebiet mit unterschiedlichen Anteilen. Die Abbildungen für 'Gmünd' und 'Fils' lassen den Schluss zu, dass beim FOSe die Hangneigung einen bedeutend größeren Einfluss hat als beim FOS_M.

Werden die Fehlerquoten bei den Berechnungen mit berücksichtigt, zeigt sich, dass sich einige Bereiche beim Berechnen mit verschiedenen Arias Intensitäten überschneiden. So ist der maximale Wert im Epizentrum für eine Arias Intensität von 0,1 fast so hoch wie der Minimum Wert für eine Arias Intensität von 0,5. Dies würde im Epizentrum den Unterschied fast einer ganzen Magnitude ausmachen (z. B. ML = 5,0 und 5,7).

Die Wahl des DGM ist ebenfalls ein entscheidender Faktor. Je präziser die Hangneigungen ermittelt werden können, desto differenzierter ist auch das Ergebnis für die als 'unsicher' gekennzeichneten Flächen. Bei den Berechnungen mit dem DGM50 wurden 10% weniger Flächen als 'unsicher' gekennzeichnet als bei Verwendung des DGM1.

Die Berechnungen des D_N zeigen deutliche Unterschiede zwischen den Untersuchungsgebieten. Den höchsten Flächenanteil hat 'Gmünd', gefolgt von 'Fils', 'BN' und 'SWA'. Als Ursachen für die Unterschiede können die Substrateigenschaften, die Hangneigung, die verwendeten DGM und die Maßstäbe der geologischen Karten gelten. Die genaue Zuordnung der Substrateigenschaften ist dabei wichtig. Deren Bestimmung ist für eine regionale Analyse allerdings schwierig. Die Verwendung von Durchschnittswerten oder anderen Klassifizierungen als nach den Korngrößen, z. B. nach der DIN 18300, erbrachten keine befriedigenden Ergebnisse.

Die Berechnungen konnten mit dem für diese Arbeit entwickelten Ziffernsystem 'StratiNo' für die Verwendung in ArcGIS ohne Probleme durchgeführt werden. Es hat sich somit bewährt. Entscheidend ist jedoch der Abgleich der Substrateigenschaften mit kartierten Massenbewegungen. Für diese Arbeit konnte der Abgleich nicht mit Massenbewegungen, die durch Erdbeben ausgelöst wurden, durchgeführt werden, da dafür nicht genügend Daten bekannt waren und im Zeitraum dieser Arbeit keine Erdbeben stattgefunden haben, die Massenbewegungen ausgelöst hätten.

Die Parallelisierung der Ergebnisse der Berechnungen des FOS und des D_N zeigt deutlich, dass der FOS allein für eine Analyse der Hangstabilität unter Erdbebeneinfluss nicht geeignet ist. Somit sind nicht nur die Substrateigenschaften, sondern auch noch die Eigenschaften der Erdbeben entscheidend. Diese werden bei der Formel 6.17 bei der Berechnung der Arias Intensität und der maximalen Beschleunigung berücksichtigt.

Eine eindeutige Berechnung der Minimum Erdbebenstärke, die noch Massenbewegungen auslösen kann, ist mit den verwendeten Methoden nicht möglich. Als Näherungswert kann jedoch festgestellt werden, dass ab einer Arias Intensität von $I_a > 0,05$ die 'unsicheren' Flächen deutlich zunehmen. Somit kann diese Grenze für die Untersuchungsgebiete als Minimum angesehen werden. Diese Arias Intensität entspricht etwa einer Magnitude zwischen ML 4,0 und 5,0 bei einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] (Epizentrum) und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. Die theoretischen Berechnungen in Kapitel 9 ergaben einen um etwa 0,5 höheren Wert. Somit kann angenommen werden, dass die Verwendung einfacher Formeln oder Durchschnittswerten zu ungenauen Ergebnissen führt.

11. Erstellen der Gefahrenhinweiskarten für die Untersuchungsgebiete

Die Gefahrenhinweiskarten können immer nur für ein Szenario erstellt werden. Für die Darstellungen in diesem Kapitel wird eine Arias Intensität von $I_a = 0,5$ angenommen, das entspricht ungefähr einer Magnitude von $ML = 5,7$ bei einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. Diese Werte entsprechen einem Schadenbeben für die Untersuchungsgebiete, auch wenn in der östlichen Schwäbischen Alb Beben mit dieser Stärke nicht registriert wurden. Wie bei den oben aufgeführten Punkten 'Erdbeben' schon dargelegt, ist jedoch nicht auszuschließen, dass in den Untersuchungsgebieten Erdbeben dieser Stärke auftreten können. Mit dieser Arbeit wurde untersucht, welche Minimum Stärke noch Massenbewegungen auslösen können. In Kapitel 7 wurde aufgezeigt, dass diese Grenze bei einer Arias Intensität von $I_a = 0,1$ angenommen werden kann. Für eine Herdtiefe von $h = 10$ [km] und einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] entspricht diese Arias Intensität einer Magnitude von $ML = 5,0$, bei einer Epizentralentfernung von $D = 20$ [km] $ML = 5,7$ und bei einer Epizentralentfernung von $D = 100$ [km] einer Magnitude von $ML = 7,0$.

Bei größeren Herdtiefen oder einer geringeren Arias Intensität vergrößern sich auch diese Magnitudenwerte. Zu berücksichtigen ist auch noch, dass weitere Faktoren, die die Substrateigenschaften beeinflussen können, ebenfalls zu einer Änderung dieser Werte führen können. Unter Berücksichtigung der in den vorigen Kapiteln aufgezeigten Unsicherheiten erscheinen die oben genannten Werte für die Berechnungen und Darstellungen in diesem Kapitel als annehmbarer Kompromiss. Eine Bestätigung wird darin gesehen, dass es gelungen ist, die Substrateigenschaften im Rahmen der in der Substratdatenbank festgehaltenen Werte so anzupassen, dass nur noch eine geringe Zahl der kartierten Massenbewegungen außerhalb der als kritisch gekennzeichneten Flächen des 'Newmark displacement' liegen.

11.1 Gefahrenhinweiskarte für 'Gmünd'

Die Magnitude von $ML = 5,7$ wurde zwar von keinem bislang registrierten Erdbeben im Untersuchungsgebiet erreicht, wurde aber aus Gründen der Vergleichbarkeit mit den anderen Untersuchungsgebieten und der besseren Darstellung auf der Karte gewählt. Bei Berechnungen mit den Werten einer vergleichbaren Magnitude von $ML = 4,0$ waren die als unsicher gekennzeichneten Flächen (rote Punkte) auf der Karte kaum noch zuerkennen. Somit ist der Bereich zwischen $ML = 4,0$ und $5,0$ der Grenzwert, ab dem mit der Auslösung von Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet zu rechnen ist. Die Substrateigenschaften wurden so angepasst, dass die Mehrzahl der kartierten Massenbewegungen in den mit 'unsicher' gekennzeichneten Bereichen liegen. Somit liegt die Masse der als unsicher gekennzeichneten Flächen im Stubensandsteins (km4), Tonmergelstein (km5), Opalinustons (al1) und Eisensandsteins (al2). Es sind jedoch bedeutend mehr Flächen als unsicher gekennzeichnet als nur die Bereiche der kartierten Massenbewegungen. So sind besonders die Hänge des Remstales und dessen Seitentäler betroffen, gefolgt von

Gebieten im südlichen Bereich, hier hauptsächlich an den Hängen des Opalinustons (al1) und den Steilstufen des Eisensandsteins (al2).

Entgegen der Studien von Keefer (1984) betrifft dies in diesem Untersuchungsgebiet nicht nur die felsigen Bereiche, sondern hauptsächlich den Bereich des Opalinustons.

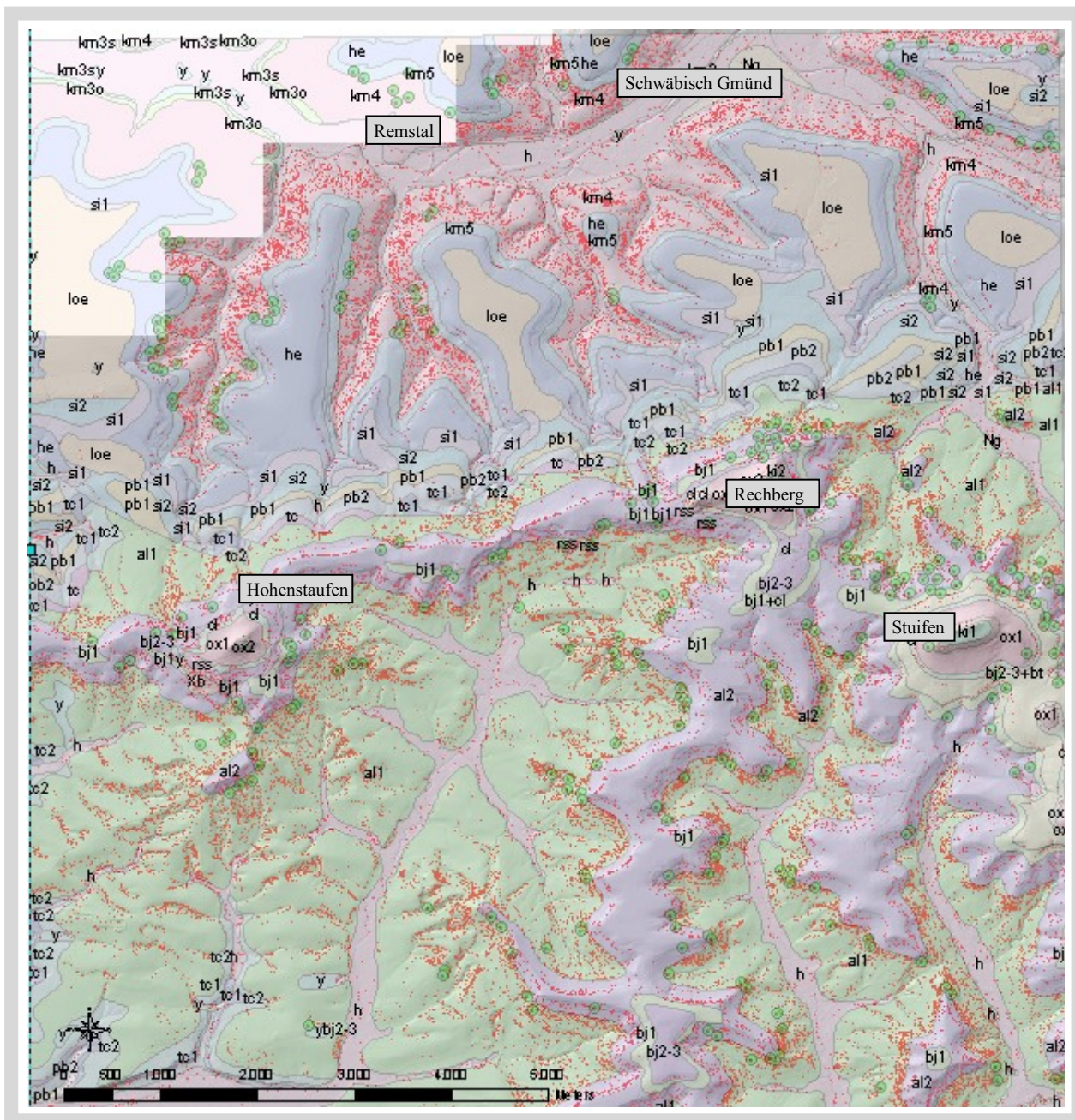


Abbildung 11.1: Gefahrenhinweiskarte für das Untersuchungsgebiet 'Gmünd' für eine Arias Intensität von 0,5, entsprechend einer Magnitude von $ML = 5,7$ bei einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. Rote Markierungen: kritische Bereiche mit den Berechnungen für 'das Newmark displacement'; grüne Punkte: kartierte Massenbewegungen; die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrata) sind aus Tabelle 15.2 im Anhang ersichtl.. Eigene Berechnungen.

11.2 Gefahrenhinweiskarte für 'Fils'

Die Berechnungen wurden, wie für 'Gmünd', mit $I_a = 0,5$, $D = 0$ [km] und $h = 10$ [km] durchgeführt. Die resultierende Magnitude von $ML = 5,7$ wurde von keinem bislang registrierten Erdbeben im Untersuchungsgebiet 'Fils' erreicht. Bei Berechnungen mit den Werten einer vergleichbaren Magnitude von $ML = 4,0$ waren die als 'unsicher' gekennzeichneten Flächen (rote Punkte) auf der Karte kaum noch zuerkennen. Somit gilt auch für 'Fils' der Bereich zwischen $ML = 4,0$ und $5,0$ als Grenzwert, ab welchem mit der Auslösung von Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet zu rechnen ist.

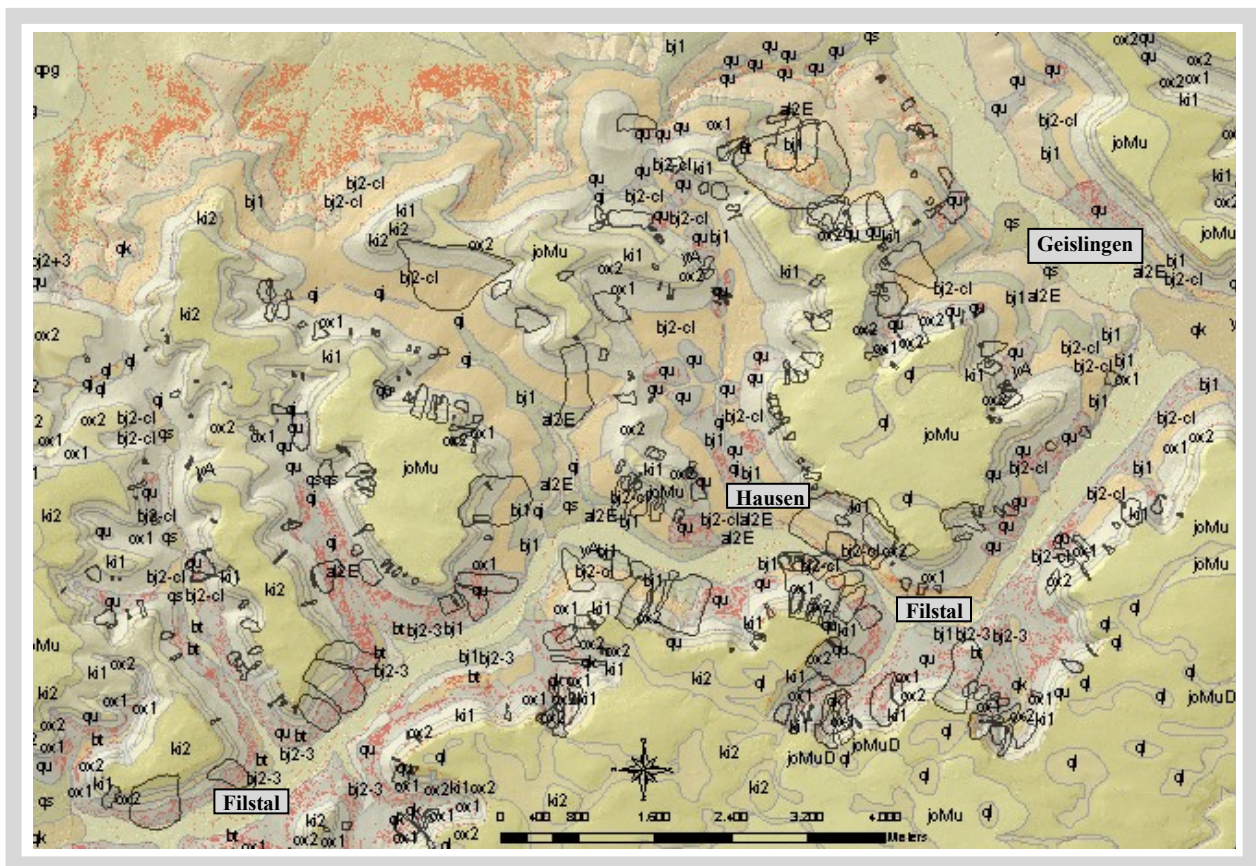


Abbildung 11.2: Gefahrenhinweiskarte für das Untersuchungsgebiet 'Oberes Filstal' für eine Arias Intensität von 0,5, entsprechend einer Magnitude von $ML = 5,7$ bei einer Epizentralentfernung von $D = 0$ [km] und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. Rote Markierungen: kritische Bereiche mit den Berechnungen für das 'Newmark displacement'; schwarz umrandete Polygone: kartierte Massenbewegungen (Brennecke, 2006); die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrate) sind aus Tabelle 15.2 im Anhang ersichtlich. Eigene Berechnungen.

Die Masse der als unsicher gekennzeichneten Flächen nimmt im N des Untersuchungsgebietes der Opalinuston (al1) ein. Im Bereich des Altraufs sind es an den oberen Steilkanten Bereiche des Massenkalkes (joMu), weiter talwärts große Bereiche, die mit Hangschutt (qu) bedeckt sind, sowie Ostreenkalk (bj2) und teilweise Dentalionton (bt-cl).

11.3 Gefahrenhinweiskarte für 'SWA'

Die Berechnungen wurden auch für 'SWA' mit $I_a = 0,5$, $D = 0$ [km] und $h = 10$ [km] durchgeführt. Die Magnitude von $ML = 5,7$ wurde von keinem bislang registrierten Erdbeben in 'SWA' erreicht. Bei Berechnungen mit den Werten einer vergleichbaren Magnitude von $ML = 4,0$ waren die als unsicher gekennzeichneten Flächen (rote Punkte) auf der Karte kaum noch zuerkennen. Somit gilt auch für 'SWA' der Bereich zwischen $ML = 4,0$ und $5,0$ als Grenzwert, ab welchem mit der Auslösung von Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet zu rechnen ist.

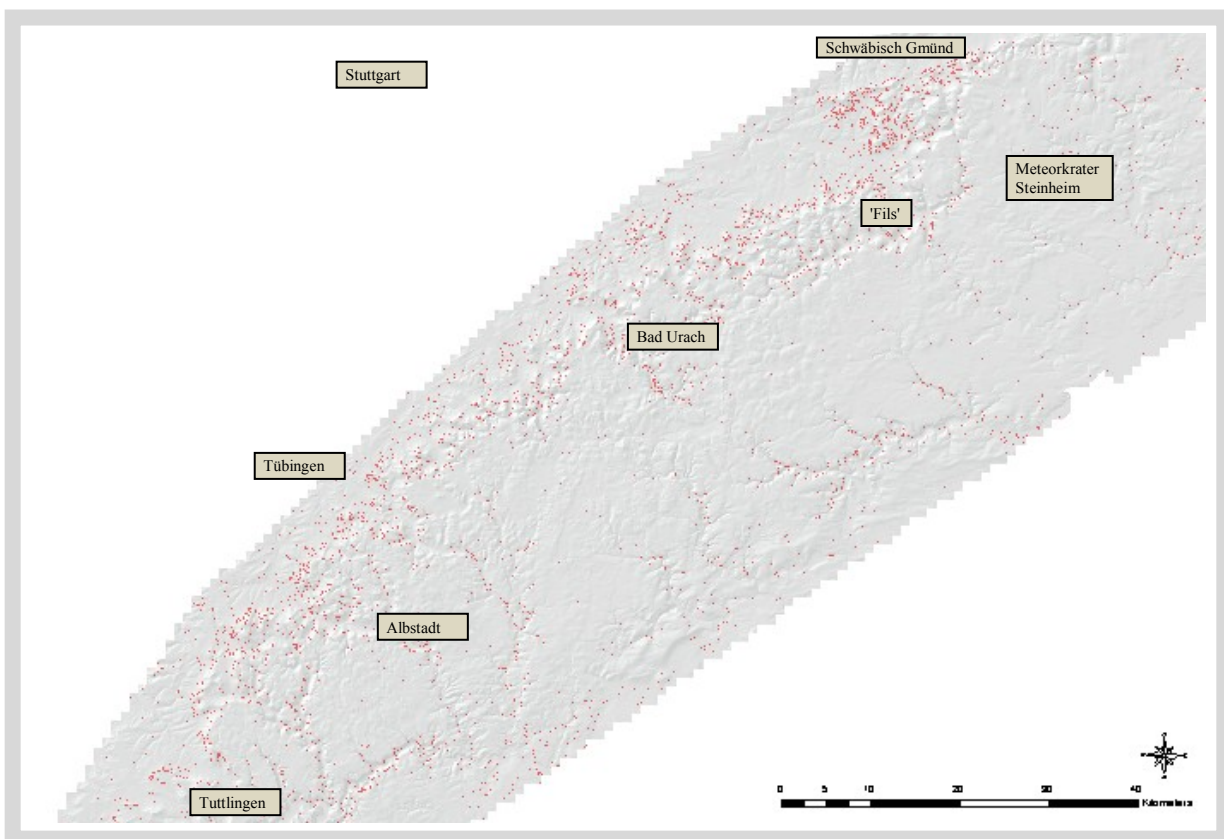


Abbildung 11.3: Gefahrenhinweiskarte für das Untersuchungsgebiet 'SWA' für eine Arias Intensität $I_a = 0,5$, Epizentralentfernung $D = 0$, Herdtiefe $h = 10$ [km], dies entspricht einer Magnitude $ML = 5,7$. Rote Markierungen: 'unsichere' Flächen bei den Berechnungen für das 'Newmark displacement'. Im Hintergrund (grau) das DGM1 für den Bereich Schwäbische Alb. Eigene Berechnungen.

Bei der Darstellung in Abbildung 11.3 wurde auf die Geologie und eine detaillierte Reliefdarstellung verzichtet, damit die mit roten Punkten gekennzeichneten, unsicheren Flächen zu erkennen sind. Es sind dies hauptsächlich die steileren Hänge der Täler, Bereiche des Albraufs und Bereiche im Albvorland. Die Häufung der als unsicher markierten Flächen S Schwäbisch Gmünd (Untersuchungsgebiet 'Gmünd') ist deutlich zuerkennen.

11.4 Gefahrenhinweiskarte für 'BN'

Die in Abbildung 11.4 dargestellten Berechnungen des ' D_N ' wurden wie vorher für $I_a = 0,1$, $D = 0$ [km] und $h = 10$ [km] durchgeführt. Wie aus Tabelle 8.6 hervorgeht, hatte das stärksten Beben, das im Umkreis von 20 [km] um 'BN' registriert wurde, die Stärke $ML = 5,1$. Wegen der Vergleichbarkeit mit den anderen Untersuchungsgebieten und der besseren Darstellung auf der Karte wurde auch für 'BN' mit der Magnitude $ML = 5,7$ gerechnet. Bei den Berechnungen mit einer Magnitude von $ML = 4,0$ waren die roten Pixel auf der Kartendarstellung wie auf Abbildung 11.4 nicht mehr zu erkennen. Damit könnte ein Erdbeben zwischen einer Stärke von $ML = 4,5 - 5,5$ als untere Grenze angesehen werden, das im Raum Bonn noch Massenbewegungen auslösen könnte.

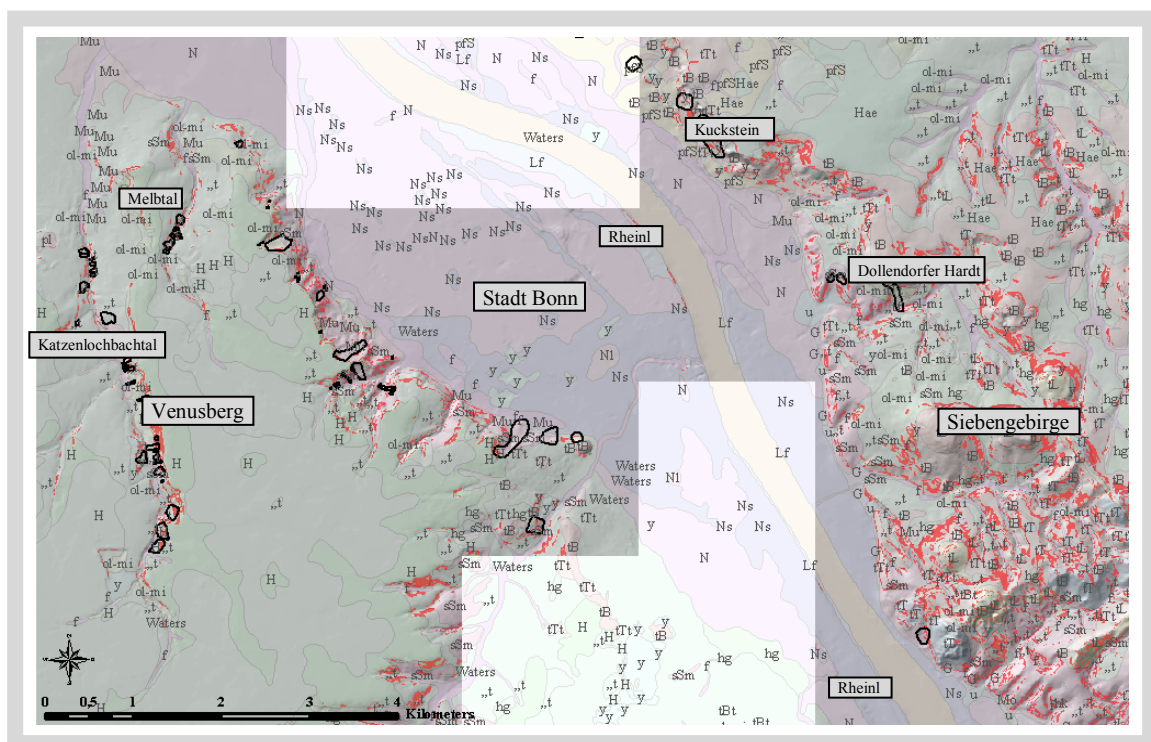


Abbildung 11.4: Gefahrenhinweiskarte für das Untersuchungsgebiet 'Bonner Raum' für eine Arias Intensität $I_a = 0,5$, Epizentralentfernung $D = 0$, Herdtiefe $h = 10$ [km], dies entspricht einer Magnitude $ML = 5,7$. Rote Markierungen: 'unsichere' Flächen bei den Berechnungen für das 'Newmark displacement'. Für die hellen Bereiche stand kein DGM zur Verfügung. Die Bezeichnungen für die geologischen Einheiten (Substrate) sind aus Tabelle 15.2 im Anhang ersichtlich. Eigene Berechnungen.

Für die hellen Bereiche auf der Abbildung 11.4, bei denen nur die geologische Karte zu erkennen ist, standen keine DGM - Kacheln zur Verfügung. Da es sich hier um den besiedelten Bereich der Niederterrasse handelt mit Hangneigungen deutlich unter 10° , ist davon auszugehen, dass diese Gebiete wenig gefährdet sind. Der Bereich in der Mitte der Abbildung 11.4 kann zudem als repräsentativ angesehen werden. In diesem Bereich sind keine gefährdeten Bereiche ausgewiesen. Von den kartierten Massenbewegungen liegen sieben von insgesamt 66 außerhalb des mit 'rot' gekennzeichneten Bereiches, das

entspricht 10,6%. Bei vier von diesen sieben Massenbewegungen ist die Abrisskante an der Geländekante eingezeichnet, die rote Markierung für das 'Newmark displacement' beginnt bei diesen Flächen einige Meter unterhalb der Geländekante.

Da diese Flächen auch als 'unsicher' einzustufen sind, verbleiben noch drei Massenbewegungen die nicht in einem mit 'rot' gekennzeichneten Bereich liegen.

11.5 Diskussion Gefahrenhinweiskarten

Es kann festgestellt werden, dass es möglich ist, mit der Methode 'Newmark displacement' Gefahrenhinweiskarten zu erstellen, die auch detailliert genug sind, um einzelne gefährdete Bereiche je nach verwendetem DGM bis metergenau auszuweisen. Für das Anpassen der Substrateigenschaften und das Festlegen des Grenzwertes bei den Berechnungen des 'Newmark displacement' zwischen sicheren und unsicheren Flächen ist Erfahrung und Augenmaß notwendig, da diese Werte nicht im Labor oder vor Ort ermittelt werden können. Die Ergebnisse der Berechnungen wurden bei einigen Geländebegehungen stichprobenartig überprüft, es konnten dabei alle mit den Berechnungen mit der Methode 'Newmark displacement' als unsicher gekennzeichneten Flächen auch als potentiell gefährdete Flächen bestätigt werden. In einigen Fällen konnten Massenbewegungen erkannt werden, die bislang nicht als solche interpretiert worden waren (Forstamt Göppingen, 2004, persönliche Mitteilungen). Eine Bestätigung der Berechnungen durch aktuelle Ereignisse konnte nicht erfolgen, da sich im Zeitraum dieser Arbeit keine Erdbeben in den Gebieten ereignet haben.

12. Diskussion und Ausblick

Ziel dieser Arbeit war, herauszufinden, ob die Methode 'Newmark displacement' auch für ein Gebiet wie Deutschland anwendbar ist, um Gebiete möglichst genau zu verorten, in denen mit der Auslösung von gravitativen Massenbewegungen durch Erdbeben zu rechnen ist und ab welcher Minimum Stärke Erdbeben in Deutschland gravitative Massenbewegungen auslösen können. Mit den Ergebnissen der Berechnungen sollten Gefahrenhinweiskarten erstellt werden. Alle Ziele konnten erreicht werden.

Besondere Schwierigkeiten ergaben sich bei der Sammlung der Eingangsdaten, sowohl bei denen für die historischen und rezenten Erdbeben, um das Ausmaß der Seismizität für Deutschland bestimmen zu können, als auch ganz besonders bei den Daten für die Substrateigenschaften. Dies gelang nur nach umfangreichen Literaturrecherchen, da kaum Messdaten zur Verfügung standen.

Der Zwischenschritt über die Anpassung der Substrateigenschaften in den beiden Untersuchungsgebieten 'Gmünd' und 'Fils' über die Berechnung des FOS und den Abgleich mit den kartierten Massenbewegungen hat sich als sehr nützlich erwiesen, da die Berechnungen des FOS mit den Durchschnittswerten der Substrateigenschaften keine befriedigenden Ergebnisse lieferten.

Ein zusätzliches Problem bereiteten die nicht abgestimmten Bezeichnungen in den geologischen Karten, die für die Bestimmung der Substrate benötigt wurden. Eine Verwendung durch EDV konnte erst erfolgen, nachdem mit Hilfe eines neuen Ziffernsystems für die Kennungen der geologischen Einheiten und Substrate die Substrateigenschaften zugewiesen werden konnten.

In Deutschland sind stärkere tektonische Erdbeben relativ selten, die Auslösung von Massenbewegungen durch Erdbeben ist nur in wenigen Fällen erfasst worden. Insofern konnten die Ergebnisse dieser Arbeit nicht an aktuellen Beispielen überprüft werden. Um so wichtiger sind Hinweise auf mögliche Gefährdungen durch zukünftige Ereignisse, da diese Probleme offensichtlich nicht nur in der Öffentlichkeit bewusst oder unbewusst verdrängt werden. Diese Arbeit sollte dazu beitragen, auf die tatsächliche potentielle Gefährdung durch die durch Erdbeben ausgelösten Massenbewegungen hinzuweisen und Lösungswege für eine Berechnung der Gefährdung aufzuzeigen.

Die vier aufgestellten Hypothesen können bestätigt werden:

- zu (1): Die stärksten Erdbeben, die in Deutschland und angrenzenden Gebieten seit 800 AD stattgefunden haben, haben das Potenzial, in Deutschland gravitative Massenbewegungen auszulösen. Auch bei schwächeren, besonders flachen Beben ab einer Magnitude $ML \geq 4,5$ muss im Bereich des Epizentrums mit einer Gefährdung durch Massenbewegungen gerechnet werden.
- zu (2): Mit der pseudostatischen Methode ('Newmark displacement') konnten zutreffendere Ergebnisse erzielt werden als mit der statischen Methode (Berechnung des FOS).
- zu (3): Mit der Methode 'Newmark displacement' und den zur Verfügung stehenden Daten können Berechnungen auf regionaler Ebene mit Erfolg durchgeführt werden. Die Daten über historische Beben sind ausreichend, wenn mehrere Kataloge herangezogen und abgeglichen werden. Die Genauigkeit der Ergebnisse ist stark von den Substrateigenschaften, der Genauigkeit bei der Berech-

nung der Hangneigung und damit als Resultat dem FOS abhängig. Bei Verwendung eines DGM mit 1 m - Auflösung sind die Resultate hervorragend, ab einer Auflösung von 3 m verschlechtern sich die Ergebnisse deutlich, ab einer Auflösung von 10 m sind die Ergebnisse der Berechnungen nur noch für grobe Übersichten zu verwenden. Für die Substrateigenschaften standen weitgehend nur Daten aus der Literatur zur Verfügung. Aber auch mit diesen Daten ließen sich befriedigende Ergebnisse erzielen, wenn sie mit den kartierten Massenbewegungen abgeglichen wurden. Für eine genaue Analyse müsste dieses Verfahren auf die Massenbewegungen beschränkt werden, die durch Erdbeben ausgelöst wurden.

zu (4): Mit den Ergebnissen der Berechnungen ließen sich für die regionale Ebene für den 'Bonner Raum' und für die Schwäbische Alb Gefahrenhinweiskarten mit einer zufrieden stellenden Auflösung erstellen.

Für eine regionale Analyse werden Daten zur Seismizität, Geologie, Geomorphologie und den Substrateigenschaften in der erforderlichen Genauigkeit benötigt. Mit dieser Arbeit wurden für die Untersuchungsgebiete Lösungswege aufgezeigt, die zu befriedigenden Ergebnissen führten. Um Gefährdungskarten für ganz Deutschland erstellen zu können, werden folgende Forderungen formuliert:

1. Historische und rezente Erdbeben sollten in einem abgestimmten Katalog zusammengefasst werden, einschließlich Hinweisen auf Vor- und Nachbeben, und an einer zentralen Stelle frei zugänglich zur Verfügung stehen.
2. Die geologischen Karten sollten so aufbereitet werden, dass sie mit EDV bearbeitbar und miteinander verknüpfbar sind. Das vorgeschlagene Ziffersystem ist so ausgelegt, dass auch ältere geologische Karten und weitere Gebiete mit unterschiedlichen geologischen Gegebenheiten mit einbezogen werden können.
3. Für die Berechnung der Hangneigung werden flächendeckend DGM1 benötigt.
4. Messdaten zu Substrateigenschaften sollten flächendeckend frei zugänglich sein.
5. Die Archive sollten nach Hinweisen auf durch Erdbeben ausgelöste Massenbewegungen durchforstet werden.
6. Erstellen eines Inventars zu Massenbewegungen für Deutschland, welches an einer zentralen Stelle frei zugänglich ist.

Die Zuordnung der Substrateigenschaften für die jeweiligen geologischen Einheiten auf regionaler Ebene kann nur mit entsprechender Erfahrung und Augenmaß erfolgen, da Messwerte für natürliche Hänge auf regionaler Ebene nicht flächendeckend zu beschaffen sind. Mit dem in dieser Arbeit aufgezeigten Weg über den Abgleich der Substrateigenschaften mit kartierten Massenbewegungen konnten befriedigende Ergebnisse für unterschiedliche Regionen Deutschlands erzielt werden. Mit den oben aufgeführten Forderungen können die Ergebnisse noch verfeinert werden.

13. Zusammenfassung

Die Berechnung einer Gefährdung von durch Erdbeben ausgelöste gravitative Massenbewegungen für die Schwäbische Alb und den Bonner Raum erfolgte mit der Methode 'Newmark displacement'. Hierzu wurden Daten zur Seismizität in Deutschland, mit EDV verarbeitbare geologische Karten, digitale Geländemodelle und Substrateigenschaften der in den geologischen Karten aufgelisteten Substrate für die Untersuchungsgebiete benötigt.

Die Daten zu den Erdbeben wurden aus den Katalogen des BGR, GFZ, USGS und der Erdbebenstation Bensberg herausgefiltert. Hierzu mussten die Rohdaten in Datenbanken überführt werden. Bis auf das Untersuchungsgebiet 'Schwäbische Alb' (SWA) standen geologische Karten im Maßstab 1:25.000 zur Verfügung. Die GK25 Nr. 7224 ('Gmünd') musste digitalisiert werden. Für 'SWA' standen digitale geologische Karten im Maßstab 1:200.000 zur Verfügung. Die Bezeichnungen und Kenner der geologischen Einheiten (Substrate) sind jedoch nicht einheitlich. Es musste ein eigenes Ziffernsystem entwickelt werden, das die Stratigraphie abbildet und um die Substrateigenschaften erweiterbar war. Das Ziffernsystem wurde 'StratiNo' genannt. Mit dieser Methode konnten die Berechnungen mit ArcGIS problemlos durchgeführt werden.

Die benötigten Substrateigenschaften standen nicht zur Verfügung. Es wurde eine eigene Datenbank mit den Substrateigenschaften aufgebaut, die Daten wurden in einem langwierigen Prozess aus Lehrbüchern und der Literatur zusammengestellt. Die Werte für die 'StratiNo' wurden an Hand der Beschreibungen in der Datenbank mit den Beschreibungen in den geologischen Karten abgeglichen und zuerst Durchschnittswerte eingesetzt. Anschließend erfolgte ein Abgleich mit den kartierten Massenbewegungen der Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils'. Die kartierten Massenbewegungen geben in der Regel keine Hinweise auf den Auslöser, nur in einigen Fällen sind starke Niederschläge angegeben. Dieses Verfahren wurde angewendet, da es mit einer Ausnahme keine aktuellen Hinweise auf durch Erdbeben ausgelösten Massenbewegungen in den Untersuchungsgebieten gab. Mit den abgeglichenen Substrateigenschaften und den Daten aus den Erdbebendatenbanken wurde zuerst der FOS berechnet, dann die kritische und die maximale Beschleunigung. Mit diesen Ergebnissen wurde die Arias Intensität und anschließend der Versatz des 'Newmark displacement' für ein bestimmtes Erdbebenszenario berechnet. Mit diesen Ergebnissen wurden zuletzt die Gefahrenhinweiskarten für die vier Untersuchungsgebiete erstellt.

Mit dem vorgeschlagenen Weg konnten die Gefahrenhinweiskarten erstellt werden. Für weitere Erdbebenszenarien hätten nur die Eingangsparameter geändert werden müssen, das restliche Verfahren wäre wie oben beschrieben anzuwenden. Es wurde daher auf das weitere Erstellen von Gefahrenhinweiskarten für unterschiedliche Szenarien verzichtet.

Ein weiteres Ziel dieser Arbeit war, herauszufinden, welche Minimum Stärke der Erdbeben noch gravitative Massenbewegungen in Deutschland auslösen könnte. Auch dieses Ziel wurde erreicht. Je nach Umgebung und Substrateigenschaften liegt die Minimum Stärke zwischen $ML = 4,5$ und $5,5$. Somit haben die in Deutschland stattfindenden Erdbeben durchaus das Potenzial, Massenbewegungen auszulösen. Es konnte jedoch keine Überprüfung der berechneten Daten durchgeführt werden, da im Zeitraum

dieser Arbeit kein entsprechendes Erdbeben statt fand und die historischen Daten nur sehr wenige Hinweise auf gravitative Massenbewegungen enthielten, die durch Erdbeben ausgelöst wurden.

Um herauszufinden, in welchem Detaillierungsgrad die relevanten Daten für die Berechnungen benötigt werden, wurde eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Es wurden verschiedene Berechnungsmethoden miteinander verglichen, um die einfachste Berechnungsmethode herauszufinden. Die Ergebnisse zeigten eindeutig, dass die Verwendung der einfacheren Formeln und Methoden zu ungenauen Ergebnissen führen, z. B. beim FOS zu Abweichungen bis zu 40% von den Ergebnissen der Berechnungen mit den detaillierteren Substrateigenschaften. Die Ungenauigkeiten bei der Ermittlung der Substrateigenschaften wirken sich geringer aus als die Verwendung einfacherer Methoden. Gerade in der Schwäbischen Alb muss im Bereich der Schichtstufen zwischen den einzelnen geologischen Einheiten bzw. Substraten unterschieden werden, was bei den 'einfachen' Methoden, z. B. bei der Berechnung des FOSe, und größeren DGM nicht vorgegeben ist. Dabei gewinnt die Hangneigung eine dominierende Bedeutung. Bei den Berechnungen mit den detaillierteren Substrateigenschaften konnte gezeigt werden, dass die Stabilität der Hänge nicht von der Hangneigung dominiert wird, sondern in entscheidendem Maß von den Substrateigenschaften bestimmt wird. Dies steht im Widerspruch zu den Feststellungen von Jibson et al. (2000). Der Grund für diesen Widerspruch könnte darin liegen, dass Jibson et al. (2000) nur Starkbeben in Kalifornien berücksichtigt haben.

Es konnte nachgewiesen werden, dass mit den vorgeschlagenen Methoden ausreichende Datensätze erstellt werden können, um mit den vorhandenen Daten und Methoden die gefährdeten Bereiche für durch Erdbeben ausgelöste gravitative Massenbewegungen in den Untersuchungsgebieten berechnen zu können. Mit den erzielten Ergebnissen können entsprechende Gefahrenhinweiskarten für verschiedene Erdbeben-szenarien erstellen werden.

14. Literatur

- ABAG (2001) The process of developing liquefaction hazard maps.. Oakland, CA, ABAG, <http://www.abg.ca.gov>
- ABRAMSON, L. W., LEE, T. S., SHARMA, S. & BOYCE, G. M. (1996) *Slope stability and stabilization methods*, New York, Wiley.
- AHNERT, F. (1996) *Einführung in die Geomorphologie*, Stuttgart, Ulmer.
- AHORNER, L. (1962) Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht *Eiszeitalter und Gegenwart* 13, 24-105.
- AHORNER, L. (1968) Erdbeben und jüngste Tektonik im Braunkohlenrevier der Niederrheinischen Bucht *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 118, 150-160.
- AHORNER, L. (1970) Seismo-tectonic relations between the graben zones of the Upper and Lower Rhine valley IN ILLIES, H. & MÜLLER, S. (Eds.) *Graben problems* Stuttgart, Schweizerbart.
- AHORNER, L. (1975) Present-Day Stress Field and Seismotectonic Block Movements Along Major Fault Zones in Central Europe. *Tectonophysics*, 29, 233-249.
- AHORNER, L. (1983a) Seismicity and neotectonic structural activity of the Rhine graben system in Central Europe IN RITSEMA, A. R. & GÜRPINAR, A. (Eds.) *Seismicity and seismic risk in the offshore North Sea area*. Dordrecht, Reidel.
- AHORNER, L. (1983b) Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish massif, Central Europe IN FUCHS, K. (Ed.) *Plateau uplift*. Heidelberg, Springer.
- AHORNER, L. (1994) Fault-Plane Solutions and Source Parameters of the 1992 Roermond, the Netherlands, Mainshock and Its Stronger Aftershocks from Regional Seismic Data. *Geologie En Mijnbouw*, 73, 199-214.
- AHORNER, L. (2001) Abschätzung der statistischen Wiederkehrperiode von starken Erdbeben im Gebiet um Köln auf Grund von geologisch-tektonischen Beobachtungen an aktiven Störungen Bergisch Gladbach, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft.
- AHORNER, L., GILS, J.-M. VAN (1963) Das Erdbeben vom 25. Juni 1960 im belgisch-niederländischen Grenzgebiet. *Rheinische Erdbeben III*. Bonn, Stollfuss.
- ALCÁNTARA-AYALA, I. (1999) The Torvizón, Spain, landslide of February 1996: the role of lithology in a semi-aride climate.. *Geofisica Internacional* 38, 174-184.
- AMBRASEYS, N. N. (1974) Dynamics and response of foundation materials in epicentral regions of strong earthquakes *Proceedings V. World Conference for Earthquake Engineering*, I, 126-148.
- ANDERSON, M. G. (1990) A feasibility study on mathematical modelling of slope hydrology and stability *Geotechnical Control Office, Hong Kong*, 23/90.
- ANDERSON, M. G. & LLOYD, D. M. (1991) Using a combined slope hydrology-stability model to develop cut slope design charts *Proceedings of the Institute of Civil Engineers*, 91, 7005 - 718.
- ANDERSON, S. A. & SITAR, N. (1995) Shear strength and slope stability in a shallow clayey soil regolith.. IN HANEBERG, W. C. & ANDERSON, S. A. (Eds.) *Clay and shale slope instability*. Boulder, Colorado The Geological Society of America
- ARIAS, A. (1970) A Measure of Earthquake Intensity. IN HANSEN, R. J. (Ed.) *Seismic Design for Nuclear Power Plants*. Cambridge, Mass., M.I.T. Press.

- ASCH, K. (2003) *The 1:5 Million international geological map of Europe and adjacent areas: Development and implementaton of a GIS-based concept* Hannover, Bundesanstalt für Geologie nd Rohstoffe und die Staatlichen Geologischen Dienste in der Bundesrepublik Deutschland
- AYADI, A. (2003) Can plate motion surveys by GPS measurements be considered as an alert system in earthquake occurrence?. IN ZSCHAU, J. & KÜPPERS, A. N. (Eds.) *Early warning systems for natural disaster reduction*. Berlin, Springer.
- BABA, A. B., PAPADIMITIOU, E., PAPAZACHOS, B. C., PAPAIOANNOU, C. A. & KARAKOSTAS, B. G. (2000) Unified local magnitude scale for earthquakes of south Balkan area. *Pure and Applied Geophysics* 157.
- BABU, G. L. S., MUKESH, M. D. (2001) *Landslide analysis in GIS*. India Institute of Science.
- BACKHAUS, E. (1970) Baugeologie der Lockergesteine (Mittelgebirge, Alpenvorland, Niederrhein) IN SMOLTCZYK, U. (Ed.) *Grundbautaschenbuch*. Berlin, Ernst.
- BAHLBURG, H. & BREITKREUZ, C. (1998) *Grundlagen der Geologie*, Stuttgart, Enke.
- BAK, P. (1999) *How nature works*, New York, Springer.
- BARNES, G. (1995) *Soil mechanics. Principles and practice* o. O., Macmillan.
- BAUINGENIEUR (2004) *Geophysikalische Daten*, unveröffentlicht. Koblenz.
- BAYLISS, T. J. & BURTON, P. W. (2007) A new earthquake catalogue for Bulgaria and the conterminous Balkan high hazard region *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7, 345 - 359.
- BELL, R. (2007) Lokale und regionale Gefahrenanalyse gravitativer Massenbewegungen an der Schwäbischen Alb (Dissertation) *Geographisches Institut*. Bonn, Universität Bonn.
- BENSBERG (2008) *Erdbebenkatalog. Erdbebenstation Bensberg der Universität Koeln*.
- BERGER, C. A. (1998) *Analyse und Synthese von Isoleistenkarten* *Institut für Geophysik*. Stuttgart, Universität Stuttgart
- BERKHEMER, H. (1990) *Grundlagen der Geophysik*, Darmstadt, Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
- BEROYA, M. A. A. & AYDIN, A. (2008) Seismic hazard analysis of Laoag City, Northern Philipines for liquefaction potential assessment.. *Engineering Geology* 96, 28-42.
- BEYER, H. (2008) *Hawth's Analysis Tools for ArcGIS*.
- BIBUS, E. & TERHORST, B. (2001a) *Angewandte Studien zu Massenbewegungen* Tübingen, Geographisches Institut, Universität Tübingen.
- BIBUS, E. & TERHORST, B. (2001b) Mass movements in Southern Germany: Analysis and results from the Tübingen work group of the MABIS project.. *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F.*, 125, 93-103.
- BORUS, H. (1999) Einsatz geographischer Messverfahren zur Abschätzung der hydraulischen Durchlässigkeit tonhaltiger Sedimente - ein Beitrag zum Grundwasserschutz *Universität Kiel*. Kiel, Universität Kiel.
- BOUCHON, M., HATZFELD, D., JACKSON, J. A. & HAGHSHENAS, E. (2006) Some insight on why Bam (Iran) was destroyed by an earthquake of relatively moderate size. *Geophysical Research Letters*, 33.
- BRAUNMILLER, J., DAHM, T. & BONJER, K.-P. (1994) Source mechanism of the 1992 Roermond earthquake from surface-wave inversion of regional data.. *Geophysical Journal International* 116, 663 - 672.

- BRENNECKE, M. (2006) Erstellung einer Inventarkarte gravitativer Massenbewegungen an der Schwäbischen Alb. Kartierung aus Luftbildern und einem digitalen Höhenmodell. (Diplomarbeit, unveröffentlicht).. *Geographisches Institut*. Bonn, Universität Bonn.
- BRUNSDEN, D. & PRIOR, D. B. (1984) *Slope instability*, Cichester, Wiley.
- BUDIANSKY, B. & AMAZIGO, J. C. (1976) Interaction of fault slip and lithospheric creep *Journal of Geophysical Research* 81, 4897 - 4900.
- BURGHARDT, O., HAMMLER, U., JÄGER, B., LEDOUX, H., MICHEL, G., MÜLLER, H.-P., REINHARDT, M. & RIBBERT, K.-H. (1987) *Erläuterungen zu Blatt C5506*, Krefeld, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
- BURRE, O. (1995) *Erläuterungen zu Blatt 5309 Königswinter GK 1:25.000 Krefeld*, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
- BURTON, P. W., MAKROPOULOS, K. C., MCGONIGLE, R. W., RITCHIE, E. A., MAIN, I. G., KOUSKOUNA, V. & DRAKOPOULOS, J. (1991) Contemporary seismicity in eastern Greece from the Volos network (VOLNET): Fault parameters of major and minor earthquakes *British Geological Survey, Seismological Series Report WL/91/29*.
- BURTON, P. W., XU, Y., QIN, C., TSELENTIS, G.-A. & SOKOS, E. (2004) A catalogue of seismicity in Greece and the adjacent areas for the twentieth century *Tectonophysics* 390, 117 - 127
- CAKMAK, A. S. (1987) *Soil dynamics and liquefaction*, Amsterdam, Elsevier.
- CAMELBEECK, T. & ECK, V. T. (1994) The Roer valley graben earthquake of 13 April 1992 and its seismotectonic settings *Terra Nova* 6, 291 - 300
- CAMELBEECK, T. & MEGHRAOUI, M. (1996) Large earthquakes in Northern Europe more likely than once thought. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 77, 405 - 409.
- CAMELBEECK, T., ALEXANDRE, P., VANNESTE, K. & MEGHRAOUI, M. (2000) Long-term seismicity in regions of present low seismic activity: the example of Western Europe *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 20, 405 - 414.
- CANCANI, A. (1904) Sur L'emploi d'une double échelle sismique des intensités, empirique et absolue.. *Proc. Intern. seism. Assoc.*, 281 - 283.
- CHAI, Y. H. (2005) Incorporating low-cycle fatigue model into duration-dependent inelastic design spectra *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 34, 83 - 96.
- CHEN, C. Y., YU, F. C., LIN, S. C. & CHEUNG, K. W. (2007) Discussion of landslide self-organized criticality and the initiation of debris flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 197-209.
- CHENG, J. D., CHEN, B. K., SU, R. R. & YEH, C. L. (2000) Landslides induced by the disastrous earthquake on September 21, 1999 in Central Taiwan *European Geophysical Society, 25th General Assembly, Nice, France, Geophysical research abstracts* 2000.
- COTECCHIA, V. (1987) Earthquake-prone environments.. IN ANDERSON, M. G. & RICHARDS, K. S. (Eds.) *Slope Stability* New York, Wiley.
- CRAIG, R. F. (1997) *Soil mechanics*, London, Routledge.
- CROZIER, M. J. (1986) *Landslides: Causes, consequences and environment*, London, Croom Helm.
- CROZIER, M. J. (1989) *Landslides: causes, consequences & environment*, London, Routledge.
- CRUDEN, D. M. (1991) A simple definition of a landslide *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 43.
- CRUDEN, D. M. (2001) IUGS working group on world landslide inventory and the IDNDR (1999 - 2000). *Episodes*, 24, 209 - 210.

- CRUDEN D.M. & VARNES D. J. (1996) *Landslide types and processes*. In: TURNER A.K. & SHUSTER R.L. (eds) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transp Res Board, Spec Rep 247, pp 36-75.
- DEL GAUDIO, V., PIERRI, P. & WASOWSKI, J. (2003) An approach to time-probabilistic evaluation of seismically induced landslide hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 557-569.
- DEMOULIN, A., PISSART, A. & SCHROEDER, C. (2003) On the origin of late quaternary paleo-landslides in the Liège (E Belgium) area. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 92, 795 - 805.
- DIETER, A., DIETL, G., JÄGER, M. & SCHWEIGERT, G. (2006) Vom Albrauf ins Reich der Meerengel - Bergrutsch, Riffe und Haie IN ROSENDAHL, W., JUNKER, B., MEGERLE, A. & VOGT, J. (Eds.) *Wanderungen in die Erdgeschichte* München, Pfeil.
- DIGITALGLOBE (2008) Satellite Imagery. DigitalGlobe Inc.
- DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M. (1996) *Landslide recognition. Identification, movement and causes*, Chichester, Wiley.
- DIKAU, R. & GLADE, T. (2002) *Landslides*.
- DIKAU, R. (2006) Komplexe Systeme in der Geomorphologie *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft* 148, 125-150.
- DIN 1055 -2 (1976) Lastannahmen für Bauten; Bodenkenngrößen, Wichte, Reibungswinkel, Kohäsion, Wandreibungswinkel. Berlin, Deutsches Institut für Normung.
- DIN 1080 (1996) DIN-Taschenbuch 36, Erd- und Grundbau. Berlin, Deutsches Institut für Normung.
- DIN 18 196 (2006) Erd- und Grundbau - Bodenklassifikation für bautechnische Zwecke. Berlin, Deutsches Institut für Normung.
- DIN 18300 (2006) VOB Vergabe- und Vertragsordnung für Bauleistungen - Teil C: Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen (ATV) - Erdarbeiten, Ausgabe 2006-10. Berlin, Deutsches Institut für Normung.
- DIN 4084 (1981) Baugrund; Gelände- und Böschungsbruchberechnungen. Berlin, Deutsches Institut für Normung.
- DIX, A. & ROHRS, M. (2007) History versus presence? Remarks about potentials, risks and secondary effects of a combination of historical and current perspectives of the analysis of natural catastrophe. *Historical Social Research-Historische Sozialforschung*, 32, 215-234.
- DONGUS, H. (1977) *Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes* Marburg.
- DONGUS, H. (2000) *Die Oberflächenformen Südwestdeutschlands; Geomorphologische Erläuterungen zu Topographischen und Geologischen Übersichtskarten* Stuttgart, Bornträger.
- DUNNING, S. A., MITCHELL, W. A., ROSSER, N. J. & PETLEY, D. N. (2007) The Hattian Bala rock avalanche and associated landslides triggered by the Kashmir Earthquake of 8 October 2005. *Engineering Geology*, 93, 130-144.
- DURRANI, A. J., ELNASHAI, A. S., HASHASH, Y. M. A., KIM, S. J. & MASUD, A. (2005) The Kashmir earthquake of October 8, 2005. *Mid-America Earthquake Center Report No. 05-04*.
- EDUPRO (2007) EduShake. Sammamish, WA, USA EduPro Civil Systems, Inc..
- ENGEL, J. (1998) Entwicklung von Datenstrukturen für bodenmechanische Anwendungen *Institut für Geotechnik*. Dresden, Technische Universität Dresden
- ERNST, W. (1970) *Erdbebenvorhersage*, München, Goldmann.

- EWALD, M. (2006) Numerical simulations of earthquake scenarios in the Lower Rhein Embayment area *Universität München LMU München*, LMU München.
- FAUPL, P. (1997): *Historische Geologie*. WUV - Universitätsverlag, Wien.
- FERENTINOU, M. D., SAKELLARIOU, M., MATZIARIS, V. & CHARALAMBOUS, S. (2006) An introduction methodology for estimating landslide hazard for seismic and rainfall induced landslides in a geographical information system environment.. *ECI Conference on Geohazards, Lillehammer, Norway*
- FOWLER, C. M. R. (1997) *The solid earth*, Cambridge, Cambridge University Press.
- FRETTE, V. (1993) Sandpile Models with Dynamically Varying Critical Slopes. *Physical Review Letters*, 70, 2762-2765.
- FRETTE, V., CHRISTENSEN, K., MALTHESORENSEN, A., FEDER, J., JOSSANG, T. & MEAKIN, P. (1996) Avalanche dynamics in a pile of rice. *Nature*, 379, 49-52.
- GARCIA-RODRIGUEZ, M. J., MALPICA, J. A., BENITO, B. & DIAZ, M. (2008) Susceptibility assessment of earthquake-triggered landslides in El Salvador using logistic regression *Geomorphology* 95, 172 - 191.
- GD-NRW (2008) Erdbeben bei Roermond 13.04.1992. Krefeld, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, http://www.gd-nrw.de/zip/l_yroer.pdf
- GEISEL, M. (2006) Schäden in Forstgebieten durch gravitative Massenbewegungen, persönliche Mitteilungen Göppingen, Forstamt Göppingen
- GELLER, R. J. (1997) Earthquake prediction: a critical review. *Geophysical Journal International*, 131, 425-450.
- GENSKE, D. G. (2006) *Ingenieurgeologie. Grundlagen und Anwendungen* Berlin, Springer.
- GEO-SLOPE (2007) Geo-Studio 2007. Calgary, Alberta, Canada GEO-SLOPE International Ltd.
- GEOEYE (2008) GeoEye Imagery products: IKONOS. GeoEye.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1984) *Die Schwäbische Alb und ihr Vorland*, Stuttgart, Bornträger.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1986) *Geologie von Baden-Württemberg* Stuttgart Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- GIESE, P. (1987) *Ozeane und Kontinente*, Heidelberg, Spektrum der Wissenschaft.
- GIESE, P. (1995) *Geodynamik und Plattentektonik*, Heidelberg, Spektrum der Wissenschaft.
- GIPPRICH, T. L., SNIEDER, R. K., JIBSON, R. W. & KIMMAN, W. (2008) The role of shear and tensile failure in dynamically triggered landslides. *Geophysical Journal International*, 172, 770-778.
- GLADE, T., ANDERSON, M. & CROZIER, M. J. (2006) *Landslide hazard and risk*, Chichester, Wiley.
- GLADE, T. (2007) *Abschlussbericht DFG-Projekt InterRisk* (unveröffentlicht) Bonn, Geographisches Institut der Universität Bonn.
- GLASER, R. (2001) *Klimageschichte Mitteleuropas*. Darmstadt, Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
- GOEBELL, S. & WETZEL, H. U. (2006) Contributions to the deformation analysis in Germany based on precise and continuous GPS measurements. *Natural Hazards*, 38, 177-197.
- GOLDMAN, D. E. & GIERKE, H. E. (1961) Effects of shock and vibrations on man IN HARRIS, C. M. & CREDE, C. E. (Eds.) *Shock and vibration handbook* New York, McGraw-Hill.
- GOUDIE, A. (1995) *Physische Geographie*, Heidelberg, Spektrum Akademischer Verlag.

- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G. & SMITH, A. (2004) *A geologic time scale 2004*, New York, Cambridge University Press.
- GRECKSCH, G. (1999) *Analyse und Interpretation von Brunnenpiegelschwankungen als Folge des Roermond-Erdbebens vom April 1992* Aachen, Shaker.
- GROSCOPF, R. & VILLINGER, E. (1998) *Erläuterungen zur Geologische Schulkarte von Baden-Württemberg 1:1.000.000* Freiburg, Landesamt für Geologie und Rohstoffe
- GRUNERT, J. (1994) *Hangabtragung und Bodenerosion im Bonner Raum in historischer Zeit*. IN VON KÖNIGSWALD, W. & MEYER, W. (1994) *Erdgeschichte im Rheinland*. München, Pfeil.
- GRUNERT, J., SCHMANKE, V. (1997) Hangstabilität im Südwesten Bonns. Erstellung einer Stabilitätskarte mit Hilfe eines GIS. *Geographische Rundschau*, 49, 584-590.
- GRÜNTAL, G. (1998) European Macroseismic Scale 1998. IN L'EUROPE, C. D. (Ed.) *Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie Volume 15*. Luxembourg, European Seismological Commission WG Macroseismic Scales.
- Grünthal, G.; GSHAP Region 3 Working Group (1999): Seismic Hazard Assessment for Central, North and Northwest Europe: GSHAP Region 3, *Annali di Geofisica*, 42, 6, 999-1011.
<http://www.seismo.ethz.ch/gshap/ceurope/report.html>
- GRÜNTAL, G. & WAHLSTRÖM, R. (2003) An Mw based earthquake catalogue for central, northern and northwestern Europe using a hierarchy of magnitude conversions. *Journal of Seismology*, 7, 507-531.
- GUDEHUS, G. (2001) Erdrundermittlung IN SMOLTCZYK, U. (Ed.) *Grundbau Taschenbuch*. Berlin, Ernst und Sohn.
- GUMM (2003) Verlängerung der Start- und Landebahn des Flughafens Frankfurt-Hahn, Baugrundgutachten C15. Laufersweiler, Bodenmechanisches Labor Gumm
- HAAK, H. W., VANBODEGRAVEN, J. A., SLEEMAN, R., VERBEIREN, R., AHORNER, L., MEIDOW, H., GRUNTHAL, G., HOANGTRONG, P., MUSSON, R. M. W., HENNI, P., SCHENKOVA, Z. & ZIMOVA, R. (1994) The Macroseismic Map of the 1992 Roermond Earthquake, the Netherlands. *Geologie En Mijnbouw*, 73, 265-270.
- HAINZL, S. (1966): Erdbeben und selbstorganisierte Kritizität. *Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Potsdam*, Potsdam.
- HAINZL, S., ZOLLER, G. & MAIN, I. (2006) Introduction to special issue: Dynamics of seismicity patterns and earthquake triggering - Preface. *Tectonophysics*, 424, 135-138.
- HANCOX, G. T., PERRIN, N. D. & DELLOW, G. D. (2002) Recent studies of historical earthquake-induced landsliding, ground damage, and MM intensity in New Zealand *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering* 35, 59 - 94.
- HANKS, T. C. & KANAMORI, H. (1979) A moment magnitude scale *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.
- HANSEN, M. J. (1984) Strategies for classification of landslides IN BRUNSDEN, D. & PRIOR, D. B. (Eds.) *Slope instability*. Chichester, Wiley.
- HARDENBICKER, U. (1991) Verbreitung und Chronologie der Hangrutschungen im Bonner Raum. *Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde*, 60, 9-18.
- HARDENBICKER, U. (1993) Rutschungen im Bonner Raum. *Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät Bonn*, Universität Bonn
- HARDENBICKER, U. & GRUNERT, J. (2001) Temporal occurrence of mass movements in the Bonn area *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* 125 NF.

-
- HARP, E. L., WILSON, R. C. & WIECZOREK, G. F. (1981) landslides from the February 4, 1976, Guatemala earthquake *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 1204-A.
- HARP, E. L. & WILSON, R. C. (1995) Shaking intensity thresholds for rock falls and slides: Evidence from the 1987 Whittier Narrows and Superstition Hills earthquake strong-motion-records.. *Bulletin of the seismological Society of America* 85, 1739-1757.
- HARP, E. L. & JIBSON, R. W. (1996) Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, earthquake. *Bulletin of the seismological Society of America*, 86,1 Part B Suppl. S, S319 - S332
- HAVENITH, H. B., STROM, A., CACERES, F. & PIRARD, E. (2006) Analysis of landslide susceptibility in the Suusamyr region, Tien Shan: statistical and geotechnical approach. *Landslides*, 3, 39-50.
- HAYS, W. W. (1981) *Facing geology and hydrological hazards*, Washington, D.C., USGS.
- HECK, H. D., SCHICK, R. (1980) *Erdbebengebiet Deutschland*, Stuttgart, Deutsche Verlagsanstalt.
- HENDL, M. & LIEDTKE, H. (1997) *Lehrbuch der allgemeinen physischen Geographie*, Gotha, Perthes.
- HERGARTEN, S. (2003) Is the earth's surface critical? The role of fluvial erosion and landslides. IN NEUGEBAUER, H. J. (Ed.) *Dynamics of multiscale earth systems*. Berlin, Springer.
- HINZEN, K.-G. & OEMISCH, M. (2001) Location and Magnitude from seismic intensity data of recent and historic earthquakes in the Northern Rhine area, Central Europe. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 40 - 56.
- HINZEN, K. G. (2003) Stress field in the Northern Rhine area, Central Europe, from earthquake fault plane solutions. *Tectonophysics*, 377, 325-356.
- HINZEN, K.-G. (2005): The use of engineering seismological models to interpret archaeo seismological findings in Tolbaicum, Germany: A case study. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95,2, 521-539.
- HOEK, E. & BRAY, J. (1977) *Rock slope engineering* London, Institute of Mining and Metallurgy.
- HOEK, E. & BRAY, J. (1981) *Rock slope engineering*, London, Institute of Mining and Metallurgy.
- HOEK, E. & BROWN, E. T. (1995) Practical estimates of rock mass strength. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 34, 1165-1186.
- HOEK, E. (1998) *Rock Engineering*.
- HONG, Y. & ADLER, R. F. (2007) Towards an early-warning system for global landslides triggered by rainfall and earthquake. *International Journal of Remote Sensing*, 29, 3713-3719.
- HÖNIG, J. (1984) *Erläuterungen zu Blatt 7224 Schwäbisch Gmünd-Süd* Freiburg, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg
- HUDSON, J. A. (1992) *Rock characterization. ISRM symposium: EUROCK'92*, London, British Geotechnical Society.
- ICS (2008) International stratigraphic chart. International Commission on Stratigraphy.
- ILWIS (2006) Statistical landslide hazard analysis. Enschede, NL, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation
- INGLES, J., DARROZES, J. & SOULA, J. C. (2006) Effects of the vertical component of ground shaking on earthquake-induced landslide displacements using generalized Newmark analysis. *Engineering Geology*, 86, 134-147.
- IRIS (2008) *Seismic Monitor*. Washington, IRIS Incorporated Research Institutions for Seismology.
- ISHIMOTO, M. (1932) Echelle d'intensité sismique et acceleration maxima *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 10, 614-626.
-

- IZUTANI, Y. & KANAMORI, H. (2001) Scale-dependence of seismic energy-to-moment ratio for strike-slip earthquakes in Japan *Geophysical Research Letters* 28, 4004 - 4010.
- JÄGER, B. (1991) Hangrutschungen im Flurbereinigungsgebiet Siebengebirge 8. *Nationale Tagung für Ingenieurgeologie* Berlin.
- JÄTZOLD, R. & RICHTER, G. (1996) *Physische Geographie*, Hannover, Schroedel.
- JIBSON, R. W. (1993) Predicting earthquake-induced landslide displacements using Newmark's sliding block analysis *Transportation Research Record*, 1411, 9 - 17.
- JIBSON, R. W. & KEEFER, D. K. (1993) Analysis of the seismic origin of landslides - examples from the New-Madrid seismic zone *Geological Society of America Bulletin*, 105, 521 - 536.
- JIBSON, R. W., HARP, E. L. & MICHAEL, J. A. (1998) A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps: An example from Los Angeles, California, area. *USGS open file report 98-113*. USGS.
- JIBSON, R. W., HARP, E. L. & MICHAEL, J. A. (2000) A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps. *Engineering Geology*, 58, 271-289.
- JIBSON, R. W. & JIBSON, M. W. (2003) Slope Performance During an Earthquake. Java Programs for using Newmark's method and simplified decoupled analysis to model slope performance during earthquakes.. IN USGS (Ed.) *Open file report 03-005*. Denver, USGS.
- JIBSON, R. W. (2007) Regression models for estimating coseismic landslide displacement *Engineering Geology*, 91, 209 - 218.
- JOHANSSON, J. & KRAMER, S. L. (2000) Soil liquefaction web site Washington, University of Washington. <http://www.ce.washington.edu/~liquefaction/html/what/what1.html>
- JUNG, K. (1953) *Kleine Erdbebenkunde*, Berlin, Springer.
- KALLINICH (1999) *Verbreitung, Alter und geomorphologische Ursachen von Massenverlagerungen an der Schwäbischen Alb auf der Grundlage von Detail- und Übersichtskartierungen* Tübingen, Geographisches Institut, Universität Tübingen.
- KAMAI, T., WANG, W. N. & SHUZUI, H. (2000) The landslide disaster induced by the Taiwan Chi Chi earthquake of the 21 September 1999. *Landslide News*, 13, 8 - 12.
- KANAMORI, H. (2000) Microscopic and macroscopic physics of earthquakes *Geographical Monograph* 120.
- KANAMORI, H. (2004) The diversity of the physics of earthquakes. *Proc. Jpn. Acad. Ser. B* 80.
- KANAMORI, H. & BRODSKY, E. E. (2001) The physics of earthquakes *Physics Today* June 2001.
- KANAMORI, H. & RIVERA, L. (2006) Energy partitioning during an earthquake. *Geophysical Monograph Series* 170.
- KARNAWATI, D., IBRIAM, I., ANDERSON, M. G., HOLCOMBE, E. A., MUMMERY, G. T., RENAUD, J.-P. & WANG, Y. (2006) An initial approach to identifying slope stability controls in southern Java and to providing community-based landslide warning information IN GLADE, T., ANDERSON, M. & CROZIER, M. J. (Eds.) *Landslide hazard and risk* Chichester Wiley & Sons.
- KARNIK, V. (1969) *Seismicity of the European area, Part 1*, Dordrecht, Reidel.
- KEEFER, D. K. (1984) Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of American Bulletin*, 95, 406-421.
- KEEFER, D. K. (2002) Investigating landslides caused by earthquakes - A historical review. *Surveys in Geophysics*, 23, 473-510.

-
- KEEFER, D. K. & LARSEN, M. C. (2007) Assessing landslide hazards *Science* 316, 1136-1138.
- KIDERLEN, H. (1938) Die Schwäbische Alb IN WEIDENBACH, F. (Ed.) *Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte von Südwestdeutschland*. Stuttgart, Württembergisches Statistisches Landesamt.
- KIENZLE, A. (2002) Seismische Mikrozonierung von Bukarest - eine GIS-gestützte statistische Analyse der Erdbebengefährdung. *Universität Karlsruhe*. Karlsruhe, Universität Karlsruhe.
- KLEIN, G. (2001) Bodendynamik und Erdbeben. IN SMOLTCZYK, U. (Ed.) *Grundbau Taschenbuch*. Berlin, Ernst und Sohn.
- KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & LANGE, G. (1997) *Geophysik*, Heidelberg, Springer.
- KOLYMBAS, D. (2001) Introduction to landslides and debris flow phenomena.
- KOREPANOV, V. & LIZUNOV, G. (2008) Seismoionospheric coupling and earthquakes forecast probability *EGU General Assembly 2008* Vienna, EGU Geophysical Research Abstracts NH 5.1
- KOSSOBOKOV, V., ROMASHKOVA, L. & NKRASOVA, A. (2008) Targeting the next mega-earthquake *EGU General Assembly 2008*. Vienna, EGU Geophysical Research Abstract NH5.1.
- KOSTROV, B. V. & DAS, S. (1988) *Principles of earthquake source mechanism* New York, Cambridge University Press
- KÖVESLIGHETY, R. (1906) Seismonomia. *Bollettino della Società Sismologia Italiana* 9, 76-80.
- KRAJEWSKI, W. & REUL, O. (2003) Erfahrungen zur numerischen Berechnung von Baugruben und Gründungen im Rhein-Main-Gebiet. Darmstadt, Universität Darmstadt.
- KRAJEWSKI, W. (2004) Geotechnik. Weimar.
http://www.uni-weimar.de/Bauing/geotechnik/AK16/downloads/krajewski_numerik.pdf
- KRAMER, S. L. (1996) *Geotechnical earthquake engineering*, Upper Saddle River, Prentice Hall.
- KRAUTER, E. (2001) Phänomenologie natürlicher Böschungen (Hänge) und ihre Massenbewegungen.. IN SMOLTCZYK, U. (Ed.) *Grundbau Taschenbuch Teil I. Geotechnische Grundlagen* Berlin, Ernst & Sohn
- KUNTSCHKE, K. (2000) *Geotechnik*, Wiesbaden, Vieweg.
- KUNTZE, H., ROESCHMANN, G. & SCHWERTDFEGGER, G. (1994) *Bodenkunde*, Stuttgart, Ulmer.
- LAGB Sachsen-Anhalt (2005) Substrateigenschaften, Landesbohrdatenbank. Halle, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt.
- LANG, H.-J., ET AL. (1996) *Bodenmechanik und Grundbau*, Berlin, Springer.
- LANGER, H. (1986) *Seismotektonische Herdparameter und Ausbreitungseffekte bei Mikrobeben im Bereich der westlichen Schwäbischen Alb* Stuttgart, Institut für Geophysik Universität Stuttgart.
- LEE, K. L. (1974) Seismic permanent deformations in earth dams *School of Engineering and Applied Science, University of California, Las Angeles* Report No. UCLA-Eng_7497
- LEHMANN, K. (2008) Historische Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht. Krefeld, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen.
- LENZ, L. & WIEDERSICH, B. (1993) *Grundlagen der Geologie und Landschaftsformen*, Leipzig, Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie.
- LESER, H. (1993) *Geomorphologie* Braunschweig, Westermann.
- LESER, H. (1998) *Geomorphologie*, Braunschweig, Westermann.
- LEYDECKER, G. (2004) Umrechnung Intensität in Magnitude, unveröffentlicht. Persönliche Mitteilung.
-

- LEYDECKER, G. (2005) Erdbebenkatalog der Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 - 2002. Hannover, BGR.
- LGRB (1982) Geologische Karte von Baden-Württemberg GK7224 (Schwäbisch Gmünd Süd) Freiburg, Landesamt für Geologie und Rohstoffe
- LGRB (2004) Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg, Verzeichnis Geologische Einheiten - Stand : 25.06.2004
- LGRB (2005a) Aufschlussarchiv des LGRB Freiburg, LGRB, http://www.lgrb.uni-freiburg.de/lgrb/Service/aufschlussdaten/aufschlussarchiv/map_adb/index_html.
- LGRB (2005b): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg. Verzeichnis Geologischer Einheiten – Aktual. Ausg. Mai 2005. – Internet-Publ.: <http://www.lgrb.uni-freiburg.de>; Freiburg i. Br. (Reg.-Präs. Freiburg – L.-Amt Geol. Rohst. Bergb.). - [Bearb.: VILLINGER, E.]
- LGRB (2007): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg. Verzeichnis Geologischer Einheiten - Aktual. Ausg. März 2007. - Internet-Publ.: <http://www.lgrb.uni-freiburg.de>; Freiburg i. Br. (Reg.-Präs. Freiburg - L.-Amt Geol. Rohst. Bergb.).
- LIN, M. L. & WANG, K. L. (2006) Seismic slope behavior in a large-scale shaking table model test. *Engineering Geology*, 86, 118-133.
- LOMNITZ, C. (2003) Earthquake disasters: Prediction, prevention and Early Warning IN ZSCHAU, J. (Ed.) *Early warning systems for natural disaster reduction* Berlin, Springer.
- LOTZE, F. (1971) *Geologie Mitteleuropas*, Stuttgart, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung
- LU, G. Y., CHIU, L. S. & WONG, D. W. (2006) Vulnerability assessment of rainfall-induced debris flows in Taiwan.. *Natural Hazards* 43, 223-254.
- LUBW (2007) Digitales Geländemodell 1 m Stuttgart, Umweltministerium Baden-Württemberg (UMBW).
- LUDWIN, R. (2004) Earthquake prediction. Washington, University of Washington.
- LUZI, L., PERGALANI, F. & TERLEIN, M. T. J. (2000) Slope vulnerability to earthquakes at subregional scale, using probabilistic techniques and geographic information systems. *Engineering Geology*, 58, 313-336.
- LVA-BW Digitales Geländemodell DGM50. Stuttgart, Landesvermessungsamt, Baden-Württemberg
- LVA-NRW (2002) Digitales Geländemodell Bonn, Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen
- MAIN, I. (1999) Is reliable prediction of individual earthquakes a realistic scientific goal?. *Nature debates*. Macmillan Publishers Ltd.
- MALAMUD, B. D. & TURCOTTE, D. L. (1999) Self-organized criticality applied to natural hazards. *Natural Hazards*, 20, 93-116.
- MALAMUD, B. D., TURCOTTE, D. L., GUZZETTI, F. & REICHENBACH, P. (2004) Landslides, earthquakes, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters*, 229, 45-59.
- MALTHE-SORENSEN, A., FEDER, J., CHRISTENSEN, K., FRETTE, V. & JOSSANG, T. (1999) Surface fluctuations and correlations in a pile of rice. *Physical Review Letters*, 83, 764-767.
- MATHIESEN, T. & STINSON, J. (2007) Landslide hazard modeling implementation report Cascadia Solutions, Inc..
- MATZIARIS, V. G., FERENTINOU, M. D. & SAKALLARIOU, M. G. (2005) Slope stability assessment in unsaturated soils under rainfall conditions.. *Proceedings of the International Workshop on 'Geoenvironment and Geotechnics'*, *Civil Engineering* 7, 1003-110.
- MCKYES, E. (1989) *Agricultural engineering soil mechanics*, Amsterdam, Elsevier.

- MEIDOW, H. & AHORNER, L. (1994) Macroseismic effects in Germany of the 1992 Reormond earthquake and their interpretation. *Geologie en Mijnbouw*, 73, 271 - 279.
- MEIDOW, H. (1995) Rekonstruktion und Reinterpretation von historischen Erdbeben in den nördlichen Rheinlanden unter Berücksichtigung der Erfahrungen bei dem Erdbeben von Roermond am 13. April 1992 *Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität zu Köln* Köln, Universität Köln.
- MERIFIELD, P. M. (1992) Surficial slope failures in the southern California hillside residential areas: Lessons from the 1978 and 1980 rainstorms.. IN SLOSSON, J. E., KEENE, A. G. & JOHNSON, J. A. (Eds.) *Landslides / Landslide Mitigation*.. Boulder, Colorado, The Geological Society of America
- MEUNIER, P., HOVIUS, N. & HAINES, A. J. (2007) Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophysical Research Letters*, 34.
- MEYENFELD, H. (2007) Umfrage zur Einstellung der Bevölkerung des Ahrtals zu Erdbeben und Hangrutschungen (unveröffentlicht).
- MEYER-KRAUL, N. (1991) Geomechanische Eigenschaften von Röttonsteinen *Mitteilungen des Fachgebietes Grundbau, Boden- und Felsmechanik, Gesamthochschule Kassel*, 3.
- MEYER, W. & STETS, J. (1996) *Das Rheintal zwischen Bingen und Bonn*, Stuttgart, Borntraeger.
- MICHELL, J. (1759-1760) Conjectures concerning the cause, and observations upon the phenomena of earthquakes *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, 51, 566-634.
- MILES, S. B. & HO, C. L. (1999) Rigorous landslide hazard zonation using Newmark's method and stochastic ground motion simulation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 305-323.
- MILES, S. B., KEEFER, D. K. & HO, C. L. (1999) Seismic slope-performance analysis: from hazard map to decision support system. *Technical Council on Lifeline Earthquake Engineering Monograph*, 71-80.
- MILES, S. B. & KEEFER, D. K. (2000) Evaluation of seismic slope-performance models using a regional case study. *Environmental and Engineering Geoscience*, 6, 25 - 39.
- MILES, S. B. & KEEFER, D. K. (2001) Seismic landslide hazard for the city of Berkeley, California. USGS.
- MILES, S. B. & KEEFER, D. K. (2003) Seismic landslide hazard for the cities of Oakland and Piemont, California. USGS.
- MORTON, D. M. (1975) Seismically triggered landslides in the area above the San Fernando valley *State of California division of mines and geology bulletin* 196, 145 - 154.
- NAGARAJAN, R. (2002) Rapid assessment procedure to demarcate areas susceptible to earthquake-induced ground failures for environment management - A case study from parts of northeast India. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 61, 99-119.
- NAGRA (2002) Projekt Opalinuston. Sondierbohrung Benken. http://www.nagra.ch/downloads/ntb_02_02/B2-1n.pdf
- NASA (2002) Shear strength of sand. NASA.
- NELSON, S. A. (2007) Slope stability, triggering events, mass wasting events. <http://www.tulane.edu/~sanelson/geol204/slopestability.htm> New Orleans, Tulane University.
- NEUMEISTER, H. (1987) *Zur Prognose von Erscheinungen, Prozessen und Zuständen in der Landschaft*., Gotha, VEB Haack.
- NEWMARK, N. M. (1965) Effects of earthquakes on dams and embankments. *Geotechnique*, 15, 139 - 160.

- NEWMARK, N. M. & ROSENBLUETH, E. (1971) *Fundamentals of earthquake engineering* Englewood Cliffs, N. J., Prentice Hall.
- NICHOL, J. & WONG, M. S. (2005) Detection and interpretation of landslides using satellite images. *Land Degradation & Development*, 16, 243-255.
- NIEMUNIS, A., WICHTMANN, T. & TRIANTAFYLIDIS, T. (2005) A high-cycle accumulation model for sand. *Computers and Geotechnics*, 32, 245-263.
- NITIHARDJO, S., DJARWOTO, A. & BANNERT, D. (1992) *Landslide Inventory of the Bandung Basin from Arial Photographs*, Bandung, Directorate of Environmental Geology (DEG) & German Environmental Geology Advisory Team for Indonesia (GEGATI).
- NIVIERE, B., BRUESTLE, A., BERTRAND, G., CARRETIER, S., BEHRMANN, J. & GOURRY, J. C. (2008) Active tectonics of the southeastern Upper Rhine Graben, Freiburg area (Germany). *Quaternary Science Reviews*, 27, 541-555.
- NOMACHI, S. G., TETSUKAZU, K., SAWADA, T. & CHEN, W. F. (1991) On slope displacement by a logarithmic spiral failure slide during earthquake.. IN BELL, D. H. (Ed.) *Landslides* Rotterdam, Balkema.
- NUTTLI, O. W. & HERRMANN, R. B. (1984) Ground motion of Mississippi Valley earthquakes *Journal of Technical Topics in Civil Engineering* 110, 54 - 69
- O'NIONS, R. K., HAMILTON, P. J. & EVENSEN, N. M. (1987) Die chemische Entwicklung des Erdmantels. IN GIESE, P. (Ed.) *Ozeane und Kontinente*. Heidelberg, Spektrum der Wissenschaft
- OGG, J. G., OGG, G. & GRADSTEIN, F. M. (2008) *The concise geologic time scale*, New York, Cambridge University Press.
- OKAMOTO, S. (1973) *Introduction to earthquake engineering* New York, Wiley.
- OLDROYD, D. R. (1998) *Die Biographie der Erde. Zur Wissenschaftsgeschichte der Geologie* Frankfurt a. M., Zweitausendeins.
- OSSING, F. (2004) Erdbeben bei Waldkirch / Breisgau in der wissenschaftlichen Nachlese. Potsdam, GFZ.
- OWEN, L. A., KAMP, U., KHATTAK, G. A., HARP, E. L., KEEFER, D. K. & BAUER, M. A. (2008) Landslides triggered by the 8 October 2005 Kashmir earthquake. *Geomorphology*, 94, 1-9.
- PAPADIMITRIOU, P. (2008) Identification of seismic precursors before large earthquakes: Decelerating and accelerating seismic patterns. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113.
- PAPADOPOULOS, G. A. (1993) The 20 march 1992 South Aegean Greece earthquake (Ms=5,3) possible anomalous effects.. *Terra Nova*, 5, 399-404.
- PAPADOPOULOS, G. A., FOUNTOULIS, D. & GRIVAS, K. (1994) The earthquake in the area of Pyros NW Peloponnesus Greece earthquake engineering aspects.. IN PAPADOPOULOS, G. A. & MAKROPOULOS, K. C. (Eds.) *Proceedings 2nd workshop on statistical models and methods in seismology applications on prevention and forecasting of earthquakes..* Cephalonia.
- PAPADOPOULOS, G. A., PLESSA, A. (2000) Magnitude - distance relations for earthquake-induced landslide in Greece. *Engineering Geology*, 58, 377 - 386.
- PAPATHANASSIOU, G., PAVLIDES, S., CHRISTARAS, B. & PITILAKIS, K. (2005) Liquefaction case histories and empirical relations of earthquake magnitude versus distance from the broader Aegean region.. *Journal of Geodynamics* 40, 257-278.
- PAPAZACHOS, B. C., KIRATZI, A. A. & KARAKOSTAS, B. G. (1997) Towards a homogenous moment-magnitude determination for earthquakes in Greece and the surrounding area *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 474 - 483.

-
- PAPAZACHOS, B. C. & PAPAACHOU, C. (1997) The earthquakes of Greece *Ziti Publications*.
- PARISE, M., JIBSON, R. W. (2000) A seismic landslide susceptibility rating of geological units based on analysis of characteristics of landslides triggered by the 17 January, 1994 Northridge, California earthquake. *Engineering Geology*, 58, 251-270.
- PELÁEZ, J. A., DELGADO, J. & LÓPEZ CASADO, C. (2005) A preliminary probabilistic seismic hazard assessment in terms of Arias intensity in southeastern Spain. *Engineering Geology*, 77, 139-151.
- PELZING, R. (1992) *Das Erdbeben von Roermond im April 1992*, Krefeld, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
- PELZING, R. (1994) Source parameters of the 1992 Roermond earthquake, The Netherlands, and some of its aftershocks recorded at the stations of the Geological Survey of Northrhine-Westphalia *Geologie en Mijnbouw* 73, 214 - 223.
- PELZING, R. (2008) *Erdbeben in Nordrhein-Westfalen* Krefeld, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
- PENCK, A. (1894) *Morphologie der Erdoberfläche.*, Stuttgart, Engelhorn
- PETLEY, D. N., HIGUCHI, T., PETLEY, D. J., BULMER, M. H. & CAREY, J. (2005) Development of progressive landslide failure in cohesive material. *Geology*, 33, 201-204.
- PFENNIG, R. (2006) Straßenschäden durch gravitative Massenbewegungen im Landkreis Ahrweiler, persönliche Mitteilungen Ahrweiler, Kreisverwaltung Ahrweiler
- PLAFKER, G., ERICKSEN, G. E. & FERNÁNDEZ CONCHA, J. (1971) Geological aspects of the Mai 31, 1970, Perú earthquake *Bulletin of the Seismological Society of America* 61, 543 - 578.
- PRESS, F. & SIEVER, R. (1995) *Allgemeine Geologie*, Heidelberg, Spektrum Akademischer Verlag.
- PRESTININZI, A. & ROMEO, R. (2000) Earthquake-induced ground failures in Italy. *Engineering Geology*, 58, 387-397.
- PRINZ, H. (1991) *Abriss der Ingenieurgeologie*, Stuttgart, Enke.
- PRINZ, H. (1997) *Abriss der Ingenieurgeologie*, Stuttgart, Enke.
- PRINZ, H. & STRAUß, R. (2006) *Abriss der Ingenieurgeologie*, München, Elsevier.
- RAUFF, H. (1923) Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarter Bundesstaaten Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt
- RAUFF, H. (1924) Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern Nr. 5208 Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt
- RAY, R. L. & JACOBS, J. M. (2007) Relationships among remotely sensed soil moisture, precipitation and landslide events. *Natural Hazards*, 43, 211-222.
- REAMER, S. K. & HINZEN, K.-G. (2003) A minimum 1D velocity model and magnitude attenuation relation for the northern Rhine Area, Germany, from earthquake recordings between 1975 and 2002. persönliche Mitteilung Bensberg.
- REFICE, A. & CAPOLONGO, D. (2002) Probabilistic modeling of uncertainties in earthquake-induced landslide hazard assessment. *Computers and Geosciences*, 28, 735-749.
- REID, H. F. (1910) The mechanics of the earthquake. The California earthquake of April 18, 1906.. *Report of the State Investigation Commission* 2, 16 - 28.
- REID, H. F. (1911) The elastic rebound theory of earthquakes *Bulletin of the Department of Geology Science, University of California*, 6, 413 - 444.
-

- REIFF, H.-J. (1968) *Die Bergrutsche und Bergschlipfe am Trauf der Schwäbischen Alb*. Zulassungsarbeit, Universität Tübingen.
- REIFF, W., SCHLOZ, W. & GROSCHOPF, P. (1980) Geologie der Ostalb. *Mitteilungen der oberrheinischen geologischen Vereinigung* N.F. 62
- RICHARD-MOLARD, V. (2002) Analyse des glissements de terrain sur les marges de Bonn (Allemagne): description, connaissance et modélisation du facteur séisme. *Geographisches Institut der Universität Bonn & l'Institut de Géographie Alpine de l'Université Grenoble*. Bonn & Grenoble, Rheinische Friedrich--Wilhelms-Universität, Bonn & l'Université Joseph Fourier de Grenoble.
- RICHTER, C. F. (1935) An instrumental earthquake magnitude scale *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, 1-32.
- RICHTER, C. F. (1958) *Elementary Seismology* San Francisco Freeman.
- RICHTER, D. (1992) *Allgemeine Geologie*, Berlin, de Gruyter.
- RODRIGUEZ, C. E., CHANDLER, R. J. & BOMMER, J. J. (2003) Assessment of earthquake-induced landslide hazard on natural slopes. Colfuturo, Universidad Nacional de Colombia.
- RODRIGUEZ, C. E., BOMMER, J. J. & CHANDLER, R. J. (1999) Earthquake-induced landslides: 1980 - 1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 325 - 346.
- ROMEO, R. (2000) Seismically induced landslide displacements: A predictive model. *Engineering Geology*, 58, 337-351.
- ROMEO, R. W., DELFINO, L. (1996) Inventory of seismically-induced Italian ground phenomena. IN SENNESET, K. (Ed.) *Landslides*. Rotterdam, Balkema.
- ROSENDAHL, W., JUNKER, B., MEGERLE, A. & VOGT, J. (2006) *Schwäbische Alb*, München, Pfeil.
- ROTHER, P. (2000) *Erdgeschichte*, Darmstadt, Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
- SABETTA, F. & PUGLIESE, A. (1996) Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America* 86, 337-352.
- SADEGHI, H., AGHDA, S. M. F., SUZUKI, S. & NAKAMURA, T. (2006) 3-D velocity structure of the 2003 Bam earthquake area (SE Iran): Existence of a low-Poisson's ratio layer and its relation to heavy damage. *Tectonophysics*, 417, 269-283.
- SARMA, S. K. & TAN, D. (2006) Determination of critical slip surface in slope analysis.. *Géotechnique*, 56, 539-550.
- SASSA, K., FUKUOKA, H., SCARASCIA-MUGNOZZA, G. & EVANS, S. (1996) Earthquake-induced-landslides: distribution, motion and mechanisms. *Soils and Foundations*, 53-64.
- SCHEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U. (1982) *Lehrbuch der Bodenkunde*, Stuttgart, Enke.
- SCHICK, R. (1997) *Erdbeben und Vulkane*, München, Beck.
- Schikora, K. & Eierle, B. (1999) Der Hofbergtunnel in Landshut -Berechnungen und Messungen im Tunnelbau. München. <http://www.bst.bv.tum.de/pdf/landshut.pdf>
- SCHINDLER, G. & HAERTER, A. (1964) *Handbuch der Waffenwirkungen für die Bemessung von Schutzbauten*, Bern, CH, Bundesamt für Zivilschutz.
- SCHMANKE, V. (1999) *Untersuchungen zur Hanggefährdung im Bonner Raum - eine Bewertung mit Hilfe unterschiedlicher Modellansätze*, Mainz, Geographisches Institut der Johannes Gutenberg Universität.
- SCHMIDT, B. (2008) Erdbebenereignisse in Rheinland-Pfalz. Mainz, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz

-
- SCHMIDT, J. (2001) The role of mass movement for slope evolution. Conceptual approaches and model application in the Bonn area. *Geographisches Institut*. Bonn, Universität Bonn.
- SCHMIDT, J. & DIKAU, R. (2003) Slope stability in Bonn, Germany: Analysis of two landslides. *Geographisches Institut*. Bonn, Universität Bonn.
- SCHNEIDER, G. (1975) *Erdbeben*, Stuttgart, Enke.
- SCHNEIDER, G. (1980) *Naturkatastrophen*, Stuttgart, Enke.
- SCHNEIDER, G. (1992) *Erdbebengefährdung*, Darmstadt, Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
- SCHNEIDER, G. (2004) *Erdbeben*, München, Elsevier.
- SCHÖN, J. (1983) *Petrophysik*, Stuttgart, Enke.
- SCHÖNENBERG, R., NEUGEBAUER, J. (1997) *Einführung in die Geologie Europas*, Freiburg i. Br., Rombach.
- SEIBOLD, E. (2003) Natural disasters and early warning IN ZSCHAU, J. & KÜPPERS, A. N. (Eds.) *Early warning systems for natural disaster reduction*. Berlin, Springer.
- SELBY, M. (1993) *Hillslope materials and processes* Oxford, Oxford University Press.
- SEMMELE, A. (1984) *Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland*, Stuttgart, Steiner.
- SEMMELE, A. (1991) *Relief, Gestein, Boden. Grundlagen der physischen Geographie I*, Darmstadt, Wissenschaftliche Buchgesellschaft
- SENNESET, K. (1996) *Landslides*, Rotterdam, Balkema.
- SEPULVEDA, S. A., MURPHY, W., JIBSON, R. W. & PETLEY, D. N. (2005a) Seismically induced rock slope failures resulting from topographic amplification of strong ground motions: The case of Pacoima Canyon California. *Engineering Geology*, 80, 336-348.
- SEPULVEDA, S. A., MURPHY, W. & PETLEY, D. N. (2005b) Topographic controls on coseismic rock slides during the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 38, 189-196.
- SHIMIZU, Y., AYDAN, Ö. & KAWAMOTO, T. (1991) The dynamic response and stability of rock slopes in discontinuous media.. IN BELL, D. H. (Ed.) *Landslides*. Rotterdam Balkema
- SHRODER, J. F., CVERCKOVA, L. & MULHERN, K. L. (2005) Slope-failure analysis and classification: Review of a century of effort. *Physical Geography*, 26, 216-247.
- SINGHROY, V. (2006) Remota sensing of landslides. IN GLADE, T., ANDERSON, M. & CROZIER, M. J. (Eds.) *Landslide Hazard and Risk*. Chichester, Wiley & Sons.
- SKEMPTON, A. W. & DELORY, F. A. (1957) Stability of natural slopes in London clay.. *Proceedings of the 4th International Conference on soil mechanics and foundation engineering* 2, 378 - 391.
- SMITH, G. N. & SMITH, I. G. N. (2003) *Elements of soil mechanics* Oxford, Blackwell Science.
- SMOLTCZYK, U. (2001) *Grundbau Taschenbuch Teil I. Geotechnische Grundlagen.*, Berlin, Ernst & Sohn.
- SPONHEUER, W. (1960) Methoden der Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik *Freiberger Forschungshefte* C88, 1-120.
- SPONHEUER, W. (1962) Untersuchungen zur Seismizität in Deutschland *Veröffentlichungen des Instituts für Bodendynamik und Erdbebenforschung* 72, 23-52.
- STANLEY, S. M. (1994) *Historische Geologie*, Heidelberg, Spektrum.
- STEMMLE (2006) Unterlagen über Reparaturen von Bundesstraßen auf Grund von Massenbewegungen, persönliche Mitteilung. Ludwigsburg, Staatsarchiv Baustoff- und Bodenprüfstelle Ludwigsburg.
-

- STRASSER, M., ANSELMETTI, F. S., FÄH, D., GIARDINI, D. & SCHNELLMANN, M. (2006) Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes.. *Geology*, 34, 1005-1008.
- STUDER, J. A. & KOLLER, M. G. (1997) *Bodendynamik: Grundlagen, Kennziffern, Probleme*, Berlin, Springer.
- SUMMERFIELD, M. A. (1991) *Global Geomorphology*, Harlow, Longman.
- SUMMERFIELD, M. A. (1997) *Global Geomorphology*, Hatlow, Longman.
- TALEBIAN, M., FIELDING, E. J., FUNNING, G. J., GHORASHI, M., JACKSON, J., NAZARI, H., PARSONS, B., PRIESTLEY, K., ROSEN, P. A., WALKER, R. & WRIGHT, T. J. (2004) The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault. *Geophysical Research Letters*, 31.
- TERHORST, B. (1998) Die Wechselbeziehungen zwischen Relief und Hydrologie an Rutschungshängen der Schwäbischen Alb.. *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F.*, 112, 83-92.
- TOSI, P., DE RUBEIS, V., LORETO, V. & PIETRONERO, L. (2008) Space-time correlation of earthquakes. *Geophysical Journal International*, 173, 932-941.
- TOULOUKIAN, Y. S. (1989) *Physical properties of rock and minerals* o. O., CINDA.
- TRIFUNAC, M. D. & BRADY, A. G. (1975) On the correlation of seismic intensity scales with the peak of recorded ground motion *Bulletin of the Seismological Society of America* 65, 139-162.
- TURCOTTE, D. L. (2001) Self-organized criticality: Does it have anything to do with criticality and is it useful? *Nonlinear Processes in Geophysics*, 8, 193-196.
- TURNER, A. K. & SCHUSTER, R. L. (1996) *Landslides. Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board National Research Council. Washington, D. C..
- TYAGUNOV, S., GRUNTHAL, G., WAHLSTROM, R., STEMPNIEWSKI, L. & ZSCHAU, J. (2006) Seismic risk mapping for Germany. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 573-586.
- UDLUFT, H. (1977) Erläuterungen zu Blatt 5209 Siegburg GK 1:25.000. Krefeld, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
- UMBW (2007) Digitales Geländemodell 1m Stuttgart, Umweltministerium Baden-Württemberg (UMBW), Landesamt für Messung, Umwelt und Naturschutz (LUBW), Landesvermessungsamt Baden-Württemberg (LVBW)
- USGS (2002) *Magnitude & Intensity, Mercalli & Richter-scales*. USGS.
- VAN EEKELLEN, H. A. M. (1977) Single-parameter models for progressive weakening of soils by cyclic loading.. *Géotechnique* 27, 357-368.
- VIEIRA, M. D. (1999) Chaos and synchronized chaos in an earthquake model. *Physical Review Letters*, 82, 201-204.
- VILLINGER, E. (2005) *Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg. Verzeichnis Geologischer Einheiten*. Freiburg, Landesamt für Geologie und Rohstoffe.
- VILLINGER, E. & FISCHER, G. (2005) *Geologische Übersicht der Schichtenfolge in Baden-Württemberg*. Freiburg, Landesamt für Geologie und Rohstoffe.
- VILLINGER, E. (2006) Die Schwäbische Alb - eine geologische Bilderbuchlandschaft IN ROSENDAHL, W., JUNKER, B., MEGERLE, A. & VOGT, J. (Eds.) *Wanderungen in die Erdgeschichte*. München, Pfeil.
- VITIELLO, I. (2003) *Le Frane. Rischio Idogeologico*.
- VON KÖNIGSWALD, W. & Meyer, W. (1994) *Erdgeschichte im Rheinland*. München. Pfeil.

-
- VON SOOS, P. (2001) Eigenschaften von Boden und Fels - ihre Ermittlung im Labor. IN SMOLTCZYK, U. (Ed.) *Grundbau Taschenbuch*. Berlin, Ernst und Sohn.
- WAGENPLAST, P. (2004) Ingenieurgeologische Risiken im nordöstlichen Baden-Württemberg. *Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg*, 37.
- WAGENPLAST, P. (2005) *Ingenieurgeologische Gefahren in Baden-Württemberg*, Freiburg, LGRB.
- WALD, D. J., QUITORIANO, V., HEATON, T. H. & KANAMORI, H. (1999) Relationship between peak ground acceleration, peak ground velocity, and Modified Mercalli Intensity in California *Earthquake Spectra*, 15, 557-564.
- WALTER, R. (1995) *Geologie von Mitteleuropa*, Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- WANG, H. B., SASSA, K. & XU, W. Y. (2007) Analysis of a spatial distribution of landslides triggered by the 2004 Chuetsu earthquake of Niigata prefecture, Japan.. *Natural Hazards* 41, 43-60.
- WANG, Z.-Y., ZHENG, Y.-C. & LI, J.-X. (2003) Early warning systems for the reduction of natural disasters in China IN ZSCHAU, J. & KÜPPERS, A. N. (Eds.) *Early warning systems for natural disaster reduction*. Berlin, Springer.
- WARTMAN, J., BRAY, J. D. & SEED, R. B. (2003) Inclined plane studies of the Newmark sliding block procedure. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 129, 673-684.
- WEIDENBACH, F. (1938) *Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte von Südwestdeutschland* Stuttgart, Württembergisches Statistisches Landesamt
- WEIRICH, F. & BLESIOUS, L. (2007) Comparison of satellite and air photo based landslide susceptibility maps. *Geomorphology*, 87, 352-364.
- WEIß, H. (2006) Straßenschäden auf Grund von Massenbewegungen im Ostalbkreis Aalen, Ostalbkreis, Straßenbauamt.
- WICHTMANN, T., SONNTAG, T. & TRIANTAFYLLIDIS, T. (2001) Über das Erinnerungsvermögen von Sand unter zyklischer Belastung.. *Bautechnik* 12, 852-865.
- WICHTMANN, T. & TRIANTAFYLLIDIS, T. (2004a) Influence of a cyclic and dynamic loading history on dynamic properties of dry sand, part II: cyclic axial preloading. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24, 789-803.
- WICHTMANN, T. & TRIANTAFYLLIDIS, T. (2004b) Influence of a cyclic and dynamic loading history on dynamic properties of dry sand, part I: cyclic and dynamic torsional prestraining. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24, 127-147.
- WICHTMANN, T., NIEMUNIS, A. & TRIANTAFYLLIDIS, T. (2005a) Strain accumulation in sand due to cyclic loading: drained triaxial tests. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 25, 967-979.
- WICHTMANN, T., NIEMUNIS, A., TRIANTAFYLLIDIS, T. & POBLETE, M. (2005b) Correlation of cyclic preloading with the liquefaction resistance. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 25, 923-932.
- WICHTMANN, T., NIEMUNIS, A. & TRIANTAFYLLIDIS, T. (2007) Strain accumulation in sand due to cyclic loading: Drained cyclic tests with triaxial extension. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 27, 42-48.
- WILSON, R. C. & KEEFER, D. K. (1983) Dynamic analysis of a slope failure from the 6 August 1979 Coyote Lake, California, earthquake *Bulletin of the Seismological Society of America* 73, 863-877.
- WILSON, R. C. & KEEFER, D. K. (1993) Relation of Arias intensity to magnitude and distance in California. USGS open-File report 93-556.
-

- WP/WLI (1993) Multilingual landslide glossary. UNESCO working party on world landslide inventory.
- WYSS, M., PACCHIANI, F., DESCHAMPS, A. & PATAU, G. (2008) Mean magnitude variations of earthquakes as a function of depth: Different crustal stress distribution depending on tectonic setting. *Geophysical Research Letters*, 35.
- XU, H. J. & KNOPOFF, L. (1994) Periodicity and Chaos in a One-Dimensional Dynamical Model of Earthquakes. *Physical Review E*, 50, 3577-3581.
- YANG, J. (2007) On seismic landslide hazard assessment *Géotechnique*, 57, 707-713.
- ZIEGLER, P. A. (1990) *Geological Atlas of Western and Central Europe*, Den Haag, Shell Internationale Petroleum Maatschappij.
- ZSCHAU, J. & KÜPPERS, A. N. (2003) *Early warning systems for natural disaster reduction*, Berlin, Springer.

15. Anhang

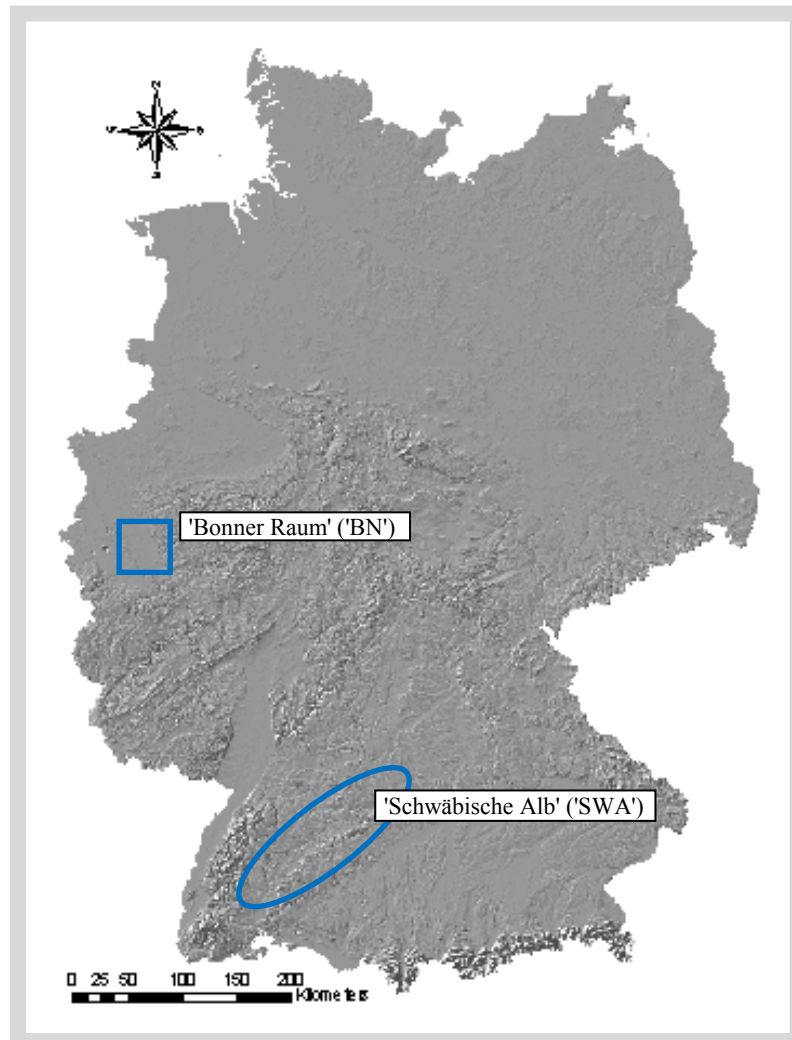


Abbildung 15.1: Lage der Untersuchungsgebiete. SRTM3, ergänzt

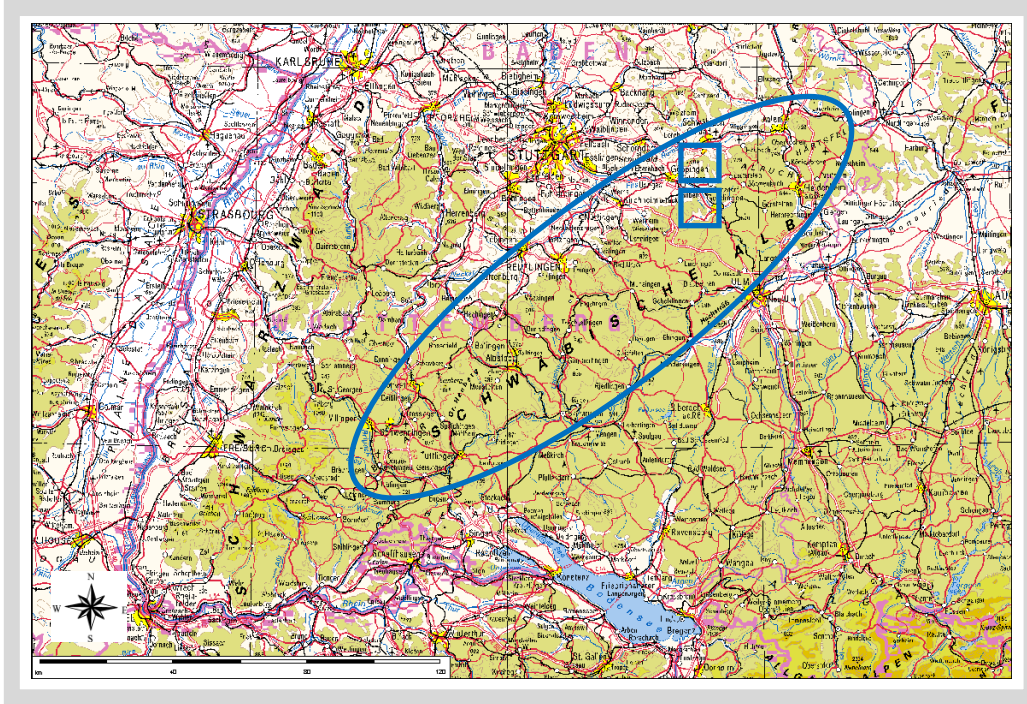


Abbildung 15.2: Ausschnitt aus der Topographischen Karte 1:1.000.000 für die Lage des Untersuchungsgebietes 'Schwäbische Alb (SWA)' und der Untersuchungsgebiete 'Schwäbisch Gmünd Süd (Gmünd)' und 'Oberes Filstal (Fils)' (blau Rechtecke). Koordinaten links unten: 7,20E 47,45N.

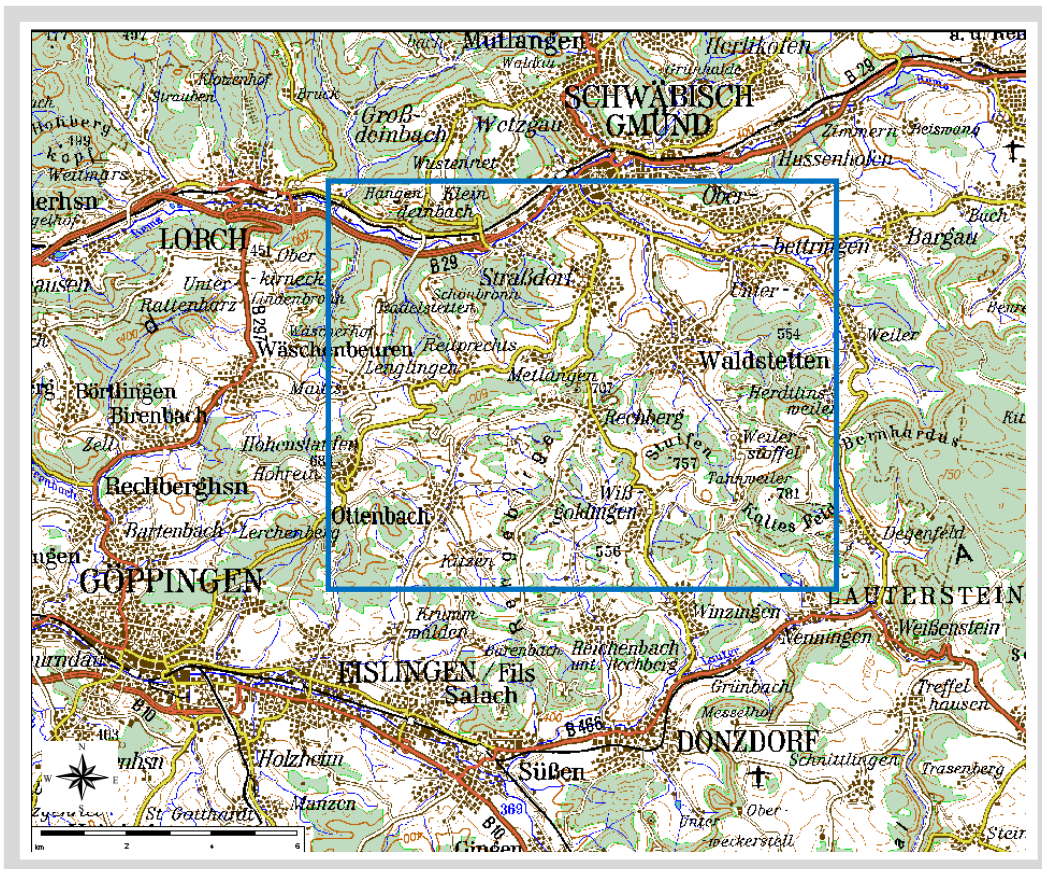


Abbildung 15.3: Ausschnitt aus der Topographischen Karte 1:50.000 für die Lage des Untersuchungsgebietes 'Gmünd'. Koordinaten links unten: 9,60E 48,66N., ergänzt.

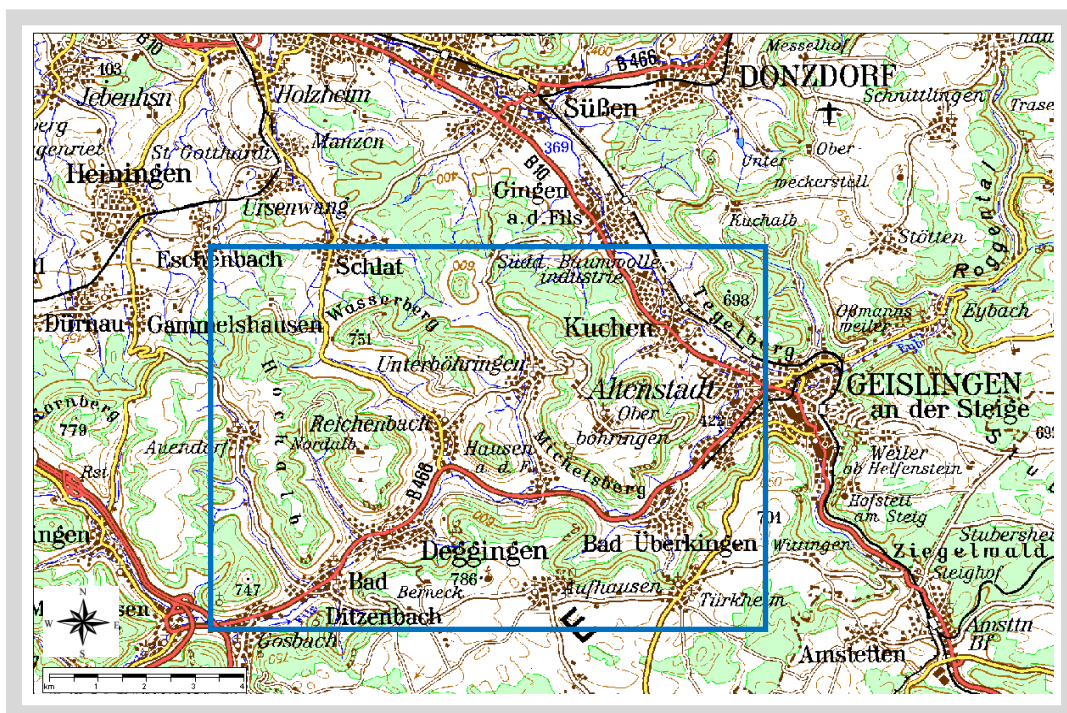


Abbildung 15.4: Ausschnitt aus der Topographischen Karte 1:50.000 für die Lage des Untersuchungsgebietes 'Fils' W Geislingen a. d. St. Koordinaten links unten: 9,62E 48,57N.

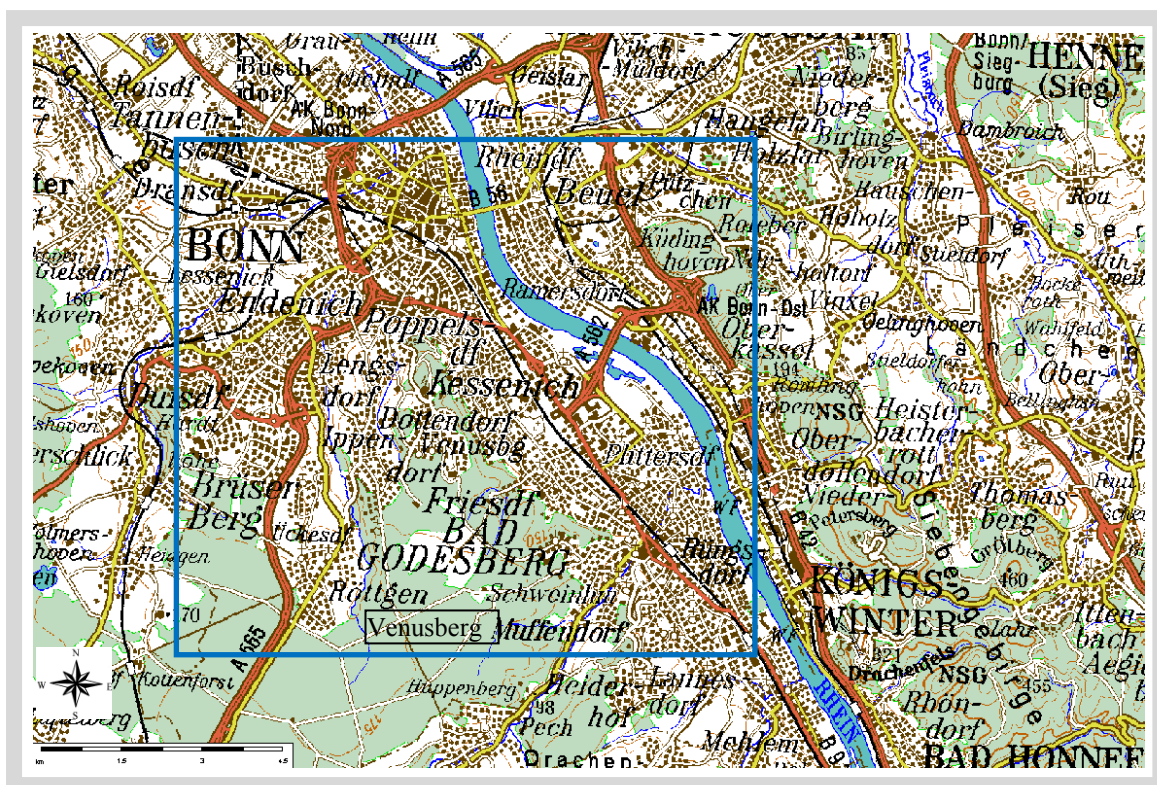


Abbildung 15.5: Ausschnitt aus der Topographischen Karte 1:50.000 für die Lage des Untersuchungsgebietes 'BN', Koordinaten links unten: 7,00E 50,65N., ergänzt.

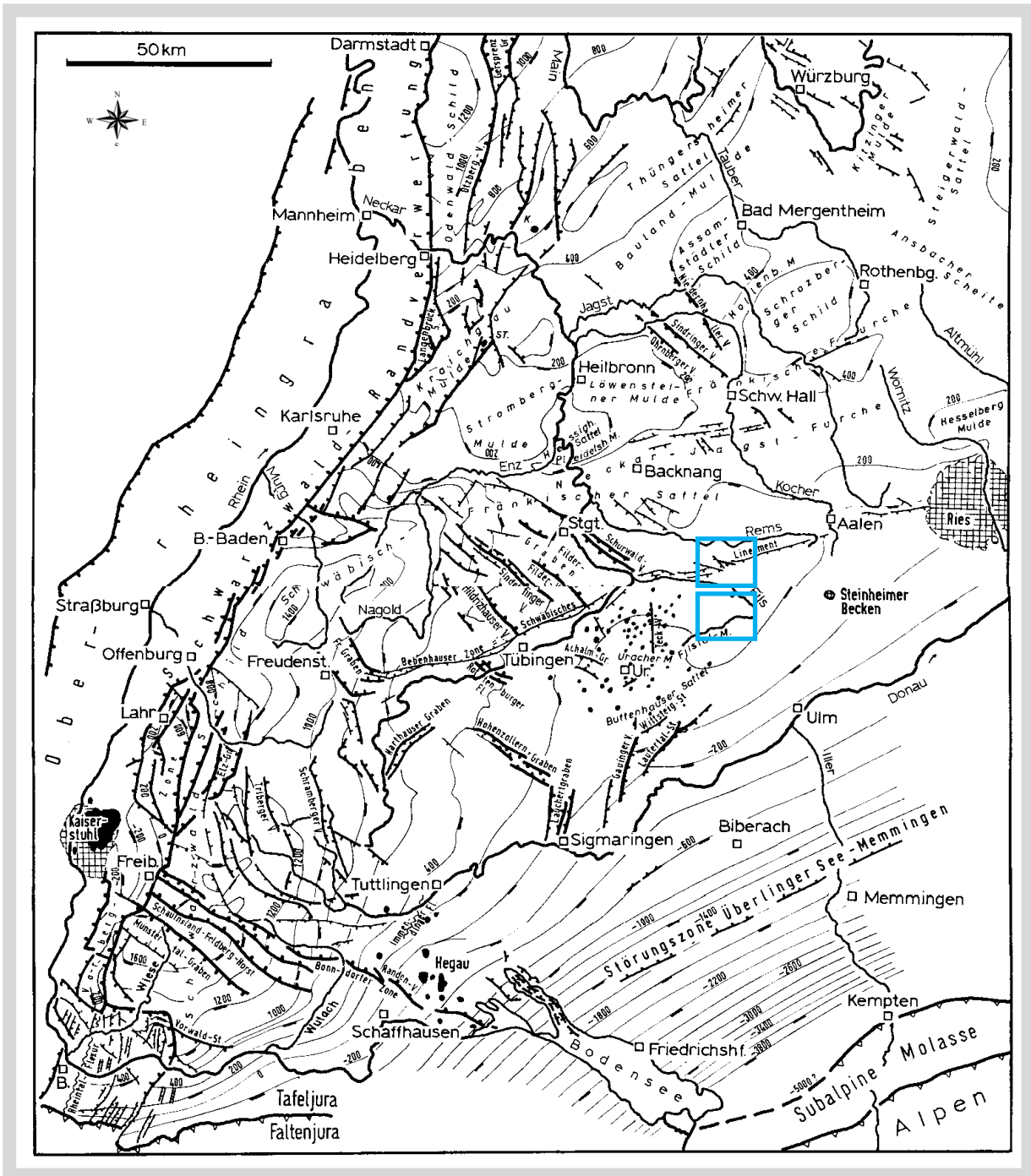


Abbildung 15.6: Strukturgeologie von SW-Deutschland. Streichlinien geben die Höhenlage der Grenze Lettenkeuper / Muschelkalk an. Blaue Rechtecke: Untersuchungsgebiete 'Gmünd' und 'Fils'. Geyer and Gwinner (1986), ergänzt.

Tabelle 15.1: Zuordnung der ersten vier Ziffern der 'StratiNo' zur stratigraphischen Gliederung. Eigene Zusammenstellung nach Stanley (1994), v. Königswald & Meyer (1994), Faupl (1997), Groschopf & Villinger (1998), Rothe (2000), Gradstein et al. (2004), Ogg et al. (2008).

Stratigraphische Tabelle									
Ära	Periode / System		Epochen / Serie		Stufen / Zonen	Alter	StratiNo		
Känozoikum	Quartär	Neogen	Holozän			$11 * 10^3$	4220		
			Pleistozän	oberes		$126 * 10^3$	4213		
				mittleres		$781 * 10^3$	4212		
				unteres		$1,8 * 10^6$	4211		
			Tertiär	Neogen	Pliozän	Gelasian		$2,6 * 10^6$	4153
						Piacenzian		$3,6 * 10^6$	4152
	Zanclan					$5,3 * 10^6$	4151		
	Miozän	Messinian			$7,2 * 10^6$	4146			
		Tortonian			$11,6 * 10^6$	4145			
		Serravallian			$13,7 * 10^6$	4144			
		Langhian			$16 * 10^6$	4143			
		Burdigalian			$20,4 * 10^6$	4142			
		Aquitanian			$23 * 10^6$	4141			
		Tertiär			Paläogen	Oligozän	Chattian		$28,4 * 10^6$
	Rupelian		$33,9 * 10^6$	4131					
	Eozän		Priabonian			$37,2 * 10^6$	4124		
			Bartonian			$40,4 * 10^6$	4123		
			Lutetian			$48,6 * 10^6$	4122		
			Ypresian			$55,8 * 10^6$	4121		
	Paläozän		Thanetian			$58,7 * 10^6$	4113		
Selandian			$61,7 * 10^6$	4112					
Danian			$65,5 * 10^6$	4111					
Mesozoikum	Kreide	obere	Senon	Maastrichtian		$70,6 * 10^6$	3326		
				Campanian		$83,5 * 10^6$	3325		
				Santonian		$85,8 * 10^6$	3324		
				Coniacian		$89,3 * 10^6$	3323		
				Turonian		$93,5 * 10^6$	3322		
				Cenomanian		$99,6 * 10^6$	3321		
		untere	Gault	Albian		$112 * 10^6$	3316		
				Aptian		$125 * 10^6$	3315		
				Barrémian		$130 * 10^6$	3314		
			Neokon	Hauterivian		$136 * 10^6$	3313		
				Valanginian		$140 * 10^6$	3312		
				Berriasian		$145 * 10^6$	3311		
	Jura	Oberjura	Malm (weißer Jura)	Tithonian		$151 * 10^6$	3233		
				Kimmeridgian		$156 * 10^6$	3232		
				Oxfordian		$161 * 10^6$	3231		
		Mitteljura	Dogger (brauner Jura)	Callovian		$165 * 10^6$	3224		
				Bathonian		$168 * 10^6$	3223		
				Bajocian		$171 * 10^6$	3222		
				Aalenian		$175 * 10^6$	3221		
		Unterjura	Lias (schwarzer Jura)	Toarcian		$183 * 10^6$	3214		
				Pliensbachian		$189 * 10^6$	3213		
				Sinemurian		$196 * 10^6$	3212		
Hettangian				$199 * 10^6$	3211				
Trias	Obere Trias	Keuper	Rhät		$203 * 10^6$	3134			
			Nor		$216 * 10^6$	3133			
			Karn		$228 * 10^6$	3132			

Stratigraphische Tabelle									
Ära	Periode / System	Epochen / Serie		Stufen / Zonen		Alter	StratiNo		
Paläozoikum		Mittlere Trias	Muschelkalk	Ladin		231 * 10 ⁶	3131		
				Ladin		237 * 10 ⁶	3122		
				Anis		245 * 10 ⁶	3121		
		Untere Trias	Buntsandstein	Anis	Olenekian	249 * 10 ⁶	3112		
				Skyth	Induan	251 * 10⁶	3111		
		Perm (Dyas)	Oberes Perm Zechstein Lopingian	Thuringium	Tatar	Changhsingian	253 * 10 ⁶	2632	
	Kasan				Wuchiapingian	260 * 10 ⁶	2631		
	Mittleres Perm Guadalupian		Saxon	Capitanian		265 * 10 ⁶	2623		
				Wordian		268 * 10 ⁶	2622		
				Roadian		270 * 10 ⁶	2621		
	Unteres Perm Rotliegendes Cisuralian		Auton	Kungurian (Ufa)		275 * 10 ⁶	2614		
				Artinskian		284 * 10 ⁶	2613		
				Sakmaraian		294 * 10 ⁶	2612		
				Asselian		299 * 10⁶	2611		
	Karbon		oberes Karbon (Pensylvanian)	Siles	Stefan (oberes)	Ural	Gzhel	303 * 10 ⁶	2524
							Kasi-mov	306 * 10 ⁶	2523
					Westfal (mittleres)	Moskau	311 * 10 ⁶	2522	
		Namur (unteres)	Baschkir	318 * 10 ⁶	2521				
		unteres Karbon (Mississippian)	Dinant	Namur (oberes)	Serpukhov	326 * 10 ⁶	2513		
Visé (mittleres)				345 * 10 ⁶	2512				
Tournai (unteres)				359 * 10⁶	2511				
Devon	Oberdevon	Famenne	Wocklum		* 10 ⁶	2435			
			Dasberg		374 * 10 ⁶	2424			
		Frasne	Hemberg		* 10 ⁶	2423			
			Nehden		* 10 ⁶	2422			
	Adorf		385 * 10 ⁶	2421					
	Mitteldevon	Givet		391 * 10 ⁶	2422				
		Eifel		397 * 10 ⁶	2421				
	Unterdevon	Ems	Zlichow	407 * 10 ⁶	2413				
		Siegen	Prag	411 * 10 ⁶	2412				
Gedinne		Lochkov	416 * 10⁶	2411					
Silur	Obersilur	Pridoli	Pridoli	418 * 10 ⁶	2333				
		Ludlow	Ludfordian	421 * 10 ⁶	2332				
	Mittelsilur Wenlock	Gorstian		422 * 10 ⁶	2331				
		Homerian		426 * 10 ⁶	2322				
		Sheinwoodian		428 * 10 ⁶	2321				
	Untersilur Llandovery	Telychian		436 * 10 ⁶	2313				
		Aeronian		439 * 10 ⁶	2312				
Rhuddanian		443 * 10⁶	2311						
Ordoviz	Oberordoviz	Hirnantian		445 * 10 ⁶	2233				
		Ashgill		455 * 10 ⁶	2232				
				460 * 10 ⁶	2231				
	Mittelordoviz	Caradoc / Darriwilian		468 * 10 ⁶	2223				
		Llandeilo		* 10 ⁶	2222				
		Llanvin		471 * 10 ⁶	2221				
	Unterordoviz	Llanvin		478 * 10 ⁶	2213				
		Arenig		* 10 ⁶	2212				
Tremadoc		488 * 10⁶	2211						
Kambrium	Oberkambrium (Furongian)		Croix	* 10 ⁶	2132				

Stratigraphische Tabelle						
Ära	Periode / System	Epochen / Serie	Stufen / Zonen	Alter	StratiNo	
			Paibian	501 * 10 ⁶	2131	
			Mittellkambrium	Alberta	513 * 10 ⁶	2121
			Unterkambrium	Lena	* 10 ⁶	2113
				Atdabon	* 10 ⁶	2112
				Tommot	542 * 10 ⁶	2111
Präkambrium	Proterozoikum	Neoproterozoikum	Edacaran	0,63 * 10 ⁹	1233	
			Cryogenian	0,85 * 10 ⁹	1232	
			Tonian	1,0 * 10 ⁹	1231	
		Mesoproterozoikum	Stenian	1,2 * 10 ⁹	1223	
			Ectasian	1,4 * 10 ⁹	1222	
			Calymmian	1,6 * 10 ⁹	1221	
		Paläoproterozoikum	Statherian	1,8 * 10 ⁹	1214	
			Orosirian	2,05 * 10 ⁹	1213	
			Rhyacian	2,3 * 10 ⁹	1212	
	Siderian		2,5 * 10 ⁹	1211		
	Archaikum	Neoarchaikum-		2,8 * 10 ⁹	1140	
		Mesoarchaikum		3,2 * 10 ⁹	1130	
		Paleoarchaikum		3,6 * 10 ⁹	1120	
Eoarchaikum			4,6 * 10 ⁹	1110		

Tabelle 15.2: Stratigraphische Übersicht der Schichtstufen der Schwäbische Alb mit alten und neuen Bezeichnungen und Kennern, sowie die Zuteilung der eigenen Kennziffer ('StratiNo') und die Klasseneinteilung der Substrate und deren durchschnittliche Mächtigkeiten. Abk.: Abkürzung für die geologischen Einheiten, 'StratiNo': Kennung für die geologischen Einheiten (Substrate & Substrateigenschaften) für die Verarbeitung mit EDV; Klasse: Einteilung nach DIN 18300. Eigene Aufstellung nach geologischen Karten und deren Erläuterungen, LGRB (2004, 2005b, 2007) und verschiedenen Autoren.

System	Serie	Einheit	Abk. (neu)	Abk. (alt)	StratiNo	Klasse	Mächtigkeit [m]
Quartär	Holozän	Anthropogene Bildungen	y		4220048	4	>50
		Hangschutt	uw		4220041	4	
		Süßwasserkalk, Travertin	qk tv		4220401	6	
		Auenlehm	h		4220021	4	
	Pleistozän	Periglaziale Bildungen	qs		4220042	4	<60
		Hangschutt	qu		4212022	4	
		Fließerden, Hangschutt	uk, ub		4213017 4210016	4	
		Lehm	ql		4212014	4	
		Lösslehm	lö		4213008	4	
		Pleistozäne Schotter	Hg, Ng		4210046 4210047	3	
Tertiär		Jungtertiäre Seesedimente	tS		4144028	4	<400
		Impact-Fm.	tX		4141028	6	<400
		Alb-Magmatite	tMA		4141021	6	
		Obere Süßwassermolasse	OSM		4141011	6	<1000
		Brackwassermolasse	BSM		4142001	6	<40
		Obere Meeresmolasse	OMM		4141008	6	<350
		Untere Süßwassermolasse	USM		4132005	6	<2500
		Untere Meeresmolasse	UMM		4121011	6	<300
		Feuersteinlehm	tFL		4121004	4	>30
Bohnerz-Fm.	tBO		4121001	6	>50		
Jura	Oberjura	Hangende Bankkalk-Fm.	tiI	wç3	3233018	7	<200

System	Serie	Einheit	Abk. (neu)	Abk. (alt)	StratiNo	Klasse	Mächtigkeit [m]	
	Malm Weißer Jura	Oberer Massenkalk	joMo		3233017	7	<100	
		Unterer Massenkalk	joMu		3232020	7	<200	
		Mergelstetten-Fm.	kiME		3232009	7	>200	
		Zementmergel-Fm. Obere Weißjuramergel Gravesienschichten	ki5	wζ2	3232022	7	<170	
		Liegende Bankkalk-Fm. Kimmeridgekalke	ki4, tiL	wζ1	3232012	7	10 - 150	
		Obere Felsenkalk-Fm. Oberkimmeridgekalke Sutnerienceratenschichten Virgataxioceratenschichten	ki3	wε	3232005	7	0 - 40	
		Kimmeridge-Massenkalk	ki2 - 3	wδ - ε	3232004	7	<120	
		Untere Felsenkalk-Fm. Mittelimmeridgekalk Aulacostephanenschichten	ki2	wδ	3232003	6	20 - 60	
		Lacunosamergel-Fm. Kimmeridgemergel Mittlere Weißjuramergel Ataxioceratenschichten	ki1	wγ	3232002	7	10 - 80	
		Wohlgeschichtete Kalk-Fm. Oxfordkalke Idoceratenschichten	ox2	wβ	3231003	6	10 - 150	
		Impressamergel-Fm. Oxfordmergel Untere Weißjuramergel Cardioceratenschichten	ox1	wα	3231002	4	25 - 125	
		Mitteljura Dogger Brauner Jura	Ornatenton-Fm. Obere Braunjuratone Macrocephalitenschichten Kosmoceratenschichten	cl	be-ζ	3223005	4	>35
			Dentalienton-Fm. Württembergiaschichten Parkinsoniensichten Oxiceritenschichten	bt	be	3223001	4	<70
	Hamitenton-Fm. Garantianenschichten		bj3	bδ-ε	3222004	6	>40	
	Ostreenkalk-Fm. Oolithische Laibsteinschichten, Stephanoceratenschichten, Parkinsonien- schichten		bj2	bδ	3222002	6	<30	
	Blaukalk		bj2B	bγ	3222002	6	2 - 3	
	Wedelsandstein-Fm. Kalksandige Braunjuratone Sonninienschichten		bj1	bγ	3222001	6	<50	
	Eisensandstein-Fm. Sandflasrige Braunjuratone Lurwigienschichten		al2	bβ	3221008	6	50 - 60	
	Opalinuston-Fm. Untere Braunjuratone Leioceratenschichten		al1	ba	3221007	6	60 - 170	
	Unterjura Lias Schwar- zer Jura		Jurensismergel-Fm. Obere Schwarzjuramergel Grammoceratenschichten	tc2	lζ	3214006	6	<35
			Posidonienschiefer-Fm. Dactylioceratenschichten	tc1	le	3214005	6	<35
		Amaltheenton-Fm. Obere Schwarzjuratone Amaltheenschichten	pb2	lδ	3213006	5	<40	
		Numismalimergel-Fm. Untere Schwarzjuramergel Polymorphitenschichten	pb1	lγ	3213005	6	<15	
		Obtususton-Fm.	si2	lβ	3211010	4	<65	

System	Serie	Einheit	Abk. (neu)	Abk. (alt)	StratiNo	Klasse	Mächtigkeit [m]
		Turneritone Untere Schwarzjuratone Oxynoticeratenschichten					
		Arietenkalk-Fm. Gryphaeenkalke Arietitenschichten	s1	la3	3211007	6	>25
		Angulatensandstein-Fm. Angulatentone Schlotheimienschichten	he2	la2	3211001	6	<20
		Psilonotenton-Fm. Psiloceratenschichten	he1	la1	3211001	6	<15
Trias	Obertrias Keuper	Rhätkeuper-Fm.	koR		3134002	6	<25
		Knollenmergel-Fm.	km5		3132009	6	10 - 50
		Stubensandstein-Fm.	km4		3132008	6	10 - 140
		Obere Bunte Mergel	km3o	km3	3132005	6	20 - 80
		Kieselsandstein	km3s		3132006	6	
		Untere Bunte Mergel	km3u		3132007	6	
		Schilfsandstein-Fm.	km2		3132003	6	5 - 40
		Gipskeuper-Fm.	km1		3132002	6	50 - 165
	Lettenkeuper-Fm.	kuL		3131006	7	10 - 35	
	Mittel- trias Muschel- kalk	Obere Hauptmuschelkalk-Fm.	mo2		3122005	6	20 - 55
		Untere Hauptmuschelkalk-Fm.	mo1		3122004	7	25 - 40
		Obere Dolomit-Fm.	mmDo		3122001	6	10 - 25
		Salinar-Fm.	mmS		3121005	7	20 - 90
		Geislingen-Fm.	mmG		3121004	7	<15
		Wellenkalk-Fm.	muW		3121003	6	<70
		Mosbach-Fm.	muM		3121002	6	10 - 20
	Untertrias Bunt- sandstein	Rötton-Fm.	sot		3112002	6	<25
		Plattensandstein-Fm.	sos		3112004	6	<50
		Solling-Sandstein-Fm.	smS		3111002	7	<10
		Kristallsandstein-Fm.	sms		3111002	7	<25
Geröllsandstein-Fm.		smG		3111002	7	<130	
Bausandstein-Fm.		sus		3111003	7	<160	
ECK-Fm.		suE		3111003	7	<70	
Perm	Zechstein	Tigersandstein-Fm.	zT		3111006	6	<85
		Zechsteindolomit-Fm.	zD		2631001	7	<50
	Rotliegend	Oberrotliegend	ro		2614006	6	<500

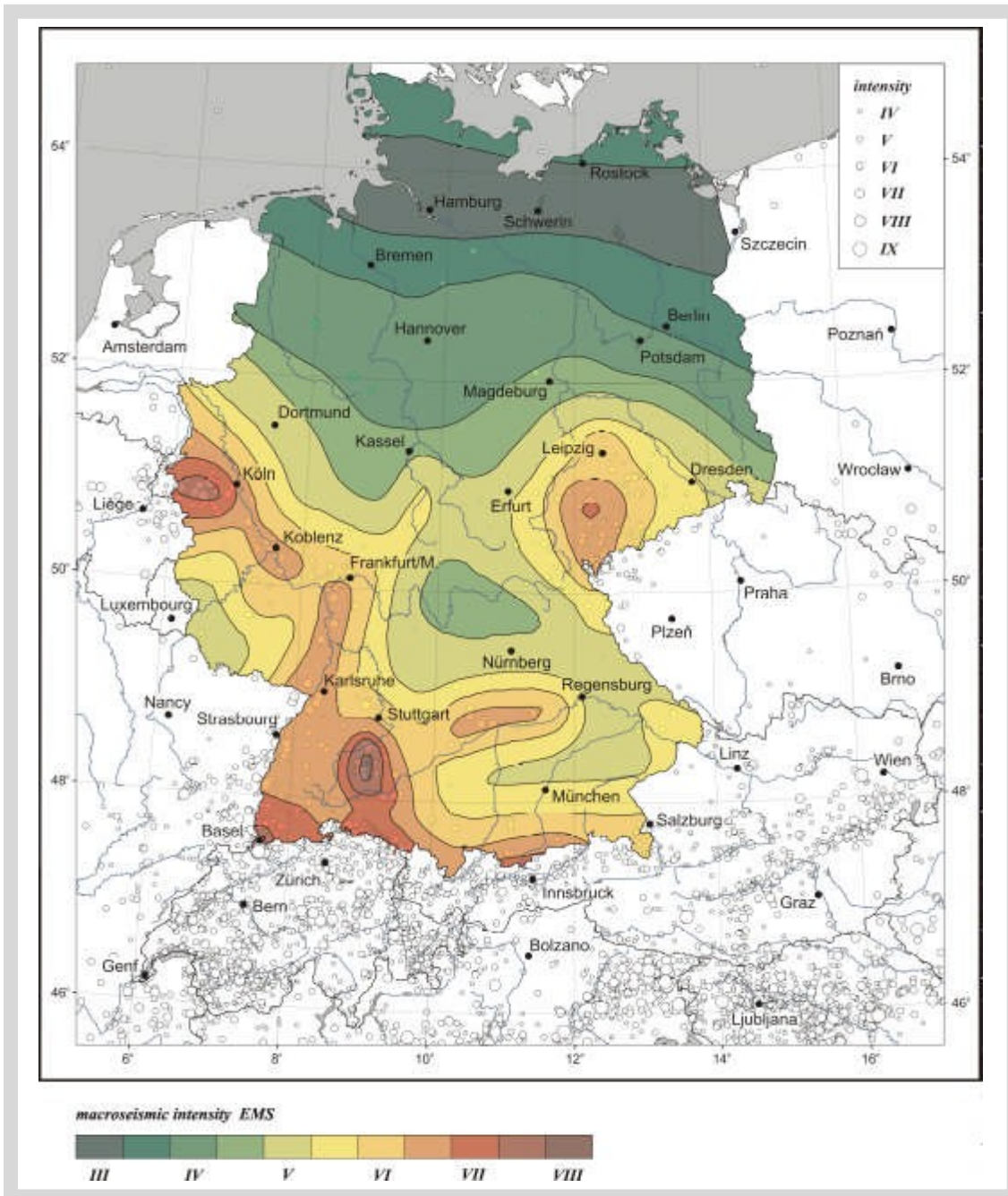


Abbildung 15.7: Erdbebengefährdung für die Bundesrepublik Deutschland in Form berechneter Intensitätswerte (EMS-98) für eine Nichtüberschreitungswahrscheinlichkeit von 90 % in 50 Jahren; Epizentren tektonischer Erdbeben als Hintergrund. Tyagunov et al. (2006).

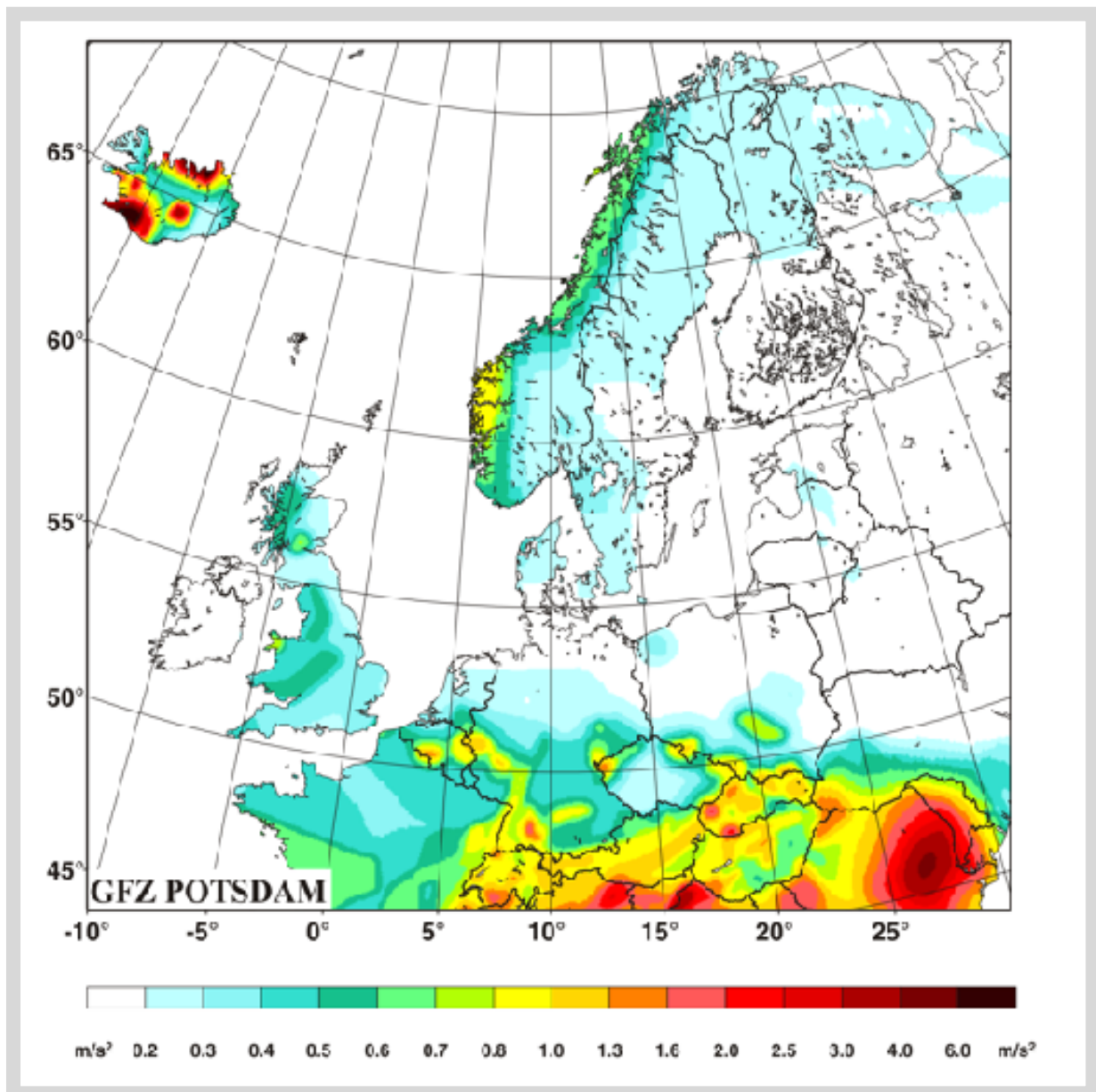


Abbildung 15.8: Karte der maximalen horizontalen Beschleunigung in m/s^2 mit 90% Wahrscheinlichkeit der Nicht-Überschreitung in 50 Jahren für die Regionen Nord- und Mittel-Europa. GSHAP Region 3 Working Group, GFZ Potsdam. Grünthal (1999).

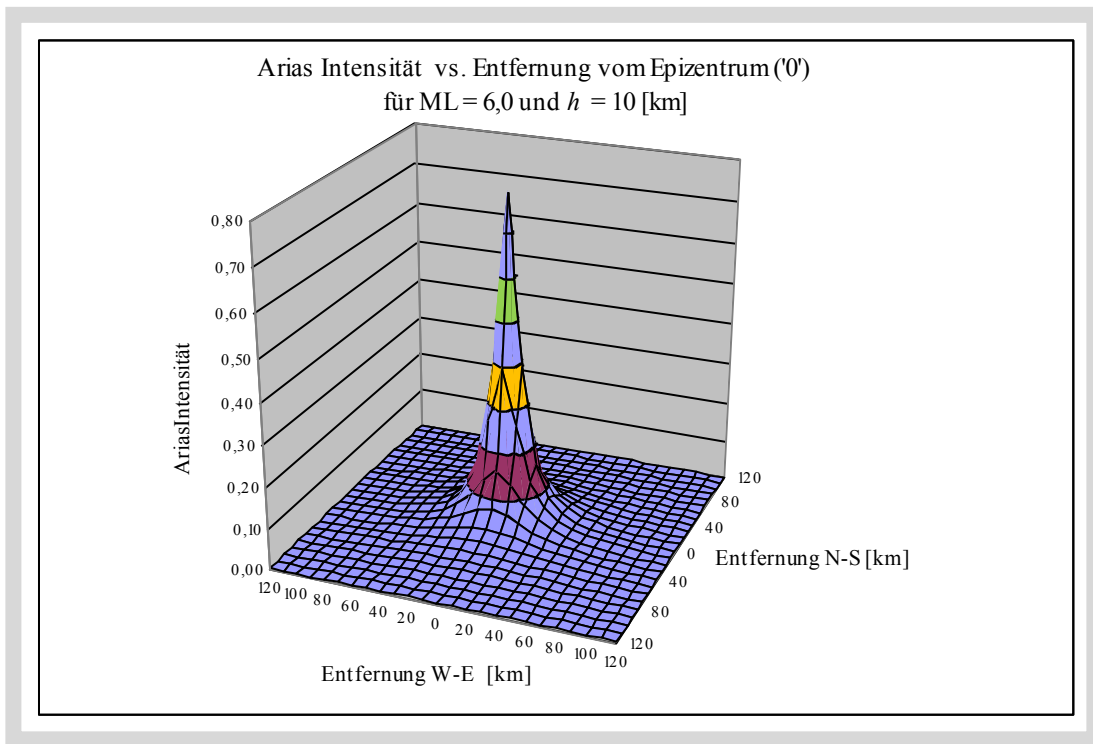


Abbildung 15.9: Abnahme der Arias mit der Entfernung vom Epizentrum ('0') für eine Magnitude $ML = 6,0$ und einer Herdtiefe von $h = 10$ [km]. Eigener Entwurf, Berechnung mit Formel 6.13.

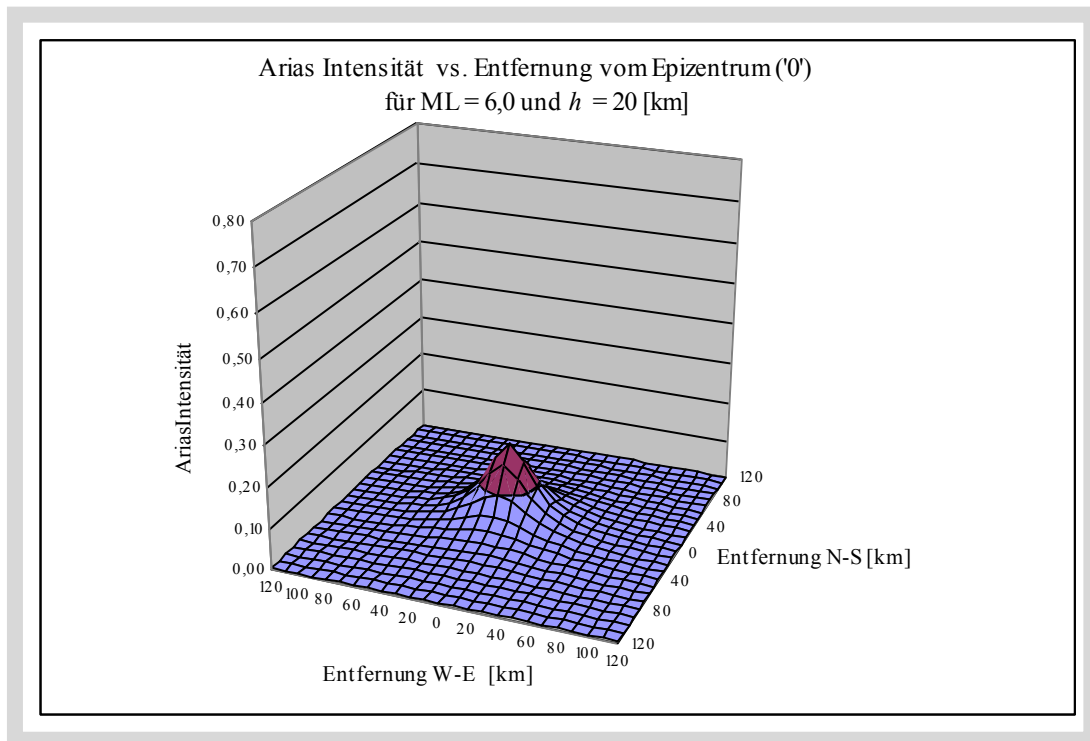


Abbildung 15.10: Abnahme der Arias mit der Entfernung vom Epizentrum ('0') für eine Magnitude $ML = 6,0$ und einer Herdtiefe von $h = 20$ [km]. Eigener Entwurf, Berechnung mit Formel 6.13.



Abbildung 15.11: Versatz einer Straße am E-Hang des Ätna durch eine Rutschung nach dem Ausbruch 2002, zu erkennen an den weißen Seiten- und mehrfach nachgezeichneten Mittellinien, dem Versatz der Mauer rechts im Bild und der Auffüllung der Stufe in der Mitte des Bildes. Die Rutschung ist weiter aktiv, wie an dem aufgerissenen Asphalt zu erkennen ist. Eigenes Foto.



Abbildung 15.12: Versatz der Mauer am Klinikum der Universität Bonn auf der E-Seite des Venusbergs, Bonn aufgrund einer Rutschung, zu erkennen an den verformten parallelen Linien im Putz, den aufgestellten Deckplatten und dem abgebröckelten Putz darunter. Eigenes Foto.



Abbildung 15.13: Glems, Gestüt St. Johann: Beginnende Doline mit kleiner Massenbewegung hinter dem kleinen Baum in der Mitte des Bildes. Die Massenbewegung wurde auf Grund der Berechnungen des 'Newmark displacement' lokalisiert. Eigenes Foto.



Abbildung 15.14: Fuß einer Rutschung im Seetal / Fils bei Geislingen a. d. St. Die Rutschung konnte auf Grund der Berechnungen des 'Newmark displacement' als Rotationsrutschung identifiziert werden. Die Abrisskante war im Wald im dichten, unzugänglichen Unterwuchs verborgen. Eigenes Foto.



Abbildung 15.15: Geislingen a. d. St., Burg Helfenstein. Rezente, ca. 10 - 15 cm breite senkrechte Spalte im Kalkgestein unterhalb der Burg Helfenstein. Eigenes Foto.



Abbildung 15.16: Geologischer Pfad Schwäbisch Gmünd, N Rechberg, Verebnungsfläche des Posidonienschiefers. Bau einer Wasser-Pipeline. Eigenes Foto.



Abbildung 15.17: Geologischer Pfad Schwäbisch Gmünd, N des Rechberges, S Metlangen. Im Vordergrund wellige Wiesen des Opalinustones. In der Mitte des Bildes Posidonienschiefer mit der Wasser-Pipeline, zwischen den Waldstreifen das Remstal mit Schwäbisch Gmünd. Eigenes Foto.



Abbildung 15.18: Rechberg, wohlgeschichtete Kalke (ox2, Kalksteinbänke mit Mergelfugen). Eigenes Foto.



Abbildung 15.19: Rechberg, wohlgeschichtete Kalke (ox2), Detailansicht. Eigenes Foto.



Abbildung 15.20: S des Hohenstaufen, Albvorland mit Albtrauf, hinten rechts das Filstal. Eigenes Foto.



Abbildung 15.21: Filstal bei Bad Überkingen, rechts Hausener Wand. Eigenes Foto.



Abbildung 15.22: Verbreitete Straßenschäden S des Rechberges (hier bei Jackenhof). Eigenes Foto.



Abbildung 15.23. Rutschhang N Rechberg, Landstraße L 1159, verbogene Leitplanke. Eigenes Foto.



Abbildung 15.24: W Gräbelesberg, Steinschlagampel an der Kreisstraße K7145. Eigenes Foto.



Abbildung 15.25: Gräbelesberg, E-Hang. Eigenes Foto.

Tabelle 15.3: Verzeichnis der Erdbeben in Sichuan, China am 12. und 13.05.2008; ML: Richter Magnitude. Eigene Recherche, Datenquelle: IRIS (2008)

Jahr	Monat	Tag	Stunde	Minute	Sekunde	geogr. Breite	geogr. Länge	Herdtiefe	ML
2008	5	12	6	28	8	31,08	103,26	10	7,5
2008	5	12	6	43	15	31,24	103,67	10	6,0
2008	5	12	6	54	18	31,15	103,82	10	5,7
2008	5	12	7	34	42	31,28	103,80	10	5,4
2008	5	12	8	10	59	31,22	103,57	10	5,2
2008	5	12	8	21	40	31,54	104,08	10	5,2
2008	5	12	8	26	12	31,40	103,96	10	4,9
2008	5	12	8	47	25	32,22	105,12	10	5,0
2008	5	12	9	7	0	31,25	103,79	10	5,1
2008	5	12	9	23	34	32,14	104,89	10	4,9
2008	5	12	9	42	25	31,51	104,11	10	5,5
2008	5	12	10	23	40	30,99	103,41	10	5,1
2008	5	12	11	11	2,2	31,24	103,69	10	5,8
2008	5	12	12	15	41	31,90	104,62	10	4,9
2008	5	12	13	40	54	31,02	103,53	10	4,9
2008	5	12	14	15	26	32,12	104,61	10	5,1
2008	5	12	14	46	8	32,71	105,62	10	5,1
2008	5	12	15	5	31	31,26	103,70	18,3	5,1
2008	5	12	15	28	54	31,13	103,39	10	5,1
2008	5	12	17	3	10	31,13	103,59	10	4,9
2008	5	12	17	52	23	31,89	104,45	10	4,8
2008	5	12	17	54	33	31,09	103,50	10	5,1
2008	5	12	18	55	21	32,22	104,85	10	4,4
2008	5	12	20	8	49	31,45	103,89	10	5,6
2008	5	12	20	45	31	31,71	104,43	10	5,1
2008	5	12	20	51	26	32,31	104,96	10	4,8
2008	5	12	21	8	15	31,62	103,42	10	4,7
2008	5	12	23	46	19	31,32	103,50	10	5,4
2008	5	12	23	54	47	31,31	103,58	10	5,3
2008	5	13	3	0	38	31,22	103,67	10	5,0
2008	5	13	5	25	47	32,60	105,22	10	4,4
2008	5	13	5	36	29	32,61	105,49	10	4,6
2008	5	13	7	7	9	30,94	103,24	10	5,9
2008	5	13	7	19	16	32,47	105,34	10	5,0
2008	5	13	7	53	2	32,28	105,05	10	5,0
2008	5	13	8	20	51	31,40	103,97	10	5,0
2008	5	13	10	16	6	31,74	104,44	10	4,9
2008	5	13	12	51	38	32,21	105,30	10	5,0
2008	5	13	13	31	35	32,33	105,23	10	4,8
2008	5	13	16	23	51	31,74	104,42	10	4,8
2008	5	13	19	51	52	30,99	103,42	10	4,8