

Relativrelokalisierung von Schwarmbeben in der Saxothuringischen Seismotektonischen Provinz

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium
(Dr. rer. nat.)

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät der
Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Dipl. geophys. Alexander Hemmann
geboren am 16.12.1971 in Greiz

Gutachter:

1. Prof. Dr. G. Jentzsch
2. Prof. Dr. M. Korn

Termin der öffentlichen Verteidigung: 05.06.2002

Inhaltsverzeichnis

1	Vorwort	1
2	Einleitung	3
2.1	Allgemeine Einführung	5
2.1.1	Untersuchungsgebiet	5
2.1.2	Seismizität	7
2.1.3	Geologisches Umfeld	14
2.2	Ziel der Arbeit	18
2.3	Struktur der Arbeit - Leitfaden	19
3	Daten	22
3.1	Datenbasis	23
3.1.1	Erdbebenschwarm: 1985/86 nahe Novy Kostel	23
3.1.2	Erdbebenschwarm: 1997/98 nahe Werdau	23
3.1.3	Erdbebenschwarm: September 1994 nahe Klingenthal	24
3.1.4	Erdbebenschwarm: Dezember 1994 nahe Novy Kostel	25
3.2	Datenquellen	26
3.2.1	Erdbebenschwarm: 1985/86 nahe Novy Kostel	26
3.2.2	Erdbebenschwarm: 1997/98 nahe Werdau	28
3.2.3	Erdbebenschwarm: September 1994 nahe Klingenthal	31
3.2.4	Erdbebenschwarm: Dezember 1994 nahe Novy Kostel	32
3.3	Datenaufbereitung, Konvertierung	33
3.4	Spike-Entfernung	36

<i>INHALTSVERZEICHNIS</i>	4
3.4.1 Methode der nichtstationären Autoregression	39
3.4.2 Spike-Detektion	40
3.4.3 Spike-Beseitigung	42
4 1-D Geschwindigkeits-Tiefen-Modell	43
4.1 Datenbasis	50
4.2 Laufzeituntersuchungen	53
4.3 Geschwindigkeits-Tiefen-Modell (velest)	58
4.4 Berechnung der Trajektorie (ray-tracing)	60
4.5 Interpretation	63
4.5.1 Geschwindigkeits-Tiefen-Modell	63
4.5.2 Laufzeitkurven	65
5 Ähnlichkeitsanalyse	68
5.1 Einführung	68
5.1.1 Zielstellung	69
5.1.2 Begriffe	70
5.1.3 Voraussetzungen	71
5.1.4 Vorbereitungen	72
5.2 Kreuzkorrelation von Wellenformen	76
5.2.1 Methode	76
5.2.2 Programmtechnische Umsetzung	79
5.2.3 Kreuzkorrelation und Korrelationskoeffizienten	80
5.3 Ähnlichkeitsmatrizen	82
5.3.1 Problemstellung und Parameterwahl	83
5.3.2 Programmtechnische Umsetzung	84
5.4 Ergebnisanalyse am Beispiel	84
5.5 Bestimmung von Phaseneinsatzzeit-Differenzen	92
6 Relative Relokalisierung	94
6.1 Einführung	94
6.1.1 Zielstellung	94
6.1.2 Grundlagen	95

6.1.3	Begriffe	99
6.1.4	Voraussetzungen	101
6.1.5	Vorbereitungen	101
6.2	Relative Relokalisierung ohne Masterevent	102
6.2.1	Methode nach <i>Shearer (1997)</i>	104
6.2.2	Methode nach <i>Got et al. (1994)</i>	107
6.2.3	Parameterwahl	111
6.2.4	Programmtechnische Umsetzung	113
6.3	Absolute Lokalisierung der Multiplets	114
6.3.1	Einführung	114
6.3.2	Methode	114
6.3.3	Parameterwahl	115
7	Ergebnisse	116
7.1	Einführung	116
7.1.1	Kreuzkorrelation	116
7.1.2	Analyse der Multiplets	117
7.1.3	Relative Relokalisierung	117
7.1.4	Absoluten Lokalisierung der Multiplets	118
7.2	Erdbebenschwarm: 1985/86 nahe Novy Kostel	119
7.2.1	Kreuzkorrelation	119
7.2.2	Analyse der Multiplets	122
7.3	Erdbebenschwarm: 1997/98 nahe Werdau	124
7.3.1	Kreuzkorrelation	124
7.3.2	Analyse der Multiplets	125
7.3.3	Relative Relokalisierung	128
7.3.4	Absolute Lokalisierung der Multiplets	131
7.4	Erdbebenschwarm: September 1994 nahe Klingenthal	135
7.4.1	Kreuzkorrelation	135
7.4.2	Analyse der Multiplets	143
7.4.3	Relative Relokalisierung	144
7.4.4	Absolute Lokalisierung der Multiplets	146

7.5	Erdbebenschwarm: Dezember 1994 nahe Novy Kostel	148
7.5.1	Kreuzkorrelation	148
7.5.2	Analyse der Multiplets	152
7.5.3	Relative Relokalisierung	153
7.5.4	Absolute Lokalisierung der Multiplets	155
7.6	Klassifizierung der Erdbebenschwärme	157
7.6.1	Nach der Ähnlichkeitsanalyse	157
7.6.2	Nach der relativen Relokalisierung und absoluten Lokalisierung der Multiplets	159
7.7	Untersuchungen zur Amplitudenverteilung	161
8	Interpretation	165
8.1	Erdbebenschwarm: 1985/86 nahe Novy Kostel	165
8.2	Erdbebenschwarm: Dezember 1994 nahe Novy Kostel	166
8.3	Erdbebenschwarm: September 1994 nahe Klingenthal	167
8.4	Erdbebenschwarm: 1997/98 nahe Werdau	168
8.5	Interdisziplinäre Betrachtungen	169
9	Zusammenfassung	186
A	Anhang	211
A.1	Seismische Stationen	211
A.2	Kreuzkorrelation	214
A.3	Ähnlichkeitsmatrizen	218
	Danksagung	219

Abbildungsverzeichnis

2.1	Das Untersuchungsgebiet - Die 'Saxothüringische Seismotektonische Provinz'.	6
2.2	Verteilung der Erdbebenschwarm-Cluster.	7
2.3	Lage der Hypozentren aller Ereignisse im Untersuchungsgebiet von 1987 bis 1997.	8
2.4	Zeitliche Verteilung der Erdbebenschwärme seit 1900.	9
2.5	Verteilung der Epizentren im Bereich Ostthüringen/Westsachsen seit 1997 . .	13
2.6	Geologische und tektonische Großstrukturen.	15
3.1	Verteilung der Magnitude und der Ereignisanzahl über der Zeit für den Erdbebenschwarm 1997/98 bei Werdau.	24
3.2	Lage der Hypozentren nach der herkömmlichen Lokalisierung.	25
3.3	Herdflächenlösungen zweier Ereignisse des Erdbebenschwarms 1997/98 bei Werdau.	26
3.4	Häufigkeitsverteilung der Ereignisse des Erdbebenschwarms im Dezember 1994.	27
3.5	Herdflächenlösung ausgewählter Ereignisse des Erdbebenschwarms im Dezember 1994.	27
3.6	24 Stunden Registrierung der Vertikalkomponente an der Station SCH.	29
3.7	Verteilung der genutzten seismischen Stationen.	31
3.8	Beispiel für die Arbeitsweise der Ereigniserkennung	34
3.9	Ereignistype A, B, C, D (Station SCH)	35
3.10	Spike-Formen.	37
3.11	Beispiel der Spike-Entfernung (Station PLN).	38
3.12	Beispiel für die Anwendung des Algorithmus zur Spike-Beseitigung.	41

3.13	Prinzip der Spike-Beseitigung.	42
4.1	Zusammenstellung einiger relevanter Laufzeitmodelle des Untersuchungsgebiets.	44
4.2	Laufzeitmodell für die <i>P</i> -Wellen Geschwindigkeit	45
4.3	Lage der CELEBRATION 2000 Profile in Ost- und Mitteleuropa.	48
4.4	Lage der Registrier-Stationen des CELEBRATION 2000 Profils in Deutschland.	49
4.5	Fläche für die das 1-D Laufzeitmodell aus CELEBRATION 2000 Daten berechnet wurde.	50
4.6	Wellenformen der CELEBRATION 2000 Profilsprengung.	51
4.7	Laufzeitkurve nach Pruhonicer	52
4.8	Wellenformen der CELEBRATION 2000 Profilsprengung, Sprengort farblich unterschieden.	54
4.9	Wellenformen der CELEBRATION 2000 Profilsprengung mit relevanten Laufzeitästen.	55
4.10	Reduzierte Darstellung der Wellenformen der CELEBRATION 2000 Profilsprengung.	56
4.11	<i>P</i> -Phaseneinsätze der CELEBRATION 2000 Profilsprengung.	57
4.12	Wellenwege der refraktierten Wellen als Ergebnis des 'ray tracing'.	62
4.13	Wellenwege der direkten Wellen als Ergebnis des 'ray tracing'.	62
4.14	Lage des GRANU95, des MVE90 und des CELEBRATION 2000 Profils in Deutschland.	64
4.15	Vergleich der theoretischen und der gemessenen Laufzeitkurven des CELEBRATION 2000 Profils.	65
5.1	Wellenformen 15 zufällig ausgewählter Ereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; Komponente: Z, gefiltert, normiert).	73
5.2	Wellenformen aller Ereignisse des Erdbebenschwarms 1997/98 bei Werdau.	74
5.3	Veranschaulichung der Methode der Kreuzkorrelation.	75
5.4	Skizze zur Begriffserklärung bei der Herleitung der Kreuzkorrelationsfunktion.	76
5.5	Zeitfenster mit Wellenformen zweier im Maximum der Korrelationsfunktion überlagerter Ereignisse.	81

5.6	Die Bestimmung der Phaseneinsatzzeit-Differenzen kann genauer als die Abtastrate sein.	82
5.7	Wellenformen 15 zufällig ausgewählter Ereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: MOX; Komponente: Z, gefiltert, normiert)	86
5.8	Ähnlichkeitsmatrizen für 15 Beispielergebnisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; <i>P</i> -Phase, <i>S</i> -Phase, <i>P</i> - und <i>S</i> -Phase; unsortiert).	87
5.9	Ähnlichkeitsmatrizen für 15 Beispielergebnisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: MOX; <i>P</i> -Phase, <i>S</i> -Phase, <i>P</i> - und <i>S</i> -Phase; unsortiert).	88
5.10	Ähnlichkeitsmatrizen für 15 Beispielergebnisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; <i>S</i> -Phase; Sortierung: x-Achse).	90
5.11	Ähnlichkeitsmatrizen für 15 Beispielergebnisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: MOX; <i>S</i> -Phase; Sortierung: x-Achse).	90
5.12	Ähnlichkeitsmatrizen für 15 Beispielergebnisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; <i>S</i> -Phase; Sortierung: x- und y-Achse).	91
6.1	Visualisierung der Unterschiede bei der Lokalisierung mit und ohne Master-Event.	101
6.2	Veranschaulichung der Wirkungsweise der Methode nach <i>Shearer (1997)</i> . . .	105
6.3	Erläuterung der nach <i>Shearer (1997)</i> verwendeten Winkel.	107
6.4	Erläuterung der nach <i>Got et al. (1994)</i> verwendeten Winkel	109
7.1	Definition von Winkeln und Flächen an tektonischen Brüchen.	118
7.2	Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; <i>S</i> -Phase; Sortierung: x-Achse).	119
7.3	Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; <i>S</i> -Phase; Sortierung: x- und y-Achse).	120
7.4	Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: MOX; <i>S</i> -Phase; Sortierung: x- und y-Achse).	121
7.5	Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms 1997/98 (Station: PLN; <i>S</i> -Phase; Sortierung: x-Achse).	125
7.6	Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms 1997/98 (Station: PLN; <i>S</i> -Phase; Sortierung: x- und y-Achse)	126

7.7 Wellenformen aller Ereignisse des Erdbebenschwarms 1997/98 (Station: PLN; ungefiltert, normiert). 127

7.8 Ereignistyp I des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau. 129

7.9 Multiplet II des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau. 130

7.10 Multiplet III des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau. 131

7.11 Relativ relokalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau (Blickrichtung S-N). 132

7.12 Relativ relokalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau (Blickrichtung SW-NE). 133

7.13 Relativ relokalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau (Blickrichtung WSW-ENE). 134

7.14 Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms in September 1994 nahe Klingenthal (Station: POCA; S-Phase; Sortierung: x-Achse). 137

7.15 Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms in September 1994 nahe Klingenthal (Station: KRC; S-Phase; Sortierung: x-Achse). 138

7.16 Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal (Station: POCA; S-Phase; Sortierung: x- und y-Achse). 139

7.17 Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal (Station: KRC; S-Phase; Sortierung: x- und y-Achse). 140

7.18 Wellenformen aller Ereignisse des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal (Station: POCA; ungefiltert, normiert). 141

7.19 Wellenformen aller Ereignisse des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal (Station: KRC; ungefiltert, normiert). 142

7.20 Multiplet I des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal. . . 144

7.21 Multiplet II des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal. . . 145

7.22 Relativ relokalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal (Blickrichtung etwa S-N). 146

7.23 Relativ relokalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal (Blickrichtung SW-NE). 147

7.24 Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms in Dezember 1994 nahe Novy Kostel (Station: LUBY; S-Phase; Sortierung: x-Achse). 149

7.25 Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 nahe Novy
 Kostel (Station: LUBY; *S*-Phase; Sortierung: *x*- und *y*-Achse). 150

7.26 Wellenformen aller Ereignisse des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 nahe
 Novy Kostel (Station: LUBY; ungefiltert, normiert). 151

7.27 Multiplet I des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 nahe Novy Kostel. . . 153

7.28 Multiplet II des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 nahe Novy Kostel. . . 154

7.29 Relativ relokalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms im Dezember 1994
 nahe Novy Kostel (Blickrichtung etwa S-N). 155

7.30 Relativ relokalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms im Dezember 1994
 nahe Novy Kostel (Blickrichtung etwa SW-NE). 156

7.31 Amplitudenverhältnisse der *S*- und *P*-Phasen des Erdbebenschwarms im De-
 zember 1994 nahe Novy Kostel. 162

7.32 Amplitudenverhältnisse der *S*- und *P*-Phasen des Erdbebenschwarms 1997/98
 nahe Werdau. 163

Tabellenverzeichnis

0.1	Allgemeine Abkürzungen	14
0.2	Einrichtungen/Institutionen	14
0.3	Seismische Netze	15
0.4	Seismische Stationen	15
4.1	Gradientenmodell nach <i>Bock et al. (1996)</i>	45
4.2	Mittleres Laufzeitmodell für das Vogtland nach <i>Bormann et al. (1989a)</i>	47
4.3	Ergebnisse der Berechnungen mit dem Programm velest	59
5.1	Liste der 15 Beispielergebnisse des Erdbebenschwars 1985/86.	85
5.2	Durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten von 15 Beispielergebnisse des Erdbebenschwars 1985/86.	89
6.1	Literaturzitate zu relativen Relokalisierungs-Methoden.	96
7.1	Durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten des Erdbebenschwars 1985/86.	122
7.2	Durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten des Erdbebenschwars 1997/98.	124
7.3	Durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten des Erdbebenschwars im September 1994 bei Klingenthal.	136
7.4	Durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten des Erdbebenschwars im Dezember 1994 bei Novy Kostel.	148
A.1	Technische Daten der Stationen des Ost-Thüringer Seismischen Netzes	211
A.2	Technische Daten der Stationen des sächsischen seismischen Netzes	212
A.3	Technische Daten der Stationen sonstiger seismischer Netze	213

A.4	Größe der korrelierten Zeitfenster für den Schwarm 1985/86 bei Novy Kostel	214
A.5	Größe der korrelierten Zeitfenster für den Schwarm 1997/98 bei Werdau . . .	215
A.6	Größe der korrelierten Zeitfenster für den Schwarm im September 1994 bei Klingenthal	216
A.7	Größe der korrelierten Zeitfenster für den Schwarm im Dezember 1994 bei Novy Kostel	217

Abkürzungsverzeichnis

Tabelle 0.1: Allgemeine Abkürzungen

IDL	Interactive Data Language
AR	Methode der Autoregression
PDAS	Seismisches Registriesystem der Firma Teledyne Geotech
RefTek	Seismisches Registriesystem der Firma RefTek Inc.
Mars	Seismisches Registriesystem der Firma Lenartz GmbH
UTC	Weltzeit
VSJ / HSJ	Vertikal/Horizontal Seismometer Jena
STA	short time average (Kurzzeit Mittelwert)
LTA	long time average (Langzeit Mittelwert)
MOHO	Mohorovičić Diskontinuität

Tabelle 0.2: Einrichtungen/Institutionen

GFZ	Geoforschungszentrum Potsdam
KTB	Kontinentale Tiefbohrung in Windisch/Eschenbach
SZGRF	Seismisches Zentralobservatorium Gräfenberg in Erlangen
ZIPE	Zentralinstitut für Physik der Erde der DDR

Tabelle 0.3: Seismische Netze

OTSN	Ost- Thüringer Seismisches Netzwerk
WEBNET	Seismisches Netz der Akademie der Wissenschaften der Tschechei, Prag
Kraslice Netz	Seismisches Netz der Universität Brno
GRSN	Deutsches Regionales Seismisches Netzwerk

Tabelle 0.4: Seismische Stationen

Stationskürzel	Stationsname, Betreiber	Stationskürzel	Stationsname, Betreiber
PLN	Plauen, OTSN	ZEU	Zeulenroda, OTSN
SCH	Schönfels, OTSN	BDE	Bad Elster, OTSN
PST	Posterstein, OTSN	TAU	Tautenburg, OTSN
REU	Reusst, OTSN	BDB (VGT)	Bad Brambach, OTSN
MOX	Moxa, GRSN, Uni. Jena	WILD	Wildenfels, Uni. Leipzig
MARK	Markersbach, Uni. Leipzig	CZSA	CZS_Aue, Uni. Leipzig
CLL	Collm, GRSN, Uni. Leipzig	MUL	Muldenberg, TU Freiberg
AUE	Aue, TU Freiberg	EIB	Eibenstock, TU Freiberg
STO	Stollberg, TU Freiberg	OTR	Obertriebel, TU Freiberg
BGR	Bergiesshübel, TU Freiberg	HLD	Helmsdorf, TU Freiberg
KOC	Kopaniny, WEBNET	NKC	Novy Kostel, WEBNET
KRC	Kraslice, WEBNET	POCA	Pocatky, Uni. Brno
JIND	Jindrichovice, Uni. Brno	BERN	Bernov, Uni. Brno
LUBY	Luby, Uni. Brno	VACK	Vackovec, Uni. Brno
FUCH	Fuchsmühle, KTB	HAIN	Haingruen, KTB
SCHO	Schoenkirch, KTB	VIEL	Vielitz, Uni. München

Kapitel 1

Vorwort

Die Lokalisierung von Erdbeben ist eines der ältesten Probleme in der Seismologie. Hierbei geht es letztlich immer um die Bestimmung der 4 Herdparameter: geografische Länge, geografische Breite, Tiefe und Herdzeit. Während zu Beginn der seismologischen Auswertung die Lokalisierung den letzten Schritt der Bearbeitung von Ereignissen darstellte, steht sie heute am Anfang einer komplexen seismologischen und seismotektonischen Interpretation. Dies soll perspektivisch zu einem besseren Verständnis der Mechanismen von Erdbeben und hier speziell von Erdbebenschwärmen führen.

Der Einzug der Rechentechnik in die Seismologie ermöglicht die digitale Registrierung seismischer Informationen und die Auswertung einer großen Anzahl von Wellenformen. Damit können Methoden zur Lokalisierung von Erdbeben entwickelt werden, die nicht mehr nur die Phaseneinsätze nutzen, sondern Informationen aus der Wellenform selbst gewinnen. Dies ist die Grundlage zur Bearbeitung von Inversionsproblemen, wie sie in dieser Arbeit behandelt werden.

Die Arbeit ist eingebunden in das Projekt 1.1 zur "Seismizität des Schwarmbebengebietes Vogtland/NW-Böhmen" des Bündelantrages "Physikalische/chemische Zustände und geodynamische Prozesse im Schwarmbebengebiet Vogtland/NW-Böhmen". Genauso, wie die hier gewonnenen Ergebnisse in andere Teilprojekte des Bündels einfließen, wurden in dieser Arbeit neue Erkenntnisse für eine interdisziplinäre Interpretation eingearbeitet. Das so erhaltene Gesamtbild trägt zur Klärung der Frage nach den Herdvorgängen der Erdbebenschwärme bei und öffnet die Tür für eine ganzheitliche Betrachtung der Geophysik des

Untersuchungsgebietes Vogtland/NW-Böhmen.

Neben den Vielen, die diese Arbeit unterstützten, begleiteten und förderten, seien an dieser Stelle besonders die Friedrich-Ebert Stiftung, Herr Dr. Thomas Meier, Herr Dr. Horst Neunhöfer und Herr Prof. Dr. Gerhard Jentzsch genannt. Die Friedrich-Ebert Stiftung erst ermöglichte durch eine großzügige und unbürokratische finanzielle Förderung im Rahmen der Graduiertenförderung die Anfertigung der Dissertation, Herr Dr. Meier und Herr Dr. Neunhöfer waren stets Ansprechpartner für fachliche Probleme während Herr Prof. Jentzsch den Gesamtrahmen bereitete, der ein effektives Arbeiten ermöglichte.

Kapitel 2

Einleitung

Die "Saxothuringische Seismotektonische Provinz" (*Grünthal, 1989a*) mit der Region Vogtland/NW-Böhmen und dem Gebiet Ostthüringen/Westsachsen zeichnet sich durch eine erhöhte intrakontinentale Seismizität und das Auftreten von Erdbebenschwärmen aus. Ziel der Arbeit ist es, einen Beitrag zur systematischen Untersuchung des besonderen Charakters der seismotektonische Region Vogtland/NW-Böhmen zu liefern. Weiterhin wird ein Vergleich zwischen den Herdgebieten Vogtland/NW-Böhmen und Ostthüringen/Westsachsen durchgeführt. Diese haben sehr unterschiedliche seismotektonische Charaktere. Das Gebiet Vogtland/NW-Böhmen ist durch die Kreuzung der Eger- und der Marienbader Störungszone und dem Auftreten von Fluiden gekennzeichnet. Ostthüringen/Westsachsen, das Gebiet um die Mitteldeutsche Kristallinzone in Thüringen, kennzeichnen Störungssysteme, wie das der Finne- und Gera-Jachimov Störungszone und des Wismar-Leipzig-Regensburger Fotolineaments. Um die Seismizität, also die zeitliche, räumliche und energetische Verteilung von Erdbeben erfassen zu können, sind Langzeitbeobachtungen mittels eines, auf die speziellen Herdgebietsparameter abgestimmten Beobachtungsnetzes nötig. Die moderne Seismologie geht nicht mehr nur der Frage nach den Herdkoordinaten und der Herdzeit nach, sondern beschäftigt sich mit der detaillierten Untersuchung von Herdprozessen unter dem Gesichtspunkt der Genese, Migration und Energiefreisetzung. Nach *Crampin (1993)* sind Mikro- und Schwarmbeben für solche Untersuchungen besonders geeignet, da die Spezifik des Herdgebietes besser berücksichtigt werden kann und die Beben die strukturelle Integrität der tektonischen Gesamtstruktur nicht beeinträchtigt.

Alle hier durchgeführten Arbeiten dienen letztendlich der Untersuchung der Herdprozesse. Die Lage der Hypozentren liefert dafür Informationen zur geologischen und tektonischen Ursache von Beben. *Horálek (1987)* und *Neunhöfer und Güth (1989)* gehen davon aus, dass Hypozentren der Schwarmbeben aktive bzw. aktivierte Störungsflächen abbilden. Eine bisher vernachlässigte systematische Untersuchung von Schwärmen wird durchgeführt.

Die Methodik herkömmlicher Lokalisierungsverfahren lässt eine recht eingeschränkte Ortungsgenauigkeit zu. Die Genauigkeit der Lokalisierung hängt nach *Frémont & Malone (1987)* von der Konfiguration des Registriernetzes, vom Geschwindigkeitsmodell, der Qualität der Phaseneinsätze und dem Lokalisierungsverfahren ab. Konventionelle Verfahren liefern hierbei eine Genauigkeit vom maximal einigen hundert Metern. Die maximale Genauigkeit der Phaseneinsatzzeit-Bestimmung bei der Verwendung konventioneller Lokalisierungsverfahren ist durch die Abtastezeit (0.01 s bei 100 Hz) begrenzt. Die Einzelbeben eines Erdbebenschwarms sind so nur sehr bedingt aufzulösen. Wird die Tatsache berücksichtigt, dass Erdbeben Teil eines räumlichen und zeitlichen Clusters (innerhalb eines Erdbebenschwarms) sind, ist eine relative Relokalisierung der einzelnen Erdbeben je Cluster und eine absolute Lokalisierung der Cluster möglich. In dieser Arbeit wird gezeigt, dass die Verwendung der Kreuzkorrelations-Methode Zeitdifferenz-Bestimmungen kleiner als die Abtastezeit zulässt. So können zwei Ereignisse, die räumlich und zeitlich eng benachbart stattfanden, separat lokalisiert werden. Das Wissen über die Clusterung der Seismizität führt zu zusätzlichen Informationen, die das Lokalisierungsergebnis stark verbessern können (*Rundle und Klein, 1995*). Hier erfolgt die Bestimmung der Cluster nicht wie bisher üblich manuell (z. B. *Horálek, 2000*), sondern ergibt sich zwanglos aus den Ergebnissen der Ähnlichkeitsanalyse.

Wie im Abschnitt 6 erläutert wird, erfolgt die relative Relokalisierung nicht mittels eines Master-Event Verfahrens, sondern durch die Invertierung der Phaseneinsatzzeit-Differenzen nach den Hypozentralkoordinaten und den Zeitdifferenzen. Dies, im Zusammenspiel mit der Zuordnung der Ereignisse zu Clustern, ermöglicht die Verbesserung der Lokalisierungsergebnisse, eine Lokalisierungsgenauigkeit einzelner Hypozentren bis zu 10 m räumlicher Entfernung ist möglich.

Gute Kenntnisse der Spannungsverteilung innerhalb des Untersuchungsgebietes, abgeleitet aus der Richtung der ersten Bewegung auf der Herdfläche, sollen die Modellvorstellung über die Intraplattentektonik verbessern, die im Gegensatz zur Tektonik an den Platten-

grenzen noch wenig erforscht ist (*Sonnleitner, 1993*).

Wenn im Text nicht ausdrücklich anders ausgeführt, wurden alle genutzten Softwareprodukte vom Autor eigenständig für diese Arbeit entwickelt. Die Programmierung erfolgte im Wesentlichen mittels IDL (Interaktive Date Language) der Firma Research Systems, des Weiteren mit C++ und Fortran77.

2.1 Allgemeine Einführung

2.1.1 Untersuchungsgebiet

Die Abbildung 2.1 zeigt die "Saxothuringische Seismotektonische Provinz" (*Grünthal, 1989a*) mit den Gebieten Vogtland/NW-Böhmen und Ostthüringen/Westsachsen. Die dargestellten Geologie- und die Infrastrukturmerkmale dienen der Orientierung. Informationen über die Ausstattung der seismischen Stationen sind den Tabellen A.1, A.2 und A.3 im Anhang zu entnehmen.

Das Gebiet Ostthüringen/Westsachsen wird im Westen durch die Stadt Jena, im Norden durch die Stadt Leipzig, im Osten durch die Stadt Zwickau und im Süden in etwa durch die Stadt Plauen begrenzt.

Das Vogtland liegt im Länderdreieck Sachsen, Bayern und Böhmen. Die im wesentlichen auf 6 Cluster (*Horalek, 1996*) beschränkte Seismizität erstreckt sich über ein Gebiet, welches im Norden durch die Stadt Plauen, im Westen durch die Stadt Marktredwitz, im Osten durch die Stadt Klingenthal und im Süden durch die Stadt Cheb begrenzt wird.

Die gewählte Unterteilung des Untersuchungsgebietes entspricht nicht den politischen oder historischen Gegebenheiten. Sie soll zur besseren Veranschaulichung der Problematik 'Schwarmbeben' beitragen und die Orientierung erleichtern. Die geologischen Grenzen des Vogtlandes sind umstritten. *Neunhöfer (2002)* geht sogar davon aus, dass die Gera-Jachimov-Störungszone als die nördliche bzw. nordöstliche Begrenzung des Vogtlandes anzusehen ist.

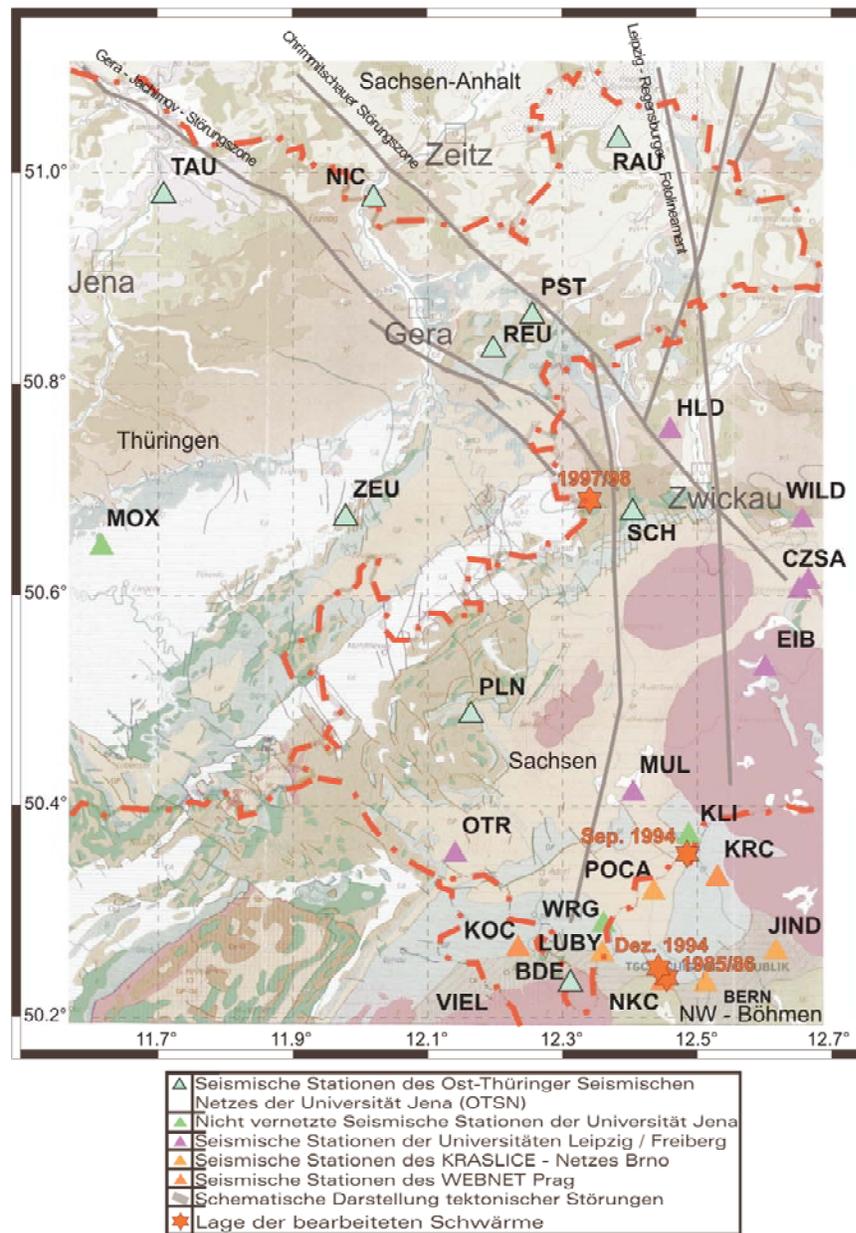


Abbildung 2.1: Das Untersuchungsgebiet - Die 'Saxothuringische Seismotektonische Provinz'. (Seismische Stationen; untersuchte Schwärme; Hintergrund: geologisch-tektonische Karte Sachsens, Thüringens und Tschechiens)

2.1.2 Seismizität

Das Vogtland/NW-Böhmen

Nach *Grünthal et al. (1990)* ist das Gebiet Vogtland/NW-Böhmen eines der interessantesten und bekanntesten Schwarmbebengebiete, nicht nur in Europa. Dies stellte schon *Sieberg (1923 und 1932)* fest. Das Vogtland gilt als die eigentliche Typuslokalität für Erdbebenschwärme (*Studinger, 1993*). Die besondere Attraktivität des Schwarmbebengebietes Vogtland/NW-Böhmen liegt in der relativen Abgeschlossenheit des Systems, denn Überlagerung durch Ereignisse eines anderen Gebiets können mit großer Sicherheit ausgeschlossen werden (*Neunhöfer, 1988*). Die Verteilung der Seismizität ist der Abbildung 2.2 zu entnehmen.

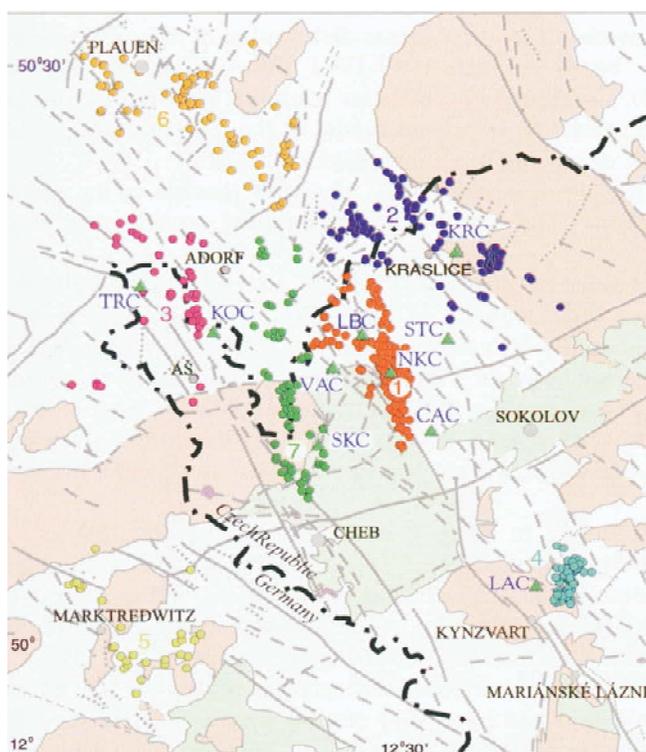


Abbildung 2.2: Verteilung der Erdbebenschwarm-Cluster (*Horalek et al., 2000*).

Der Begriff **Erdbebenschwarm** wurde ursprünglich von *Knett (1899)* und *Credner (1884)* eingeführt, um das typische zeitliche Verhalten der Seismizität zu beschreiben. Die Aktivität eines Erdbebenschwarms ist gekennzeichnet durch das Auftreten vieler kleinerer

Erdbeben in einem räumlich sehr begrenzten Gebiet (*Matsu'ura, 1983*). *Neunhöfer und Tittel (1981)* weisen darauf hin, dass ein Erdbebenschwarm auch eine zeitlich begrenzte Folge von einzelnen Ereignissen ist, unter denen keines dominiert. Die seismische Energie wird in kleinen Mengen freigesetzt und ist zumeist nur instrumental nachweisbar. Ein Schwarm im Untersuchungsgebiet kann von wenigen Stunden bis mehrere Wochen dauern. Die stärksten Schwarmbeben waren in einem Umkreis von 100 km zu spüren (*Wüster, 1996*). Da bei einem Erdbebenschwarm das geologisch-tektonische Umfeld nicht zerstört wird, die Ereignisse innerhalb eines sehr kleinen Herdgebietes stattfinden und somit die Herdmechanismen sehr gleich sind, weisen die Wellenformen der Ereignisse eine sehr hohe Ähnlichkeit auf. Dies wird in der vorliegenden Arbeit für die relative Relokalisierung genutzt.

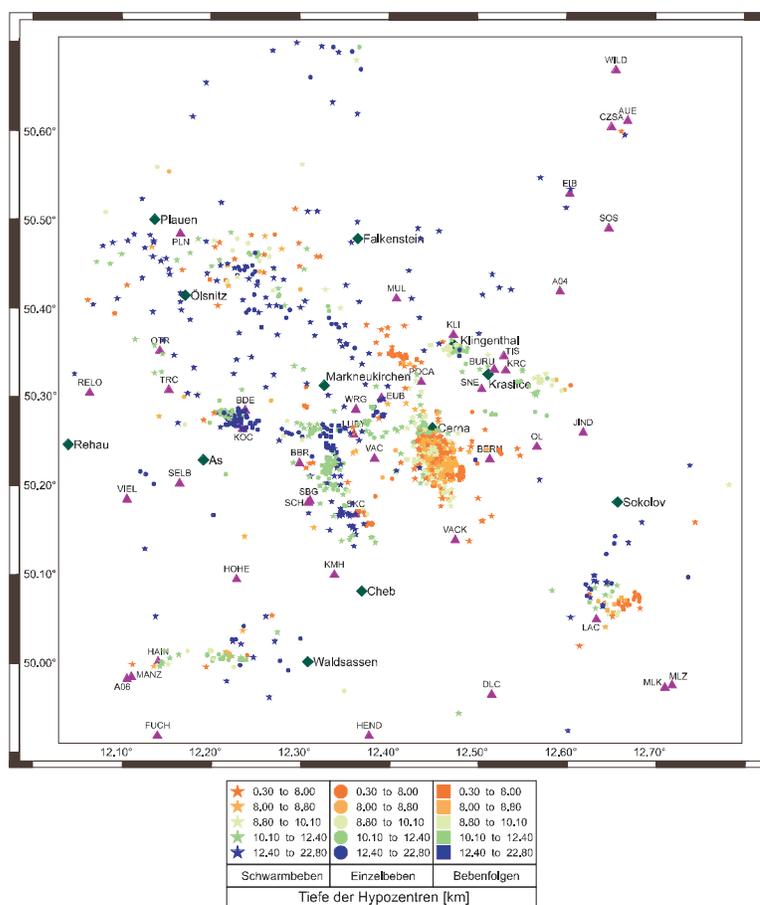


Abbildung 2.3: Lage der Hypozentren aller Ereignisse im Untersuchungsgebiet von 1987 bis 1997 (nach *Neunhöfer et al., 1998*).

Neben Erdbebenschwärmen sind im Vogtland auch Einzelereignisse zu registrieren. Wie die Abbildung 2.3 zeigt, sind genau wie die Erdbebenschwärme, auch die zwischen den Schwärmen auftretenden Einzelbeben nicht räumlich und zeitlich zufällig verteilt. Die Seismizität im Schwarmbebengebiet ist in Gürteln zwischen den Städten Kraslice - Klingenthal und Aš - Bad Brambach konzentriert (Novotný, 1996). Die räumliche Anhäufung von Einzelbeben und Erdbebenschwärmen ist an geologisch-tektonische Störungssysteme gebunden, zeitlich erfolgt eine Konzentration sowohl der Einzelbeben als auch der Schwärme (Neunhöfer, 1988). Das Gebiet aktiver Seismizität ist größer als 1000 km² (Horalek et al., 1996).

Erdbebenschwärme sind hier seit 1552 belegbar. Die größten Schwärme der letzten Jahrhunderte mit Magnituden bis zu 4.8 konnten für die Jahre 1626, 1711, 1770, 1824, 1897, 1903, 1908 und 1985/86 nachgewiesen werden. Für die größten Schwärme ermittelte Grünthal (1988) eine mittlere Wiederholungsperiode von 74 ± 10 Jahren. Die Periodizität aller Erdbebenschwärme im Untersuchungsgebiet gibt Neunhöfer (1994) mit 69 ± 12 Monaten an. Schwächere Schwärme fanden u.a. 1900, 1901, 1904, 1911, 1936, 1962 (Kárník et al., 1987; Grünthal, 1988; Grünthal et al., 1990), 1994, 1997 und 2000 im Untersuchungsgebiet statt. Die Abbildung 2.4 veranschaulicht die zeitliche Verteilung der Schwarmbeben in der Vergangenheit.

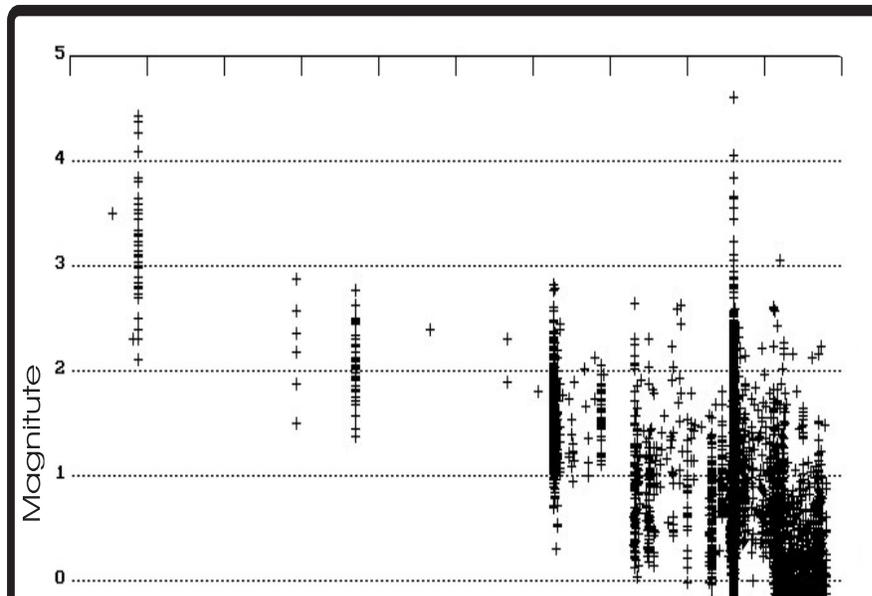


Abbildung 2.4: Zeitliche Verteilung der Erdbebenschwärme seit 1900 (Neunhöfer, 1998).

Eine genaue Abschätzung ist erst seit 1962, also dem Beginn des Aufbaus eines dichten seismologischen Stationsnetzes zur kontinuierlichen Erfassung mikroseismischer Aktivitäten möglich. Dokumentiert wurde die registrierte Seismizität in seismischen Bulletins. (*Neunhöfer und Güth, 1982, 1984, 1988; Grünthal, 1988; Neunhöfer und Prochazkova, 1989; Neunhöfer et al., 1991, 1993, 1994a, 1997; Dahlheim et al., 1992; Forkmann und Göthe, 1995; Klinge und Aichele, 1996; WEBNET, 1994; Horalek et al., 1995; Nehybka und Skacelová, 1995; Neunhöfer, 1997, 1998*).

Der Erdbebenschwarm 1985/86 fand in Westböhmen im nördlichen Teil des tertiären Cheb-Beckens statt (*Bock et al., 1996*), nahe dem nördlichen Ende der an der Oberfläche sichtbaren Marienbader Störungszone (*Grünthal et al., 1990; Zahradník et al., 1990*). Während des Schwarmes vom Dezember 1985 - Januar 1986 wurden ca. 8000 Ereignisse registriert (*Neunhöfer und Güth, 1989*). Die größten Magnituden waren 4.6 und 4.1. Es handelte sich um einen der stärksten Schwärme in der Region. Die Epizentren lagen entlang der tektonischen Störungen der Krušné Hory und der Marienbader Störungszone (*Šantrůček, 1986; Dudek, 1987; Grünthal et al., 1990*). Sie bildeten einen N-S verlaufenden Gürtel von 4 km Länge und 1 km Breite. Die Herdtiefen wurden mit 7 bis 10 km angegeben (*Horalek et al., 1987; Neunhöfer und Güth, 1989; Kolář und Vavryčuk, 1989*). Seit dem Erdbebenschwarm 1985/86 haben sich 80 % der gesamten seismischen Aktivität im Untersuchungsgebiet in der Region Novy Kostel ereignet (*Horalek et al., 1996*).

Im Gebiet Kraslice - Novy Kostel fand am 4. - 5. Dezember 1994 ein weiterer Erdbebenschwarm statt (*Skacelová et al., 1995*). Dieser wird in den hier durchgeführten Untersuchungen berücksichtigt. Innerhalb von 16 Stunden konnten etwa 500 Ereignisse registriert werden. Die maximale Magnitude betrug 2.2. Von 279 Ereignissen erfolgte die Bestimmung der P_g und die S_g Einsätze. 77 Ereignisse, deren Signal/Noise-Verhältnis grösser als 4:1 war, wurden lokalisiert. Wie in dieser Arbeit dargelegt wird, sind für eine auf der Ähnlichkeitsanalyse basierenden relativen Relokalisierung solche Beschränkungen nicht notwendig. Die lokalisierten Epizentren hatten ihren Mittelpunkt bei 50.24 N und 12.45 E, etwa 3 km NNE von Novy Kostel. Die Tiefe konnte mit 6.5 ± 0.6 km angegeben werden. Diese Ergebnisse stimmen mit den Beobachtungen von *Nehybka et al. (1993)* überein.

Erdbebenschwärme werden in der Regel mit aktivem Vulkanismus und mittelozeanischen Rücken assoziiert (*Hill, 1977*). Die Vorgänge für intrakontinentale Schwärme sind noch nicht

gut bekannt. Europäische Schwärme finden meist in Gebieten statt, wo das Kenozoische Rift vom Vasistischen Orogen überprägt wurde, also im westlichen Teil des Böhmisches Massivs, in Teilen des Zentralmassivs, der Osteifel und im Rheintalgraben. Untersuchungen der Geodynamik des Rheintalgrabens und das Zentralmassivs erfolgten z.B. von *Mayer et al. (1997)*, *Sobolev et al. (1997)* und *Ritter et al. (2001)*. Weltweit findet man unterschiedlichste Typen von Erdbebenschwärmen mit Ereigniszeiträumen von Sekunden bis Jahren in unterschiedlichsten seismotektonischen Regimen (*Deichmann und Garcia-Fernandez, 1992*). Den Zusammenhang von seismischer und magmatischer Aktivität studierten *Wyss et al. (1997)*, *Rubin und Gillard (1998)* und *Kurz et al. (2001)*.

Špičák et al. (1999) vertreten die Auffassung, dass Erdbebenschwärme im Gebiet Vogtland/NW-Böhmen durch magmatische Aktivität an der unteren Krustengrenze generiert werden. Diese Autoren gehen davon aus, dass die Injektion von Magmen und/oder aus dem Magma stammender Fluide und Gase in die Kruste hydraulische Brüche hervorrufen, die sich an der Erdoberfläche als Erdbebenschwärme manifestieren. Einige, bei seismischen Refraktionsexperimenten im Vogtland (z.Bsp. 9HR (*Tomek et al., 1997*)) bestimmte Reflektoren können als Nachweis für rezente magmatische Aktivität in der Kruste gedeutet werden (siehe Abschnitt 4). Das Profil 9HR war 200 km lang. Es verlief 10 km östlich des Erdbebenschwarmgebietes Novy Kostel in Richtung NNW-SSE. Die Messungen wurde zwischen 1991 und 1993 durchgeführt (*Tomek et al., 1997*). Von *Špičák et al. (1999)* werden vier Beweise für diese Theorie der Magmen-Aktivität genannt:

1. Rezente geodynamische Aktivität, abgeleitet aus Ergebnissen der KTB, des 9HR Reflektionsprofils und aus detaillierten Analysen seismologischer Daten (*Tomek et al., 1997*);
2. Rezente hydrogeologische Aktivität bedingt durch quartären Vulkanismus (0.8 - 2.8 Ma, *Špičák et al., 1997*), CO₂ Emission, ³He-Anomalie, Mineralquellen, Mofetten u.s.w. (*Grünthal et al., 1990; O'Nions et al., 1989; Weinlich et al., 1993 und 1998*);
3. Injektionsexperiment an der KTB in 9100 m Tiefe, wodurch hunderte von Mikrobeben ausgelöst wurden (*Zoback und Harjes, 1997; Jost et al., 1998*);
4. Präzisionsauswertung mittels der Master-Event-Methode unter Nutzung der WEBNET Daten, besonders des Schwarms Januar 1997 (*Špičák et al., 1999*).

Die in der hier vorliegenden Arbeit verwendeten Methoden zur relativen Relokalisierung können die im Punkt 4 genannten Ergebnisse um mehr als eine Größenordnung verbessern. Hinzu kommt noch die Kenntnis über tiefe Störungssysteme und eine geringe MOHO-Tiefe, positive Anomalien des Wärmestroms (*Čermák, et al., 1996*), gravimetrische Anomalien (*Bucha und Blžkovský, 1994*) mit starken Gradienten (*Hofmann et al., 2000; Hofmann, 2002*) und einer Asthenosphärenhebung (*Babuška und Plomerová, 1987*).

Špičák et al. (1999) schließen, dass der Mechanismus für intrakontinentale Erdbebentätigkeit, der durch Magmaintrusion hervorgerufen wird, gleich dem Mechanismus induzierter Seismizität ist. Die Mechanismen sind für die Schwarmgebiete in Europa (westlicher Teil des Böhmisches Massivs, Teile des Zentralmassivs, Rheintalgraben) gleich. Sie vermuten, dass Magmaintrusionen und die dazugehörigen Fluide und Gase in einer Tiefe von etwa 10 km die universale Ursache für intrakontinentale Erdbebenschwärme sind. *Kämpf et al. (1992)* stützen diese These mit ihren Überlegungen zur Synthese von CO₂ und Methan zu Graphit.

Ostthüringen/Westsachsen

Die Bereiche der Finne- und Gera-Jachimov-Störungszone und des Wismar-Leipzig-Regensburger Fotolineaments haben neben dem Vogtland eine herausragende Bedeutung für die Seismizität in Thüringen und Sachsen (*Neunhöfer et al., 1996*). Abbildung 2.5 zeigt die wichtigsten Erdbebengebiete. Hier fand auch 1872 das stärkste überlieferte Erdbeben in der Region bei Posterstein statt. Für ein Erdbeben im August 1993 bei Gera konnte erstmals eine Herdflächenlösung berechnet werden. Die Herdfläche streicht mit 153° und fällt mit 44° ein (*Neunhöfer et al., 1996*).

Im Gegensatz zum Vogtland werden hier fast ausschließlich Einzelbeben beobachtet. Kleine Schwärme treten recht selten auf. Der letzte registrierte Erdbebenschwarm ereignete sich Ende Dezember 1997 - Anfang Januar 1998 bei Werdau. Dies war gleichzeitig der nördlichste, jemals registrierte Schwarm in der "Saxothuringischen Seismotektonischen Provinz" (*Grünthal, 1989a*). Nach neuesten Untersuchungen fand im selben Herdgebiet 1986 ein weiterer kleiner Erdbebenschwarm statt, der in der Vergangenheit nicht identifiziert werden konnte (*Neunhöfer, 2002*).

Die Bebenhäufigkeit im Gebiet Ostthüringen/Westsachsen liegt unter der der Schwarmbebenregion Vogtland/NW-Böhmen; dagegen ist die freigesetzte Energie höher. Somit ergibt

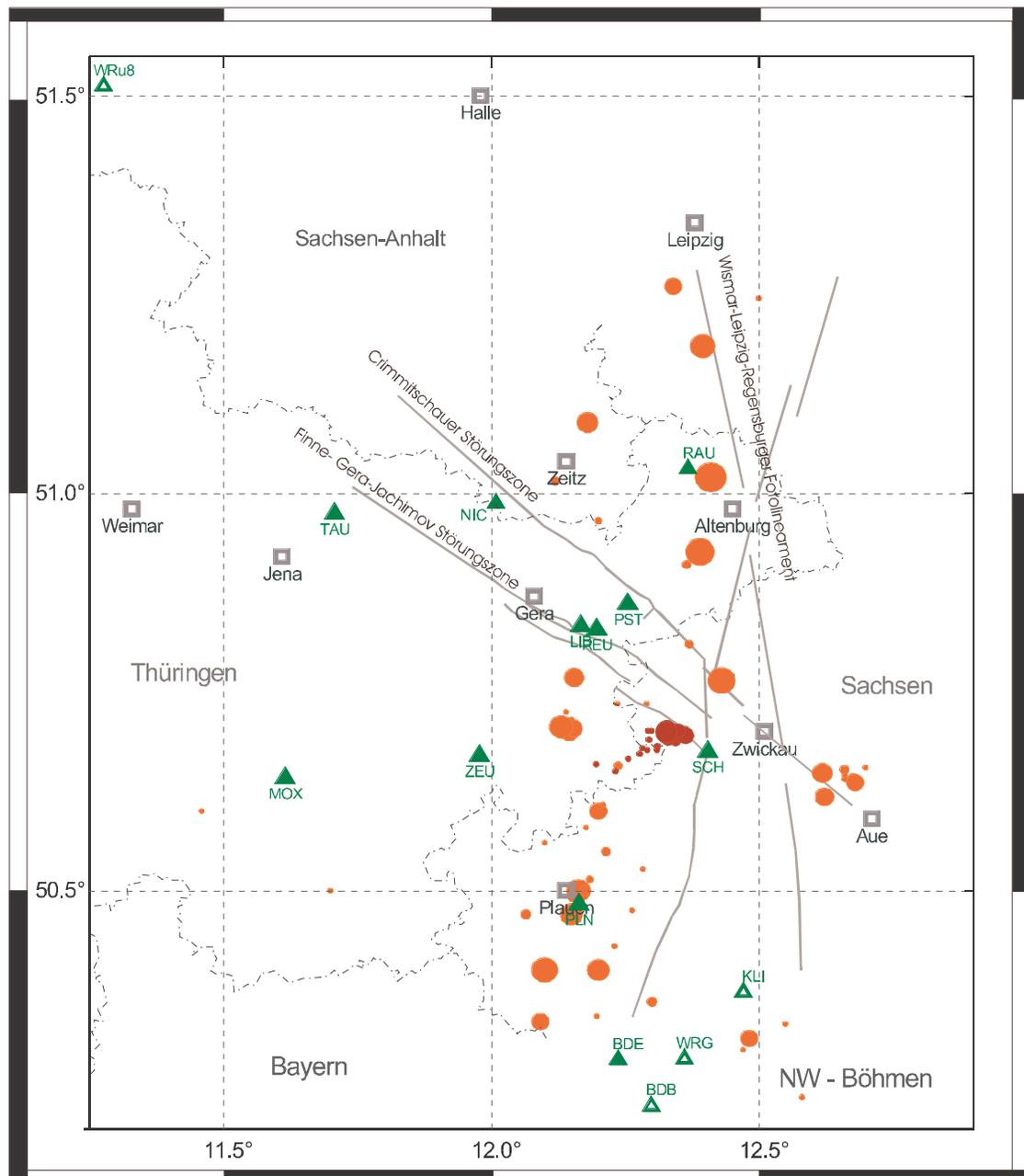


Abbildung 2.5: Verteilung der Epizentren im Bereich Ostthüringen/Westsachsen seit 1997 (nach Kracke *et al.*, 2000a). (Durchmesser der Punkte proportional zur Magnitude)

sich für das Gebiet Ostthüringen eine höhere seismische Gefährdung als für das Vogtland (*Kracke et al.*, 2000b). Besonders das Gebiet um Gera und Posterstein zeichnet sich durch das wiederholte Auftreten stärkerer Einzelbeben aus.

In den letzten Jahren wurde eine Verlagerung der seismischen Aktivität weg von der NW-SE verlaufenden Finne- und Gera-Jachimov-Störungszone hin zum N-S verlaufenden Wismar-Leipzig-Regensburg Lineaments festgestellt. So zeigt die Abbildung 2.5, welche die natürlichen seismischen Ereignisse seit dem Jahr 1997 beinhaltet, eine eindeutige S-N Anordnung der Seismizität.

Besondere Bedeutung kommt den Kreuzungspunkten der beiden Störungssysteme zu. Das Auftreten von Fluiden, wie im Gebiet Vogtland/NW-Böhmen, ist nicht nachgewiesen. Es gibt Hinweise für subrezente vulkanische Aktivität. So wurde bei Hauptmannsgrün ein Diatrem erhohrt. Das Diatrem weist subrezenten Vulkanismus verbunden mit einem hohen Fluideintrag nach (*Kämpf, 2001*).

2.1.3 Geologisches Umfeld

Grundlage der nun folgenden Ausführungen zur Geologie von Thüringen und Sachsen liefern *Hoppe und Seidel (1974)* und *Pitzsch (1963)*.

Die geologische Struktur des Untersuchungsgebietes Vogtland/NW-Böhmen ist sehr kompliziert. Durch zwei Hauptstörungssysteme (Erzgebirgs- und Marienbader-Störungssystem) ist die Erdkruste in eine Vielzahl von kleinen Blöcken geteilt (*Novotný, 1996*). Das Schwarmgebiet Vogtland/NW-Böhmen befindet sich im Bereich der Böhmisches Masse (nach *Stüding, 1993*). Dabei handelt es sich um einen kristallinen, im Verlauf der varistischen Orogenese gebildeten Block, der Teil des variszischen Gebirgsgürtels ist (*Grünthal et al., 1990*). Nach *Bernsteins (1972)* regionalgeologisch-tektonischer Gliederung Sachsens liegt das Gebiet vorwiegend im Südwesten der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone und greift im Nordwesten auf das Vogtländisch-Mittelsächsische Synklinorium über (nach *Neunhöfer, 1988*). Beide Einheiten streichen in scheinbar ungestörtem Zustand SW-NE. Diese oberflächlich sichtbaren Verhältnisse werden durch den Fichtelgebirgsgranit und das Eibenstock Granitmassiv, aber auch durch zahlreiche, vorwiegend NW-SE verlaufende Störungen gestört. Diese stehen sicher im Zusammenhang mit der von *Pietzsch (1963)* erwähnten Untertriebeler Querzone sowie der Tauschwitzter und der Greizer Querzone. Weiterhin

sind in diesem Zusammenhang auch die Absenkungen einer Zone zwischen Schöneck, Klingenthal, Kraslice und Sokolov und das bei *Thurm et al. (1977)* angegebene Zentralsächsische Lineament zu nennen.

Bei der Bildung von Pangäa kam es im späten Paläozoikum zur Kollision zwischen Laurasia und Gondwana (*O'Brien und Carswell, 1993*). Als Relikt der dabei stattgefundenen Deckenüberschiebung des Moldanubikums über das Saxothuringikum ist heute noch die Münchberger Gneissmasse erhalten (siehe Abbildung 2.6).

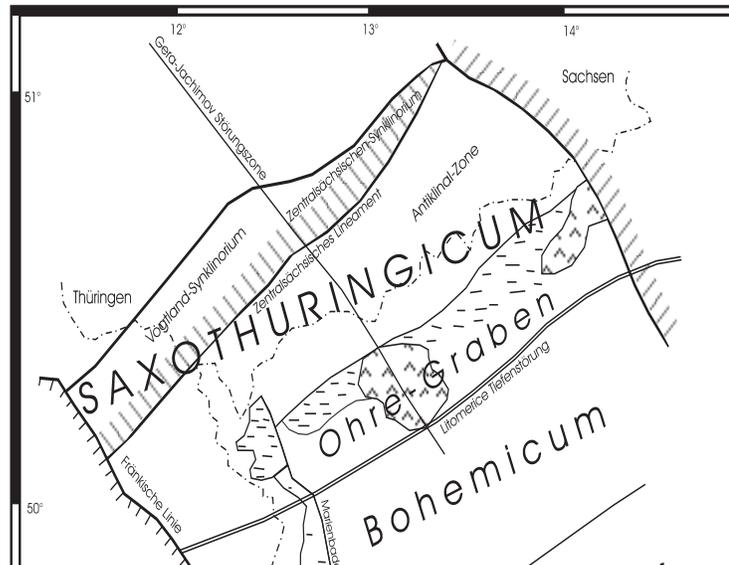


Abbildung 2.6: Geologische und tektonische Großstrukturen im Untersuchungsgebiet.

Gegen Ende des Känozoikums verursachten Hebungen entlang der Erzgebirgsrandstörung die Entstehung des Erzgebirgsgürtels. Als Folge dieser NW geneigten Hebung bildete sich südlich der Erzgebirgsrandstörung der Egergraben, im Süden schließt das Egerbecken an. Der SW-NE streichende Egergraben ist mit Sedimenten und Vulkaniten aus dem Tertiär gefüllt. Diesen Graben begrenzen die Litoměřice Störung im Süden (südwestlich als Erbdorf-Linie fortgesetzt) und die Erzgebirgsrandstörung im Norden. Die Litoměřice Tiefenstörung trennt auch den seismisch aktiven Bereich vom nahezu aseismischen Moldanubikum (*Grünthal, 1989b*).

Das Moldanubikum wird in einen nördlichen Teil, das Bohemikum oder Tepla-Barrandium, und in einen südlichen Teil, den Böhmerwaldblock, unterteilt. NNW-SSE verläuft die

Marienbader Störungszone, die Teil des Wismar-Leipzig-Regensburger Fotolineaments ist. Sie zeigt mit zunehmender Tiefe eine Abnahme des Einfallswinkels (*Kämpf et al., 1992*). Sie trennt den Egergraben vom westlicher gelegenen Egerbecken und stellt eine Trennung des Bohemikums vom Böhmerwaldblock dar. Die Hauptstörungssysteme werden von einer Vielzahl kleinerer paralleler Störungen begleitet.

Erdbebenschwärme treten im westlichen Teil des Böhmisches Massivs auf, welches zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum liegt. Das Erdbebenschwarm-Cluster 1 (*Horalek et al., 1996*) liegt am nördlichen Ende der Marienbader-Störungszone.

Die fast senkrecht aufeinander stehenden Störungssysteme mit ihrer Vielzahl von parallelen Störungen und weitere untergeordnete Störungsrichtungen führen zu einem stark tektonisch gegliederten Gebiet aus mehreren Blöcken. Besonderes Interesse bei der Klärung der seismotektonischen Aufgabenstellungen verdienen die Kreuzungspunkte der Störungszonen. Die Störungen im Untersuchungsgebiet Vogtland/NW-Böhmen stammen im Wesentlichen aus dem Proterozoikum und dem Paläozoikum oder sind älter (*Grünthal et al., 1990*). Diese tiefen Störungen bilden die Grenze zwischen den strukturellen Einheiten: Moldanubikum, Saxothuringikum und Bohemikum (*Dudek, 1987*).

Während der alpinen Orogenese wurden diese Störungssysteme reaktiviert. Im Jungtertiär begann die Entstehung des Egergraben. Der Tachov-Domažlice Graben wurde durch neogene Tektonik gebildet, wobei es zu intensiverem alkalischem Vulkanismus kam. Das Cheb-Becken (25 km x 15 km) ist heute mit 300 m mächtigen Sedimenten gefüllt (*Horalek et al., 1996*). Unter anderen *Grünthal et al. (1990)*, *Kämpf et al. (1992)*, *Weinlich et al. (1999)*, *Bankwitz et al. (2001)* und *Weise et al. (2001)* sehen die Mineralquellen, Gasaustritte und Mofetten als Folge postvulkanischer Aktivität.

Die Störungen waren im Mesozoikum aktiv. Sie streichen NW-SE. Wahrscheinlich proterozoisch sind NNW-SSE streichende Störungszonen. Es besteht die Möglichkeit, dass sie in jüngster Zeit wieder aktiviert wurden. Bei den NE-SW und NW-SE streichenden Störungssystemen handelt es sich um jüngere, häufiger wiederbelebte Strukturen.

Es werden folgende Zusammenhänge von Geologie und Mikrobeben beobachtet (*Neunhöfer und Güth, 1988*):

- Die Herde der Erdbebenschwärme stehen mit den Zonen in Schöneck und Sokolov in Verbindung.

- Epizentren spiegeln das Streichen der Antiklinalen bzw. Synklinalen wider.
- Auch entlang der Querstörungen wurden Epizentren bestimmt (Gera-Jachimov-Störungszone und parallele Störungen).

Der Spannungszustand ist auf Grund von lateralen Abweichungen vom homogenen geschichteten Halbraum regional bedingt. Ein Bezug zu dem N-S verlaufenden seismischen Aktivitätsgürtel (Wismar-Leipzig-Regensburg Fotolineament) ist belegbar (*Grünthal und Bankwitz, 1985*). Eine Wanderung der Epizentren der Schwärme 1984 und 1985 entlang dieser Linie wurde beobachtet.

Das Vogtland gilt als Gebiet überhöhter Spannung, das Schwarmbebengebiet stellt zusätzlich eine Schwächezone dar. Die geringe Herdtiefe der Schwarmbeben lässt einen Zusammenhang mit der regionalen Geologie vermuten (nach *Neunhöfer und Güth, 1988*).

Die Störungszonen Finne- und Gera-Jachimov in Ostthüringen/Westsachsen sind seit dem Ausgang der variscischen Tektogenese nachweisbar (*Bankwitz et al., 1993*). Die Seismik liefert Hinweise für eine Tiefenreichweite bis in die mittlere Kruste. Die Zone ist über 250 km lang und beeinflusst zent den Verlauf der Richtung der maximalen Haupthorizontalspannung (*Ellenberg, 1992*). In Thüringen umfasst die Zone die Hermundurische Scholle, eine Hochlage. Im Bereich des Geraer Vorsprungs (siehe Abbildung 2.1) tritt variscisches Paläozoikum in Hochlagen auf (*Peterek et al., 1997*). Der Geraer Vorsprung gilt als Ursache der Beben im Raum Gera, Posterstein (*Neunhöfer et al., 1996*). In Westsachsen gibt es viele Parallelstörungen, die durch Mineralisierungen auffallen. Im Bereich des Geraer Vorsprungs und südlicher treten Horizontalverschiebungen auf, die Haupthorizontalspannung verläuft quasi in Störungsrichtung (*Gross, 1990*) und damit ähnlich dem Hauptfeld der Horizontalspannung in Europa: NW - SE. Während am Geraer Vorsprung sich die Südflanke relativ zur Nordflanke hebt, dreht sich diese Bewegung im Erzgebirge um. *Thurm (1977)* verweist auf 2 Flächen signifikanter Kompression, ca. 5 km nördlich von Plauen und ca. 5 km nördlich von Bad Elster. Es wurden relative Vertikalbewegungen an beiden Rändern der Zone ermittelt. Der Trend der Bewegung kehrt sich beim Überqueren der Zone um und ändert sich im Verlauf der Zone.

2.2 Ziel der Arbeit

Eine Vielzahl von Veröffentlichungen liefert immer neue tektonische, seismische, geochemische und hydrologische Details über das Untersuchungsgebiet. Deshalb wird es immer wichtiger, fachübergreifende Modellvorstellungen zu entwickeln. In dieser Arbeit sollen nun Untersuchungen erfolgen, die die Einordnung von Ergebnissen aus der Seismologie und der Hydrochemie in ein Gesamtmodell unter Beachtung der tektonischen Besonderheiten ermöglichen. Dazu werden Herdprozesse von Erdbebenschwärmen detailliert untersucht und in einen regionalen Kontext eingeordnet.

Unter Verwendung der Daten des tiefenseismischen Profils CELEBRATION 2000 im deutschen Abschnitt wird ein Geschwindigkeits-Tiefenmodell für das Untersuchungsgebiet erstellt. Die Hypozentren von Schwarmbeben werden relativ relokalisiert, wobei nicht auf eine Master-Event Methode zurückgegriffen wird. Die große Ähnlichkeit (bestimmt durch Kreuzkorrelation aller Wellenformen jeder Station) der Wellenformen der Ereignisse wird genutzt, um Multiplets zu identifizieren. Die bei der Kreuzkorrelation mit bestimmten Differenzen der Phaseneinsatzzeiten werden für jedes Multiplet nach den Änderungen der Lage der Hypozentren und den Zeitdifferenzen invertiert. Dabei werden die Geometrie der Hypozentren und die zeitliche Abfolge der einzelnen Beben berechnet und analysiert. Die Lage der Hypozentren sollte Störungsflächen abbilden. Die Geometrie der Verteilung lässt Rückschlüsse auf die Ursache und die Herdmechanik der Beben zu. Vier Erdbebenschwärme aus unterschiedlichen Teilen des Untersuchungsgebiets werden für eine Charakterisierung der Schwärme und der Schwarmbebenbetätigung herangezogen.

Letztendlich führen die Untersuchungen zu einer Klassifizierung des seismotektonischen Regimes und zu einer Beurteilung des Einflusses von Fluiden auf die Ursachen von Erdbebenschwärmen. Es ist die Frage zu klären, ob Erdbebenschwärme eher strukturkontrolliert sind oder ob Fluide den entscheidende Einfluss bei der Initiierung und Ausbreitung haben.

Die im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse können neue Impulse bei der Bearbeitung des Bündelantrags "Physikalisch/chemische Zustände und geodynamische Prozesse im Schwarmbebengebiet Vogtland/NW-Böhmen" geben.

Die einzelnen Schritte der Bearbeitung sind:

- Aufarbeitung der digitalen Daten verschiedener Bebenschwärme und Anlegen eines

digitalen Datenarchives;

- Erstellen eines mittleren Krustenmodells für das Untersuchungsgebiet beginnend mit P_g -Phasen und möglicher späterer Erweiterung auf P_n -, S_g - und S_n -Phasen;
- Auswahl besonders geeigneter Schwärme für eine erste exemplarische Untersuchung;
- Untersuchung der Ähnlichkeit der Wellenformen;
- Bestimmung der Phaseneinsatzzeit-Differenzen für die P -, die S - und die P - S -Phasen gemeinsam unter Berücksichtigung der Amplitudenverhältnisse;
- systematische Suche nach Multiplets und Auswertung der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Multiplets;
- Klassifizierung der Wellenformen nach ihrer Ähnlichkeit;
- relative Relokalisierung zur genauen Bestimmung der relativen Lage der Hypozentren durch Inversion der Phaseneinsatzzeit-Differenzen;
- absolute Lokalisierung der Schwerpunkte der Multiplets je Schwarm;
- Auflösung der einzelnen Hypozentren jedes Schwarms in Zeit und Raum und damit Abbildung von tektonischen Störungsflächen und Darstellung von Migration der Hypozentren;
- vergleichende systematische Untersuchung der Schwarmcharakteristika;
- stoffliche Interpretation des Ergebnisses;
- Untersuchung der Ortungsverbesserung herkömmlicher Lokalisierungsverfahren durch genauer bestimmte Phaseneinsatz-Zeiten des Erdbebenschwarms 1985/86 bei Verwendung digitaler Wellenformdaten.

2.3 Struktur der Arbeit - Leitfaden

Die Arbeit wurde entsprechend der durchgeführten, aufeinander folgenden Bearbeitungsschritte abgefasst. Am Anfang eines jeden Kapitels wird die Grundlage der Datenbearbeitung dargelegt. Im Folgenden werden Aussagen zur Theorie und zu den notwendigen programmtechnischen Bearbeitungen aufgezeigt. Am Ende der Kapitel erfolgt die Darstellung

der Teilergebnisse und ggf. eine Interpretation. Die Kapitel sind, soweit möglich, inhaltlich getrennt. Somit ist es möglich, einzelne Kapitel beim Lesen zu überspringen, ohne den Gesamtzusammenhang zu verlieren.

Am Ende der Arbeit fließen alle Erkenntnisse in eine gemeinsame Interpretation ein und ermöglichen so die Entwicklung von Modellen.

Nach dem **Vorwort** in Kapitel 1 wird in der **Einleitung** im Kapitel 2 auf das Untersuchungsgebiet eingegangen. Das Untersuchungsgebiet, also die Typuslokalität für Erdbebenschwärme, wird vorgestellt und dessen geologischen Besonderheiten herausgearbeitet. Es erfolgt die Darstellung der Bearbeitungsziele. Ein Leitfaden soll die Orientierung innerhalb der Arbeit verbessern.

Das Kapitel 3 beschäftigt sich mit der **Daten**-Grundlage der Arbeit. Es wird erläutert, welche Schwärme zur Analyse herangezogen wurden und warum diese Auswahl erfolgte. Neben den üblichen Bearbeitungsschritten der Datenextrahierung und -konvertierung, mussten teilweise auch Spikes in den Wellenformen beseitigt werden. Dazu wurde eine nichtstationäre Autoregression verwendet. Die Methodik wird erläutert.

Im Kapitel 4 wird das **1-D Geschwindigkeitsmodell** behandelt. Das für die relative Relokalisierung notwendige Geschwindigkeits-Tiefenmodell wird aus den Daten des refraktionsseismischen Spreng-Profiles CELEBRATION 2000 auf deutschem Gebiet abgeleitet.

Die **Ähnlichkeitsanalyse** (Kapitel 5) erfolgt mittels Kreuzkorrelation und ermöglicht eine Zuordnung der einzelner Ereignisse eines Erdbebenschwarms zu Multiplets. So können, ohne subjektiven Einfluss, Ereignisstypen abgegrenzt werden. Eine erste Bewertung der Herdprozesse erfolgt. Die Methode der Kreuzkorrelation wird vorgestellt. Die Kreuzkorrelation liefert neben den Ähnlichkeits-Koeffizienten auch Phaseneinsatzzeit-Differenzen, welche genauer als die Abtastrate bestimmt werden können.

Das Kapitel 6 umfasst die **Relative Relokalisierung**. Die Phaseneinsatzzeit-Differenzen werden nach den Koordinaten des Hypozentrums und den Differenz der Herdzeit invertiert. Es kommt keine Master-Event Methode zum Einsatz. Die zugrundeliegende Theorie wird erläutert und diskutiert. Die Lage der Multiplets wird absolut bestimmt.

Die **Ergebnisse** der Untersuchungen werden im Kapitel 7 dargestellt. Eine Klassifizierung der Erdbebenschwärme wird vorgenommen. Die **Interpretation** der Ergebnisse erfolgt im Kapitel 8. Dort werden alle gewonnenen Erkenntnisse zusammengefasst. Unter

Zuhilfenahme von Literaturquellen werden Modellvorstellungen entwickelt. Dabei kommt der vergleichenden Untersuchung der Erdbebenschwärme im Vogtland und des Schwarms in Ostthüringen/Westsachsen eine besondere Bedeutung zu.

Kapitel 9/10 beinhalten die **Zusammenfassung** und den **Ausblick**.

Kapitel 3

Daten

Die in dieser Arbeit verwendete Methode der relativen Relokalisierung setzt voraus, dass zu jedem untersuchten Ereignis Wellenformen möglichst vieler seismischer Stationen vorliegen. Die minimale Stationszahl hängt von der Datenqualität, der geografischen Lage der Stationen bzgl. des Hypozentrums und dem Ähnlichkeitskoeffizient der Wellenformen ab. Tests zeigten, dass nur Ereignisse, die mindestens an 8 Stationen registriert wurden, sehr gute Ergebnisse bei der Inversion liefern (ausführlich wird diese Stationsanzahl in Kapitel 6.1 diskutiert). Diese hohe Stationszahl setzt die Verwendung von Wellenformdaten vieler lokaler Netze im Gebiet Vogtland/NW-Böhmen, Ostthüringen und Westsachsen sowie des Deutschen Seismischen Regionalnetzes (GRSN) voraus. Durch eine Vielzahl unterschiedlicher seismischer Netze mussten mehrere Datenformate bearbeitet und ineinander konvertiert werden.

Bei digitalen Daten des Erdbebenschwärmes 1985/86 wurden mittels nichtstationärer Autoregression Spikes beseitigt, die durch Probleme des analog/digital Wandlers bei der Datenaufzeichnung aufgetreten waren.

Nach einer kurzen Beschreibung der bearbeiteten Erdbebenschwärme (siehe Abschnitt 3.1) werden die Datenquellen im Abschnitt 3.2 beschrieben und die Methoden der Konvertierung sowie die der Spike Beseitigung vorgestellt. Die Abbildung 2.1 zeigt die Lage aller bearbeiteten Erdbebenschwärme. Die Tabellen A.1, A.2 und A.3 im Anhang enthalten technische Details der seismischen Stationen.

3.1 Datenbasis

3.1.1 Erdbebenschwarm: 1985/86 nahe Novy Kostel

Der Erdbebenschwarm 1985/86 war einer der stärksten Schwärme, die bisher im Schwarmbebengebiet Vogtland/NW-Böhmen registriert worden waren. Nur bei dem Erdbebenschwarm 1908 wurde mehr Energie freigesetzt. Über 8000 Ereignisse konnten registriert werden. Die Beben fanden in verschiedenen Episoden statt, wie im Magnituden-Zeit-Plot ersichtlich ist (siehe Abbildung 2.4). Die stärksten Beben hatten eine Magnitude (ML) von 4.6 (*Strauch und Wylegalla, 1989*). Das mittlere Hypozentrum des Schwarms lag bei 50.24° N und 12.45° E. Dies entspricht dem Cluster 1 nach der Nomenklatur von *Horalek et al. (1996)* (siehe Abbildung 2.2). Die Hypozentren lagen in einer Tiefe von 6 bis 10.5 km, wobei von N nach S die Tiefe zunahm (*Neunhöfer und Güth, 1989*). Das Epizentralgebiet war mit 1.5 km x 3.5 km sehr klein. Die Herdfläche konnte der NNW-SSE verlaufenden Marienbader Störungszone zugewiesen werden. Zwei parallele Störungen waren aktiv. Die einzelnen Beben migrierten auf diesen Flächen, auch Sprünge zwischen diesen Flächen fanden statt (*Bormann et al., 1989a*).

Die verwendeten Wellenformen stellen die ersten digitalen seismischen Daten dar, die im Schwarmbebengebiet Vogtland/NW-Böhmen aufgezeichnet wurden (*Klinge und Bormann, 1989*).

3.1.2 Erdbebenschwarm: 1997/98 nahe Werdau

Dieser Schwarm ereignete sich vom 26.12.1997 bis zum 21.01.1998 bei Werdau. Es handelt sich um den nördlichsten jemals in der 'Saxothuringischen Seismotektonischen Provinz' registrierten Schwarm (siehe Abbildung 2.1). Es konnten ca. 200 Ereignisse registriert werden. Die größte Magnitude lag bei 2.0, die kleinsten lagen unter -1.5 (*Kracke et al., 1999*). Abbildung 3.1 zeigt die Verteilung der Magnituden und die Anzahl der Ereignisse über der Zeit.

Der Schwarm lief in drei Episoden ab, über die Hälfte aller registrierten Ereignisse fand während der ersten 90 Minuten statt. Die Ereignisse mit der größten Magnitude wurden in der dritten Episode registriert. Die Hypozentren lagen im Kreuzungsbereich des N - S verlaufenden Wismar-Leipzig-Regensburger Fotolineaments und der NW - SE streichenden

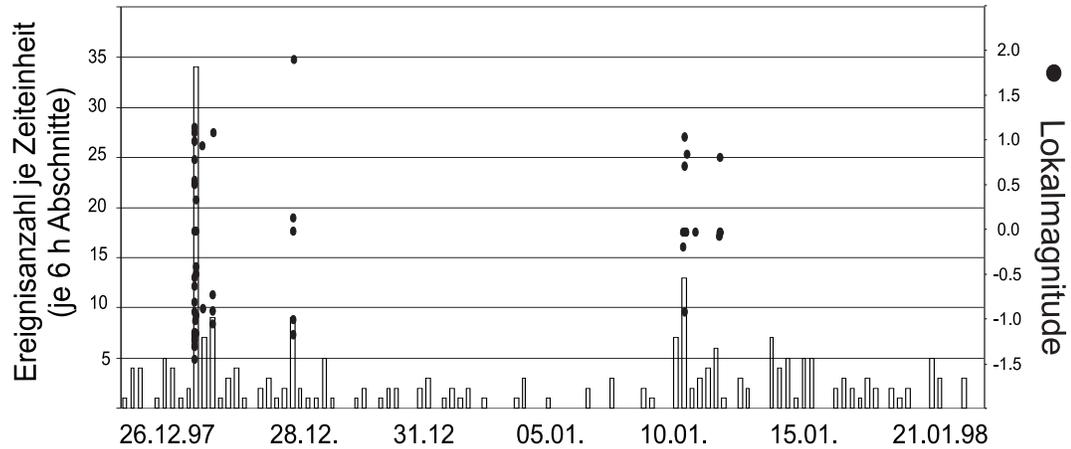


Abbildung 3.1: Verteilung der Magnitude und der Ereignisanzahl über der Zeit für den Erdbebenschwarm 1997/98 bei Werdau.

Finne- und Gera-Jachimov Störungszone. Die Ergebnisse der herkömmlichen Lokalisierung sind in Abbildung 3.2 dargestellt.

Verschiedene Cluster sind sowohl räumlich als auch zeitlich abgrenzbar. Die Hypozentren, vor allem die des Clusters 1, sind über ein großes Herdvolumen verteilt. Die Ausdehnung in E - W Richtung beträgt über 8 km (*Hemmann et al., 2002*). Es konnten 2 Herdflächenlösungen berechnet werden (*Skamletz et al., 2000*) (siehe Abbildung 3.3). Diese zeigen eine Aktivierung der N - S verlaufenden Störungszone. Für weitere Herdflächenlösungen waren genügend Wellenformen verschiedener Ereignisse in guter Qualität verfügbar. Eine Verifizierung zusätzlicher, eindeutiger Herdflächenlösungen konnte jedoch nicht erfolgen. Eine Erklärung dafür liefert erst die relative Relokalisierung.

3.1.3 Erdbebenschwarm: September 1994 nahe Klingenthal

Dieser Schwarm dauerte vom 25. September bis zum 25. Oktober 1994. Die größte Magnitude lag bei 0.2. Es wurden insgesamt 131 Ereignisse registriert (*Neunhöfer, 1998*). Die Untersuchung des b-Wertes und die lange Dauer des Schwarms lassen mehrere Schwarm-Episoden vermuten. Eine Klärung dieser offenen Frage erfolgt im Abschnitt 6. Dieser Schwarm wurde ausgewählt, weil er nicht im Schwarmcluster 1 liegt (*Horalek et al., 1996*), sondern in der Nähe von Klingenthal, einem weiteren wichtigen Schwarmbebengebiet im

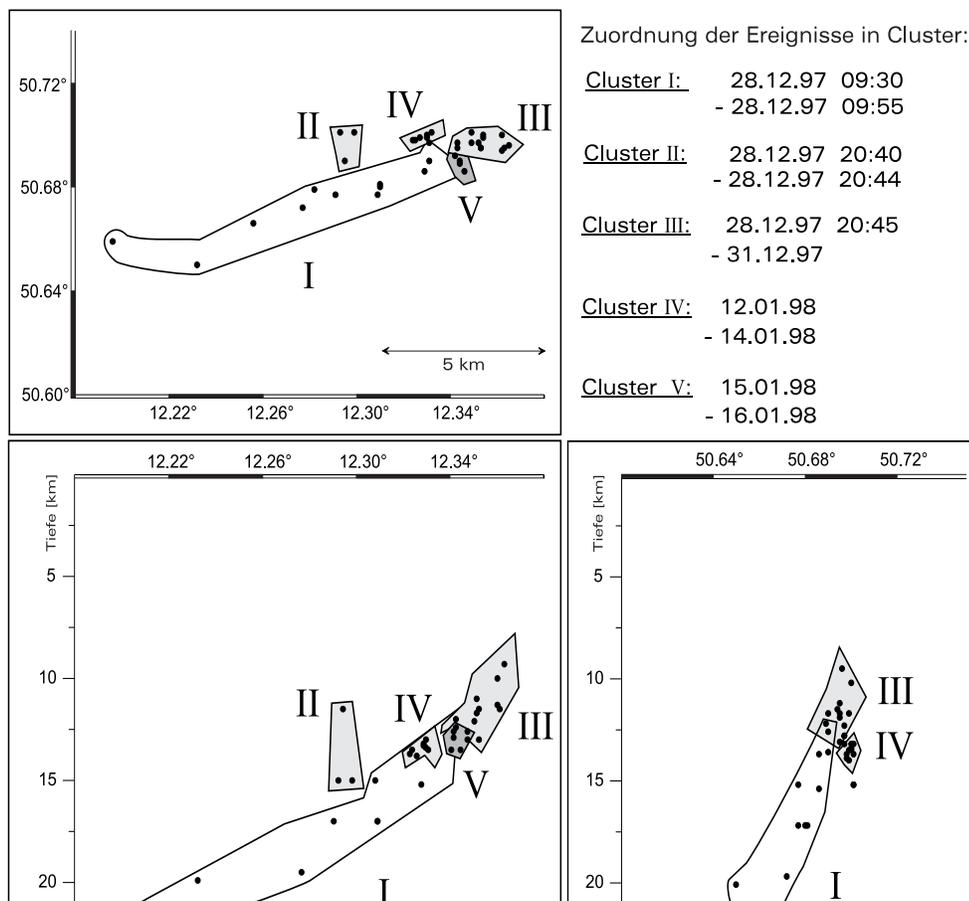


Abbildung 3.2: Lage der Hypozentren nach der herkömmlichen Lokalisierung. (Visualisierung der zeitlichen Cluster)

Vogtland/NW-Böhmen. Abbildung 2.2 zeigt, dass *Horalek et al. (1996)* dieses Gebiet als Cluster 2 bezeichnen.

3.1.4 Erdbebenschwarm: Dezember 1994 nahe Novy Kostel

Bei diesem Erdbebenschwarm handelt es sich um einen mittelgroßen Schwarm im klassischen Sinn. Die kurze Zeitdauer von etwa 16 Stunden (04. - 05. Dezember 1994) ist typisch für episodentreie Schwärme. Die Hypozentren lagen mit den mittleren geografischen Koordinaten 50.24 N und 12.45 E im Schwarmcluster 1 (*Horalek et al., 1996*), entsprechend dem Erdbebenschwarm 1985/86. Dieser Erdbebenschwarm kann der Marienbader Störungszone

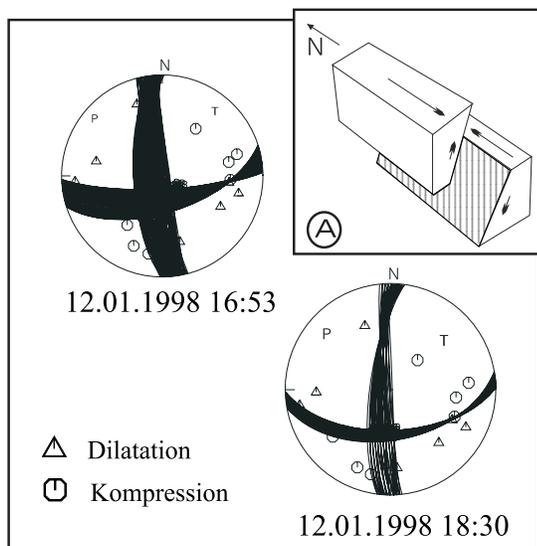


Abbildung 3.3: Herdflächenlösungen zweier Ereignisse des Erdbebenschwarms 1997/98 bei Werdau; (A) Abgeleitetes tektonisches Modell.

zugeordnet werden. Die Lage des Herdgebiets ist in Abbildung 2.1 angegeben. Als größte Magnitude wurde 1.77 berechnet (*Neunhöfer, 1998*). Es konnten über 500 Ereignisse registriert werden. Eine erste Lokalisierung von *Skácelová et al. (1995)* ergab eine Epizentrenfläche von 500 x 500 m. Die mittlere Herdtiefe betrug 6.5 km. Eine Darstellung der Zahl der Ereignisse über der Zeit ist in Abbildung 3.4 zu finden.

Von *Klinge und Plenefisch (2001)* konnten Herdflächenlösungen berechnet werden (siehe Abbildung 3.5). Sie ermittelten im Wesentlichen Lösungen angefangen von reinen Blattverschiebungen mit Bewegungsvektoren in Richtung N-S bis zu Abschiebungen mit einer Streichrichtung der Herdfläche in Richtung NW-SE.

3.2 Datenquellen

3.2.1 Erdbebenschwarm: 1985/86 nahe Novy Kostel

Die Daten für die Bearbeitung dieses Erdbebenschwarms stammen von den Stationen MOX und PLN. MOX wurde 1964 als Seismische Station für die ehemalige DDR in Betrieb genommen und, ist heute das Geodynamische Observatorium der Universität Jena. PLN ist

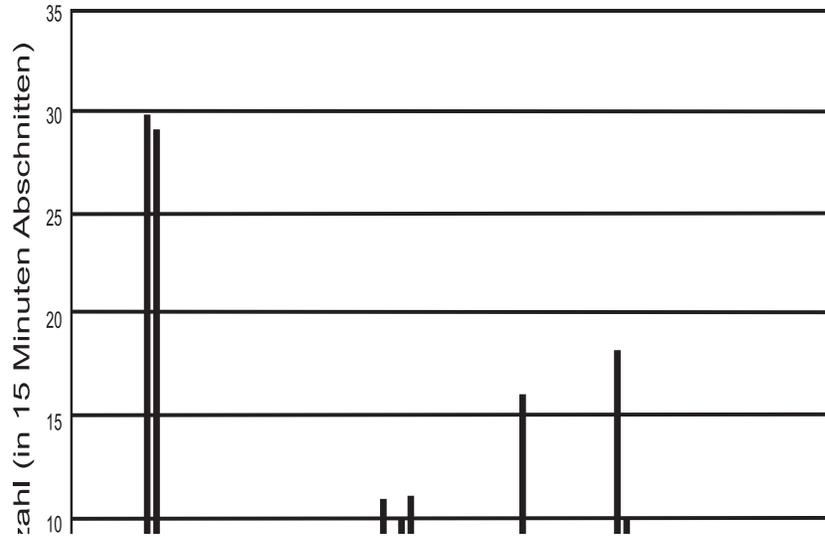


Abbildung 3.4: Häufigkeitsverteilung der Ereignisse des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 (nach *Skácelova et al., 1995*).

eine Station des 1962 aufgebauten seismischen Vogtland Netzes des Instituts für Erdbebenforschung in Jena, als Teil des damaligen Zentralinstituts für Physik der Erde (*Güth et al., 1974*). 1980 wurde in Jena ein Prozessrechner zur digitalen Datenerfassung in Betrieb genommen. Mit diesem Rechner konnten über eine 24 Kanal-Direktleitung u.a. die Vertikalkomponenten der Stationen PST, PLN und MOX aufgezeichnet werden. Die Wortlänge betrug 16 Bit, die Abtastraten betrug 20 Hz bzw. 100 Hz. Als Seismometer wurden die in Jena entwickelten kurzperiodischen VSJ-II verwendet. Somit konnte erstmals 1985/86 ein

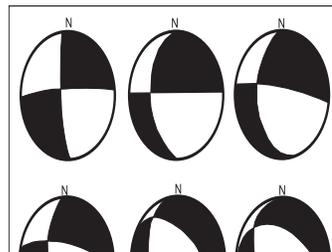


Abbildung 3.5: Herdflächenlösung ausgewählter Ereignisse des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 (nach *Klinge und Plenefisch, 2001*).

Erdbebenschwarm im Vogtland digital aufgezeichnet werden. Die digitalen Daten wurden jedoch bisher zu keiner seismologischen Auswertung herangezogen. Dies lag daran, dass 1986 die rechentechnische Bearbeitung der Daten viel zeitaufwendiger war als die Auswertung analoger Schriebe. Nach der politischen Wende in der DDR wurden die Geräte zum Lesen der auf Magnetbändern gespeicherten Daten entsorgt. Erschwerend kam hinzu, dass die Wellenformen in einem binären Datenformat aufgezeichnet worden waren, bei dem jede Kompatibilität zu international gebräuchlichen Datenformaten fehlte. Nähere Erläuterungen zum Lesen und Konvertieren der Daten sind im Abschnitt 3.3 zu finden. Zum Zeitpunkt des Schwarms waren die Stationen PLN, PST und MOX in Betrieb.

Wegen technischer Probleme mit dem AD-Wandler sind die Originalwellenformen mit Spikes verschiedenster Art kontaminiert. Die Spikes konnten in den Wellenformen der Stationen PLN und MOX beseitigt werden. Nähere Erläuterungen zur Spikedetektion und Beseitigung mittels nichtstationärer Autoregression ist im Abschnitt 3.4 dargelegt.

Die Daten sind mit 100 Hz gesampelt. Der effektive Frequenzinhalt liegt für die Daten aus PLN zwischen 1 und 7 Hz, für die Daten aus MOX zwischen 1 und 10 Hz. Die verringerte Bandbreite der Wellenformen der Station PLN hat ihre Ursache in einem Tiefpassfilter, der direkt im Registriersystem installiert war. Die Auswertung der digitalen Daten ermöglichte eine Verbesserung der Einsatzzeiten der *P*- und *S*-Phasen gegenüber dem Vogtlandkatalog (*Neunhöfer, 1998*) von bis zu 0.5 Sekunden. Es konnten Wellenformen von ca. 400 Ereignissen aus dem Zeitraum 6.12.1985 - 20.02.1986 von den Bändern extrahiert werden. Die Wellenformdaten von 2 Stationen reichen nicht aus um, eine relative Relokalisierung durchzuführen. Deswegen werden diese Daten nur bzgl. ihrer Ähnlichkeit analysiert.

3.2.2 Erdbebenschwarm: 1997/98 nahe Werdau

Im Jahr 1997 wurde vom Lehrstuhl für Angewandte Geophysik der Universität Jena, finanziell unterstützt von der Thüringer Landesregierung, begonnen, ein seismisches dial-up Netzwerk (OTSN) in Ostthüringen und Westsachsen zu errichten (*Hemmann, 1998; Kracke et al., 2000b*). Es wurden einige Standorte des Vorgängernetzes in Thüringen und im Vogtland neu ausgerüstet und zusätzliche Standorte eingerichtet. Das Hauptinteresse der Forschungsarbeiten sollte dabei auf der Untersuchung der Seismizität und Seismotektonik Ostthüringens liegen. Die Lage des Netzes ist in Abbildung 2.1 dargestellt. Technische Ein-

zelheiten können der Tabelle A.1 im Anhang entnommen werden. Jede Station wurde mit einem RefTek Datenerfassungssystem ausgestattet. Es kommen kurzperiodische und auch breitbandige Seismometer zum Einsatz. Die Daten werden mit einer Samplerate von 100 Hz kontinuierlich aufgezeichnet. Die Wortlänge beträgt 24 Bit. Die Stationen sind via analoger Telefonleitung mit der Zentrale in Jena verbunden und liefern täglich Informationen über registrierte Ereignisse. Nach einer Crosstriggerung erfolgt die Auswahl der zu übertragenden Wellenformdaten. Im Bedarfsfall werden die Festplatten vor Ort abgezogen. Zum Zeitpunkt des Erdbebenschwarms befand sich das Netz noch in der Erprobungsphase. Die Stationen PST, ZEU, PLN, TAU, BDE und SCH standen innerhalb des OTSN schon zur Verfügung. Nach den Routinekonvertierungen aus dem RefTek-eigenen Datenformat werden die Daten im Format GSE 1.0 gespeichert.

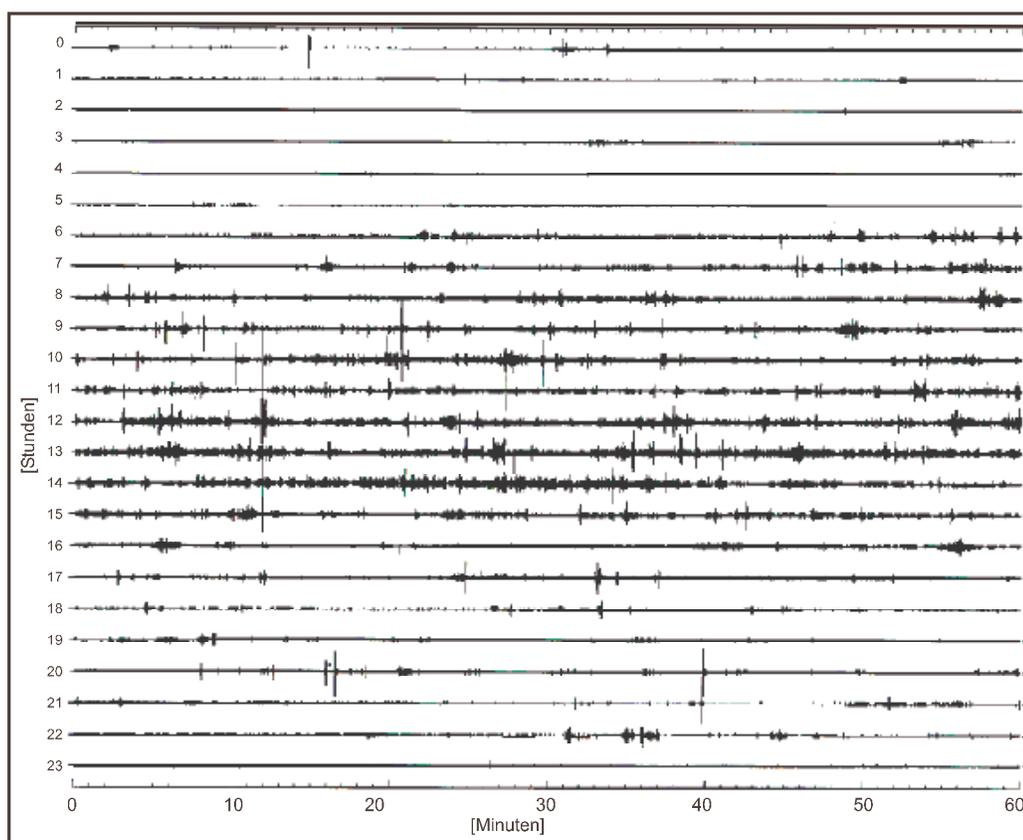


Abbildung 3.6: 24 Stunden Registrierung der Vertikalkomponente an der Station SCH (28.12.1997 00:28 Uhr bis 29.12.1997 00:27 Uhr).

Wie der Abbildung 2.1 zu entnehmen ist, befand sich die Station SCH direkt im Epizentralbereich. Hier wurden Ereignisse registriert, die zu schwach waren, um an einer weiteren Station aufgezeichnet zu werden. Zur Veranschaulichung ist in Abbildung 3.6 die Registrierung der Vertikalkomponente der Station SCH vom 28.12.1997 00.28 Uhr UTC bis zum 29.12.1997 00.28 Uhr UTC dargestellt. Jede Linie repräsentiert eine Stunde Aufzeichnung. Die einzelnen Beben sind deutlich zu erkennen. Zur Extrahierung der Ereignisse aus den kontinuierlichen Wellenformdaten wurde ein Verfahren der Signalerkennung verwendet, welches im Abschnitt 3.3 näher erläutert wird.

Weiterhin standen die Daten des lokalen sächsischen seismischen Netzes in Westsachsen zur Verfügung. Die Lage der Stationen ist in Abbildung 3.7 angegeben. Dieses Netz wird von der Universität Leipzig und der Bergakademie in Freiberg betrieben. Das Hauptuntersuchungsgebiet dieser beiden Institutionen bzgl. der lokalen Seismizität liegt im WISMUT Flutungsbereich Aue und der Gera-Jachimov Störungszone. Es stehen Registriersysteme der Typen RefTek und Mars zur Verfügung. Beide Systeme zeichnen die Daten mit 125 Hz Samplerate auf. Die Daten werden vor Ort auf Festplatten gespeichert und in regelmäßigen Abständen im Format MSEED gesichert.

Folgende Stationen wurden als Datenquelle in der hier vorliegenden Arbeit berücksichtigt: HLD, MARK, WILD, CZSA, AUE, OTR, MUL, EIB, STO. Die Qualität der Daten ist recht unterschiedlich. So unterliegen die Wellenformdaten einiger Stationen anthropogenen Einflüssen. Zu stark gestörte Daten konnten nicht in die Untersuchungen einbezogen werden.

Des weiteren wurden die Wellenformdaten der GRSN Station MOX genutzt. Diese Daten werden mit 80 Hz Samplerate aufgezeichnet und im Zentralen Datenarchiv des SZGRF in Erlangen gespeichert. Das Datenformat ist GSE 1.0.

Insgesamt ergibt sich somit eine gute Datenlage für diesen Schwarm. Die Stationen zeigen eine günstige azimutale Verteilung bezüglich des Herdgebietes bei Werdau. 51 Ereignisse waren stark genug, um an ausreichend vielen Stationen registriert zu werden. Die Zahl der zur Verfügung stehenden Wellenformen unterschiedlicher Stationen je Ereignis liegt zwischen 6 und 15. Damit sind eine Analyse der Ähnlichkeit der Wellenformen und die relative Relokalisierung möglich.

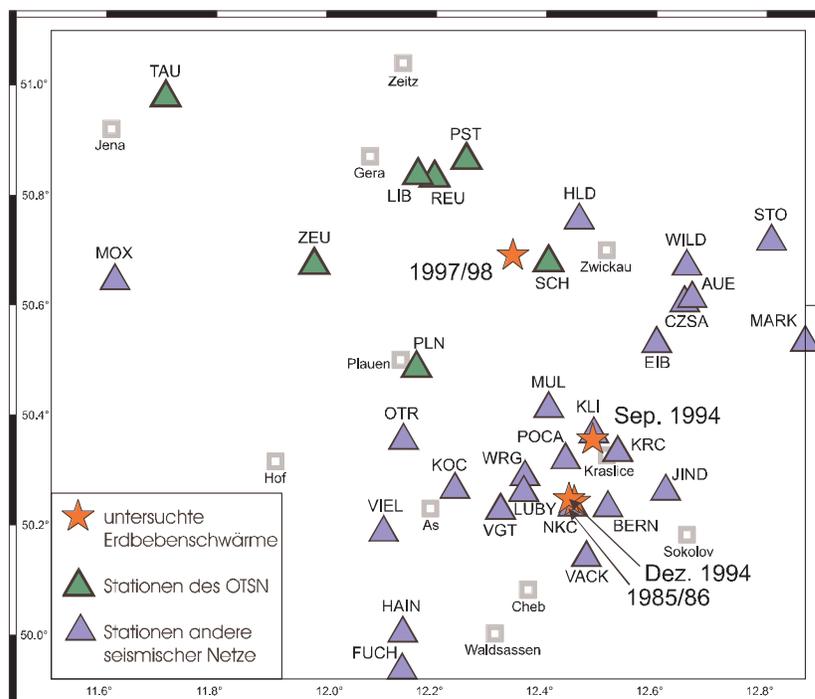


Abbildung 3.7: Verteilung der seismischen Stationen von denen Daten für die Untersuchung der Erdbebenschwärme herangezogen wurden.

3.2.3 Erdbebenschwarm: September 1994 nahe Klingenthal

Hier handelt es sich um einen sehr kleinen Erdbebenschwarm mit geringen Magnituden. Deswegen sind nur Stationen in unmittelbarer Nähe des Herdgebietes und mit einem sehr guten Signal-Noise-Verhältnis für die Auswertung verwendbar. Diese Bedingungen erfüllen die Stationen zweier lokaler seismischer Netze in NW/Böhmen. Diese Netze sind das WEBNET, betrieben von der Akademie der Wissenschaften in Prag, und das Kratzlice-Netz, betrieben vom Institut für Geophysik in Brno. Beide Netze verfügen heute über etwa 10 seismische Stationen vom Typ Mars 88. Die Daten werden mit 125 Hz bzw. 250 Hz gesammelt, gespeichert und im Falle des WEBNET online an die Zentrale in Prag übermittelt. Die Wellenformdaten werden im MSEED Format gesichert. Vor der Weitergabe erfolgt eine Konvertierung in das Datenformat GSE 1.0. Das WEBNET befand sich 1994 gerade im Aufbau, so dass nicht alle Ereignisse von allen Stationen aufgezeichnet werden konnten. Für diese Arbeit wurden Wellenformdaten der Stationen KOC, NKC und KRC verwendet.

Das Krasliče-Netz wurde 1994 durch 5 Stationen repräsentiert. Diese waren: POCA, JIND, BERN, LUBY und VACK. Die georafische Lage der Stationen ist Abbildung 3.7 zu entnehmen. Auch mit diesem Netz wurden nicht alle Ereignisse registriert. Die Gesamtzahl der zur Verfügung stehenden Wellenformen unterschiedlicher Stationen je Ereignis liegt bei 3 bis 8.

Insgesamt konnten 70 Ereignisse für die folgenden Untersuchung herangezogen werden.

3.2.4 Erdbebenschwarm: Dezember 1994 nahe Novy Kostel

Das Herdgebiet dieses Erdbebenschwarms lag bei Novy Kostel, auf der tschechischen Seite des Vogtlands, in NW/Böhmen. Es bot sich auch hier die Verwendung der Stationen des WEBNET's und des Krasliče-Netz an. Wellenformdaten der 8 Stationen KOC, NKC, KRC, POCA, JIND, BERN, LUBY und VACK wurden bei der Bearbeitung berücksichtigt. Während des Schwarmbebens hatte das WEBNET einen Systemausfall von mehreren Stunden, so dass nicht über den gesamten Zeitraum alle Stationen zur Verfügung standen (*Neunhöfer, 1998*).

Neben den tschechischen Stationen konnten auch Daten des damaligen Vogtland Netzes der Universität Jena genutzt werden. Dabei handelt es sich um die Stationen: KLI, WRG, PLN, PST, und VGT. Alle Stationen zeichneten mit 50 Hz Samplerate auf. Als Registrierapparatur kam eine Eigenentwicklung des damaligen Instituts für die Erforschung der Erde in Jena als Teil des ZIPE zum Einsatz. Sie ermöglichte eine Wortlänge von 12 Bit. Es wurde die Vertikalkomponente des Seimometers VSJ auf Magnetkassetten oder $5\frac{1}{4}$ " Disketten aufgezeichnet. Die Daten lagen in einem vom ZIPE entwickelten binären Format vor und mussten konvertiert werden (siehe dazu auch Abschnitt 3.3).

Abgesehen von diesen Stationen lieferten die Stationen FUCH, HAIN, VIEL und SCHO Wellenformdaten zu einigen Ereignissen. Die Stationen FUCH und HAIN werden von der KTB, die Station VIEL von der Universität München betrieben. Die Daten wurden aus dem Datenarchiv des SZGRF im GSE 2.0 Format extrahiert. Es stehen hier 3 Komponenten zur Verfügung, die mit 100 Hz gesampelt wurden.

Insgesamt konnten 292 Ereignisse zur weiteren Bearbeitung herangezogen werden. Die Lage aller Registrierstandorte ist in Abbildung 3.7 dargestellt. Die Zahl der Wellenformen unterschiedlicher Stationen je Ereignis lag bei 5 bis 15.

3.3 Datenaufbereitung, Konvertierung

Das Ineinandergreifen der entwickelten Software, bis hin zur relativen Relokalisierung, macht einheitliche Datenformate notwendig. Das betrifft vor allem die Wellenformdaten, die, weil aus sehr verschiedenen Quellen stammend, die unterschiedlichsten Formatierungen aufwiesen. Neben der Konvertierung mussten teilweise die 'header' der Wellenformdateien umgeschrieben werden. Drei verschiedene, als GSE 1.0 geltenden Formate waren zu unterscheiden. Für den Fall, dass die Wellenformdaten kontinuierlich vorlagen, wurden die einzelnen Ereignisse extrahiert und in separaten Dateien gespeichert. Als Zielformat hat sich GSE 1.0 bewährt. In der Regel beträgt die Länge der Wellenformen um ein Ereignis 20 - 40 Sekunden. Bis zur Ähnlichkeitsanalyse wurden alle Ereignisse in die Untersuchungen einbezogen, unabhängig vom Signal-Noise-Verhältnis, der Überlagerung kurz hintereinander auftretender Ereignisse oder der Signalqualität. Bei der Inversion werden solche Wellenformen nicht berücksichtigt.

Im Folgenden sollen kurz die Probleme bei der Datenaufbereitung charakterisiert und Lösungen präsentiert werden.

- **Daten der OTSN Stationen**

Diese Daten lagen ereignisgetriggert im GSE 1.0 Format vor. Eine Konvertierung war nicht notwendig.

- **Daten der Station SCH**

Da die Station SCH in unmittelbarer Herdnähe positioniert war, wurden die Wellenformdaten kontinuierlich gesichert. Sie liegen als Datei im RefTek-Format vor. Die Konvertierung erfolgte vom RefTek in ein ASCII-Format. Dafür kam das Programm 'ref2asc.exe' zum Einsatz. Zur Extrahierung einzelner Ereignisse wurde ein Programm entwickelt, welches das Verhältnis STA/LTA (*Vanderkulk et al., 1965*) auswertet. Des Weiteren wird der Kreuzkorrelationskoeffizient mit einem vorzugebenden Musterevent berechnet und ausgewertet. Einen Eindruck von der Arbeitsweise des Programms liefert Abbildung 3.8. Tests zeigten, dass beide Parameter zusammen eine sehr gute Erkennung von Einzelereignissen ermöglichen. Die Vorgabe eines Musterereignisses ist vor allem bei der hohen Ähnlichkeit der untersuchten Schwarmbeben sinnvoll.

Es konnten 4 verschiedene Ereignisklassen bei der Analyse der Wellenformen der Station SCH im Schwarmbeben-Zeitraum unterschieden werden (A, B, C, D). Abbildung

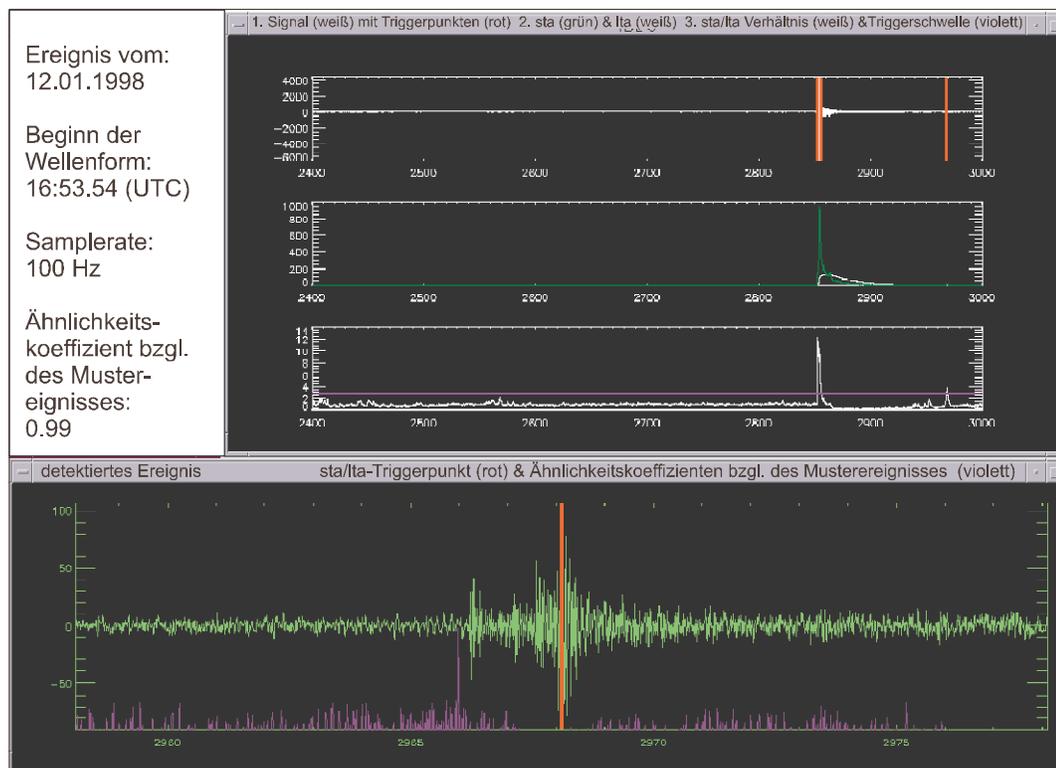


Abbildung 3.8: Beispiel für die Arbeitsweise der Ereigniserkennung

3.9 zeigt Beispiele der 4 Ereignistypen. Beim Typ A handelt es sich zweifelsfrei um zum Schwarm gehörende Ereignisse. Typ D dürfte durch anthropogene Störungen hervorgerufen werden. Untersuchungen der Typen B und C stehen noch aus. Für die weitergehende Datenbearbeitung wurde nur Typ A verwendet.

- **Daten der alten Vogtland Stationen**

Die Konvertierung dieser Wellenformdaten war unproblematisch. Bei der Bearbeitung der Dateiheader musste mit besonderer Sorgfalt das Datum und der Stationsname überprüft und korrigiert werden. Die Originaldateien enthielten keine Information über die Registrierstation, einzig die Namen der Ordner, in denen die Dateien gespeichert waren, gaben darüber Auskunft. Aufgrund technischer Probleme beim Stationsbetrieb erfolgten alle Datumsangaben mit der Jahreszahl 1993. Dies wurde durch Kreuzvergleich mit dem Vogtlandkatalog von *Neunhöfer (1998)* korrigiert.

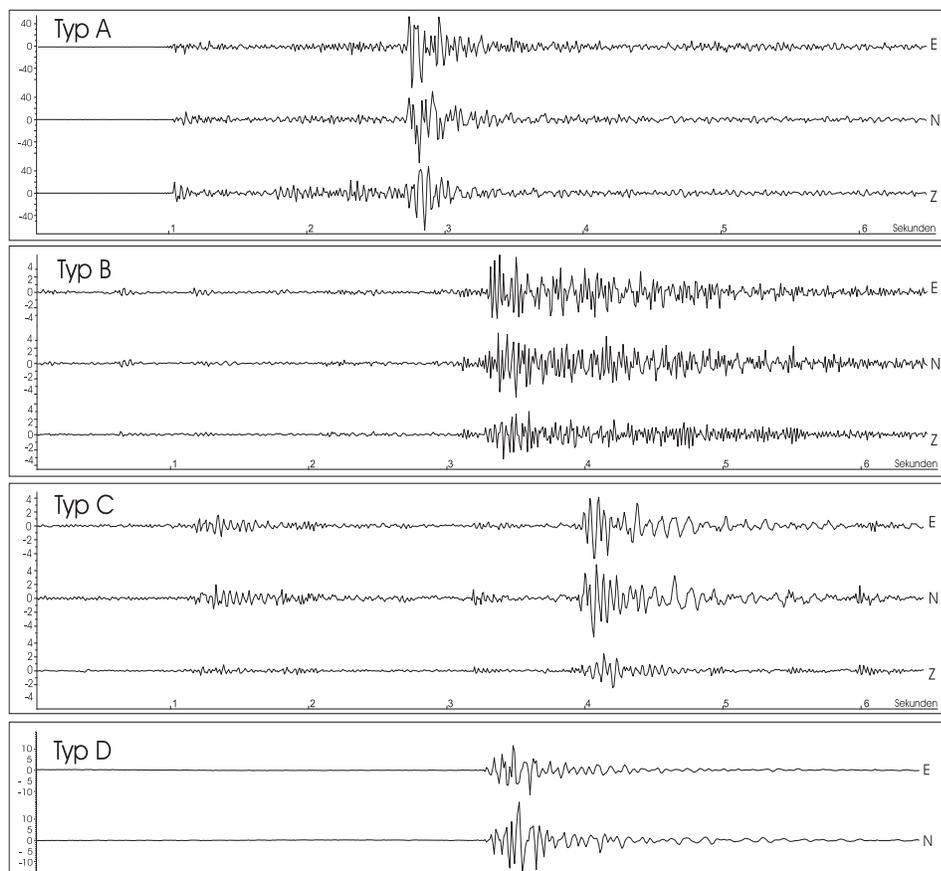


Abbildung 3.9: Ereignistype A, B, C, D in den Wellenformen der Station SCH im Schwarmzeitraum (ungefilterte Darstellung)

- **Daten der tschechischen seismischen Netze**

Soweit die Daten nicht in einem GSE 1.0 Format zur Verfügung gestellt wurden, erfolgte eine Konvertierung aus MSEED Format in das GSE 1.0 Format unter Verwendung des Programms 'mseed2gse.exe'. Bei den Daten des Kraslice-Netzes waren nach der Konvertierung noch Korrekturen der Zeitangaben im 'header' der Dateien notwendig.

- **Daten des Prozessrechners**

Die auf Magnetbändern gespeicherten Dateien des Erdbebenschwarms 1985/86 wurden von der tschechischen Firma **VUMS software AG** auf CD's übertragen. Die Informationen zu den Ereignissen waren in je drei Dateien gespeichert, die getrennt

den 'header', die Wellenform-Information und Informationen über die seismische Stationen enthielten. Alle Daten lagen binär vor. Nach umfangreichen Tests gelang es, die Dateiformate, über die keine Unterlagen mehr verfügbar waren, zu identifizieren. Eine mehr oder weniger starke Kontaminierung der Wellenformen mit Spikes wurde festgestellt. Die Analyse der Ähnlichkeit setzt Wellenformen voraus, die keine Spikes innerhalb der Ereignisdaten aufweisen. Die Spikes hatten unterschiedliche Formen und waren unterschiedlich lang. Die durchschnittliche Länge betrug 5 Sample (0.05 s). Herkömmliche Entspiker-Routinen konnten nur einen kleinen Teil der Spikes beseitigen. Deswegen wurde eine eigene Methode der automatischen Entspikung entwickelt, die auf der Methode der nichtstationären Autoregression beruht. Im Abschnitt 3.4 wird die Methode vorgestellt. Es konnten 90 - 95 % der Spikes beseitigt werden, wobei der Frequenzinhalt der bereinigten Wellenformabschnitte dem der nicht konterminierten Wellenformen entsprach. Bei der Entspikung wurde der ursprünglich der ganzen Wellenform zuweisbare Frequenzinhalt wieder hergestellt.

3.4 Spike-Entfernung

Um die Ähnlichkeitsanalyse des Erdbebenschwarms 1985/86 durchführen zu können, war es notwendig, die in den Wellenformen enthaltenen Spikes zu entfernen. Die Spikes verändern das Aussehen der Wellenform und den Frequenzinhalt. Beides erschwert die Anwendung der Methoden der Ähnlichkeitsanalyse oder macht die Kreuzkorrelation ganz unmöglich, weil Wellenformen von Ereignissen nicht als einander ähnlich erkannt werden. Eine Beseitigung der Spikes ohne die Berücksichtigung der Veränderung des Frequenzinhaltes führt ebenfalls zur ungenauen Bestimmung der Korrelationskoeffizienten. Somit war es notwendig, eine Methode zu entwickeln, die einerseits die Spike erkennt und beseitigt und andererseits den Frequenzinhalt der ursprünglich ungestörten, Spike freien Wellenform an der manipulierten Stelle wieder herstellt. Da die Spikes sehr unterschiedliche Formen hatten (siehe Abbildung 3.10), sich die Länge der Spikes unterschied und sie nicht regelmäßig auftraten, bot sich die Methode der nichtstationären lokalen Autoregression an.

Im Folgenden wird die Methode skizziert. Eine umfassende Betrachtung der theoretischen Grundlagen der Methode der Autoregression ist bei *Takanami (1991)* zu finden. Der

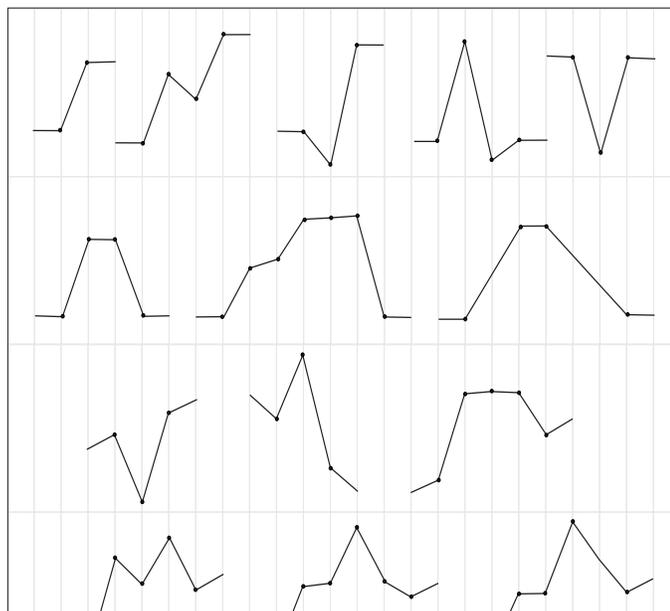


Abbildung 3.10: Spike-Formen.

verwendete Formalismus wurde in enger Zusammenarbeit mit Herrn Dr. Meier und in Anlehnung an die Berachtungen von *Takanami (1991)* entwickelt. Eine ausführliche Erörterung sprengt den Rahmen dieser Arbeit.

Es zeigte sich in Tests, dass die Verwendung von 4 AR-Parametern die besten Ergebnisse liefert. Die Anzahl der AR-Parameter beeinflusst den Frequenzinhalt der einzufügenden Wellenform. Abbildung 3.11 zeigt eine mit Spikes kontaminierte Wellenform, die selbe Wellenform nach der Spike-Beseitigung und die Differenz der beiden Wellenformen, um die entfernten Spikes zu veranschaulichen.

Bei der Spike-Erkennung und Beseitigung wurde wie folgt vorgegangen:

1. Einlesen der Wellenform, Beseitigung des Trends;
2. Aufstellen und Lösen des Gleichungssystems, Bestimmung der AR-Parameter (für jeden Vorhersagewert neu), Berechnung des Vorhersagewertes und des Vorhersagefehlers;
3. Bestimmung des Spike Beginns durch die Berechnung des STA/LTA Verhältnisses des Vorhersagefehlers;

4. Durchführung der Schritte 2 und 3 an der gedrehten Zeitreihe, um das Spike-Ende zu ermitteln;
5. Vergleich der detektierten Spikeanfänge und Enden, Feststellung der zu eliminierenden Spikes;
6. Vorhersage der jeweils ersten Samples der Spikes von beiden Seiten;
7. Ersetzen der Werte;
8. Neuberechnung der AR-Parameter und Wiederholung der Schritte 6 und 7 bis der Spike vollständig beseitigt ist;
9. Speichern der modifizierten Zeitreihe.

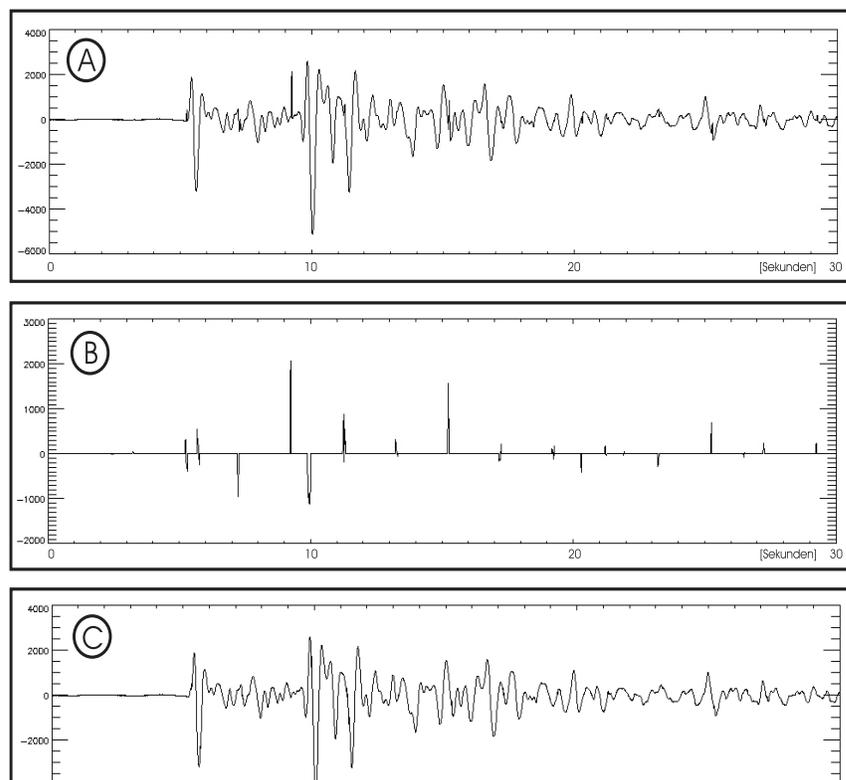


Abbildung 3.11: Beispiel für eine Wellenform der Station PLN (29. Dezember 1995 15:29; Abtastrate:100 Hz); (A) Unkorrigierte Wellenform mit Spikes, (B) Differenz zwischen der korrigierten und der unkorrigierten Wellenform, (C) Korrigierte Wellenform ohne Spikes.

3.4.1 Methode der nichtstationären Autoregression

Die Idee für die Vorhersage von Zeitreihen mittels der Methode der nichtstationären Autoregression (AR) kommt ursprünglich aus der Finanzwelt und sollte die Entwicklung von Aktienkursen vorhersagen. Während der Erfolg dabei ausblieb, wird die Methode um so erfolgreicher in der Seismologie und Seismik eingesetzt. Das Hauptanwendungsgebiet ist die automatische Bestimmung von P - und S -Einsätzen (*Takanami, 1991; Takanami und Kitagawa, 1993; Ulrych und Matsuoka, 1991*). In dieser Arbeit werden mit der AR-Methode Spike-Einsätze detektiert und Spikes beseitigt.

Grundlage jeder AR-Methode ist die Parametrisierung des Spektralinhalt einer Zeitreihe. Die Autoregression wird nicht stationär durchgeführt, da sich der Frequenzinhalt der Zeitreihe während beinhalten seismischer Ereignisse ändert. Die Neuberechnung der AR-Parameter für jeden Vorhersagewert macht eine Unterscheidung von Noise, Signal und Spike unnötig.

Es wurde das folgende AR-Modell verwendet:

$$y_i = \sum_{j=1}^p b_j y_{i-j} + \epsilon_i$$

y_i	Messwert
b	AR-Parameter
ϵ_i	Vorhersagefehler
p	Zahl der AR-Parameter
N	Zahl der betrachteten Sample

Nach

- der Multiplikation mit y_{i-k} ($k = 1, \dots, N$),

$$y_i y_{i-k} = \sum_{j=1}^p b_j y_{i-j} y_{i-k} + \epsilon_i y_{i-k}$$

- der Aufsummierung $\sum_{i=i_1}^{i_2}$,

$$\sum_{i=i_1}^{i_2} y_i y_{i-k} = \sum_{i=i_1}^{i_2} \sum_{j=1}^p b_j y_{i-j} y_{i-k} + \sum_{i=i_1}^{i_2} \epsilon_i y_{i-k}$$

- der Reduzierung um den unkorrelierten Term $\sum_{i=i_1}^{i_2} \epsilon_i y_{i-k}$ ergibt sich der Ausdruck:

$$\sum_{i=i_1}^{i_2} y_i y_{i-k} = \sum_{j=1}^p b_j \sum_{i=i_1}^{i_2} y_{i-j} y_{i-k}$$

wobei $N = p$ gesetzt wird, sodass $k = 1, \dots, p$ gilt.

i_1 und i_2 = Beginn und Ende des zu untersuchenden Wellenformabschnitts

Somit wird deutlich, dass die AR-Parameter b_i mit der Methode der kleinsten Quadrate berechenbar sind.

Die Lösung der aufgestellten Gleichungssysteme erfolgt durch die IDL Unterprogrammen **svdc** und **svsol**. Um Fehlinterpretationen durch mögliche Einschwingvorgänge am Anfang der Wellenform auszuschließen, beginnt die Berechnung der AR-Parameter erst ab Sample 15 jeder Zeitreihe.

3.4.2 Spike-Detektion

Die Schwierigkeit bei der Detektion von Spikes besteht darin, exakt das Sample zu finden, das den Beginn des Spikes charakterisiert. Bei der Vielzahl der Spike-Formen (siehe Abbildung 3.10), sowohl in der Bodennruhe, als auch während der Ereignisse, musste für die automatische Detektion ein effizienter Algorithmus gefunden werden. Der Vorhersagefehler selbst kann nicht verwendet werden, da dieser zu stark amplitudenabhängig ist. Außerdem fällt die Unterscheidung zwischen den P - bzw. S -Einsätzen und den Spikes schwer, da die Detektion im Signal viel größer als im Rauschen ist. Die Anwendung eines STA/LTA Triggers auf den Vorhersagefehler, entsprechend dem in Abschnitt 3.3 angewendeten Verfahren, schafft eine Amplitudenunabhängigkeit. Somit ist es möglich, an allen Stellen der Wellenform exakt den Beginn eines Spikes zu identifizieren. Für die Bestimmung des Spike-Endes wurde der selbe Algorithmus rückwärts auf die Wellenform angewendet.

Abbildung 3.13 zeigt eine Prinzipskizze zur beidseitigen Spike-Detektion und der Spike-Beseitigung. Der STA/LTA Trigger wurde sehr empfindlich eingestellt ($\text{STA/LTA} \leq 3.5$). Die endgültige Identifizierung des vollständigen Spikes erfolgt im Abgleich der Triggerungen

aus beiden Richtungsläufen. Werden Triggerpaare gefunden, deren Abstand kleiner als 13 Sample ist, so gilt ein Spike als erkannt. Tests zeigten, dass in den bearbeiteten Wellenformen keine Einzelspikes vorkommen, die länger als 13 Samples sind.

Einen Eindruck über den Ablauf des Programms liefert Abbildung 3.12. Dargestellt sind die jeweils getriggerten Spike-Einsätze beim ersten Durchlaufen der Wellenform.

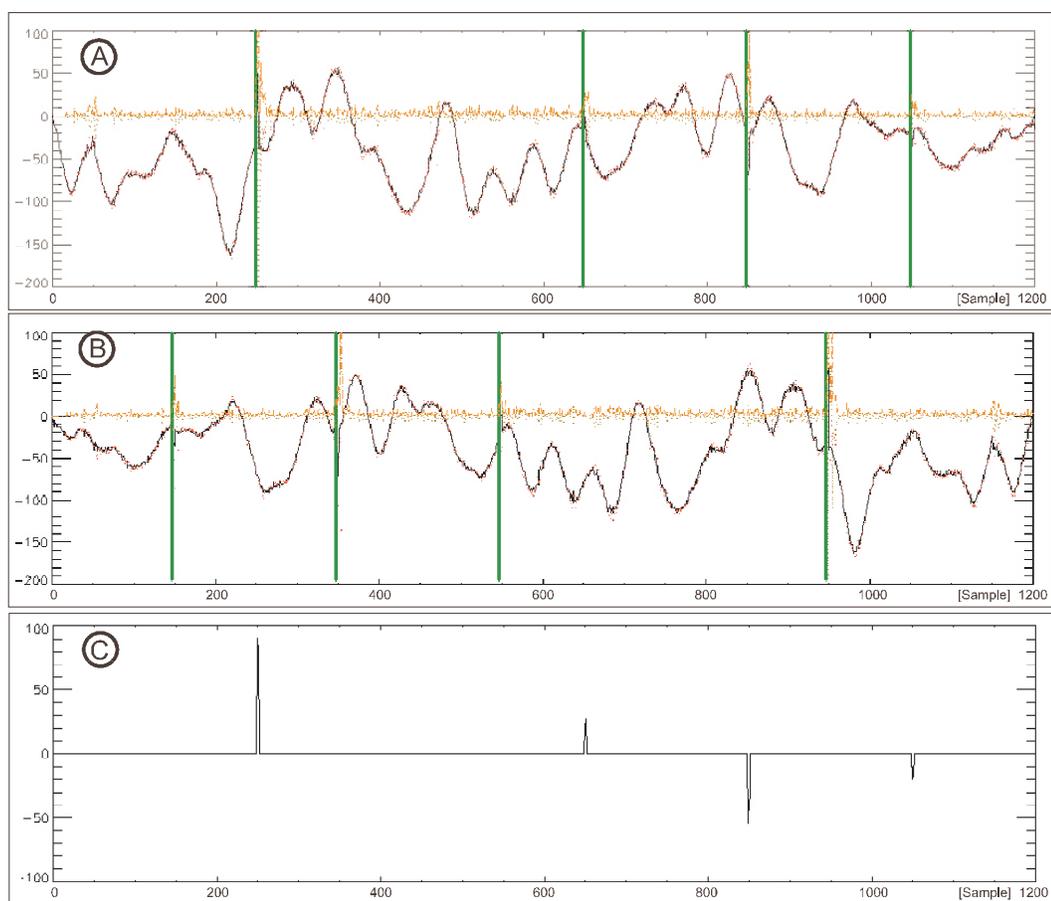


Abbildung 3.12: Beispiel für die Anwendung des Algorithmus zur Spike-Beseitigung (grün - Anfang des Spikes; rot - Vorhersagewert; orange - Vorhersagefehler); (A) Durchlauf in üblicher Richtung, (B) Durchlauf in entgegengesetzter Richtung, (C) Beseitigte Spikes.

3.4.3 Spike-Beseitigung

Die Ersetzung der Spikes erfolgt von beiden Seiten der Wellenform. Jeweils das erste Sample des Spikes wird durch den Vorhersagewert ersetzt. Danach werden die AR-Parameter mit den ersetzten Werten neu berechnet. Nun erfolgt die Ersetzung der nächsten, jetzt jeweils ersten Sample des Spikes, usw.. Dieser Vorgang wird fortgesetzt, bis alle zum Spike gehörenden Sample durch die jeweiligen Vorhersagewerte ersetzt sind. Abbildung 3.13 veranschaulicht die Vorgehensweise.

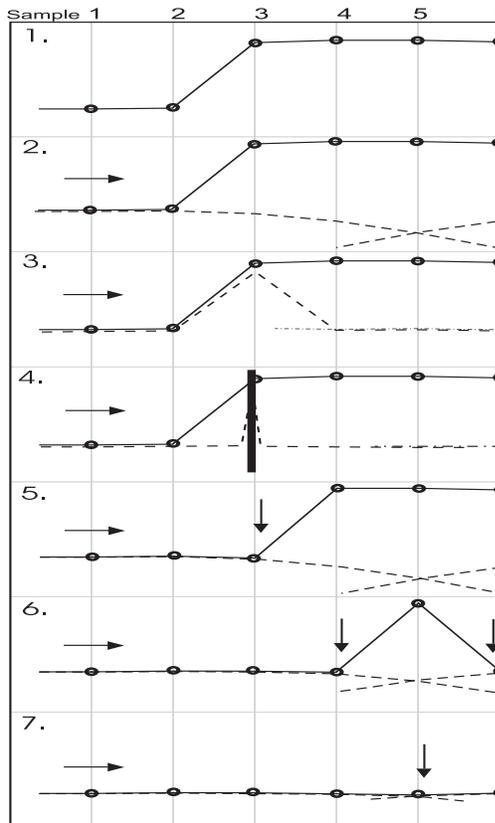


Abbildung 3.13: Prinzip der Spike-Beseitigung: (1.) Wellenform mit Spike, (2.) Berechnung der Vorhersagewerte, (3.) Berechnung des Vorhersagefehlers, (4.) Detektion des Anfangs und des Endes des Spikes, (5.) Berechnung des Vorhersagewertes und Ersetzen der äußeren Sample, (6.) Neuberechnung der AR-Parameter und wiederholen des Punktes 5., (7.) Beseitigung des letzten zum Spike gehörenden Samples.

Kapitel 4

1-D

Geschwindigkeits-Tiefen-Modell

Ein Eingangsparameter bei der Durchführung der relativen Relokalisierung ist, wie im Abschnitt 6 ausgeführt, ein gutes Geschwindigkeits-Tiefen-Modell. Für die Inversion wird aus diesem die Trajektorie der seismischen Wellen berechnet. Da die Entfernung zwischen Bebenherd- und Registrierstationen kleiner als 130 km ist, kann ein Modell mit einer Tiefersteckung bis zur MOHO, also bis ca. 28 km (*Neunhöfer et al., 1996*), als ausreichend angesehen werden.

Im Untersuchungsgebiet existieren einige Laufzeitmodelle, die aus verschiedenen seismischen Profilsprengungen abgeleitet wurden. Solche seismischen Profile sind: THUMARK, THUBRA, GRIMBU, FLELAU (*Bormann et al., 1989a* und *1989b*), DEKORP MVE 90 (W), DEKORP MVE 90 (E), 9HR, 503M, GRANU95, DEKORP 4 (*Mostaunpour, 1984; DEKORP Research Group, 1988; Schulze und Lück, 1992*). In zahlreichen Publikationen (z. B.: *Jeffreys und Bullen, 1967; Knothe, 1972; Klinge, 1984; Antonini, 1988; Zahradník et al., 1988; Leydecker, 1988; Bormann et al., 1989a; Köhler et al., 1989; Schulze und Lück, 1992; Bock et al., 1996; Tomek et al., 1997; Enderle et al., 1998*) wurden Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle für das Vogtland bzw. Ostthüringen veröffentlicht. Dabei sind grundsätzlich Modelle mit und ohne Geschwindigkeitsgradient sowie solche, die eine Langsamschicht enthalten oder ohne diese auskommen, zu unterscheiden.

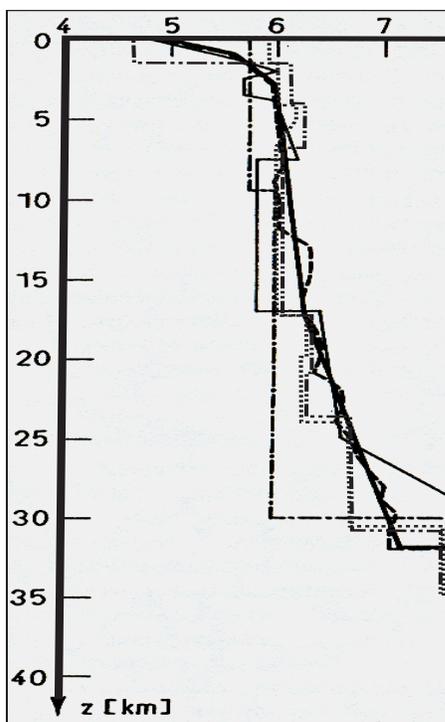


Abbildung 4.1: Zusammenstellung einiger relevanter Laufzeitmodelle des Untersuchungsgebiets: (1) nach *Knothe (1972)*; (2) mittleres Vogtlandmodell; (3) mittleres, geglättetes Vogtlandmodell nach *Bormann (1989)*; (4) nach *Antonini (1988)*; (5) NE Vogtland nach *Enderle et al. (1998)*; (6) SW Vogtland nach *Enderle et al. (1998)*.

Eine Auswahl ist in Abbildung 4.1 dargestellt. *Schulze und Lück (1992)* geben einen umfangreichen Überblick über verschiedene Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle aus dem Untersuchungsgebiets und dessen unmittelbarer Umgebung.

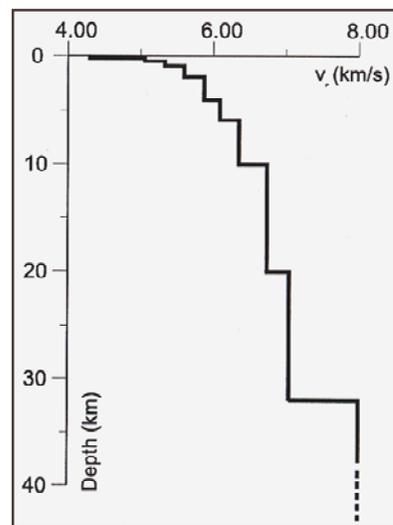
Procházková et al. (1987) schlugen ein 2 Schicht-Gradientenmodell vor, wobei an der MOHO ein Sprung von 7.4 auf $8.0 \frac{km}{s}$ für die P -Wellen Geschwindigkeit erfolgt. Ein einfaches Modell von *Antonini (1988)* geht von 2 Schichten aus, das Verhältnis von $\frac{v_p}{v_s}$ wird mit 1.664 angegeben. *Zahradník et al. (1988)* sahen große Schwierigkeiten bei der Verwendung der S -Phasen und nutzte im Wesentlichen die P -Phasen.

Als besonders interessant für die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen ist das Modell von *Bock et al. (1996)* einzustufen (siehe Tabelle 4.1), da es dank wenigen Schichten einfach strukturiert ist und Geschwindigkeitsgradienten aufweist.

Tabelle 4.1: Gradientenmodell nach *Bock et al. (1996)*.

Tiefe	<i>P</i> -Wellen	<i>S</i> -Wellen
[km]	[km/s]	[km/s]
0	5.9	3.41
14	5.9	3.41
22	6.8	3.93
29	6.8	3.93
29	7.9	4.56
40	8.1	4.68

Wesentlich detaillierter ist das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell von *Málek et al. (2000)* (siehe Abbildung 4.2). Dieses speziell für das Schwarmbebengebiet Novy Kostel entwickelte Modell weist keine Gradienten auf. Eine Langsamschicht konnte nicht nachgewiesen werden. Wie *Plešinger (2000)* darlegt, beträgt für dieses Modell das Verhältnis von $\frac{v_p}{v_s} = 1.67$.

Abbildung 4.2: Laufzeitmodell für die *P*-Wellen Geschwindigkeit nach *Málek et al. (2000)*.

Enderle et al. (1998) liefern die zum Untersuchungsgebiet Ostthüringen (Erdbeben-schwarm 1997/98 bei Werdau) nächstgelegenen Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle. Die Modelle für die relevanten Schusspunkte zeigen nur in einem Fall eine Langsamschicht. Diese wird durch eine Erhöhung der Ausbreitungsgeschwindigkeit in der obersten Schicht hervorgerufen, verglichen mit dem Rest des Untersuchungsgebiets. Es liegt ein geringer Geschwindigkeitskontrast vor. Die verschiedenen von *Enderle et al. (1998)* berechneten Laufzeitmodelle zeigen deutlich die starke Heterogenität der Untergrundstrukturen im Untersuchungsgebiet.

Schulze und Lück (1992) weisen eine Langsamschicht im südöstlichen Teil von Ostdeutschland nach. Ebenso wurde das Ansteigen der MOHO von ESE nach WNW festgestellt.

Behr et al. (1994) finden bei der Auswertung des refraktionsseismischen Tiefenprofils MVE90(E) keinen Hinweis auf eine Langsamschicht. Besonders interessant sind diese Ergebnisse für die Untersuchung des Schwarms im September 1994 bei Kingenthal, da das Profil MVE90(E) das Herdgebiet durchquert. Die Ergebnisse der KTB-Vorbohrung bis in 6 km Tiefe liefern ebenso keinen Hinweis auf eine Langsamschicht (*Behr et al., 1994*).

Nach Auswertung der Untersuchungen von *Giese und Prodehl (1992)* zu Untergrundstrukturen in Deutschland und von *Giese et al. (1976)* in Europa liegt der Schluss nahe, dass das Auftreten einer Schicht geringerer Ausbreitungsgeschwindigkeit ein lokales Phänomen ist. An verschiedenen Lokalitäten im Untersuchungsgebiet ist diese Langsamschicht nachweisbar. Eine Erstreckung über das gesamte Gebiet kann ausgeschlossen werden. Zusammenfassende Untersuchungen zu Geschwindigkeits-Tiefen-Modellen im Untersuchungsgebiet sind *Hemmann (1998)* zu entnehmen.

Zunehmend sind Bemühungen zu erkennen, von 1-D Modellen zu 2-D oder 3-D Modellen überzugehen. Dabei sollen die lokale und regionale Geologie und die damit verbundenen lateralen Inhomogenitäten des Untergrundes besser berücksichtigt werden. Einige solcher Modelle werden aus Blöcken zusammen gesetzt, wobei für jeden einzelnen Block ein eigenes Laufzeitmodell formuliert wird. Die aussichtsreichste Methode zur Erstellung eines solchen Modells stellt die seismische Tomografie dar. Durch den notwendigen hohen materiellen und finanziellen Aufwand wurde diese Methode bisher nur sehr selten angewendet, z.B. zur Untersuchung des Eifel Plums (*Mayer et al., 1997*). Modelle, denen einzig die Geologie zugrunde liegt, sind wenig aussichtsreich. Die Ergebnisse der Lokalisierung von Erdbeben

sind bei der Verwendung solcher Modelle oft schlechter als bei der Nutzung eines 1-D Modells. *Bucha et al. (1992)* untersuchten 3-D Modelle des Untersuchungsgebietes. Keines dieser Modelle war erfolgreicher als die bekannten 1-D Modelle. Einzig ein Modell von *Nehybka et al. (1993)* für eine Tiefe bis 5 km ist vielversprechend (*Novotný, 1996*). Das derzeit begonnene Projekt zur tomografischen Untersuchung der Region Vogtland/NW-Böhmen dürfte qualitativ hochwertige 3-D Modelle liefern.

Ursprüngliche Planungen sahen für die hier durchzuführenden Untersuchungen die Verwendung eines mittleren Geschwindigkeits-Tiefen-Modells (*Bormann et al., 1989a*) vor (siehe Tabelle 4.2).

Tabelle 4.2: Mittleres Laufzeitmodell für das Vogtland nach *Bormann et al. (1989a)*.

Tiefe [km]	<i>P</i> -Wellen [km/s]
0 - 1	5.6
1 - 3	5.8
3 - 10	6.0
10 - 28	6.2
> 28	8.0

Im Juni 2000 bot sich dem Lehrstuhl für Angewandte Geophysik der Universität Jena die Möglichkeit zur Teilnahme am refraktionsseismischen Großprojekt CELEBRATION 2000. Im Rahmen dieses, unter der Federführung der Polnischen Akademie der Wissenschaften durchgeführten Projekts, wurden Sprengungen und Registrierungen entlang von Profilen durch Ost- und Mitteleuropa durchgeführt (*Guterch, 2001; Grad et al., 2000*). Abbildung 4.3 zeigt die Lage der Profile (*Grad et al., 2000*).

Ein kurzer Profilizweig reichte über den tschechischen Teil Vogtland hinaus bis nach Deutschland. Der genaue Verlauf dieses Teilprofils ist Abbildung 4.4 zu entnehmen.

Die technische Ausrüstung wurde im Wesentlichen vom GFZ in Potsdam zur Verfügung gestellt. Es kamen PDAS-Registriersysteme zum Einsatz (Abtastrate 100 Hz). Das Auslesen

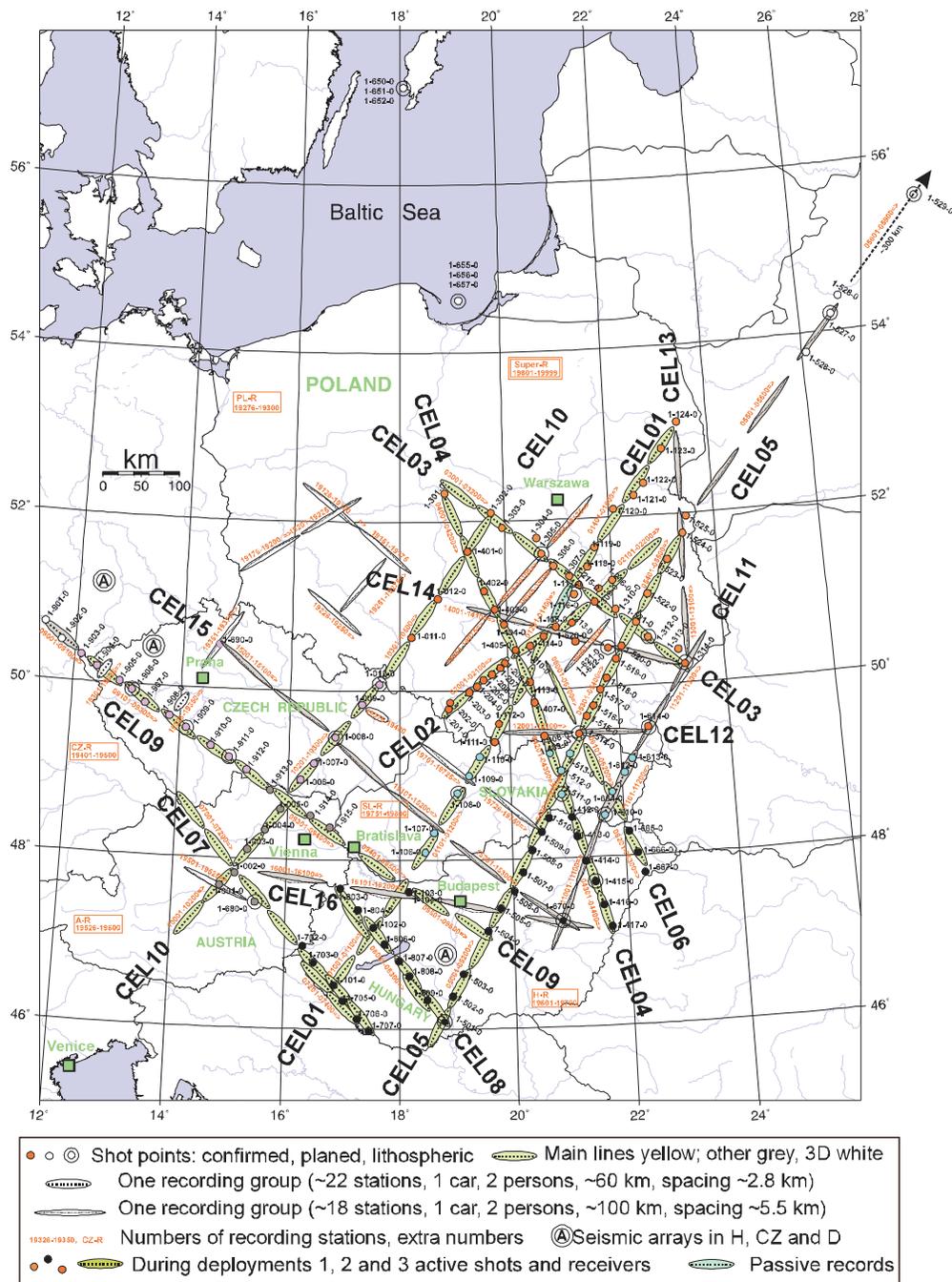


Abbildung 4.3: Lage der CELEBRATION 2000 Profile in Ost- und Mitteleuropa (*Grad et al., 2000*).

der Daten erfolgte am GFZ, die Daten wurden auf CD's gespeichert. Die Datenaufbereitung und Konvertierung entspricht der der bearbeiteten Schwarmbeben. Die Konvertierung erfolgte aus dem PDAS-Format nach MSEED und GSE1.0.

Diese Daten wurden für die Verbesserung des als Startmodell genutzten mittleren geglätteten Vogtland-Modells verwendet. Dabei kam das Programm **velest** zum Einsatz (*Kissling, 1995*). Die Berechnung der Laufwege erfolgte unter Verwendung des ray-tracing Programms **seis88** (*Červeny und Pšenčík, 1988*).

Die hier durchgeführten Untersuchungen sind speziell auf die Ermittlung eines Geschwindigkeits-Tiefen-Modells als Eingangsparameter der Inversion bei der relativen Relokalisierung ausgerichtet. Sie können und sollen nicht eine umfassende refraktionsseismische Auswertung ersetzen.

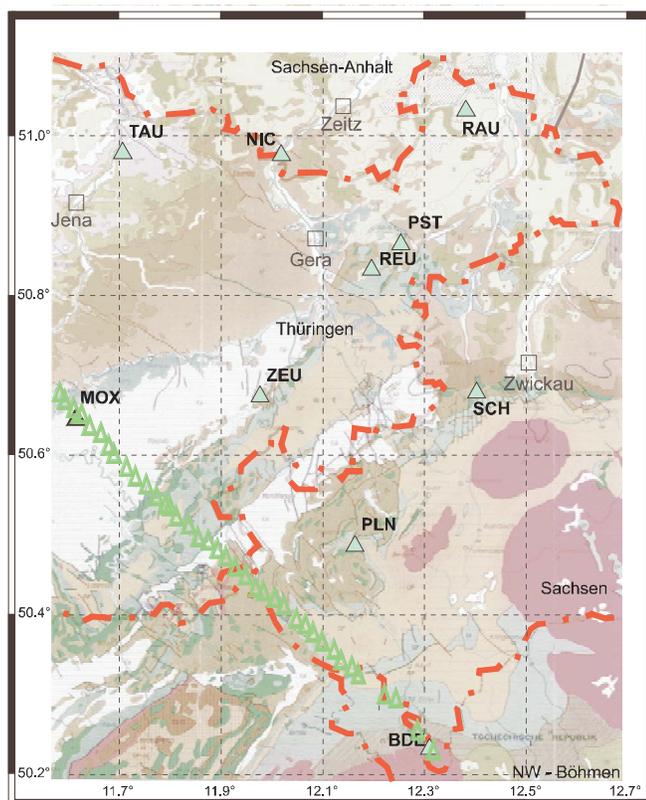


Abbildung 4.4: Lage der Registrier-Stationen des CELEBRATION 2000 Profils in Deutschland.

4.1 Datenbasis

Es konnten Wellenformen, die durch 6 Sprengungen hervorgerufen wurden, für die Auswertung herangezogen werden. Sie lagen nahe genug an den in Deutschland aufgestellten Stationen, um die Registrierung verwendbarer seismischer Signale zu gewährleisten. Diese Sprengungen wurden von allen 40 aufgestellten Stationen entlang des refraktionsseismischen Profilsabschnitts in Deutschland aufgezeichnet (siehe Abbildung 4.4). Zusätzlich konnten die Wellenformdaten der damals 7 Stationen des OTSN in die Untersuchung einfließen. In der Abbildung 4.5 ist die Fläche gekennzeichnet, für die das 1-D Geschwindigkeit-Tiefen-Modell ermittelt wurde. Sie ist von genügend vielen Wellenlaufwegen überdeckt.

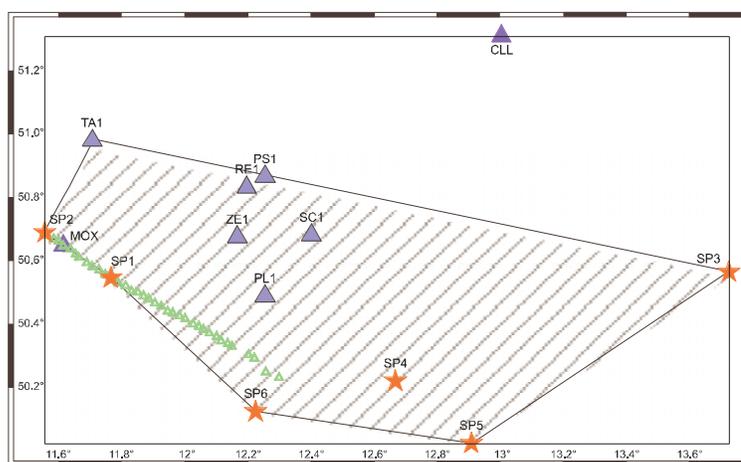


Abbildung 4.5: Fläche für die das 1-D Laufzeitmodell aus CELEBRATION 2000 Daten berechnet wurde.

Bedingt durch die stark gegliederte Geologie und die Vielzahl tektonischer Strukturen im Vogtland/NW-Böhmen und in Ostthüringen ist von einer azimutabhängigen Anisotropie der Geschwindigkeit der Wellenausbreitung auszugehen. Bei genügend hoher Überdeckung sollte man mittels tomografischer Verfahren Blockstrukturen auflösen. Bei den nun folgenden Untersuchungen wurde die, für die relative Relokalisierung akzeptable Vereinfachung getroffen, dass innerhalb der verifizierten Fläche die Ausbreitungsgeschwindigkeit lateral gleich ist. Dies rechtfertigt die Einbeziehung der OTSN Stationen zur Erweiterung der Gültigkeit des 1-D Modells. Die Stetigkeit des Verlaufs der Phaseneinsätze, wie in Abbildung 4.6 dargestellt, stützt diese Vorgehensweise.

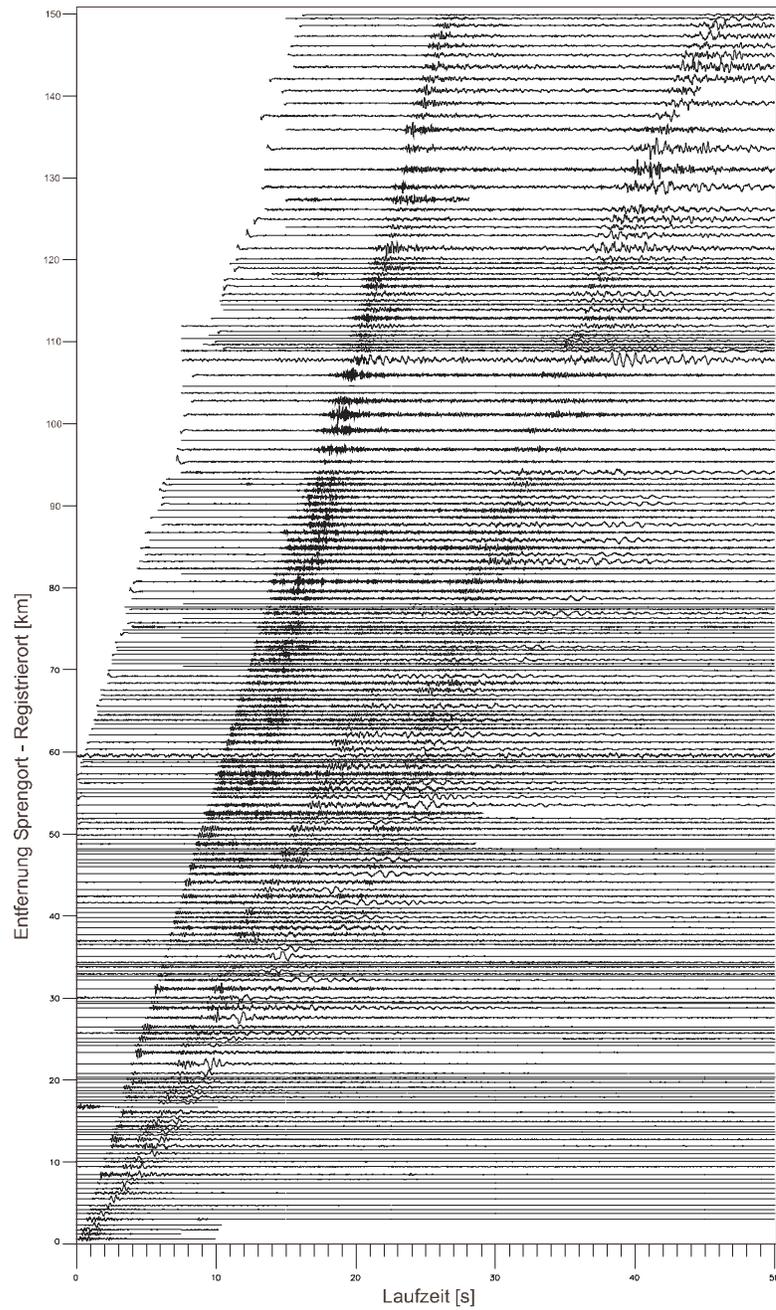


Abbildung 4.6: Wellenformen der CELEBRATION 2000 Profilsprengung, registriert an den 40 Stationen des deutschen Profilsabschnitt (normiert auf die Spurbreite, ungefiltert).

Alle Wellenformdaten wurden mit einer Abtastrate von 100 Hz in drei Komponenten aufgezeichnet. Die eingesetzten Seismometer vom Typ MARK 4 besitzen eine kurzperiodische Charakteristik. Aus den registrierten Zeitfenstern von je 15 Minuten wurden 75 Sekunden lange Wellenformstücke extrahiert, die die Ereignisregistrierung enthalten. Mit der Entfernung zum Sprengort und in Abhängigkeit von der Ladungsmenge an den Sprengpunkten ändert sich die Qualität der Wellenformdaten. In der Regel ist die Datenqualität sehr gut. Es wurden nur Daten verwendet, bei denen eine eindeutige Identifizierung des P -Einsatzes möglich war. Insgesamt konnten 199 Wellenformen zur Untersuchung herangezogen werden.

Die Abbildung 4.7 zeigt die Laufzeitkurve nach Pruhonicer (*Zahradník et al., 1988*). Die Aufspaltung der P_g - und P_n -Phasen und damit die MOHO-Indikation erfolgt in einer Entfernung zwischen Spreng- und Registrierort von ca. 135 km.

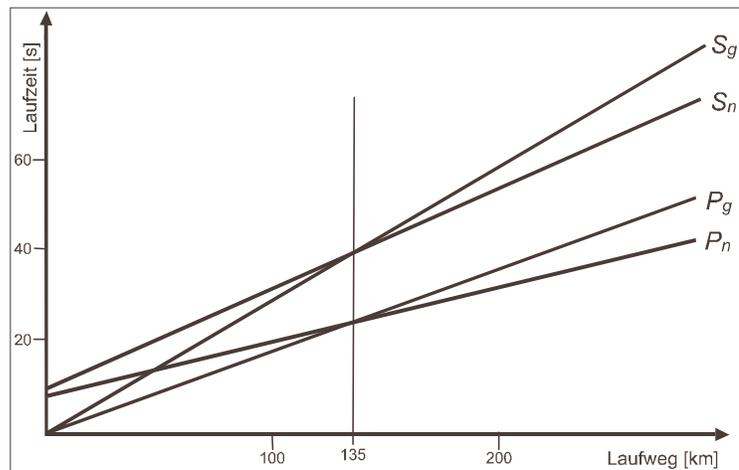


Abbildung 4.7: Laufzeitkurve nach Pruhonicer (*Zahradník et al., 1988*)

Die Entfernung zwischen den Spreng- und Registrierorten war maximal 150 km und somit ausreichend, um die Geschwindigkeitsverteilung bis zur MOHO aufzulösen. Die geringste Entfernung zwischen Spreng- und Registrierort betrug etwa 670 m.

Die Entwicklung von kleinen Hilfsprogrammen war nötig. So berechnet eines den Abstand zwischen Spreng- und Registrierort, wobei bei der Umrechnung der geografischen Koordinaten die breitenabhängige Veränderung der realen Entfernung der Längsmeridiane zueinander berücksichtigt wurde. Hinzu kommen diverse Programme zur Sortierung und

Darstellung der Wellenformen.

Die Wellenformen sind in Abbildung 4.6 enthalten. Die Entfernung zwischen Registrier- und Sprengort ist über der Zeit dargestellt, wobei alle Wellenformen zum Zeitpunkt der jeweiligen Sprengung beginnen. Für die Darstellung wurden die Wellenformen nicht gefiltert. Es erfolgt eine automatische Skalierung, je nach Amplitude und der Anzahl der dargestellten Wellenformen. Der Offset wurde beseitigt.

Die farbig codierte Abbildung 4.8 zeigt die selben Wellenformen. Jede Farbe steht für einen Sprengort. Die Darstellung soll die gute Mischung der Wellenformen verschiedener Sprengorte aufzeigen. Die Daten keines Sprengortes fallen aus dem Gesamtdatensatz heraus. Dies rechtfertigt eine gemeinsame Auswertung aller Wellenwege. Ein allgemeingültiges 1-D Laufzeitmodell für das Untersuchungsgebiet ist vertretbar.

4.2 Laufzeituntersuchungen

Die Ergänzung von Abbildung 4.6 durch Geraden, welche zusammengehörige Phaseneinsätze verbinden, ergibt unterschiedliche Laufzeitäste. Diese repräsentieren die Untergrundeigenschaften und liefern die nötigen Informationen, um ein Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Kruste zu erstellen.

In Abbildung 4.9 sind eine Reihe Laufzeitäste eingetragen. Es ist notwendig, die Einsätze eines Phasentyps durch mehrere Teilgeraden zu approximieren. Jede Teilgerade stellt eine Schicht dar. Der Anstieg der Geraden entspricht der Ausbreitungsgeschwindigkeit.

Um die Veränderung der Ausbreitungsgeschwindigkeit besser veranschaulichen zu können, wird die sog. reduzierte Darstellung gewählt. Die Wellenformen werden nicht über der Zeit, sondern über $t - \Delta/6km$ aufgetragen, wobei Δ die Entfernung zwischen Spreng- und Registrierort ist. Abbildung 4.10 zeigt diese Art der Darstellung. Mit Hilfe der beigefügten Skizze sind die Veränderungen der Ausbreitungsgeschwindigkeiten erkennbar.

Der Verlauf der Laufzeitäste entspricht qualitativ den Ergebnissen von *Schulze und Lück (1992)* für den Süden Ostdeutschlands. Auffällig ist der Bereich geringerer Ausbreitungsgeschwindigkeiten zwischen 80 km und 130 km. Eine Zunahme der Geschwindigkeit ist ab ca. 130 km zu beobachten, wie dies die Pruhonicer-Laufzeitkurve erwarten ließ (*Zahradník et al., 1988*). Der Anstieg der Geschwindigkeit ist augenscheinlich geringer als erwartet.

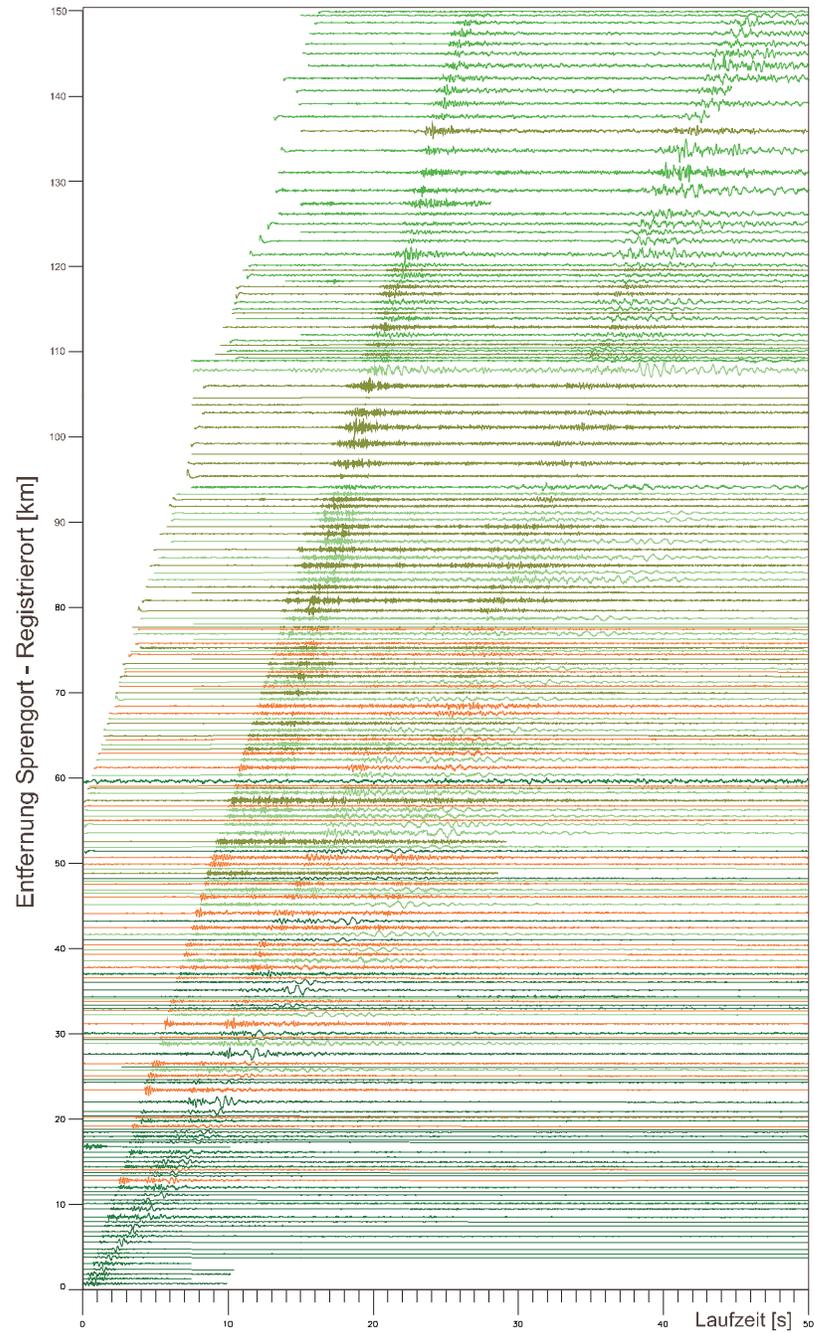


Abbildung 4.8: Wellenformen der CELEBRATION 2000 Profilsprengung, Sprengort farblich unterschieden, registriert an den 40 Stationen des deutschen Profilschnitts (normiert auf die Spurbreite, ungefiltert).

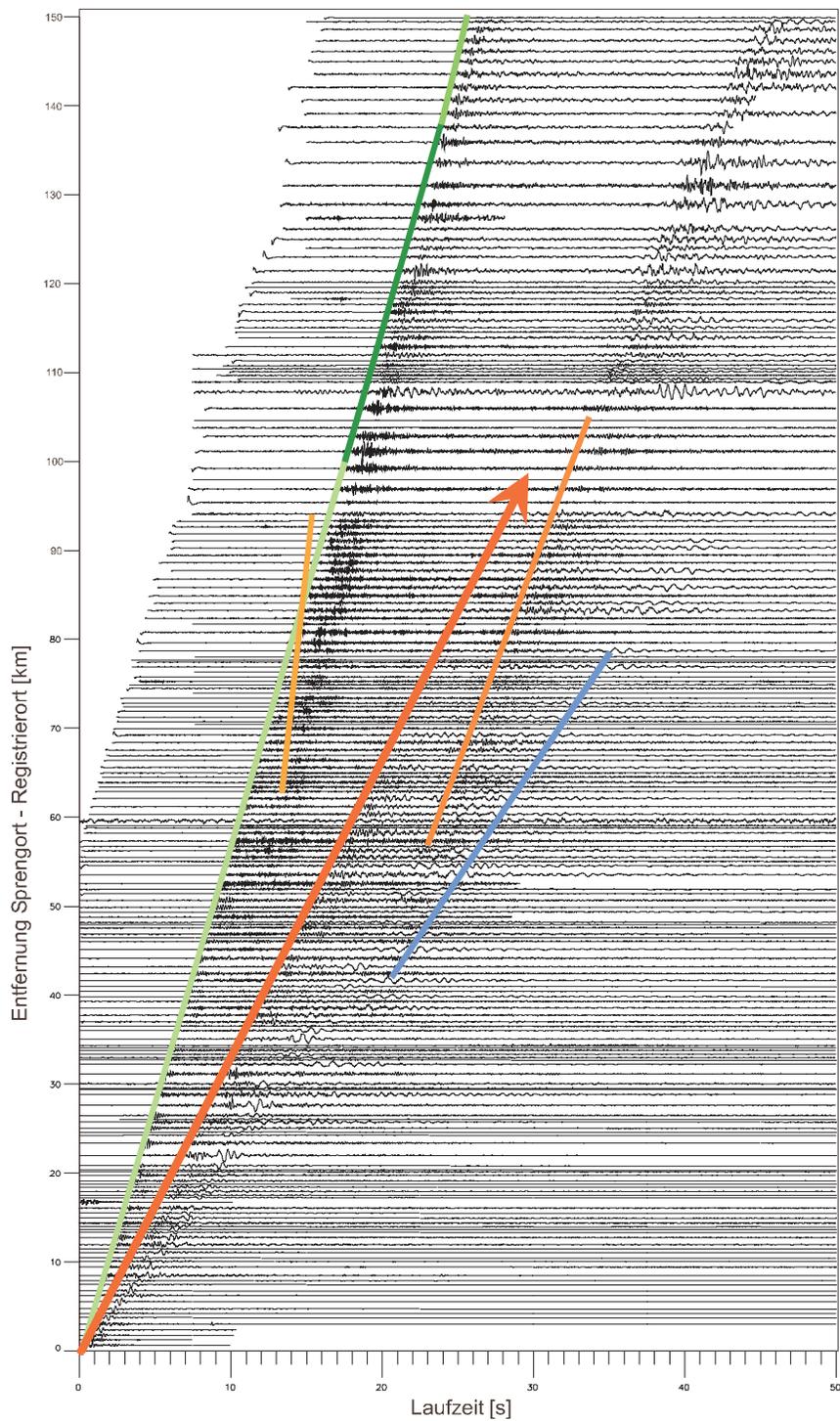


Abbildung 4.9: Wellenformen der CELEBRATION 2000 Profilsprengung mit relevanten Laufzeitästen (normiert auf die Spurbreite, unfiltert).

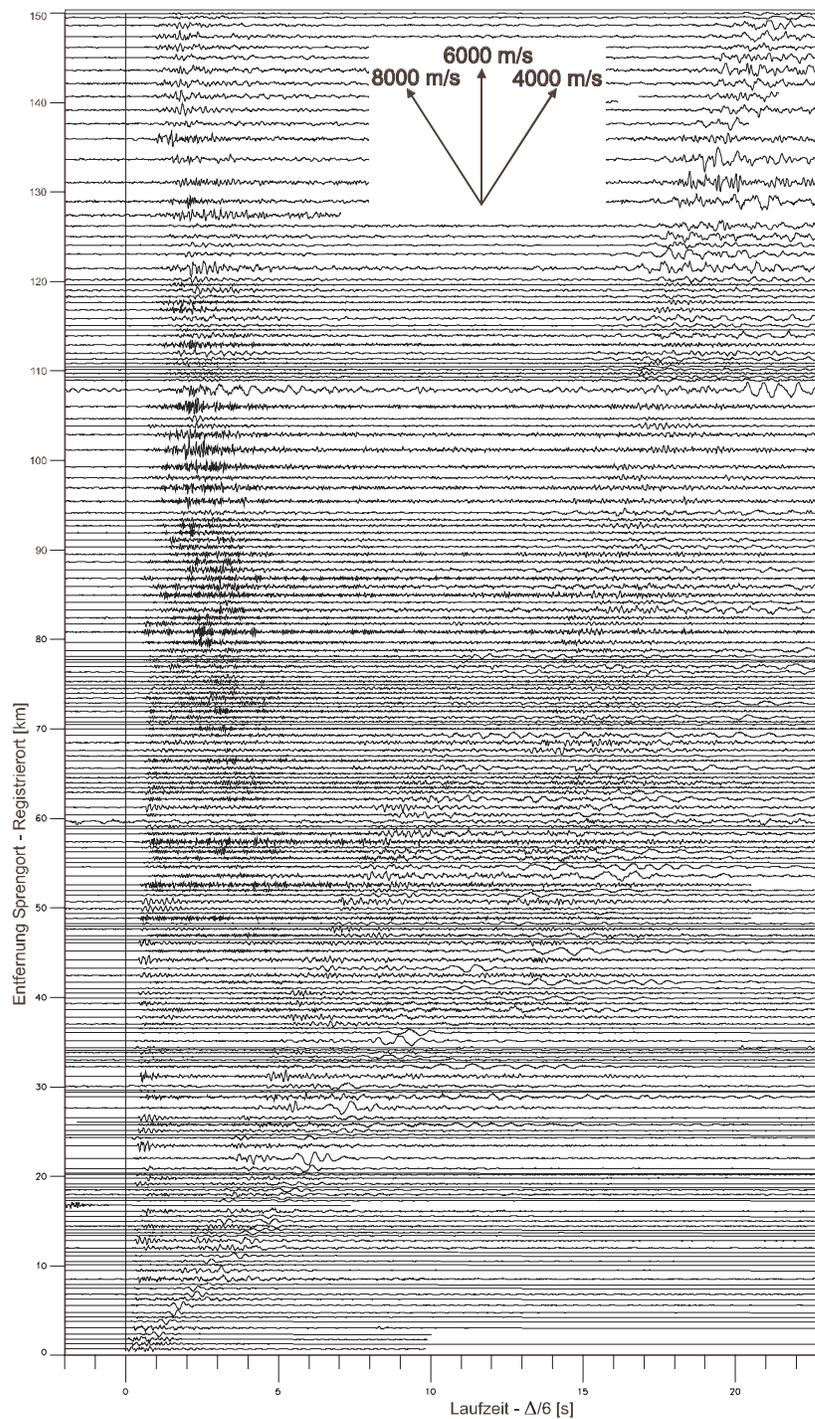


Abbildung 4.10: Reduzierte Darstellung Wellenformen der CELEBRATION 2000 Profilsprengung (normiert auf die Spurbreite, ungefiltert).

Insgesamt wird die Qualität des P -Einsatzes ab einer Entfernung von 90 km schlechter. Zwischen 90 km und 120 km ist kein exakter S -Einsatz identifizierbar.

Für die Erstellung des Geschwindigkeits-Tiefen-Modells ist das Ablesen der P -Phaseneinsatzzeiten erforderlich. Je nach Stärke des Ereignisses, der Abstrahlcharakteristik des Herdes und der Entfernung vom Sprengort sind diese Phaseneinsätze mehr oder weniger gut identifizierbar. In Abbildung 4.11 sind die ermittelten P -Phaseneinsätze dargestellt.

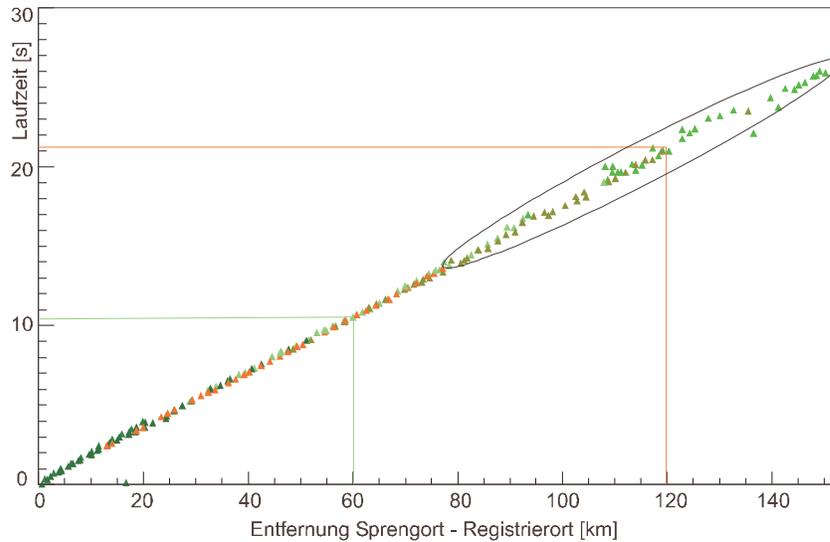


Abbildung 4.11: P -Phaseneinsätze der CELEBRATION 2000 Profilsprengung (farbliche Zuordnung der Sprengpunkte).

Die Farben ermöglichen die Unterscheidung der Sprengorte. An den gekennzeichneten Punkten bei 60 km und bei 120 km beträgt die Ausbreitungsgeschwindigkeit 5.5 km/s (grün) bzw. 5.7 km/s (rot). Besonders interessant scheint der Bereich zwischen ca. 90 km und ca. 140 km zu sein. Die Streuung der Phasen bzgl. einer Regressionsgeraden ist dort besonders groß. Zu klären ist, ob diese Streuung durch eine ungenügend gute Ablesung der Phaseneinsätze hervorgerufen wird. Dies wäre plausibel, da die P -Phase mit zunehmender Entfernung vom Sprengort schlechter bestimmbar waren. Dagegen spricht jedoch die Abnahme der Streuung in einer Entfernung größer als ca. 140 km. Diese Frage wird im Abschnitt 4.5 geklärt.

4.3 Geschwindigkeits-Tiefen-Modell (velest)

Das Programm **velest** invertiert die Differenzen zwischen gemessenen und berechneten Laufzeiten nach tiefenabhängigen Verbesserungen eines Geschwindigkeits-Tiefen-Modells (*Kissling, 1995*). Für die Untersuchungen in dieser Arbeit werden zunächst nur die *P*-Phaseneinsätze betrachtet. Das Programm kann *P*- und *S*-Phasen getrennt und kombiniert auswerten. Die Lösung der gestellten Aufgabe erfolgte im 'simultaneous mode'. In diesem Modus verwendet das Programm die Joint-Hypocenter-Determination (JHD) Methode. Es werden Stationskorrekturen und ein verbessertes 1-D Geschwindigkeitsmodell geliefert. Das Vorwärtsproblem wird durch die Methode des 'ray-tracing' zwischen Sender und Empfänger gelöst, wobei die direkten und die gebrochenen Wellen, die das 1-D Modell durchlaufen, berechnet werden. Das Inversionsproblem wird durch die vollständige Inversion der Matrix

$$[A^T A + L] \text{ mit}$$

- A - Jacobi Matrix
- A^T - transponierte Jacobi Matrix
- L - Dämpfung

gelöst.

Da es sich um ein nicht-lineares Problem handelt, wird eine Iteration eingeführt. Jeder Iterationsschritt enthält dabei die vollständige Lösung des Vorwärtsproblems und des kompletten Inversionsproblems. Die Eingabe und Ausgabe der Werte bzw. der Ergebnisse erfolgt über Dateien. Im Folgenden werden die wichtigsten Ein- und Ausgabeinformationen bzgl. der hier durchzuführenden Untersuchungen aufgeführt.

Eingabe:

- Startmodell (mittleres geglättetes Geschwindigkeits-Tiefen-Modell (*Bormann et al., 1989a*; siehe Tabelle 4.2);
- Liste aller verwendeter Stationen (Name, geografische Koordinaten, lft. Nummer der Stationen);
- Phaseninformationen für jeden Schuss (geografische Koordinaten des Sprengortes, Name der Registrierstation, Laufzeit, Phasenbezeichnung, Qualitätseinstufung für die Wichtung);

- Kontrolldatei, mit allen Angaben über die durchzuführende Berechnung und Randparameter sowie die Namen der Eingabe- und Ausgabedateien;

Ausgabe:

- Hauptausgabedatei, mit den Eingabewerten, den Ergebnissen der Iterationsschritte und dem Endergebnis sowie den Stationskorrekturen, Einsatzzeitkorrekturen, den Residuen je Quadrant und statistischen Informationen;
- Liste aller Hypozentren und Laufzeiten nach der Korrektur;
- Korrigierte Stationsliste;

Im Falle der hier durchgeführten Auswertung des deutschen Teils des CELEBRATION 2000 Projekts wurden 199 Wellenformen betrachtet. Der mittlere Abstand vom Registrierort zum Hypozentrum betrug 65 km. Nach drei Iterationen ergibt sich ein mittleres absolutes Residuum aller Wellen von 1.97%. Dieser Wert gibt Auskunft über die erreichte Genauigkeit der Lösung. Der Programmautor *Kissling (1995)* betrachtet alle Werte unter 5% als ausreichend genau.

Das Ergebnis der Berechnungen ist in Tabelle 4.3 aufgeführt, das Modell wird in Abschnitt 4.5 diskutiert. Die gewonnenen Informationen und das Modell dienen als Eingabeparameter bei der Berechnung der Trajektorie.

Tabelle 4.3: Ergebnisse der Berechnungen mit dem Programm **velest**.

Tiefe [km]	<i>P</i> -Wellen [km/s]
0 - 3	4.6
3 - 12	5.5
12 - 22	6.0
22 - 28	7.2
> 28	7.7

4.4 Berechnung der Trajektorie (ray-tracing)

Das Programm **seis88** wurde entwickelt, um Laufwege seismischer Wellen innerhalb verschiedenster, frei wählbarer 2-D Krustenmodelle zu berechnen (*Červený und Pšenčík, 1988*). Die Position der Empfänger und die des Hypozentrums können frei gewählt werden. Reguläre und irreguläre Verteilungen entlang der Erdoberfläche auf horizontalen oder auf vertikalen Profilen sind realisierbar. Zahl, Abstand und Position der Empfänger werden dem betrachteten Problem angepasst.

Das einfachste mögliche Modell ist der homogene Halbraum. Die Vorgabe eines regulär geschichteten Halbraums ohne laterale Variationen entspricht der Verwendung eines 1-D Geschwindigkeits-Tiefen-Modells, wie es vom Programm **velest** bereitgestellt wird. **seis88** lässt auch die Modellierung von lateralen Inhomogenitäten, gekrümmten und geneigten Grenzflächen, vertikalen Unstetigkeiten und Blockstrukturen zu. Weiterhin ist die Implementierung von Störkörpern möglich.

Automatisch werden je nach Vorgabe direkte, primär reflektierte *P*- und *S*-Wellen generiert, multiple Reflektionen und die Veränderung des Wellentyps bei Reflektionen werden berücksichtigt. Die Verwendung refraktierter Wellen setzt die Vorgabe der Zahl der durchlaufenen Schichten voraus. Sie werden als Spezialfall von reflektierten Wellen gehandhabt.

Die Autoren des Programms **seis88** (*Červený und Pšenčík, 1988*) erläutern, dass die Berechnung eines bestimmten Strahlweges zu einem positionierten Empfänger mittels einer speziell modifizierten 'shooting' Methode erfolgt. Die Ankunftszeit an den Empfängern wird dann durch eine lineare Interpolation der Ankunftszeiten der am nächsten endenden Wellen auf beiden Seiten des Empfängers erhalten. Die Amplitude der Welle, die dem Empfänger direkt benachbart ist, wird dem Empfänger zugeordnet. Besonderes Augenmerk wird auf die Vermeidung von Singularitäten gelegt.

Die Eingabe und Ausgabe erfolgt über Dateien. Diese enthalten alle Informationen bzgl. der Wellentypen, Modelle, und Wellenwege. Die Informationen sind wie folgt verfügbar:

Eingabe:

- CELE1 ► Modellparameter: refraktierte Welle, Geschwindigkeits-Tiefen-Modell aus **velest** ohne Gradienten, Zahl der Schichtdurchgänge, räumliche Begrenzung des Modells, Lage des Sprengortes, Zahl und Lage der Empfänger;

- CELE2 ► Modellparameter: direkte Wellen, Geschwindigkeits-Tiefen-Modell aus **velest** mit Gradienten, Zahl der Schichtdurchgänge, räumliche Begrenzung des Modells, Lage des Sprengortes, Zahl und Lage der Empfänger;
- RAYPL.PT ► Druckparameter: Abmessungen der Modelle, Beschriftung;
- RPL.PT ► Ausgabeparameter: Ausgabedateinamen, Ausgabemedium;

Ausgabe:

- LU1 ► Hauptausgabedatei: Eingabeparameter, alle Informationen über die berechneten Wellenwege wie: Zahl der Punkte entlang der Welle, Koordinaten, Geschwindigkeiten, Abtauchwinkel, Amplituden;
- LU2 ► Parameter der synthetischen Seismogramme: Sender- und Empfängerpositionen, Ankunfts- und Laufzeit, Amplituden- und Phaseninformationen aller Raumkomponenten;
- seis.out ► Wellenwegbeschreibung: Entfernung, Laufzeit, Abtauchwinkel;
- ray1.ps ► Plot der Wellenwege und der dazugehörigen Phaseneinsätze (im PS-Format);
- raypl.out ► Plotparameter;

Das mittels **velest** gewonnene Geschwindigkeits-Tiefen-Modell diene als Grundlage bei der Erstellung der Parameterdateien. Im Wesentlichen kommen zwei Modelle in Frage, wobei einerseits der Laufweg der refraktierten Welle, andererseits der der direkten Wellen modelliert wird.

CELE1 beinhaltet die Parameter für die Berechnung der refraktierten Wellen. Das Durchlaufen aller 4 Schichten wurde durch die Parameterwahl vorgegeben. Jede Schicht wird durch eine konstante Geschwindigkeit repräsentiert. Die Schichtmächtigkeiten und Ausbreitungsgeschwindigkeiten entsprechen denen in Tabelle 4.3. Es wurden 99 Empfänger und eine Quelle entlang der Erdoberfläche postuliert. Das gesamte Modell hat eine Ausdehnung von 150 km, entsprechend der maximalen Entfernung von Sprengort- und Registrierstation des untersuchten CELEBRATION 2000 Teilprofils. Die Berechnung von reflektierten Wellen wurde unterdrückt. Die Abbildung 4.12 beinhaltet die Ergebnisse für die refraktierte Welle.

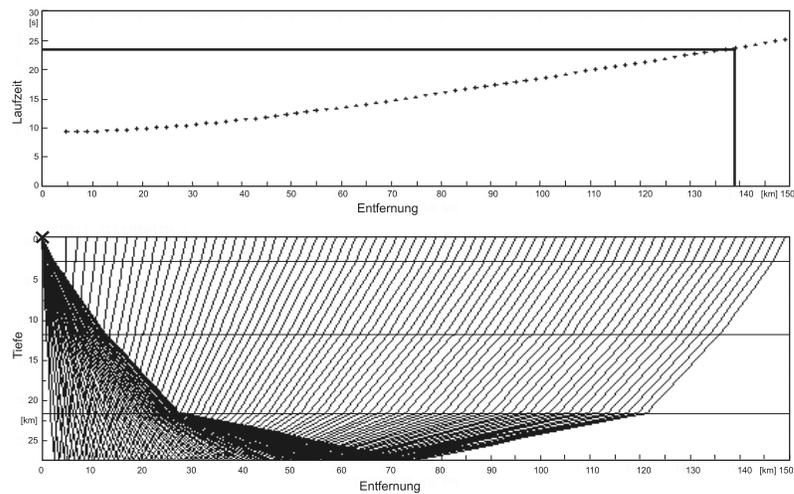


Abbildung 4.12: Wellenwege der refraktierten Wellen als Ergebnis des 'ray tracing' (P -Phase, 5 Schichtmodell, keine Gradienten, Anzahl der Grenzschichtdurchläufe vorgegeben).

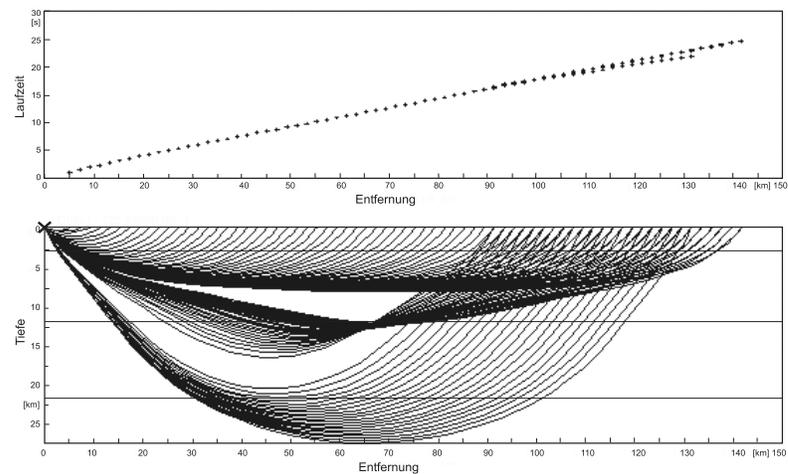


Abbildung 4.13: Wellenwege der direkten Wellen als Ergebnis des 'ray tracing' (P -Phasen, 5 Schichtmodell, Gradienten, Zahl der Grenzschichtdurchläufe nicht vorgegeben).

CELE2 fasst die Parameter für die direkte Welle zusammen. Abweichend von CELE1 wurden den Schichten Geschwindigkeitsgradienten zugeordnet. Für den Mantel betrug die Ausbreitungsgeschwindigkeit 8 km/s. Es wurde kein Schichtdurchgang erzwungen. Die Anzahl der Schichtdurchgänge unterlag keinerlei Reglementierung. Abbildung 4.13 enthält die Ergebnisse für direkten Wellen.

Für die Durchführung der relativen Relokalisierung werden die Informationen über die Wellenwege, speziell die Laufzeiten und Abtauchwinkel bzgl. der Entfernung vom Streng zum Registrierort benötigt. Um zu entscheiden, welche der beiden Modelle genutzt werden kann oder ob Teile beider Modelle nötig sind, wurden vergleichende Untersuchungen der theoretisch gewonnenen Laufzeitkurven mit den Laufzeitkurven des CELEBRATION 2000 Profils durchgeführt. Die Diskussion der Ergebnisse erfolgt in Abschnitt 4.5.2.

4.5 Interpretation

4.5.1 Geschwindigkeits-Tiefen-Modell

Das berechnete Laufzeitmodell zeigt im Vergleich zum Startmodell durchweg geringere Ausbreitungsgeschwindigkeiten. Um das am besten angepasste Geschwindigkeits-Tiefen-Modell zu finden, wurden verschiedene, für das Untersuchungsgebiet publizierte Startmodelle getestet. Neben der Plausibilität wurden vor allem die Residuen nach der Inversion als Maß für die Güte des Modells herangezogen.

Die Verwendung des von *Enderle (1998)* für das refraktionsseismische Profil GRANU95 gewonnene Geschwindigkeits-Tiefen-Modell als Startmodell der Inversion mittels des Programmes **velest** führt zu deutlich höheren Residuen als die Verwendung des mittleren Vogtland Modells (*Bormann et al., 1989a*). Eine Langsamschicht, wie von *Enderle (1998)* postuliert, konnte nicht verifiziert werden. Dies widerspricht den Ergebnissen von *Enderle (1998)* nicht, er fand eine ausgeprägte Langsamschicht erst im östlichen Teil des GRANU95 Profils, also östlich des CELEBRATION 2000 Profils. In Abbildung 4.14 kann die Lage der beiden Profilsprengungen verglichen werden.

In *Mostaunpour (1984)* wird die Mitteldeutsche Kristallinzone westlich des Untersuchungsgebietes durch signifikant erhöhte Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten nachgewiesen. Auch eine solche erhöhte Ausbreitungsgeschwindigkeit ist den Daten im Untersuchungs-

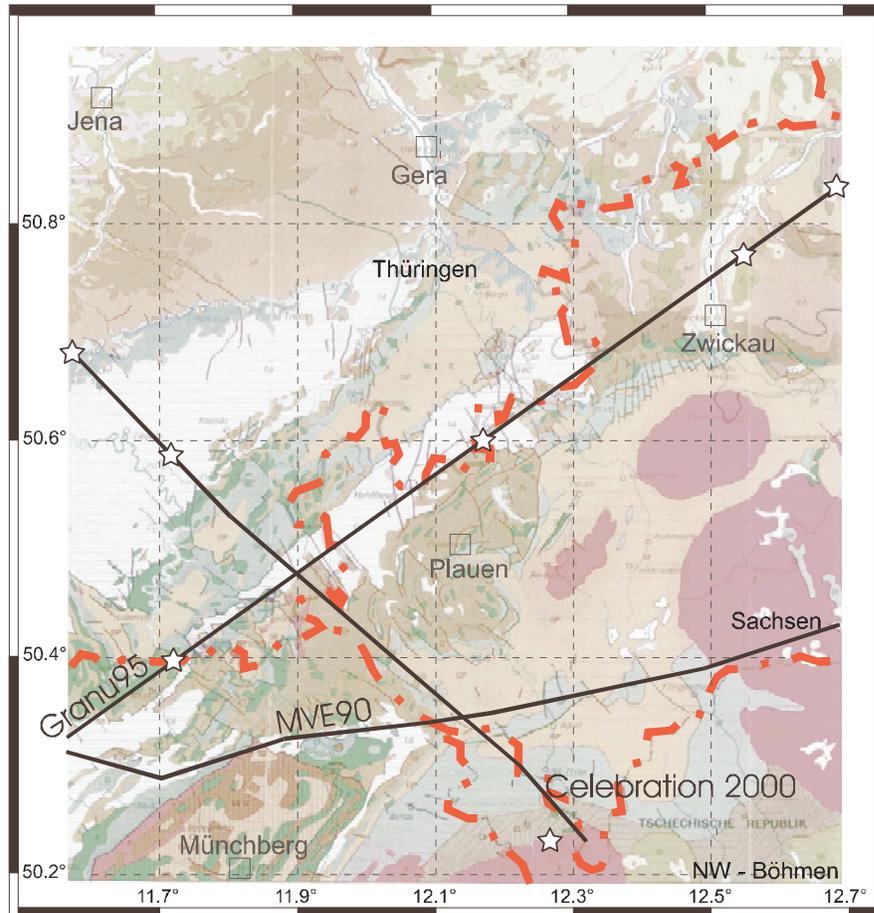


Abbildung 4.14: Lage des GRANU95, des MVE90 und des CELEBRATION 2000 Profils in Deutschland (Sterne markieren Schusspunkte).

gebiet nicht zu entnehmen. Möglicherweise verläuft des CELEBRATION 2000 Profil nicht westlich genug, sondern tangiert die Mitteldeutsche Kristallinzone nur im nördlichsten Abschnitt.

Wie im folgenden Abschnitt gezeigt wird, entsprechen die aus dem Geschwindigkeits-Tiefen-Modell berechneten theoretischen Laufzeitkurven den gemessenen. Auch Untergrundeffekte werden durch die theoretische Laufzeitkurve repräsentiert. Die recht geringen Geschwindigkeiten dürften damit ihre Ursache in der regionalen Geologie haben. Die geringe Geschwindigkeit des oberen Mantels unterhalb der MOHO ist auffällig. Die Vermutung, dass die Wellen bei einer maximalen Stations-Sprengort-Entfernung von 150 km die MOHO

nicht erreichen, ist aber wenig wahrscheinlich. Dies liegt einerseits an der sehr gut bekannten MOHO-Tiefe im Untersuchungsgebiet (*Klinge, 1984; Bormann et al., 1989a*), andererseits an dem deutlich zu beobachteten Sprung der Ausbreitungsgeschwindigkeit beim Erreichen des Halbraums. Im Folgenden werden diese Aussagen untermauert.

4.5.2 Laufzeitkurven

Der Vergleich der theoretischen und der gemessenen Laufzeitkurven erfolgt unter Zuhilfenahme der Abbildung 4.15, in der die Laufzeitkurven übereinander montiert sind.

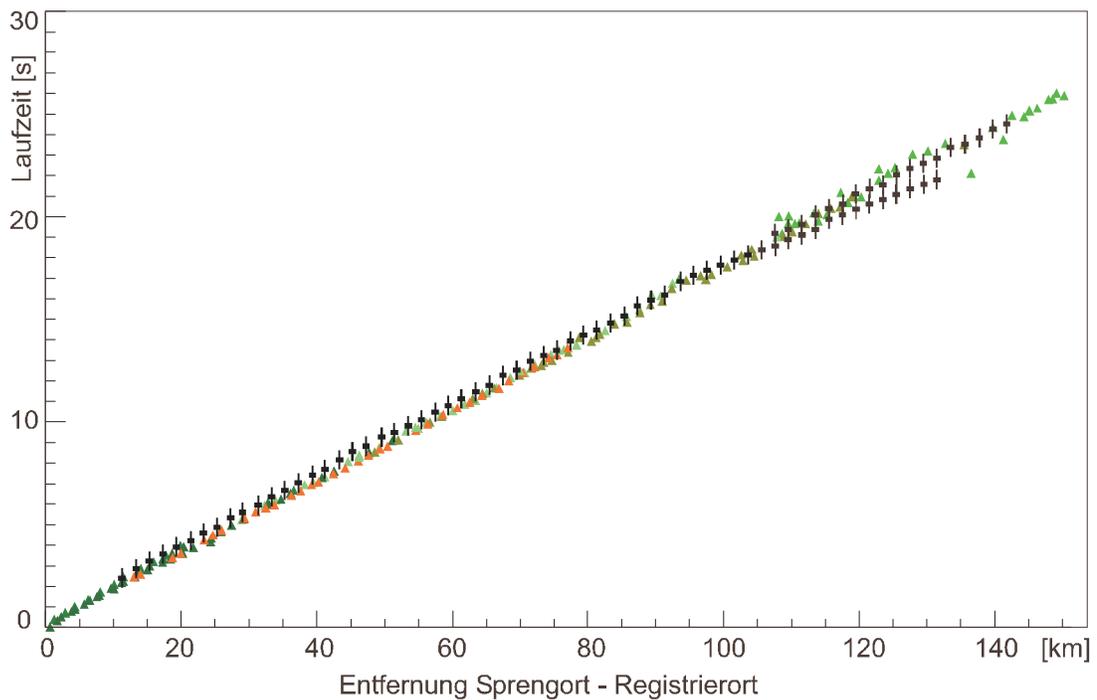


Abbildung 4.15: Vergleich der theoretischen und der gemessenen Laufzeitkurven des CELEBRATION 2000 Profils (schwarze Kreuze - theoretische Werte; Dreiecke - gemessene Werte, je Sprengpunkt farblich codiert).

Entsprechend der Theorie der Ausbreitung seismischer Wellen zeigt die refraktierte Kurve bei kürzeren Entfernungen zum Schusspunkt eine viel zu große Geschwindigkeit. Die Kurve liegt über der gemessenen, erst ab ca. 140 km entsprechen die theoretische und gemessene Kurve einander. Die Markierung in Abbildung 4.12 kennzeichnet den Bereich, ab dem

die Übereinstimmung auftritt. Dies ist vergleichbar mit den Vorgaben, die die Pruhonicer-Laufzeitkurve (*Zahradník et al., 1988*) bzgl. des Auftretens der Pn -Phase macht. Im Bereich bis 140 km erreicht die Pg -Phase, hervorgerufen durch die direkte Welle, die Empfänger zuerst.

Da die MOHO-Tiefe im Untersuchungsgebiet gut bekannt ist (*Klinge, 1984; Bormann et al., 1989a*) und die Ausbreitungsgeschwindigkeit an der Krusten-Mantel-Grenze weit weniger lokalen Inhomogenitäten unterliegt als innerhalb der Kruste, ist dieses Ergebnis nicht überraschend. Um so bemerkenswerter ist die sehr gute Korrelation der theoretisch berechneten Laufzeitkurve für die direkten Wellen mit der gemessenen Laufzeitkurve. Hier zeigt sich, dass das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell gut die Eigenschaften des Untergrunds im Untersuchungsgebiet widerspiegelt. Bei der Berechnung mittels des Programms **velest** wurden die richtigen Parameter gewählt. Ein weiterer wichtiger Hinweis auf die Richtigkeit des verwendeten Geschwindigkeits-Tiefen-Modells ist die zu beobachtende Aufspaltung der theoretischen Laufzeitkurve für die direkte Welle ab 90 km bis ca.135 km Entfernung. Dies entspricht exakt dem Entfernungsbereich, in dem bei der gemessenen Laufzeitkurve größere Streuungen auftraten. Der Bereich ist in Abbildung 4.11 mit einer umhüllenden Ellipse markiert. Dort überlagern sich P -Phasen der direkten Wellen unterschiedlicher Trajektorien. Dies konnte beim Ablesen der Phasen nicht berücksichtigt werden. Offenbar wurden Einsätze der Pg -Phase verschiedener Trajektorien bestimmt. Es handelt sich also nicht um Ablesefehler (wegen schlecht ausgeprägter P -Phasen), sondern um Untergrundeffekte.

Besonders interessant ist diese Beobachtung, da bei Wellenformen einiger Registrierstationen im Vogtland vor dem eigentlichen Pg -Einsatz ein oder mehrere, eindeutig zum Ereignis gehörende, weitere Einsätze beobachtet wurden. Diese Vorläuferphänomene sind abhängig vom Azimut und von der Entfernung zum Herd. Sie werden nicht an allen Stationen beobachtet. Die Vorläufer unterschiedlicher Schwarmbeben unterscheiden sich, je Erdbebenschwarm zeigen sie jedoch eine hohe Ähnlichkeit. Das nun aufgestellte Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, zusammen mit den theoretisch berechneten Laufzeitkurven, liefert erstmals eine Erklärung für dieses Phänomen. Um tiefergehende Aussagen machen zu können, sind weitere Untersuchungen notwendig und geplant. So soll das bei der tomografischen Untersuchung des Vogtlandes/NW-Böhmens zu erwartende 3 – D Laufzeitmodell Grundlage neuer Berechnungen mittels 'ray-tracing' werden. Außerdem ist die temporäre Installation seis-

mischer Registrierstationen an relevanten Punkten vorgesehen, um die theoretischen Ergebnisse zu verifizieren. Es ist davon auszugehen, dass die Vorläuferphänomene auf geologische und tektonische Besonderheiten im Untergrund des Untersuchungsgebietes hinweisen. Ihre Untersuchung kann neue Erkenntnisse zur Ursache und Dynamik von Erdbebenschwämen liefern.

Es wurde gezeigt, dass die Verwendung eines 1 – D Geschwindigkeits-Tiefen-Modells für die in dieser Arbeit durchzuführende relative Relokalisierung ausreichend genau ist. Die Untergrundstrukturen werden gut repräsentiert. Für die Berechnungen im Rahmen der relativen Relokalisierung werden die Trajektorienparameter der direkten Welle bis 135 km und ab 135 km die der refraktierten Welle herangezogen.

Kapitel 5

Ähnlichkeitsanalyse

5.1 Einführung

Die Ähnlichkeit von Wellenformen kann mittels der Methode der Kreuzkorrelation quantifiziert werden (*Scherbaum und Wendler, 1986*). Die Spektralisierung als Grundlage der Kreuzkorrelation wurden bereits bei *Aki (1967)* erörtert. Die Methode wurde zuerst von *Nakamura (1978)* für Beben auf dem Mond angewendet. *Poupinet et al. (1984)* und *Fréchet (1985)* untersuchten Erdbebenschwärme entlang der San Andreas Störung und *Ito (1985, 1990)* in Japan hinsichtlich ihrer Ähnlichkeit.

Erste Untersuchungen in der Region Vogtland/NW-Böhmen bzgl. der Ähnlichkeit von 14 Wellenformen des Erdbebenschwarms 1985/86 machte *Köhler (1989)*. Von *Plešinger et al. (1987)* werden 14 Typen ähnlicher Ereignisse durch eine visuelle Auswertung von 160 Wellenformen eines Schwarms identifiziert. Den Versuch, Masterevents mittels Kreuzkorrelation zu finden, unternahm *Jíra (1995)* anhand von 56 Ereignissen. Die zu einer Klasse gehörenden Events x_i wurden unter Verwendung der Relation

$$X(t) = \sum_{i=1}^n x_i(t + \max dt_i)$$

zu einem Masterevent $X(t)$ addiert. *Meier (1991)* untersuchte verschiedene Korrelationsmethoden.

Scherbaum und Wendler (1986) setzten die Methode, ähnlich zur vorliegenden Arbeit, zur hochpräzisen Bestimmung vom Laufzeitunterschieden verschiedener Ereignissen ein. Un-

terschiede in den Herdparametern und Geschwindigkeitsänderungen in der Kruste können durch Laufzeitunterschiede verifiziert werden (*Poupinet et al., 1984; Fréchet, 1985; Ito, 1985; Poupinet et al., 1985*). Die Laufzeitdifferenzen können ebenso für die sehr genaue Lokalisierung der Schwarmbeben und zur Charakterisierung der Herdregion genutzt werden (*Evernden, 1969; Dewey, 1979; Ito, 1985*).

5.1.1 Zielstellung

Es werden die Wellenformen der P - und der S - Phase anfangs getrennt korreliert. Danach erfolgt die Kreuzkorrelation beider Phasen gemeinsam, wobei die Unterschiede in den Amplitudenverhältnissen berücksichtigt werden (siehe Abschnitt 5.2).

Die Analyse der Ähnlichkeit der Wellenformen innerhalb eines Erdbebenschwarms mittels Kreuzkorrelation dient in dieser Arbeit im Wesentlichen zwei Zwecken, zum einen werden unterschiedliche Ereignistypen (Multiplets) voneinander abgegrenzt, zum anderen erfolgt eine Klassifizierung der Schwärme nach ihrer Ähnlichkeit. Die Unterscheidung von Ereignistypen wird so objektiviert. Die exakte Zuordnung der Ereignisse eines Schwarmes zu unterschiedlichen Multiplets ermöglicht erst das im Abschnitt 6 beschriebene Zusammenspiel der Ähnlichkeitsanalyse und der relativen Relokalisierung. Die Verteilung und die Art der Multiplets, die in den Ähnlichkeitsmatrizen dokumentiert wird, dient der Charakterisierung der Schwärme selbst und lässt möglicherweise Aussagen über die Unterschiede zwischen Schwarmbebengebieten zu. Dabei können mögliche strukturelle Unterschiede zwischen den von *Horalek et al. (1996)* definierten Schwarmgebieten im Vogtland/NW-Böhmen festgestellt werden. Es wird der Versuch unternommen, die Schwärme systematisch zu vergleichen.

Während der Berechnung der Ähnlichkeitskoeffizienten werden auch die Differenzen der Phaseneinsatzzeiten, sowohl für die P - Phaseneinsätze (τ_p), als auch für die S - Phaseneinsätze (τ_s), unter Verwendung des Phasenspektrums der Kreuzkorrelationsfunktion ermittelt. Sie bilden die Grundlage der in dieser Arbeit vorgestellten relativen Relokalisierung. Die Bestimmung von τ_p und τ_s kann genauer als die Abtastrate sein (siehe dazu Abschnitt 5.5). Dies ist die Voraussetzung für die hohe Genauigkeit bei der relativen Relokalisierung.

5.1.2 Begriffe

Es werden für die folgenden Abschnitte wichtige Begriffsdefinitionen vereinbart. Dies ist deshalb notwendig, weil einige Begriffe in der Literatur mit unterschiedlicher Bedeutung benutzt werden.

- Cluster: Einerseits werden damit die von *Horalek (1996)* postulierten Erdbebengebiete 1 - 6 im Vogtland/NW-Böhmen bezeichnet. Andererseits bezeichnen einige Autoren Multiplets als Cluster.

In dieser Arbeit sollen Cluster Anhäufungen von Hypozentren von Erdbeben gleichen Typs innerhalb eines Erdbebenschwarms bezeichnen (*Ito, 1990; Studinger, 1993*). Diese müssen nicht die strengen Bedingungen eines Multiplets erfüllen. Somit wird Cluster hier eher als eine strukturelle Einheit definiert. Es sei darauf hingewiesen, dass der Begriff des Erdbebenclusters nach *Schulte-Theis (1995)* nicht mit der hier verwendeten Definition übereinstimmt. Nach *Ito (1990)* können sich Clusteraktivitäten in einem Schwarm niemals überlappen. Die Cluster bilden Störungsflächen ab, die zwischen 5 - 10 % der Herdfläche groß sein können.

- Multiplet: Es umfasst Erdbeben eines Clusters, die eine sehr große Ähnlichkeit untereinander aufweisen (*Frémont und Malone, 1987*). An ausgewählten Stationen sollte der, die Ähnlichkeit der Wellenformen ausdrückende maximale Ähnlichkeitskoeffizient einen Schwellenwert (z.B. 0.95) überschreiten. Damit einzelne Schwarmbeben zu einem Multiplet gehören, dürfen sich die Herdparameter und die Hypozentren kaum unterscheiden, d.h. sie müssen sich im gleichen tektonischen Regime ereignen. *Geller und Mueller (1980)* führen die $\lambda/4$ Bedingung als Definition des Multiplets ein, *Frankel (1982)* bestätigt diese. Danach dürfen die Abstände der Hypozentren nicht größer als ein Viertel der kleinsten Wellenlänge sein, die zur Ähnlichkeit der Seismogramme beiträgt. In dem hier bearbeiteten Fall beträgt die Wellenlänge ca. 1000 m, so dass ein Hypozentrenabstand von 250 m nicht überschritten werden sollte. In späteren Arbeiten (*Harris, 1991; Aster und Scott, 1993*) wird allerdings gezeigt, dass auch bei Hypozentralentfernungen von einigen λ die Ähnlichkeit noch groß genug ist, um von einem Multiplet zu sprechen. *Tsujiura (1983)* stellte fest, dass Serien sehr ähnlicher Ereignisse von hintereinander folgenden Verschiebungen auf derselben Bruchfläche stammen.

Ähnliches fanden auch *Deichmann und Garcia-Fernandez (1992)* in der Schweiz.

- Ähnlichkeitsmatrix: Sie dienen der Visualisierung der Ähnlichkeit von Schwarmbeben. Die Ähnlichkeitskoeffizienten, die beim Korrelieren jedes Ereignisses mit jedem anderen berechnet wurden, werden in Grauwerten dargestellt. Die Matrizen sind naturgemäß spiegelsymmetrisch, die Werte der Mitteldiagonalen sind 1.0 (weiß), da diese nur Korrelationskoeffizienten der Ereignisse mit sich selbst beinhaltet. Die Ähnlichkeitsmatrizen werden zur besseren Unterscheidung von Ereignistypen in einer bzw. in beiden Achsen nach der Ähnlichkeit der Zeilen und Spalten sortiert (siehe Abschnitt 5.3).

In der Literatur findet sich eine Vielzahl möglicher Darstellungsarten. So verwendeten *Joswig und Schulte-Theis (1993)* ebenfalls Grauwerte. *Thorbjarnardottir und Pechmann (1987)* führten Kreise ein, deren Durchmesser den Wert des Korrelationskoeffizienten widerspiegelte. *Maurer (1993)* setzten einen Schwellwert. Allen Korrelationskoeffizienten oberhalb dieses Schwellwertes wird der Wert 1 zugewiesen, alle Werte darunter erhalten den Wert 0. Alle Verfahren haben den Nachteil, dass bei einer hohen Zahl verarbeiteter Wellenformen die notwendige visuelle Klassifizierung der Cluster schwierig wird. Deswegen ist eine automatische Sortierung der Ähnlichkeitsmatrizen, wie in dieser Arbeit praktiziert, unerlässlich.

5.1.3 Voraussetzungen

Die Voraussetzungen für die hohe Ähnlichkeit von Schwarmbeben sind geringe Veränderungen der Hypozentren, der Herdparameter und der Herdvorgänge (*Geller und Mueller, 1980*). Außerdem darf es keine strukturelle Veränderung des Mediums, in dem der Erdbebenswarm stattfindet, durch einzelne Beben geben, d.h. die freigesetzte Energie je Beben darf nicht zu groß sein. Seismogramme von schwachen lokalen Erdbeben werden weniger von der Magnitude als von der Abstrahlcharakteristik und den Streueffekten innerhalb der Kruste dominiert (*Thorbjarnardottir und Pechmann, 1987*). Die Ähnlichkeit der Wellenformen selbst ist stark abhängig von der Entfernung der Registrierstationen zum Hypozentrum, dem Frequenzinhalt der Wellenform, der geologischen und seismotektonischen Struktur des Untersuchungsgebietes, die die Welle durchläuft, und dem Azimut, abhängig von der Ab-

strahlcharakteristik des Bebens.

Die Wahl des Frequenzbereiches und der Länge der korrelierten Zeitfensters haben Einfluss auf die Berechnung der Ähnlichkeitskoeffizienten und müssen deshalb für jede Station und für die *P*- und *S*-Phase separat bestimmt werden. Umfangreiche Tests zur Parameterwahl waren nötig.

Wellenformen, in denen sich die Phasen zweier aufeinanderfolgender Ereignisse überlagerten, sind für die einfache Kreuzkorrelation nicht geeignet. Diese wurden deshalb bei der Ähnlichkeitsanalyse und der relativen Relokalisierung nicht berücksichtigt. Dasselbe trifft auf Ereignisse zu, deren kleines Signal/Noise-Verhältnis eine Identifizierung von Phasen nicht zulässt.

5.1.4 Vorbereitungen

Die Wellenformen aller Erdbebenschwärme wurden gleichermaßen vorbereitet. Die folgenden Schritte waren dafür notwendig.

1. **AbleSEN der *P*- und *S*-Phaseneinsätze:** In den zum Teil durch Signalanalyse (siehe Abschnitt 3.2) extrahierten Ereignisdaten werden die *P*- und *S*-Phaseneinsätze gepickt. Dabei ist in der Regel der *P*-Einsatz exakter bestimmbar als der *S*-Einsatz. Das Picken der Einsätze verkompliziert sich bei einem niedrigen Signal/Noise Verhältnis (*Moriya und Nitsuma, 1996*). Fragliche Einsätze bleiben unberücksichtigt. Es sei darauf hingewiesen, dass die Genauigkeit der gepickten Einsätze für die hier vorgestellte Methode Kreuzkorrelation und der relativen Relokalisierung wesentlich weniger bedeutsam ist, als bei konventionellen Lokalisierungsmethoden, die nur die Phaseneinsätze und nicht, wie in dieser Arbeit, die gesamte Wellenform auswerten. Wenn nötig erfolgt eine Sortierung der Einsatzzeiten entsprechend ihrer chronologischen Abfolge innerhalb des Erdbebenschwarms. Die ermittelten Phaseneinsätze werden in Dateien gespeichert, auf die in den nächsten Bearbeitungsschritten immer wieder zurück gegriffen wird.
2. **Filtern der Wellenformen:** Die Wellenformen werden entsprechend ihres Frequenzinhaltes gefiltert. Für die 100 Hz und 125 Hz Daten kommt ein Hochpassfilter von 3 Hz und ein Tiefpassfilter von 6 Hz zum Einsatz. Für die 20 Hz und 50 Hz Daten wird ein Hochpassfilter von 2 Hz gewählt, der Tiefpassfilter kann beibehalten werden.

Als Beispiel zeigt die Abbildung 5.1 15 zufällig ausgewählte Ereignisse der Station PLN des Erdbebenschwarms 1985/86. Wie sich später zeigen wird, stammen die Ereignisse aus verschiedenen Multiplets.

Die Abbildung 5.2 zeigt alle ausgewerteten Wellenformen der Station PLN für den Schwarm 1997/98 bei Werdau.

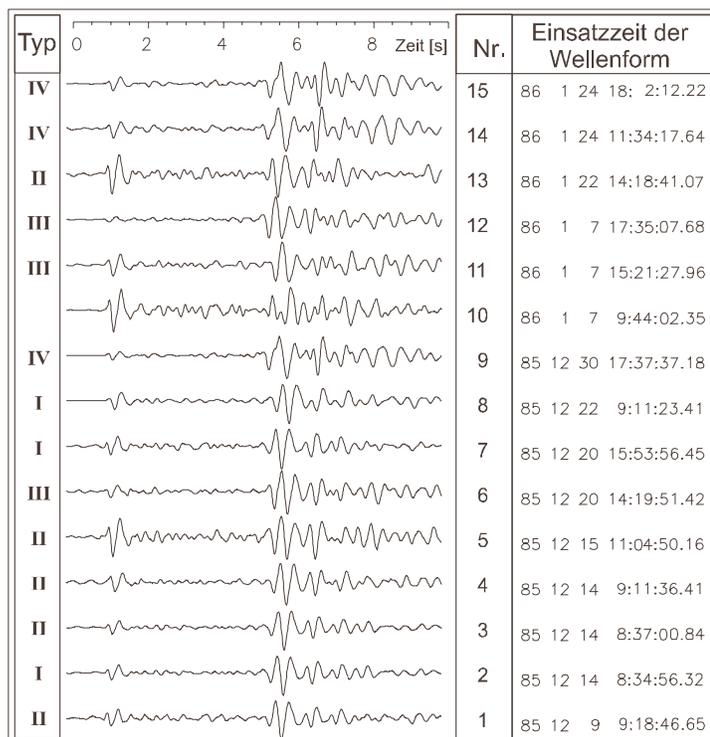


Abbildung 5.1: Wellenformen 15 zufällig ausgewählter Ereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; Komponente: Z, gefiltert, normiert).

3. **Ausschneiden von Zeitfenstern:** Für jeden Schwarm, jede Station und jede Phase wurde die Länge des zu korrelierenden Zeitfensters so optimiert, dass der Korrelationskoeffizient maximal wird. Die Größe der Zeitfenster ist in den Tabellen A.4, A.5, A.6 und A.7 im Anhang angegeben.

Im Zeitfenster werden die beiden zu korrelierenden Wellenformen bzgl. ihrer Amplitude normiert. Die Länge des darzustellenden Frequenzfensters wird entsprechend dem Frequenzinhalt der Wellenform dem Maximum des Amplitudenspektrums angepasst.

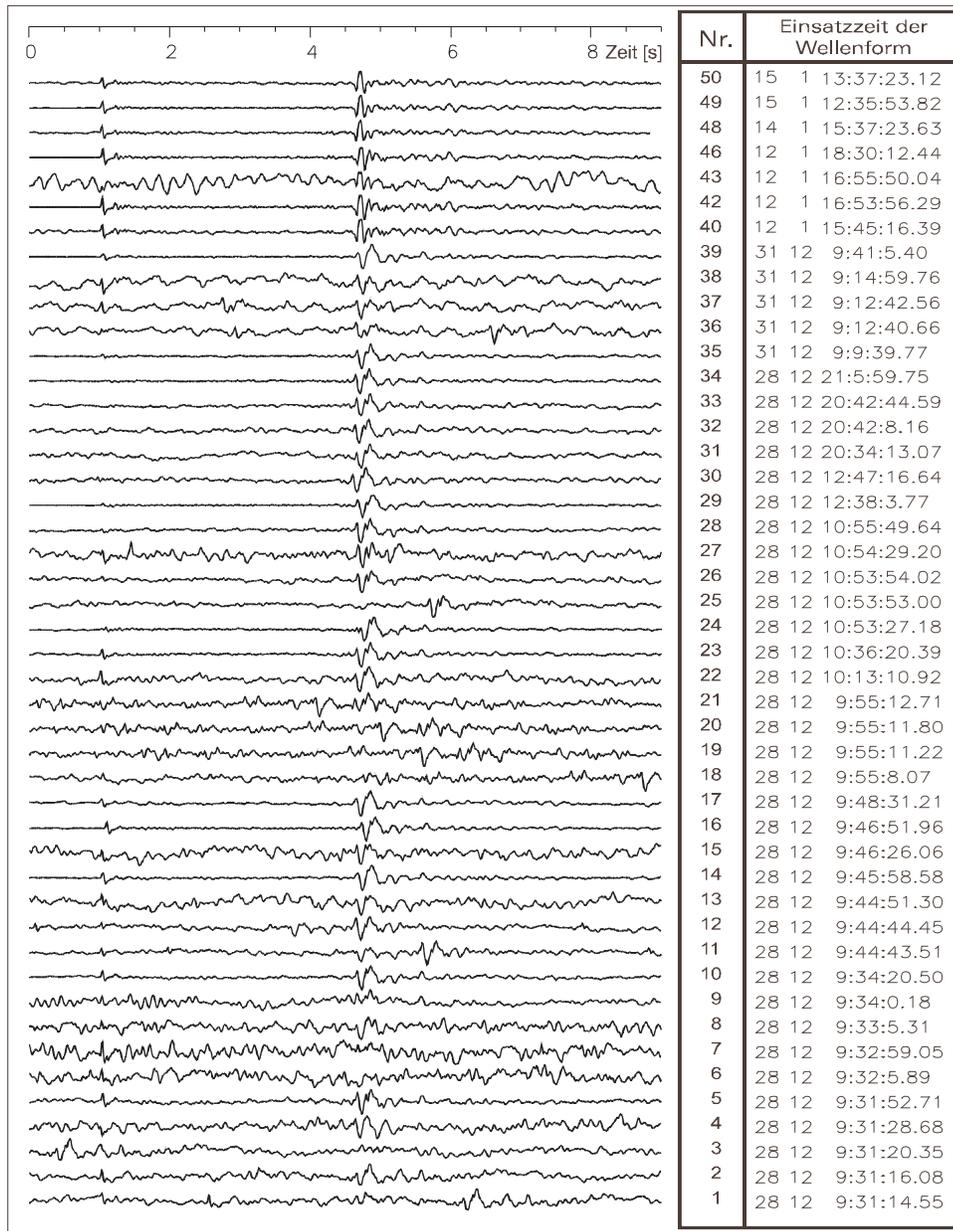


Abbildung 5.2: Wellenformen aller Ereignisse des Erdbebenschwarms 1997/98 bei Werdau (Station: PLN; Komponente: Z, gefiltert, normiert).

4. **Multiplikation mit Hanning-Zeitfenster:** Der zu korrelierende Wellenformabschnitt wird mit einem Hanning-Zeitfenster multipliziert. Dadurch erfolgt eine Wichtung der Wellenform mit einer Gauß'schen Normalverteilung. Die entsprechenden Phaseneinsätze liegen im Maximum der Glockenkurve (siehe Abbildung 5.3). Es zeigte sich, dass diese Methode die Korrelationsergebnisse positiv beeinflusst, da so Randeffekte minimiert werden können und die Korrelationskoeffizienten tatsächlich nur die Ähnlichkeit der Phaseneinsätze repräsentieren.

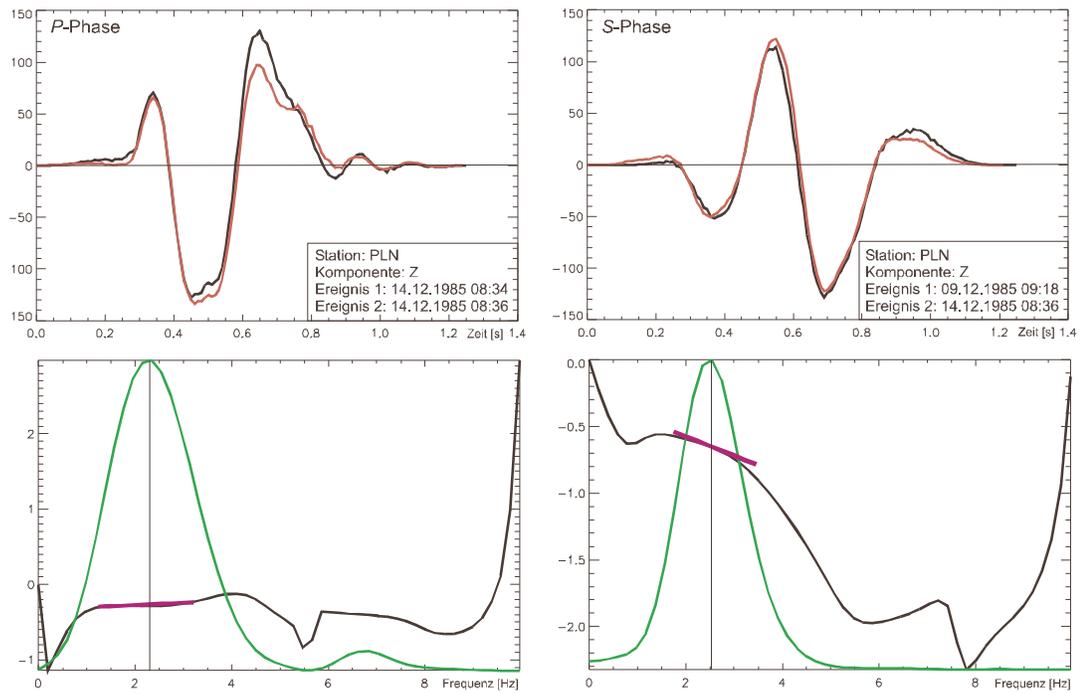


Abbildung 5.3: oben: Korrelationsfenster zweier P -Phasen (links) und zweier S -Phasen (rechts) des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; Komponente: Z); unten: Amplitudenspektrum (grün) und Phasenspektrum (schwarz) der Kreuzkorrelationsfunktion und lineare Approximation des Phasenspektrums (violett) im Maximum des Amplitudenspektrums.

5.2 Kreuzkorrelation von Wellenformen

Die Methode der Kreuzkorrelation wird seit langem bei der Analyse von Zeitreihen angewendet. Eine ausführliche Behandlung der Theorie der Kreuzkorrelation würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen. An dieser Stelle sollen nur die Grundlagen der Theorie skizziert werden. Diese wurden in enger Zusammenarbeit mit Herrn Dr. Meier erarbeitet und in entsprechende Algorithmen umgesetzt. Die Arbeiten von *Poupinet et al. (1984)*, *Ito (1985 und 1990)*, *Scherbaum und Wendler (1986)*, *Thorbjarnardottir und Pechmann (1987)*, *Frémont und Malone (1987)* und *Jíra (1987)* wurden berücksichtigt.

Die Kreuzkorrelation erfolgt zuerst für die *P*- und *S*- Phasen getrennt. Bei der darauf folgenden Korrelation beider Phasen werden die Amplitudenverhältnisse berücksichtigt. Die getrennte Korrelation der Phasen ist ein Spezialfall der gemeinsamen Korrelation. Deswegen wird hier erst der allgemeinste Fall hergeleitet, um dann durch Vereinfachung den Spezialfall der separaten Korrelation zu erhalten.

Neben den Korrelationskoeffizienten liefert die Kreuzkorrelation Phaseneinsatzzeit-Differenzen. Diese bilden die Grundlage der relativen Relokalisierung und werden im Abschnitt 5.5 behandelt.

5.2.1 Methode

Die Abbildung 5.4 enthält eine Skizze, die die wichtigsten Bezeichnungen für die folgenden Herleitungen zusammenfasst.

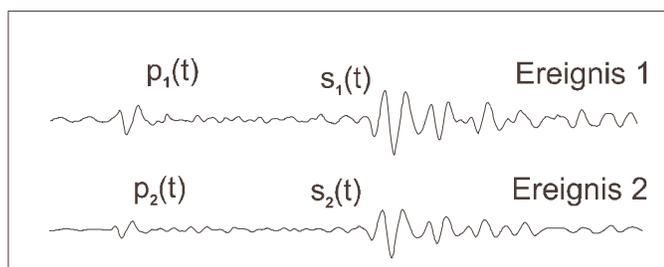


Abbildung 5.4: Skizze zur Begriffserklärung bei der Herleitung der Kreuzkorrelationsfunktion.

Gleiche Indizes symbolisieren gleiche Wellenformen. Die Amplituden der P -Phasen werden mit A_p , die der S -Phasen mit A_s bezeichnet. Unterschiedliche Laufzeiten veranschaulichen die Symbole t_{1p} , t_{1s} , t_{2p} und t_{2s} . Somit ergibt sich für die Phaseneinsätze:

$$p_1(t) = A_{1p}p(t - t_{1p}) \quad (5.1)$$

$$s_1(t) = A_{1s}s(t - t_{1s})$$

$$p_2(t) = A_{2p}p(t - t_{2p})$$

$$s_2(t) = A_{2s}s(t - t_{2s})$$

Damit ergibt sich für die Korrelation $\widehat{\rho}_{p_1p_2}$ zweier P -Phasen, wobei τ für die Laufzeitdifferenz der P -Phasen steht (*Thorbjarnardottir und Pechmann, 1987*):

$$\widehat{\rho}_{p_1p_2} = \frac{\int p_1(t)p_2(t - \tau)dt}{\sqrt{\int p_1^2(t)dt \int p_2^2(t)dt}} \quad (5.2)$$

$$\widehat{\rho}_{p_1p_2} = \frac{\int A_{1p}p(t - t_{1p})A_{2p}p(t - t_{2p} - \tau)dt}{\sqrt{\int A_{1p}^2p^2(t - t_{1p})dt \int A_{2p}^2p^2(t - t_{2p})dt}} \quad (5.3)$$

$$\widehat{\rho}_{p_1p_2} = \frac{A_{1p}A_{2p} \int p(t - t_{1p})p(t - t_{2p} - \tau)dt}{A_{1p}A_{2p} \sqrt{\int p^2(t - t_{1p})dt \int p^2(t - t_{2p})dt}} \quad (5.4)$$

Durch die Einführung von $t = t - t_{1p}$ bzw. der Substitution von $t = t' + t_{1p}$ mit $\frac{dt}{dt'} = 1$ ergibt sich:

$$\begin{aligned} \widehat{\rho}_{p_1p_2} &= \frac{\rho_{pp}(t_{1p} - t_{2p} - \tau)}{\sqrt{\int p^2(t)dt \int p^2(t)dt}} \\ &= \frac{\rho_{pp}(t_{1p} - t_{2p} - \tau)}{\int p^2(t)dt} = \widehat{\rho}_{pp}(t_{1p} - t_{2p} - \tau) \end{aligned} \quad (5.5)$$

wobei $p^2(t)$ eine Norm, τ die Verschiebung und somit $\widehat{\rho}_{pp}$ die normierte, verschobene Autokorrelations-Funktion darstellt.

Die Berechnungen für die S -Phasen werden analog durchgeführt.

Um diesen Formalismus in ein Computerprogramm umsetzen zu können, werden die Integrale in Summationen überführt; dabei ergibt sich für die gemeinsame Korrelation der P - und S -Phasen:

$$\hat{\rho}_{p_1 p_2} = \frac{\sum_{i=i_{1p}}^{i_{2p}} (x_i y_i - \tau_p) + \sum_{i=i_{1s}}^{i_{2s}} (x_i y_i - \tau_s)}{\left(\left(\sum_{i=i_{1p}}^{i_{2p}} x_i^2 + \sum_{i=i_{1s}}^{i_{2s}} x_i^2 \right) \left(\sum_{i=i_{1p}}^{i_{2p}} (y_i^2 - \tau_p) + \sum_{i=i_{1s}}^{i_{2s}} (y_i^2 - \tau_s) \right) \right)^{\frac{1}{2}}} \quad (5.6)$$

Mit dem Ansatz:

$$x_1 = p_1(t) + s_1(t) \quad (5.7)$$

$$x_2 = p_2(t) + s_2(t)$$

kann auch die gesamte Wellenform korreliert werden. Die Herleitung läuft entsprechend dem oben Aufgeführten ab. Es folgt:

$$\hat{\rho}_{p_1 p_2} = \frac{\int p_1(t) p_2(t - \tau_p) dt + \int s_1(t) s_2(t - \tau_s) dt}{\sqrt{\int x_1^2(t) dt \int x_2^2(t) dt}}$$

Mit

$$\tau_s = \tau_p + \tau_{diff}$$

und

$$\tau_{diff} = \tau_{1s} - \tau_{2s} - \tau_{1p} + \tau_{2p}$$

ergibt sich für den Frequenzbereich:

$$\rho_{x_1 x_2} = \frac{\int (P_1(\omega) \overline{P_2(\omega)} + S_1(\omega) \overline{S_2(\omega)} e^{-i\omega(\tau_{1s} - \tau_{2s} - \tau_{1p} + \tau_{2p})}) d\omega}{\sqrt{\int x_1(\omega) \overline{x_1(\omega)} d\omega \int x_2(\omega) \overline{x_2(\omega)} d\omega}} \quad (5.8)$$

Das nun folgende Beispiel soll zeigen, wie sich die Berücksichtigung des Amplitudenverhältnisses auf den Kreuzkorrelationskoeffizienten auswirkt.

Die Amplituden seien $A_{1p} = 1$, $A_{1s} = 1$, $A_{2p} = 0.5$ und $A_{2s} = 2$. Für die phasengetrennte Kreuzkorrelation ohne Berücksichtigung der Amplituden ergibt sich für die P -Phasen:

$$\frac{A_{1p} A_{2p}}{\sqrt{A_{1p}^2 A_{2p}^2}} = \frac{1 \cdot 0.5}{\sqrt{1 \cdot 0.25}} = 1 \quad (5.9)$$

Führt man nun die Korrelation beider Phasen gleichzeitig unter Berücksichtigung des Amplitudenverhältnisses ein, so ergibt sich:

$$\frac{A_{1p} A_{2p} + A_{1s} A_{2s}}{\sqrt{(A_{1p} + A_{1s})(A_{2p} + A_{2s})}} = \frac{1 \cdot 0.5 + 1 \cdot 2}{\sqrt{(1+1)(0.25+4)}} = \frac{2.5}{\sqrt{8.5}} < 1 \quad (5.10)$$

Die Berücksichtigung der Amplitudenverhältnisse verringert den Ähnlichkeitskoeffizient, wenn die Amplituden nicht übereinstimmen. Dies wird bei der Interpretation der Ähnlichkeitsmatrizen genutzt.

5.2.2 Programmtechnische Umsetzung

Im Folgenden wird der Ablauf der programmtechnischen Bearbeitung skizziert.

- Einlesen der Datei, die Informationen über die Phaseneinsatzzeiten enthält.
- Einlesen der beiden zu korrelierenden Wellenformen.
- Berechnung der Zeitfenster und Multiplikation mit einem Hanning-Zeitfenster.
- Korrelation im Zeitbereich für die *P*- Phase.
- Korrelation im Frequenzbereich für die *P*- Phase.
- Korrelation im Zeitbereich für die *S*- Phase.
- Korrelation im Frequenzbereich für die *S*- Phase.
- Verschieben der Zeitfenster um den berechneten Wert der Phaseneinsatzzeit-Differenz (siehe Abschnitt 5.5).
- Wiederholung der Korrelation der *P*- Phase und *S*- Phase im Zeit- und Frequenzbereich. (Tests zeigten, dass die nochmalige Korrelation, nach der ersten Korrelation und der Verschiebung der Zeitfenster um die dabei berechnete Phaseneinsatzzeit-Differenz, besonders bei Wellenformen mit niedrigem Signal/Noise-Verhältnis vorteilhaft ist. Dies hängt mit der Multiplikation des Hanning-Fensters zusammen. Die dadurch hervorgerufene Wichtung des Phasen-Einsatzes kann dann zu Problemen führen, wenn bei Wellenformen mit niedrigem Signal/Noise-Verhältnis die manuell bestimmte absolute Phaseneinsatzzeit stark fehlerbehaftet ist. Dabei rückt der Phasen-Einsatz bei der ersten Korrelation aus dem Maximum des Hanning-Zeitfensters. Deswegen wird in den meisten Fällen der Ähnlichkeitskoeffizient durch die nochmalige Korrelation erhöht. In Abbildung 5.5 wird dies veranschaulicht.)
- Ausgabe der Ähnlichkeitskoeffizienten.

- Ausgabe der aufsummierten Phaseneinsatzzeit-Differenzen beider Durchläufe, sowohl im Zeit- als auch im Frequenzbereich.
- Ausgabe der Wellenformen im Zeitbereich sowie des zugehörigen Amplituden- und Phasenspektrums der Kreuzkorrelationsfunktion im Frequenzbereich.
- Speichern der Ergebnisse in Dateien.

5.2.3 Kreuzkorrelation und Korrelationskoeffizienten

Die verwendete Methode orientiert sich an der von *Poupinet et al. (1984)* erläuterten 'Methode der gleitenden Fenster'.

Die Abbildung zeigen je 2 zu korrelierende Wellenformen im Zeitfenster um die *P*- bzw. *S*-Phaseneinsätze. Um die Verbesserung der Korrelationskoeffizienten nach der Korrektur der Lage der Zeitfenster um die Phaseneinsatz-Differenz und dem zweiten Durchlauf der Korrelationsroutinen zu veranschaulichen, wurden die Wellenformen nach der ersten Korrelation und die nach der zweiten Korrelation farblich unterschieden. Für jeden Schwarm erfolgte die Korrelation von *P*- und *S*-Phaseneinsätze der Station PLN.

Zunächst fällt Folgendes auf:

- Die Wellenformen besitzen eine hohe Ähnlichkeit, die ja Voraussetzung dieser Untersuchungen ist.
- Der zweite Korrelationsdurchlauf optimiert die Anpassung der beiden Wellenformen, so kann der maximale Ähnlichkeitskoeffizient ermittelt werden.
- Die aufgestellte Hypothese, dass die Bestimmung der Zeitdifferenzen genauer sein kann als die Abtastrate, wird bestätigt. In Abbildung 5.6 sind aus der Überlagerung zweier sehr ähnlicher Wellenformen (Ähnlichkeitskoeffizient > 0.96) einzelne Samples heraus vergrößert. Gut zu erkennen ist der Abstand der Samples von 0.05 Sekunden (entsprechend einer Abtastrate von 20 Hz). Der Versatz der beiden Wellenformen ist aber kleiner als 0.02 Sekunden. Die so erreichbare Lokalisierungsgenauigkeit liegt weit über der herkömmlichen Lokalisierung unter Verwendung manuell bestimmter Phaseneinsatzzeiten.

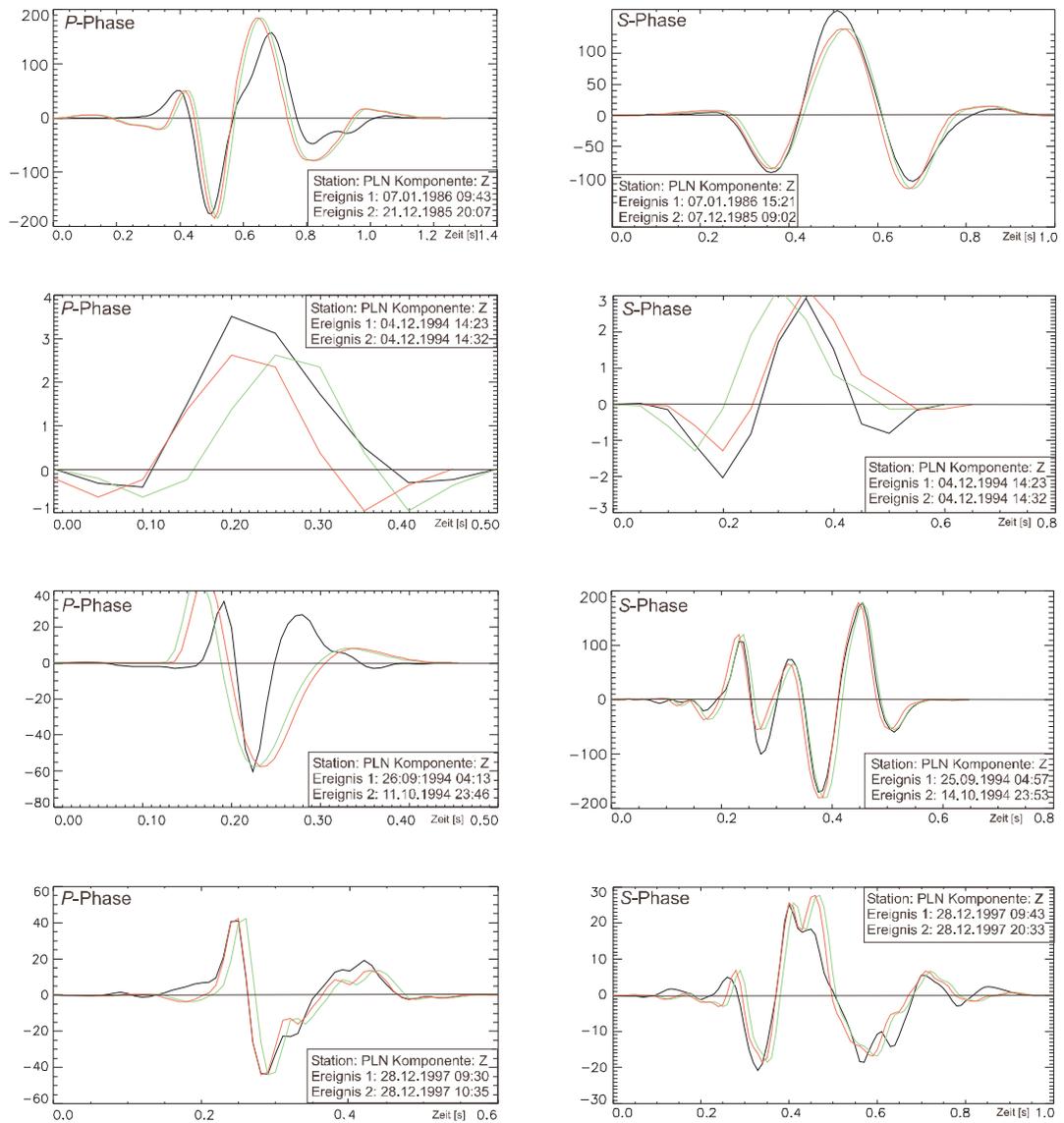


Abbildung 5.5: Zeitfenster mit Wellenformen zweier im Maximum der Korrelationsfunktion überlagerter Ereignisse (schwarz: Ereignis 1; grün: Ereignis 2 nach der ersten Korrelation; rot: Ereignis 2 nach der zweiten Korrelation).

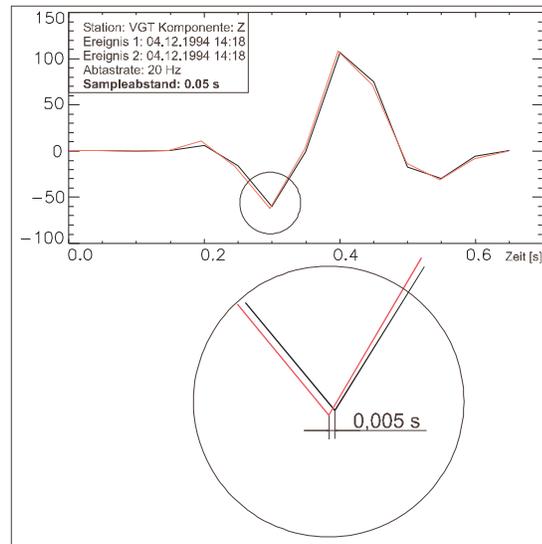


Abbildung 5.6: Korrelierte Wellenformen zweier Ereignisse. Die Bestimmung der Phaseneinsatzzeit-Differenzen kann genauer als die Abtastrate sein. (Sampleabstand: 0.05 s; reale Wellenformdifferenz: 0.005 s).

Die Darstellung wurde optimiert bezüglich:

- der Längen der gewählten Zeitfenster, deren Optimierung im Abschnitt 5.1.4 beschrieben wurde,
- der Normierung der Amplituden, und
- der Multiplikation mit einem Hanning-Zeitfenster, wodurch die Nulllage der Zeitreihe am Anfang und am Ende des Zeitfensters realisiert wird.

Die Ergebnisse der Berechnung der Ähnlichkeitskoeffizienten werden in Form von Ähnlichkeitsmatrizen dokumentiert.

5.3 Ähnlichkeitsmatrizen

Die große Zahl von Ereignissen je Erdbebenschwarm und die daraus resultierende Zahl von Ähnlichkeitskoeffizienten macht eine effektive und aussagekräftige Art der Visualisierung unerlässlich. Eine entsprechende Form der Darstellung zu finden ist nicht trivial. Es gibt eine

Vielzahl von Ansätzen (u.a. *Schulte-Theis, 1995; Köhler, 1989*) die meist nicht ohne manuelle Sortierung auskommen oder eine Art Balkendiagramm erzeugen, das ohne subjektiven Einfluss nicht interpretiert werden kann. Ziel war es, die Darstellung so zu optimieren, dass ein manuelles Eingreifen nicht nötig ist. Es soll gewährleistet werden, dass evtl. vorhandene Multiplets an Hand der Ähnlichkeitsmatrix identifiziert und unterschieden werden können. Die eindeutige Zuordnung von Ereignissen zu Multiplets ist eine wichtige Voraussetzung der im Abschnitt 6 beschriebenen relativen Relokalisierung.

5.3.1 Problemstellung und Parameterwahl

Die Darstellung der Ähnlichkeitskoeffizienten wurde durch Grauwerte realisiert. Dabei werden nur Koeffizienten dargestellt, die einen vorgegebenen Schwellwert überschreiten. Allen Werten unter dem Schwellwert wird die Hintergrundfarbe schwarz zugewiesen.

Wegen den umfangreichen Arbeiten zur Optimierung erfolgt die Darstellung mittels eines separaten Programms. Die Matrizen werden für jede Station und Phasen getrennt erstellt. Dabei bezeichnen die Achsen die Nummern der Ereignisse in zunächst chronologischer Abfolge.

Eine solche Darstellung ist jedoch bzgl. der Multipets wenig aussagekräftig, deswegen ist eine Sortierung erforderlich. Es werden zuerst die Spalten, später auch die Zeilen nach ihrer Ähnlichkeit sortiert. Zunächst wird die erste Spalte als Referenz genutzt. Daraufhin erfolgt die Ermittlung der Spalte, die die höchste Ähnlichkeit mit der erste Spalte hat. Dabei kommt wiederum das oben beschriebene Verfahren der Kreuzkorrelation zum Einsatz. Im folgenden Schritt wird die Spalte ermittelt, die die zweithöchste Ähnlichkeit zur ersten Spalte hat, usw.. Wird die vorgegebene Ähnlichkeitsschwelle für die Korrelation der Spalten unterschritten, wiederholt sich der beschriebene Vorgang mit der 2. Spalte als Referenz. Dies führt zwangsläufig dazu, dass die nicht korrelierten Ereignisse oder Ereignisse mit Korrelationskoeffizienten, die unter der vorgegebenen Schwelle liegen, nach dem Sortieren am rechten Ende der Matrix stehen.

Beim Sortieren nur einer Achse bleiben die Ereignisse auf der zweiten Achse in chronologischer Folge. Somit ist es möglich, Informationen über den zeitlichen Ablauf eines Schwarms anhand der Ähnlichkeitsmatrix zu gewinnen.

Im Bedarfsfall können nach den Spalten auch die Zeilen der Ähnlichkeitsmatrix auf die

selbe Art und Weise sortiert werden. In einigen Fällen wurde festgestellt, dass diese Methode allein nicht zu einer genügend guten Trennung der Multiplets führt. Deswegen wurden weitere, unten erläuterte, Parameter eingeführt, die den Sortieralgorithmus beeinflussen. Zusätzlich besteht die Möglichkeit, die Ereignistypen interaktiv zu ermitteln. Dabei werden ein zu einem bestimmten Typ gehörendes Ereignis und der minimale Kreuzkorrelationskoeffizient zwischen den Spalten manuell vorgegeben. Der Algorithmus ermittelt dann alle zum vorgegebene Ereignis ähnliche Spalten, fügt diese zusammen und schiebt sie an den Anfang der Matrix. Der Rest der Ereignisse wird wie oben beschrieben sortiert.

In der Regel sind die Ähnlichkeitsmatrixen gut zu interpretieren, wenn der Ähnlichkeits-Schwellwert dem durchschnittlichen Ähnlichkeitskoeffizienten der Matrix angepasst wird. Zu beachten ist, dass nach der Sortierung die Ordnung der Ereignisse nicht mehr chronologisch ist. In einer Tabelle erfolgt die Zuordnung der neuen Nummerierung zu den eigentlichen Ereignisnummern.

Folgende **Parameter** werden verarbeitet: Inputdateiname; Stationsname; Phase (P -, S - oder P - und S - Phase); unterer Schwellwert der Ähnlichkeit für Sortierung; zu sortierende Achsenanzahl; Koeffizient für die mögliche Vorsortierung; unterer Schwellwert der Ähnlichkeit für die Darstellung.

5.3.2 Programmtechnische Umsetzung

Ein Flussdiagramm mit der schematischen Darstellung des Programmablaufs ist im Anhang A.3 aufgeführt.

5.4 Ergebnisanalyse am Beispiel

Anhand der 15 zufällig ausgewählten Wellenformen wird der Zusammenhang zwischen den Wellenformen und den Ähnlichkeitsmatrixen aufgezeigt. Ebenso ist es möglich, den Unterschied zwischen Ähnlichkeitsmatrixen aus Aufzeichnungen unterschiedlicher Stationen des selben Erdbebenschwarms zu dokumentiert. Die Ausführungen werden beim Umgang mit den 'großen' Matrixen ganzer Erdbebenschwärme helfen und die Interpretationsmöglichkeit veranschaulichen.

Es zeigte sich, dass die 15 zufällig ausgewählten Wellenformen den Charakter des Erd-

bebenschwarms 1985/86, wie er unter Einbeziehung aller verfügbaren Wellenformen in Abschnitt 7.2 dargelegt wird, gut repräsentieren. Tabelle 5.1 informiert über einige Kenngrößen der 15 verwendeten Schwarmbeben. Die Daten stammen aus dem Vogtlandkatalog von *Neunhöfer (1999)*.

Tabelle 5.1: Liste der 15 Beispiereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86.

Ereignisnummer	geografische Koordinaten	Tiefe [km]	Magnitudo	Ereignisnummer im Vogtlandbulletin
1	50.242/12.453	10.4	1.41	2099
2	50.242/12.453	10.4	1.91	2207
3	50.242/12.453	10.4	1.87	2210
4	50.242/12.453	10.4	1.67	2216
5	50.237/12.447	10.2	1.42	2301
6	50.235/12.448	9.4	1.54	3327
7	50.235/12.448	9.4	1.69	3336
8	50.238/12.451	9.2	2.39	4744
9	50.244/12.452	9.4	1.72	7860
10	50.242/12.452	7.3	2.05	8346
11	50.242/12.452	7.3	1.66	8369
12	50.242/12.452	7.3	1.72	8437
13	50.249/12.450	9.2	1.61	10230
14	50.249/12.450	9.2	1.34	10668
15	50.249/12.450	9.2	1.53	10713

Abbildungen 5.1 und 5.7 zeigen die Wellenformen der 15 oben aufgeführten Ereignisse, registriert an den Stationen PLN und MOX. Nach der Identifizierung der unterschiedlichen Ereignistypen in der Ähnlichkeitsmatrix werden die zu den verschiedenen Typen gehörenden Wellenformen gekennzeichnet. Die Ähnlichkeitsmatrizen für die *P*-Phase, die *S*-Phase und für die gemeinsame Korrelation beider Phasen der 15 Beispiereignisse für die Station PLN sind in Abbildung 5.8 dargestellt. Die entsprechenden Ähnlichkeitsmatrizen für die Station MOX sind in Abbildungen 5.9 dokumentiert.

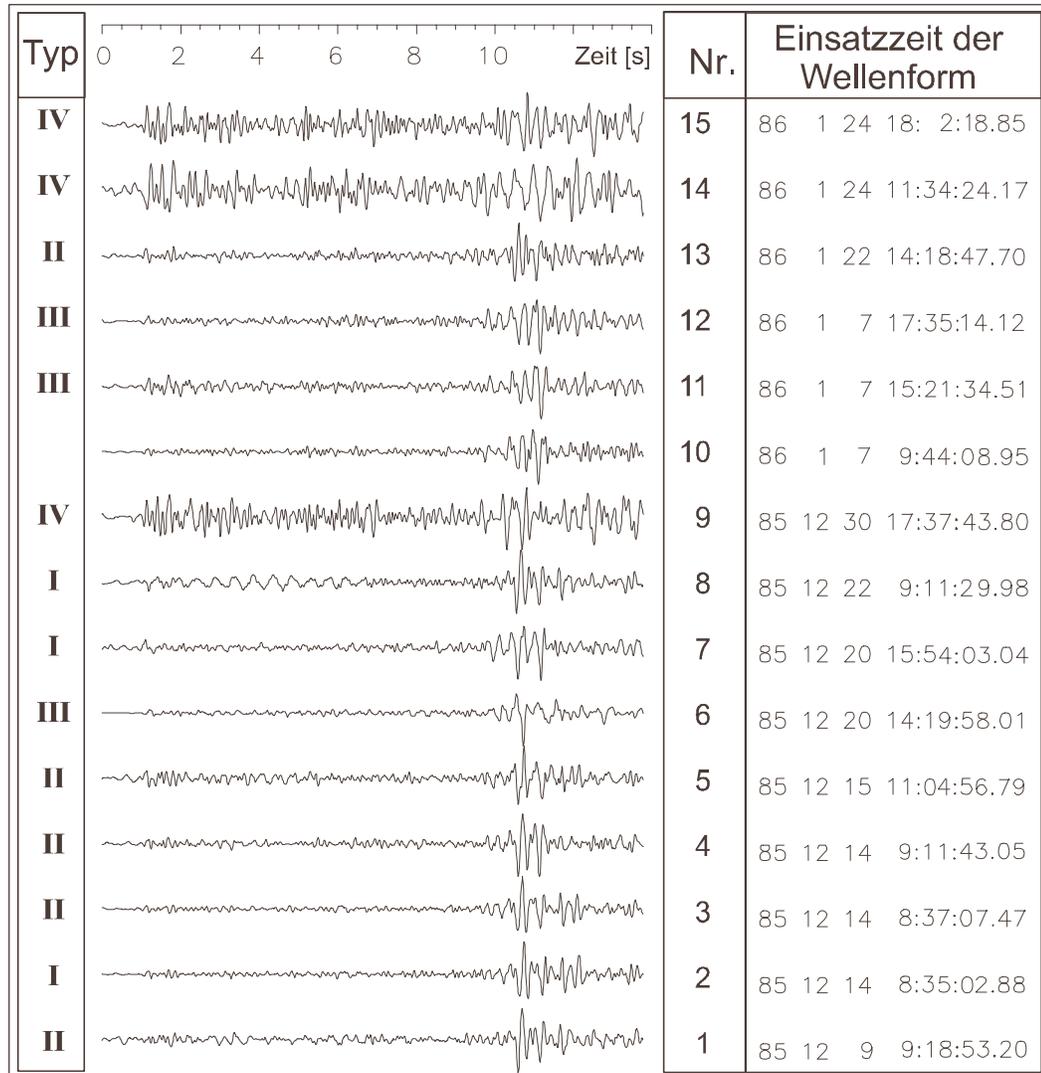


Abbildung 5.7: Wellenformen 15 zufällig ausgewählter Ereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: MOX; Komponente: Z, gefiltert, normiert).

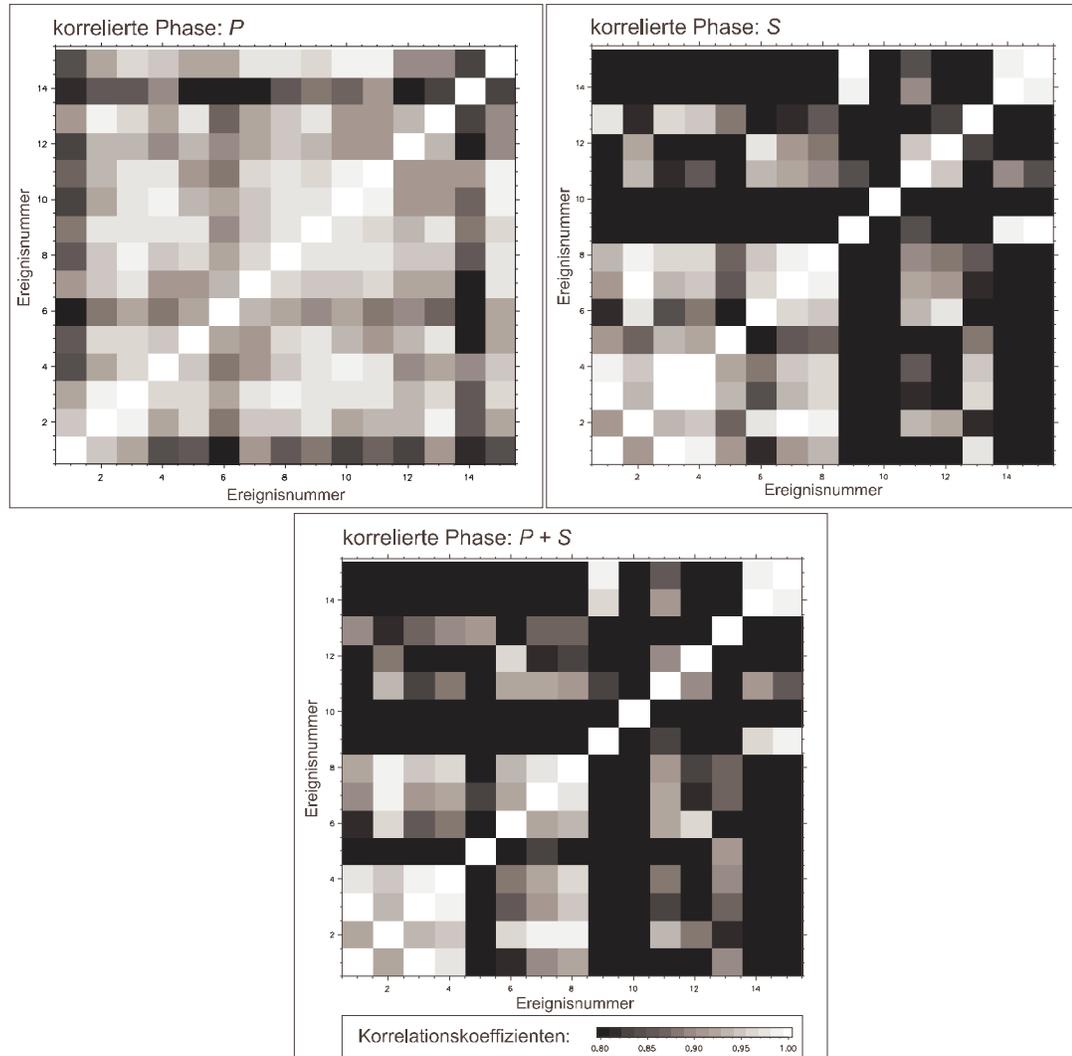


Abbildung 5.8: Ähnlichkeitsmatrizen für 15 Beispiereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; *P*-Phase, *S*-Phase, *P*- und *S*-Phase; unsortiert).

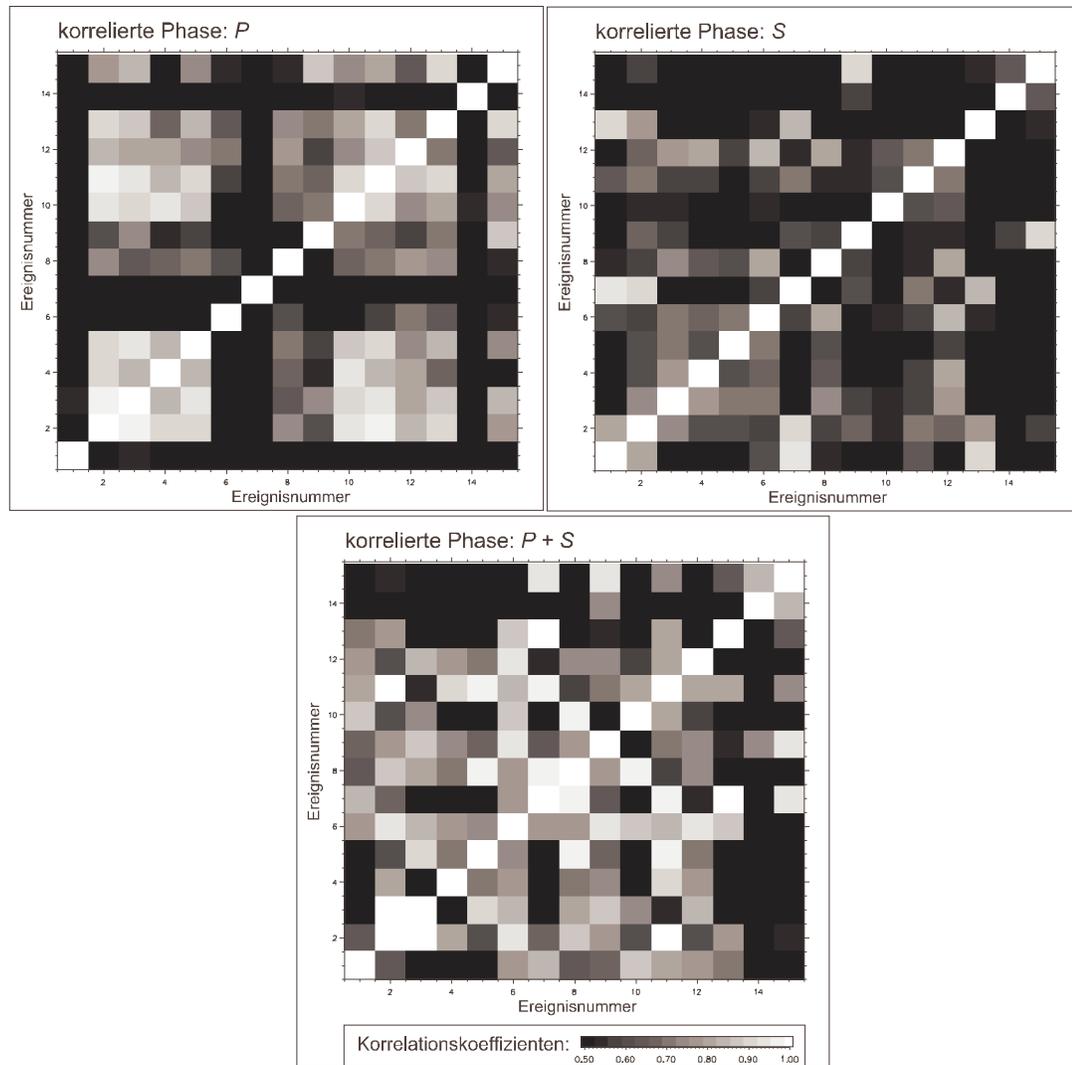


Abbildung 5.9: Ähnlichkeitsmatrizen für 15 Beispiereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: MOX; P -Phase, S -Phase, P - und S -Phase; unsortiert).

Eine Zuordnung der Ereignisse zu Ereignistypen ist anhand dieser Matrizen nicht möglich. Eine Sortierung der Ähnlichkeitsmatrizen ist notwendig.

Es zeigt sich, dass die Auswertung der *S*-Phase am Erfolg versprechendsten ist. Hier sind die durchschnittlichen Ähnlichkeitskoeffizienten am größten. Außerdem sind die klarsten Strukturen erkennbar. Die Wahl der *S*-Phasen liefert für alle untersuchten Erdbebenschwärme gut interpretierbare Ergebnisse. Da die *S*-Phasen an allen Stationen und für alle Schwärme zur weitergehenden Analyse herangezogen wurden, sind die Ergebnisse bei einer gemeinsamen Interpretation gut vergleichbar.

Alle für die untersuchten 15 Wellenformen relevanten Ähnlichkeitskoeffizienten sind in Tabelle 5.2 dokumentiert. Insgesamt liegt die Ähnlichkeit der Wellenformen, die an der Station MOX registriert wurden, niedriger als die der Wellenformen aus PLN. Die Faktoren, die dies bedingen, und die Frequenzbereiche für die die aufgeführten Ähnlichkeitskoeffizienten Gültigkeit besitzen, wurden oben erörtert.

Tabelle 5.2: Durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten von 15 Beispiereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86.

Stations- kürzel	durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten		
	<i>P</i> -Phase	<i>S</i> -Phase	<i>P</i> - und <i>S</i> -Phase (gemeinsam)
PLN	0.96	0.97	0.78
MOX	0.55	0.60	0.58

Die Sortierung erfolgte für die Ähnlichkeitsmatrizen der korrelierten *S*-Phasen. Die Sortierung nur einer Achse (*x*-Achse) ergibt die Darstellungen 5.10 für die Station PLN und 5.11 für die Station MOX. Die Form der Darstellung erlaubt eine Analyse des zeitlichen Verlaufs der Schwärme. Während auf der *y*-Achse die chronologische Ereignisabfolge erhalten bleibt, werden an der *x*-Achse die ursprünglichen Ereignisnummern, nun nach der Ähnlichkeit der Spalten sortiert, angegeben.

Die in einer Achse (*y*-Achse) erhalten gebliebene chronologische Abfolge ermöglicht es, die Ereignistypen dem Zeitpunkt ihres Auftretens zuzuordnen, Überlagerungen der Typen werden verifizierbar. Der Vergleich der einmal sortierten Ähnlichkeitsmatrizen zeigt, dass eine sinnvolle und eindeutige Zuordnung der Ereignistypen für die 15 Beispiereignisse des

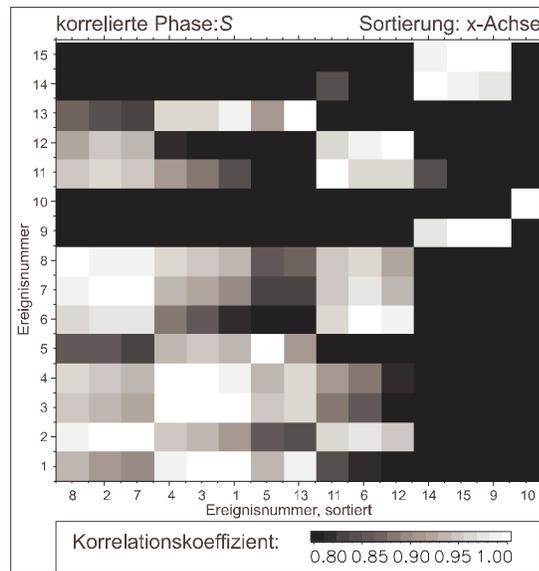


Abbildung 5.10: Ähnlichkeitsmatrizen für 15 Beispiereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; S-Phase; Sortierung: x-Achse).

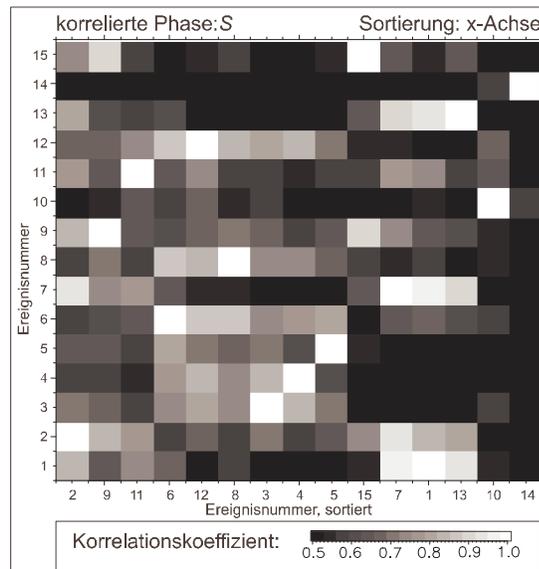


Abbildung 5.11: Ähnlichkeitsmatrizen für 15 Beispiereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: MOX; S-Phase; Sortierung: x-Achse).

Erdbebenschwarm 1985/86 nur für die Station PLN möglich ist.

Abbildung 5.12 enthält die beidseitig sortierte Ähnlichkeitsmatrix an der Station PLN für die *S*-Phasen. Die vier unterscheidbaren Ereignistypen (Multiplets) sind gekennzeichnet. Die Zuordnung der Ereignisse zu den Multiplets kann anhand der angegebenen Ereignisnummern erfolgen.

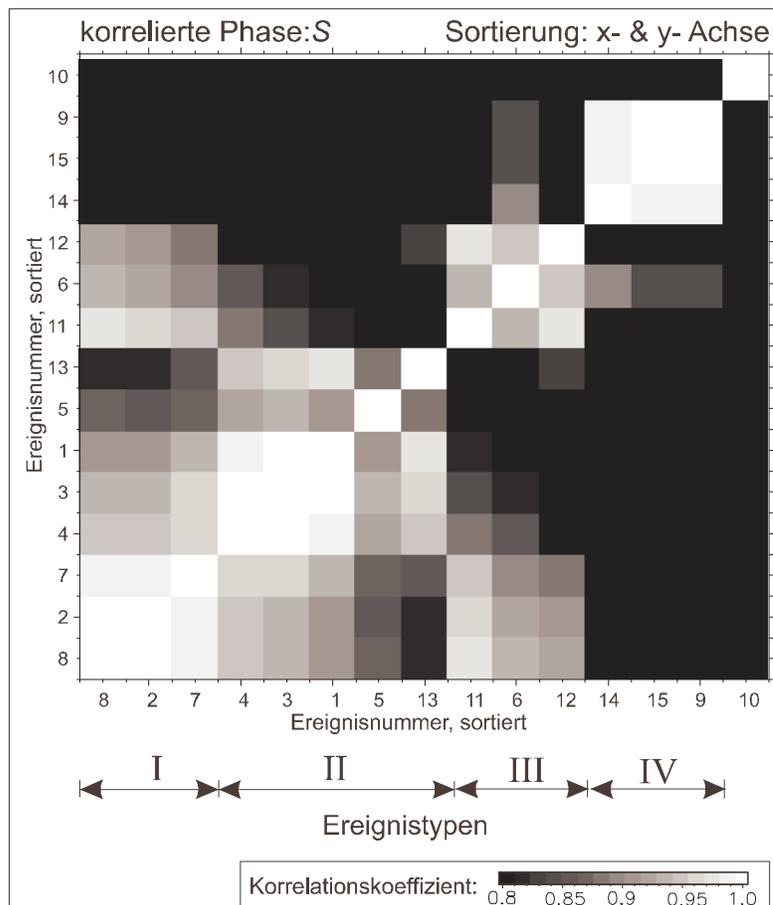


Abbildung 5.12: Ähnlichkeitsmatrizen für 15 Beispiereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; *S*-Phase; Sortierung: x- und y-Achse).

Abbildung 5.1 beinhaltet die Wellenformen, die der Berechnung zugrunde lagen. Am linken Rand dieser Abbildung sind die Ereignistypen für jede Wellenform angegeben. Es kann festgestellt werden, dass tatsächlich Wellenformen mit gleichen Wellenformcharakteristika in Bereich der *S*-Phase zu dem gleichen Ereignistypen gehören. Die Methode ist anwendbar

und liefert auswertbare Ergebnisse.

Die Auswahl der Phasen und Stationen für die Erstellung der Ähnlichkeitsmatrizen erfolgt für die Erdbebenschwärme 1985/86 bei Novy Kostel, September 1994 bei Klingenthal, Dezember 1994 bei Novy Kostel und 1997/98 bei Werdau nach den oben erarbeiteten Kriterien. Wenn möglich, werden die zur zweimalig sortierten Ähnlichkeitsmatrix gehörenden Wellenformen dargestellt, wobei die Zugehörigkeit zu den Ereignistypen farblich gekennzeichnet wird. Bei mehr als 200 Wellenformen ist dies nicht mehr praktikabel.

5.5 Bestimmung von Phaseneinsatzzeit-Differenzen

Die Schnittstelle zwischen der Ähnlichkeitsanalyse und der relativen Relokalisierung bildet nicht nur die Zuordnung von Ereignissen zu den jeweiligen Multiplets, sondern auch die Bestimmung der Phaseneinsatzzeit-Differenzen. Die Berechnung der Differenzen erfolgt parallel zur Bestimmung der Ähnlichkeitskoeffizienten.

Diese Vorgehensweise wurde u.a. von *Nakamura (1978)* und *Ito (1985)* für Mikroerdbeben angewendet. Als Grundlage der Berechnung dient die Formel 5.5:

$$\max\{\hat{\rho}_{pp}(t_{1p} - t_{2p} - \tau)\} \quad (5.11)$$

Unter der Randbedingung $\hat{\rho}_{pp}(0) = 1$ ergibt sich:

$$t_{1p} - t_{2p} = \tau_{\max} \quad (5.12)$$

Damit folgt, dass der Anstieg der linearen Approximation des Phasenspektrums der Kreuzkorrelationsfunktion im Maximum des Amplitudenspektrums der Kreuzkorrelationsfunktion ein Maß für die Zeitverschiebung der beiden korrelierten Phaseneinsätze ist. Die Abbildung 5.3 zeigt das Amplituden- und Phasenspektrum der Kreuzkorrelationsfunktion. Der Anstieg der linearen Approximation des Phasenspektrums im Maximum des Amplitudenspektrums wird durch die violette Linie veranschaulicht. Im Falle einer horizontalen Linie ist die Phaseneinsatzzeit-Differenz null.

Im Abschnitt 5.2.3 wurde anhand der Abbildung 5.6 erläutert, dass die Zeitdifferenz genauer als die Abtastrate bestimmt werden kann. Somit lässt sich eine Lokalisierung realisieren, die exakter als jede, auf der Basis manuell bestimmter Einsatzzeiten beruhende

Lokalisierungsmethode ist, da die Genauigkeit der bestimmten Einsatzzeiten in diesem Fall maximal die Abtastrate erreichen kann. Die automatische Einsatzzeit-Bestimmung mittels Ähnlichkeitsanalyse lässt Genauigkeiten zu, die mindestens eine Größenordnung besser sind. Voraussetzung für die Bestimmung der exakten Phaseneinsatzzeiten mit dieser Methode ist eine ausreichend große Ähnlichkeit der Wellenformen. Aus diesem Grund wurden nicht alle zur Verfügung stehenden Wellenformen zur Analyse herangezogen. Wellenformen, bei denen das Signal des seismischen Ereignisses durch ein schlechtes Signal/Noise-Verhältnis oder durch die Überlagerung mehrerer Ereignisse gestört sind, konnten nicht berücksichtigt werden. Dagegen ist die Bestimmung von Zeitdifferenzen schwächerer Ereignisse mit hoher Ähnlichkeit gut möglich. Bei der herkömmlichen Ablesung der Einsatzzeiten wäre dies nur mit großen Fehlern realisierbar.

Es wird der genaue Abstand der einzelnen Phaseneinsätze, bezogen auf das jeweils erste Ereignis des Erdbebenschwarms für jede Station ermittelt. Da die Differenzen der Einsatzzeiten durch die Wahl des Frequenzbereiches und der Größe des Zeitfensters, in dem die Korrelation durchgeführt wird, beeinflusst werden kann, wurden die beschriebenen Optimierungen der Parameter auch hinsichtlich einer exakten Bestimmung der Phaseneinsatzzeit-Differenzen durchgeführt.

Die Berechnung der Zeitdifferenzen erfolgt für die *P*- und die *S*-Phasen getrennt. Nach dem ersten Durchlauf der Kreuzkorrelation wird die Lage der Wellenform um den berechneten Betrag der Phaseneinsatzzeit-Differenz korrigiert. Die Berechnung des Kreuzkorrelationskoeffizienten erfolgt erneut. Ergibt sich dabei ein Wert für die Zeitdifferenz, der ungleich Null ist, so werden die Differenzen aus dem ersten und aus dem zweiten Durchlauf summiert. Diese Ergebnisse werden in einer Datei festgehalten.

Kapitel 6

Relative Relokalisierung

6.1 Einführung

Die relative Relokalisierung erfolgt für die den Multiplets zugeordneten Ereignisse. Jedes Multiplet wird separat bearbeitet. Der Vergleich von Methoden aus Arbeiten verschiedener Autoren soll sowohl die Akzeptanz als auch die Leistungsfähigkeit der in dieser Arbeit angewendeten Methode veranschaulichen.

Von den untersuchten Methoden, erwies sich die Methode nach *Got et al. (1994)* als am geeignetsten. Sie ermöglicht eine gute Überprüfung der Zuordnung der Ereignisse zu den Multiplets, die Inversion liefert stabile Ergebnisse, und die benötigte Rechenkapazität ist überschaubar. Die angewendete Methode der relativen Relokalisierung wurde entsprechend der Besonderheiten des Untersuchungsgebietes und des Datensatzes adaptiert.

6.1.1 Zielstellung

Grundlage einer komplexen seismotektonischen Interpretation des Untersuchungsgebietes ist eine exakte Bestimmung der Lage der Hypozentren. Die Lokalisierung erfolgt ohne die Verwendung von Masterevents. Die Unterschiede einer relativen Relokalisierung mit und ohne Masterevent werden im Folgenden diskutiert. Besonders wichtig ist dabei das Ineinandergreifen der Identifizierung von Multiplets, verbunden mit der Bestimmung von Phaseneinsatzzeit-Differenzen und der Inversion der Phaseneinsatzzeit-Differenzen nach der Differenz der drei Raumkoordinaten und der Zeit. Als Ergebnis wird nach der absoluten

Lokalisierung der Multiplets die Struktur des Herdgebietes sichtbar. Ziel der möglichst exakten Lokalisierung der Hypozentren von Erdbebenschwärmen ist die Visualisierung von Störungsflächen. Die Interpretationen des Herdmechanismus, aber auch die Klassifizierung der Erdbebenschwärme können dann durchgeführt werden. Dies soll zur Klärung der Frage beitragen, inwieweit die geologisch-tektonische Struktur und/oder Fluide die Entstehung von Schwarmbeben beeinflussen. Unter anderem ist zu klären, welche Herdflächen aktiv waren, wie die Beben auf diesen Flächen verteilt sind, wie der zeitliche Ablauf des Schwarms erfolgte, ob mehrere Herde unterschieden werden können, wie groß die Herdfläche ist und ob Hinweise für das Wirken von Fluiden gefunden werden können.

Für die Alpen konnten *Deichmann und Garcia-Fernandez (1992)* und für das Vogtland *Studinger (1993)* Herdflächen mittels relativer Relokalisierung bestimmen.

6.1.2 Grundlagen

Die Ortungsgenauigkeit herkömmlicher Lokalisierungsverfahren liegt für das Gebiet Vogtland/NW-Böhmen zwischen einigen 100 m und wenigen Kilometern (z.B. *Neunhöfer und Güth, 1989a*). Diese Lokalisierungsverfahren zeigen eine starke Abhängigkeit von der Lage des Hypozentrums bzgl. des Stationsnetzes und der geometrischen Konfiguration des seismischen Netzes. In der Regel haben die Hypozentren von Schwarmbeben sehr geringe Abstände. Das Herdgebiet des gesamten Erdbebenschwarms erstreckt sich über einige 100 m (*Bormann, 1989*). Somit können bei der Anwendung der herkömmlichen Lokalisierung die Ortungsfehler größer sein als die Abstände der einzelnen Beben eines Schwarms. Dies macht die Verwendung spezieller Ortungsverfahren notwendig. Hierbei bieten sich Verfahren der relativen Relokalisierung an. Wird, wie in dieser Arbeit, der relativen Relokalisierung eine Ähnlichkeitsanalyse vorangestellt, so kann auf die manuelle Bestimmung absoluter Einsatzzeiten weitgehend oder gänzlich verzichtet werden (*Horalek et al., 1987; Strauch, 1989; Neunhöfer und Güth, 1989b, Studinger, 1993*). Die Verwendung manuell bestimmter absoluter Einsatzzeiten hat großen Einfluss auf die geringere Genauigkeit herkömmlicher Lokalisierungsverfahren.

Tabelle 6.1 listet einige Literaturzitate auf, informiert über die Lage des Untersuchungsgebietes, die verwendete Methode und gibt die erreichten Auflösungen bei Anwendung der relativen Relokalisierung an. Im Folgenden werden die Methoden erläutert.

Tabelle 6.1: Literaturzitate zu relativen Relokalisierungs-Methoden.

Autor	Lage der Ereignisse	Methode	Ereignisse		Stationen		Auflösung [m]
			Zahl	Fläche	Zahl	Fläche	
Shearer (1997)	Kalifornien	Ähnlichkeit; Einsatzzeiten	589	Ø 8 km	111	Ø 200 km	150 - 230
Gillard et al. (1996)	Hawaii	Ähnlichkeit, relative Lage	826	Ø 3 km			10 - 20
Got et al. (1994)	Hawaii	Ähnlichkeit, relative Lage	1095	Ø 2 km	50	Ø 50 km	50 - 75
Studinger (1993)	Vogtland	Master Event, relative Lage	15	Ø 0.8 km	11	Ø 50 km	ca. 80
Deichmann et al. (1992)	Alpen	Ähnlichkeit, Einsatzzeiten	100	Ø 1 km	9	Ø 100 km	20 - 60
Fremont et al. (1987)	Mount St. Helens	Master Event, relative Lage	3	Ø 0.8 km	7	Ø 50 km	6
Scherbaum et al. (1986)	Schwäbische Alb	Master Event, Einsatzzeiten	6	Ø 1 km	7	Ø 50 km	100

Die am häufigsten angewandte Methode der relativen Relokalisierung ist die sog. Master-Event-Methode. Diese wurde u.a. von *Poupinet et al. (1984)*, *Scherbaum und Wendler (1986)*, *Fremont und Malone (1987)*, *Deichmann und Garcia-Fernandez (1992)* benutzt. *Studinger (1993)* setzte dieses Verfahren für einen Erdbebenschwarm im Vogtland ein und erreichte eine Ortungsgenauigkeit von ca. 80 m. Dies ist eine Größenordnung besser als die Ergebnisse der Routineauswertung.

Das in dieser Arbeit eingesetzte Verfahren ohne Master-Event kann diese Genauigkeit noch übertreffen. Der Vorteil gegenüber einer Master-Event-Lokalisierung besteht in der Zuordnung der Ereignisse zu Multiplets vor der Relokalisierung. Die Gefahr, Ereignisse aus unterschiedlichen Multiplets, also unterschiedlichen Typs, mit dem selben Master-Event zu relokalisieren, entfällt. Die Master-Event-Methode kann nur gute Ergebnisse liefern, wenn für jedes Multiplet ein eigenes Master-Event gefunden und verwendet wird. Andernfalls

erhöht sich der Ortungsfehler für Ereignisse, die nicht zu dem Multiplet gehören, aus dem das Master-Event stammt, erheblich. Außerdem bleiben die Ungenauigkeiten durch die manuelle Bestimmung der Phaseneinsatzzeiten des Master-Events unberücksichtigt.

Erfolg versprechender ist der Einsatz des von *Got et al. (1994)* vorgeschlagenen verallgemeinerten Verfahrens zur relativen Relokalisierung. Dieses Verfahren wurde erfolgreich von *Gillard et al. (1996)* angewendet. Die Einsatzzeiten sind dabei nicht relativ zu einem Masterevent zu bestimmen, sondern die Differenzen der Einsatzzeiten der Phasen jedes einzelnen Ereignisses zu jedem anderen Ereignis werden berücksichtigt. Es ist darauf zu achten, dass nur Ereignisse innerhalb des gleichen Multiplets in diese Berechnungen einfließen. Die Bestimmung der Phaseneinsatzzeit-Differenzen erfolgt während der Ähnlichkeitsanalyse und für P - und S - Phasen getrennt. Diese Phaseneinsatzzeit-Differenzen je Phase werden gemeinsam nach den Differenzen der Hypozentren und der Herdzeit invertiert. Die Inversion der Phaseneinsatzzeit-Differenzen der P - und S - Phasen gemeinsam ist bei der Annahme eines gut begründeten v_p/v_s -Verhältnisses ($\sqrt{3} \approx 1.73$) möglich.

Die absolute Lage, der so relativ lokalisierten Schwarmbeben lässt sich über die Lokalisierung des Mittelpunktes der Multiplets mit herkömmlichen Ortungsverfahren (*Neunhöfen und GÜth, 1989*) realisieren. Für Hypozentren, die relativ weit auseinander liegen, wird die Lokalisierung durch die von *Got et al. (1994)* eingeführte Linearisierung zu ungenau. Die Linearisierung ist Grund für die Einschränkung, dass diese Methode nur auf Multiplets angewendet werden kann. In Multiplets ist der Abstand der Hypozentren, entsprechend der $\frac{\lambda}{4}$ Bedingung (*Frankel, 1982*), klein genug.

Im Fall zu großer Hypozentrenabstände ist die Methode zu erweitern. Dabei werden die berechneten Differenzen der Hypozentren zur mittleren Lage des Multiplets addiert. Die so erhaltenen neuen Hypozentren können interaktiv durch ein Gradientensuchverfahren weiter verbessert werden. Dieses Vorgehen entspricht einer 'Joint Hypocentre Determination' (*Douglas, 1967*), wobei die Phaseneinsatzzeit-Differenzen verwendet werden und die mittlere Lage der Multiplets als bekannt angenommen wird.

Für die zu invertierenden Ereignisse wird ein minimaler Ähnlichkeitskoeffizient vorgegeben. Damit gewährleistet diese Schwelle, dass Phaseneinsatzzeit-Differenzen von Stationen, deren Wellenformen eine geringe Ähnlichkeit für ein bestimmtes Ereignis aufweisen, nicht bei der Inversion berücksichtigt werden. Je geringer die Ähnlichkeit desto größer ist die Wahr-

scheinlichkeit, dass die Phaseneinsatzzeit-Differenzen fehlerhaft bestimmt wurden. Trotzdem müssen noch von genügend vielen Stationen Daten für dieses Ereignis zur Verfügung stehen, sonst wird das Ereignis selbst nicht in die Berechnungen einbezogen.

In der Regel betrug ein minimaler Kreuzkorrelationskoeffizient von 0.95. Auf diese Weise wurden Ereignisse, für die das Signal/Noise-Verhältnis zu gering ist, oder Wellenformen, in denen sich mehrere Ereignisse überlagerten, ausgeschlossen. Auf Probleme mit derartigen Ereignissen wies schon *Baumbach (1989)* hin. Tests von *Ito (1990)* zeigen eine unter normalen Umständen erreichbare räumliche Ortungsgenauigkeit von 10 m. Die verwendeten Wellenformdaten wurden mit 40 Hz aufgezeichnet. Dabei erwies sich eine Einteilung der Ereignisse in Multiplets als zwingend notwendig. Eine Abtastrate von 100 Hz sollte die erreichbare Auflösung halbieren.

Shearer (1997) schlägt vor, die absolute Lage der Hypozentren aus der durch die Differenz der Phaseneinsatzzeiten verbesserten manuell bestimmten absoluten Einsatzzeiten zu berechnen. Somit ist es möglich, die absolute Lage der Hypozentren der Schwarmbeben direkt zu bestimmen. Dabei ist eine Linearisierung des Problems nicht notwendig, die Angabe von Azimut und Abstrahlwinkel, berechnet mittels ray-tracing aus dem Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, entfällt, und die L1 Norm (Median des Residuums) ist leicht anwendbar. Allerdings wird im Abschnitt 6.2 ausgeführt, dass bei dieser Methode für jedes Ereignis die ungenauere manuelle Ablesung der Phaseneinsätze eingeht und ein sehr gutes, möglichst nicht nur eindimensionales Geschwindigkeits-Tiefen-Modell bekannt sein muss. Die Genauigkeit der Lokalisierung liegt bei dieser Methode signifikant unter den Ergebnissen, die mit der von *Got et al. (1994)* vorgeschlagenen Methode erreicht werden konnten.

Zur Verifizierung der gefundenen Herdflächen wurden Herdflächenlösungen berechnet. *Horalek (1987)* und *Neunhöfen und Güth (1989b)* weisen darauf hin, dass im Vogtland durch Hypozentren von Schwarmbeben aktive Störungsflächen abgebildet werden.

Der Lokalisierung folgt die seismotektonische Interpretation dieser Ergebnisse, wie z.B. von *Grünthal (1989b)* durchgeführt. Der komplexe Charakter der seismotektonischen Situation im Vogtland/NW-Böhmen wird besonders durch das sowohl zeitlich, als auch räumlich gemeinsame Auftreten von Erdbebenschwärmen und Einzelereignissen deutlich.

6.1.3 Begriffe

Im Folgenden sollen immer wieder verwendete Begriffe erläutert werden, um Unterschiede zu verdeutlichen und Missverständnisse zu vermeiden.

- Herkömmliche oder konventionelle Lokalisierung:

Der Begriff steht in dieser Arbeit für die Lokalisierung mittels des WADATI-Diagramms. Unter Nutzung der Differenzzeit der P - und S - Phaseneinsatzzeiten wird je ein Kreis mit der Laufzeitdifferenz als Radius um jede Station geschlagen. Der Schnittpunkt ergibt die Lage des Hypozentrums in den 3 Raumkoordinaten. Diese Methode liefert relativ gute Ergebnisse, wenn sich der Herd eines lokalen Ereignisses innerhalb der Stationsverteilung befindet. Die Lösung des Inversionsproblems (für ein System aus N nicht lineare Gleichungen zur Bestimmung der $M = 4$ Herdparameter; geografische Länge und Breite, Tiefe und Herdzeit), die auf der Methode der kleinsten Fehlerquadrate beruht, erreicht für Ereignisse außerhalb des Netzes unter Umständen keine Konvergenz, da es zu oszillatorischen Verschiebungen der Hypozentren kommen kann (Buland, 1976; Thurber, 1983; 1985).

- Master-Event-Lokalisierung:

Hiermit wird die klassische Master-Event Technik bezeichnet, die u.a. von Douglas (1967), Evernden (1969), Lihwall und Douglas (1970), Fitch (1975), Frohlich (1979), Spence (1980), Jordan und Sverdrup (1981), Smith (1982), Pavlis und Booker (1983), Viret et al. (1984) und Pujol (1988, 1992, 1995, 1996) angewendet wurde.

Als eine der interessantesten Anwendungen im Untersuchungsgebiet Vogtland/NW-Böhmen gilt der Erdbebenschwarm 1985/86 (Wüster, 1996). Das für den Erdbebenschwarm 1985/86 bestimmte Herdgebiet betrug 2×3.5 km bei 2.5 km Tiefendifferenz (Neunhöfer und Güth, 1988). Mittels relativer Lokalisierungsverfahren, wobei stets Master-Event-Methoden unterschiedlicher Varianten zum Einsatz kamen, konnte das Herdgebiet bis auf 1 km^3 verringert werden (u.a. Studinger, 1993).

Dabei wird je nach Autor ein Master-Event aus einer Menge von Erdbeben ausgewählt, deren Hypozentren räumlich eng benachbart sind. Die Auswahl des Master-Events erfolgt dabei sehr unterschiedlich. Grundlage der Methode ist die Lokalisierung aller

Ereignisse bzgl. des Master-Events, wobei die Laufzeitunterschiede genutzt werden. Bei der Wahl eines oder mehrerer geeigneter Master-Events je Multiplet ist die Genauigkeit der Lokalisierung sehr gut. Ein geeignetes Master-Event zu finden ist nicht trivial. *Harris (1991)* zeigte, dass sich die Genauigkeit dieser Methode wesentlich verbessert, wenn statt eines einzelnen Master-Events eine Reihe von ähnlichen Master-Events gewählt werden, die räumlich über das gesamte Herdgebiet verteilt sind. Die Ortungsgenauigkeit hängt von der anfänglichen Entfernung zwischen Master-Event und dem zu lokalisierenden Erdbeben ab (*Scherbaum und Wendler, 1986*). Es wurde eine Grenzentfernung von etwa 1.5 km postuliert. Innerhalb dieser sind die Ortungsgenauigkeiten akzeptabel. Diese Aussagen stützen sich auf Untersuchungen von *Frémont und Malone (1987)*.

- Relative Relokalisierung ohne Master-Event:

Verfahren der relativen Relokalisierung von Erdbeben unter Nutzung von Teile der Wellenform um die Phaseneinsätze beruhen zu meist auf den theoretischen Grundlagen aus den Arbeiten von *Got et al. (1994)* und *Shearer (1997)*. Die in dieser Arbeit verwendete Methode nach *Got et al. (1994)* kommt ohne jedes Bezugsereignis aus. Fehler durch den Einfluss manuell bestimmter Einsatzzeiten werden ausgeschlossen. Nach der Bestimmung der Differenzlaufzeiten aller Ereignisse zueinander (je Phase und Station) werden diese unter Verwendung eines 1-D Geschwindigkeits-Tiefen-Modells nach den Differenzen in den Raumkoordinaten und der Zeit invertiert. Dabei ist eine Zuordnung der Ereignisse in Multiplets nötig, deren Lage schlussendlich durch eine absolute Lokalisierung der Mittelpunkte der Multiplets bestimmt wird.

Der grundsätzliche Unterschied zwischen einer Master-Event basierenden Lokalisierung und der Inversion der Phaseneinsatzzeit-Differenzen ist im Abbildung 6.1 dargestellt. Während die Master-Event-Methode Zeitdifferenzen nur zum Bezugsereignis berücksichtigt (Ereignis 1; oberer Teil der Abbildung) werden bei der Methode nach *Got et al. (1994)* Zeitdifferenzen zwischen allen Ereignisse eines Multiplets in die Inversion einbezogen (unterer Teil der Abbildung). Die Differenz der Einsatzzeit Δt setzt sich aus t_0 und t_1 zusammen, den Abständen der Phaseneinsätze und den Verbesserungen der Phaseneinsatzzeit-Differenzen bei der Ähnlichkeitsanalyse.

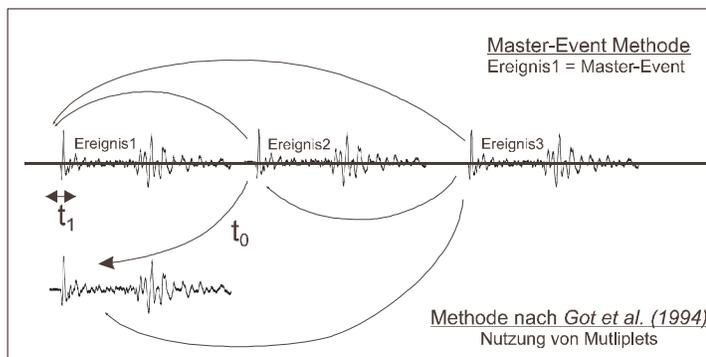


Abbildung 6.1: Visualisierung der Unterschiede bei der Lokalisierung mit und ohne Master-Event.

6.1.4 Voraussetzungen

- Die untersuchten Erdbeben sind Teil eines Erdbebenschwarms. (Die Methode basiert auf der Ähnlichkeit von Ereignissen und ist deswegen nicht für die Lokalisierung von Einzelereignissen geeignet. Die relative Relokalisierung von Schwarmbeben bietet sich dagegen an.)
- Die Zahl der Registrierstationen sollte groß sein. Tests zeigten, dass 6 Stationen mit guter azimuthaler Verteilung, die Wellenformen in guter Qualität liefern, eine untere Grenze darstellen.
- Die Ereignisse eines Erdbebenschwarms müssen eindeutig Multiplets zugeordnet werden können.
- Die Ähnlichkeitskoeffizienten sollten in der Regel über 0.95 liegen.

6.1.5 Vorbereitungen

- Grundlage für die Inversion ist ein gutes Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, welches die Berechnung des Wellenlaufweges ermöglicht. Es wird das in Abschnitt 4 berechnete Geschwindigkeits-Tiefen-Modell verwendet. Tests unter Verwendung anderer Laufzeitmodelle aus dem Untersuchungsgebiet, u.a. auch unter Berücksichtigung einer Langsamschicht (Enderle, 1998; Schulze und Lück, 1992) zeigten in der Regel eine Veränderung der Lage der Hypozentren (nach der Inversion) von weniger als 10 m.

- Mittels ray-tracing werden die Parameter des Laufweges berechnet.
- Die Analyse der Ähnlichkeit der Wellenformen liefert die Zuordnung der Ereignisse zu den Multiplets. Gleichzeitig werden die Phaseneinsatzzeit-Differenzen berechnet.
- Die Wahl der geeigneten Parameter für die Inversion ist notwendig. Diesbezüglich wurden viele Tests durchgeführt. Nähere Ausführungen finden sich im Abschnitt 6.2.3.

6.2 Relative Relokalisierung ohne Masterevent

Die Einsatzzeit t des Ereignisses berechnet sich aus der Summe der Herdzeit T und der Laufzeit τ . Die Kreuzkorrelation liefert die Phaseneinsatzzeit-Differenz $\Delta t = t_0 - t_1$ (siehe Abbildung 6.1).

Die Genauigkeit lässt sich abschätzen. Es wird davon ausgegangen, dass manuelle Ableasungen der Einsatzzeiten nicht eingehen und somit keinen Einfluss auf die Genauigkeit haben. Diese Voraussetzung erfüllt die Methode nach *Got et al. (1994)*. Der untersuchte Frequenzbereich liegt zwischen 4 und 13 Hz. Bei einer Abtastrate von 100 Hz ist die Länge eines Abtasttrittes 10 ms. Die Genauigkeit der Differenzlaufzeit zwischen zwei Ereignissen kann kleiner als ein Abtasttritt sein, ist aber höchstens so lang wie ein Abtasttritt. Da nur Ereignisse mit hohen Ähnlichkeitskoeffizienten (in der Regel > 0.95) berücksichtigt werden, kann man von einer Genauigkeit der Phaseneinsatzzeit-Differenz von unter 10 ms ausgehen. Eine weitere Einschränkung der Genauigkeit erfolgt durch Digitalisierung des analogen Signals während des Registrierprozesses. Dieser Fehler liegt für alle verwendeten Apparaturen unter 1 ms. Damit ergibt sich bei einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von maximal 8 km/s ein theoretischer Abstand der Ereignisse zueinander von höchstens 80 m (100 Hz). Diese Ereignisabstände können sich erheblich minimieren, wenn die Phaseneinsatzzeit-Differenzen genauer als die Abtastrate bestimmt werden. Eine Vielzahl durchgeführter Sensitivitätstest zeigte, dass die durchschnittlichen Hypozentral-Entfernungen bei Ähnlichkeitskoeffizienten über 0.90 8 m betragen. Durch einen zu großen Ereignisabstand (keine Multiplets) als Voraussetzung für die Linearisierung, kann sich der Lokalisierungsfehler erhöhen. Die Verwendung einer großen Zahl an Ereignissen und Stationen verbessert die Genauigkeit erheblich

Got et al. (1994). Diese Werte machen die Potenz des Verfahrens sichtbar. Dies ist besonders interessant, wenn man bedenkt, dass bei manueller Phaseneinsatzzeit-Bestimmung Ablesefehler im Bereich mehrerer Millisekunden nicht zu vermeiden sind. Die manuelle Bestimmung der P -Phaseneinsatzzeit im Millisekundenbereich ist schwierig. Für die S -Phase stellt sich dies noch komplizierter dar, da für nahe Beben die S -Phase von der P -Wellen-Coda überlagert wird (*Ito, 1985*). Allein durch die Ableseungenauigkeit sind Fehler von einigen hundert Metern bei der herkömmlichen Lokalisierung nicht zu vermeiden. Unter Verwendung der P - und S -Phasen kann bei herkömmlichen Methoden die Herdtiefe lokaler Erdbeben nur bestimmt werden, wenn Daten von herdnahen Stationen verfügbar sind (*Bock et al., 1996*). Bei Fernbeben bietet sich Verwendung tiefenseismischer Phasen an (z.B. *Bock, 1993; Kind, 1979*).

Die hohe Ähnlichkeit als Grundlage einer exakten Bestimmung der Phaseneinsatzzeit-Differenzen kann nur erreicht werden, wenn folgende Annahmen erfüllt sind:

- Die Hypozentren müssen nahe beieinander liegen.
- Die Herdmechanismen müssen sehr ähnlich sein.
- Die Herdzeitfunktionen der Ereignisse muss vergleichbar sein.
- Das Ereignis darf die strukturelle Integrität des Mediums nicht beeinträchtigen.

Weitere Erläuterungen finden sich im Abschnitt 5.3.

Für die folgenden Ausführungen werden verwendeten Symbole und Bezeichnungen vereinbart:

$$\begin{aligned}
 \Delta t_{ijs} &= t_{is} - t_{js} = \Delta T_{ij} + \Delta \tau_{ij} \Rightarrow \text{Differenz der Einsatzzeiten} \\
 &\quad (\text{Ereignisse } i \text{ und } j; \text{ Station } s) \tag{6.1} \\
 \Delta T_{ij} &\Rightarrow \text{Differenz der Herdzeit (Ereignisse } i \text{ und } j) \\
 \Delta \tau_{ij} &= \frac{\Delta s_{ij}}{v} \Rightarrow \text{Differenz der Laufzeit (Ereignisse } i \text{ und } j) \\
 s_{ij} &= \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2 + (z_i - z_j)^2} \\
 \Delta x_{ij} &\Rightarrow \text{Differenz der } x\text{-Koordinaten (Ereignisse } i \text{ und } j) \\
 \Delta x_{ij} &= x_i - x_0 - x_j + x_0 = \Delta x_{i0} - \Delta x_{j0}
 \end{aligned}$$

$$f_{ijk} = \delta_{ik} - \delta_{i0} - \delta_{jk} - \delta_{j0} = \delta_{ik} - \delta_{jk}$$

$$\vartheta_s \Rightarrow \text{Azimuth (Station } s)$$

$$\varphi_s \Rightarrow \text{Abstrahlwinkel (Station } s)$$

$$NEV \Rightarrow \text{Anzahl der Beben}$$

$$NSTA \Rightarrow \text{Anzahl der Stationen}$$

6.2.1 Methode nach *Shearer (1997)*

Shearers (1997) Untersuchungen erfolgten an einer Schwarmbebensequenz in Whittier Narrows in Kalifornien. Es ereigneten sich ca. 500 Ereignisse in einer Tiefe von 12 - 18 km. Es wurde ein geglättetes Standard-Laufzeitmodell für Südkalifornien verwendet und die existierenden Phaseneinsatzzeiten ausgewertet. Aus dem Geschwindigkeits-Tiefen-Modell für die *P*-Phasen wurde das Modell für die *S*-Phasen abgeleitet, wobei ein Poisson-Verhältnis von 0.25 angenommen werden konnte. Mittels ray-tracing erfolgte die Berechnung des Laufweges der Wellen in einem Intervall von 2 km. Die Lokalisierungsergebnisse verbesserten sich bei Verwendung der L1 Norm (Median des Residuums) gegenüber der Verwendung der L2 Norm (Mittelwert des Residuums) bei der herkömmlichen Lokalisierung erheblich. Ein ausführlicher Vergleich der beiden Methoden erfolgte durch *Shearer (1997)*.

Nach der Tiefpassfilterung bei 10 Hz wurden die Kreuzkorrelationskoeffizienten aller möglichen Ereignispaare für die *P*- und die *S*-Phase berechnet. Es zeigte sich, dass die Kreuzkorrelation besser bei tiefen Frequenzen funktioniert. Ein 3-s-Teil der Wellenform, ± 1.5 s um den jeweiligen Einsatz, kam bei der Korrelation zum Einsatz.

In der hier vorliegenden Arbeit wurde die Länge des zu korrelierenden Wellenformstückes für jeden Erdbebenschwarm und jede Station optimiert. Die Länge vor dem Phaseneinsatz war kürzer, da das Grundrauschen keinen Beitrag zur Ähnlichkeit liefert. Im Unterschied zu der in dieser Arbeit verwendeten Methode wurden bei *Shearer (1997)* die bei der Kreuzkorrelationsfunktion der Wellenformen ermittelten verbesserten Phaseneinsatzzeiten genutzt, um die manuell gepickten Einsatzzeiten zu verbessern. Danach erfolgte die Inversion. Die mittlere Standardabweichung nach der letzten Inversion lag in der Horizontalen bei 150 m und in der Vertikalen bei 230 m. Die Ereignisse konnten zwei bekannten Störungszonen zugeordnet werden.

Abbildung 6.2 zeigt die prinzipielle Vorgehensweise bei der Verwendung der Methode zur relativen Relokalisierung nach *Shearer (1997)*. Die Dreiecke repräsentieren Registrierstationen. Diesen sind Wellenformen zweier Ereignisse zugeordnet. Die Punkte im Zentrum (bezeichnet mit 1 und 2) stellen die leicht unterschiedlichen Hypozentren der beiden Ereignisse dar.

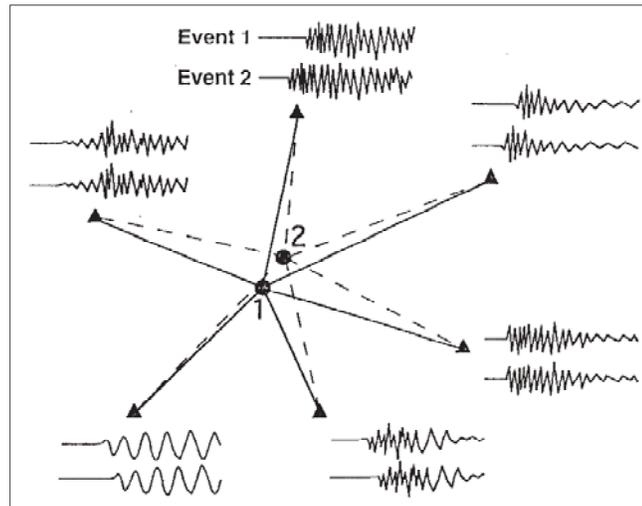


Abbildung 6.2: Veranschaulichung der Wirkungsweise der Methode nach *Shearer (1997)*.

Es gilt für jede Station:

$$t'_k \Rightarrow \text{verbesserte Einsatzzeiten (Ereignis } k)$$

$$\Delta t_{ij} = t_i - t_j$$

Aus

$$\Delta t = \Delta T + \Delta \tau$$

läßt sich nach *Taylor* folgendes entwickeln:

$$t = t_0 + \frac{\partial t}{\partial s} \Delta s$$

Wobei gilt:

$$\frac{\partial t}{\partial x_k} = -\frac{1}{2s} 2(x_s - x_k); \quad \frac{\partial t}{\partial y_k} = -\frac{1}{2s} 2(y_s - y_k); \quad \frac{\partial t}{\partial z_k} = -\frac{1}{2s} 2(z_s - z_k); \quad \frac{\partial t}{\partial T} = 1$$

Für das Referenzereignis gilt:

$$x_k = 0, y_k = 0, z_k = 0$$

Unter Berücksichtigung der in der Abbildung 6.3 angegebenen Winkel

folgt für das 2. Ereignis:

$$x_s = s \cos \varphi \cos \vartheta; y_s = s \cos \varphi \sin \vartheta; z_s = s \sin \varphi$$

Damit folgt:

$$\frac{\partial t}{\partial x_k} = -\cos \varphi \cos \vartheta; \frac{\partial t}{\partial y_k} = -\cos \varphi \sin \vartheta; \frac{\partial t}{\partial z_k} = \sin \varphi; \frac{\partial t}{\partial T} = 1$$

Für t ergibt sich nach einsetzen in die *Taylor-Reihe*:

$$t = T_0 + s_0 + \Delta T - \cos \varphi \cos \vartheta \Delta x - \cos \varphi \sin \vartheta \Delta y - \sin \varphi \Delta z$$

bzw.

$$\Delta t_{0i} = t_o - t_i = -\Delta T_{0i} + \cos \varphi \cos \vartheta \Delta x_{oi} + \cos \varphi \sin \vartheta \Delta y_{0i} + \sin \varphi \Delta z_{0i}$$

Allgemein gilt somit:

$$\Delta t_{ij} = t_i - t_j = t_i - t_0 - t_j + t_0 = \Delta t_{i0} - \Delta t_{j0} = \sum_k \Delta t_{k0} (\partial_{ik} - \partial_{i0} - \partial_{jk} + \partial_{j0})$$

und

$$\Delta t = \Delta T + \frac{(\sin \vartheta \sin \varphi \Delta x + \cos \vartheta \sin \varphi \Delta y + \cos \varphi \Delta z)}{v}$$

Für die Ereignisse i und j folgt:

$$\Delta x_{ij} = x_i - x_0 - x_j + x_0 = \Delta x_{i0} - \Delta x_{j0}$$

Als Ergebnis folgt somit letztendlich:

$$\begin{pmatrix} t_i \\ \Delta t_{ij} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \delta_{ik} \\ \delta_{ik} - \delta_{jk} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} t'_k \end{pmatrix} \quad (6.2)$$

Es ergibt sich ein System der Form:

$$\text{maximal : } \left(NEV + \begin{pmatrix} NEV \\ 2 \end{pmatrix} \right) \times NEV \quad (6.3)$$

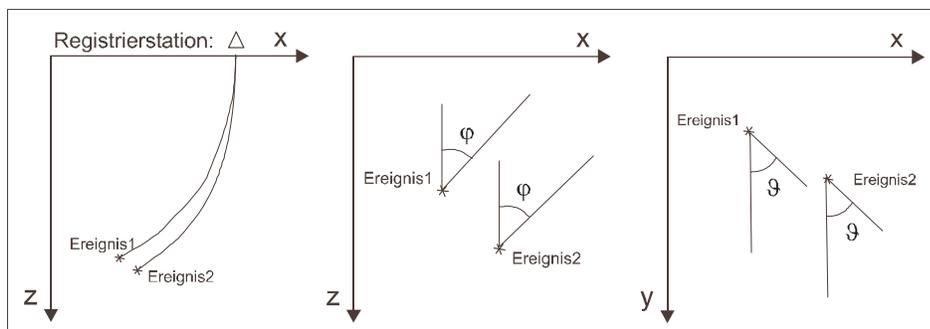


Abbildung 6.3: Erläuterung der nach *Shearer (1997)* verwendeten Winkel: ϑ - horizontaler Winkel der Richtung des Epizentrums zu x; φ - vertikaler Winkel des Richtungsvektors zum Hypozentrum.

6.2.2 Methode nach *Got et al. (1994)*

Got et al. (1994) setzten diese Methode für Erdbebenschwärme an der Südflanke des Kilauea auf Hawaii ein. Sie fanden Multiplets, die Hunderte von Ereignissen umfassten und erreichten eine mittlere Ortungsgenauigkeit von 50 m in der Horizontalen und 75 m in der Vertikalen. Damit konnte die Lage von Störungszonen sichtbar gemacht werden.

Die Methode basiert auf Arbeiten von *Poupinet et al. (1984)*, *Fréchet (1985)*, *Ito (1985)*, *Scherbaum und Wendler (1986)*, *Frémont und Malone (1987)* und *Deichmann und Garcia-Fernandez (1991)*. *Got et al. (1994)* entwickelten diese Methode konsequent weiter. Alle Autoren haben gemeinsam, dass sie relativ wenige Ereignisse zur Analyse nutzten und ihre Vorgehensweise keinen Rückschluss auf Tiefenstrukturen in größerer Entfernung des Herdgebietes zulassen, so *Got et al. (1994)*.

Es handelt sich bei *Got et al. (1994)* nicht um eine Master-Event-Methode, wie etwa in den Arbeiten von *Fréchet (1985)*, *Ito (1985)*, *Scherbaum und Wendler (1986)*, *Frémont und Malone (1987)*, *Deichmann und Garcia-Fernandez (1991)* und *Gillard et al. (1996)*. Während bei der Master-Event-Methode jedes Ereignis zu nur einem einzigen Ereignis (Master-Event) relativ relokalisiert wird und so alle anderen beteiligten Ereignisse keine Informationen bezüglich der Ortungsgenauigkeit liefern, erfolgt die relative Relokalisierung nach *Got et al. (1994)* unter Verwendung aller möglichen Ereignispaare. Hinzu kommt noch die Unterscheidung von Multiplets, die die Abgrenzung ähnlicher Ereignisse innerhalb eines

Erdbebenschwarme realisiert. Dadurch steigt die Genauigkeit erheblich.

Die Master-Event-Methode setzt die Wahl des richtigen Master-Events voraus. Das Master-Event sollte kohärent zu jedem anderen Ereignis sein, es sollte zentral innerhalb des Multiplets liegen, welches räumlich sehr begrenzt sein muss. Diese Forderungen erfüllt eigentlich nur ein, aus den Ergebnissen der relativen Relokalisierung ohne Master-Event bestimmtes, über alle Lokalisierungen innerhalb eines Multiplets durch Summation der Wellenformen gemittelt Ereignis.

Von *Got et al. (1994)* wurden 1095 Ereignisse mit einer Magnitude von 1.0 bis 2.5 in einer Tiefe zwischen 5 - 10 km untersucht. Die Ähnlichkeit der Ereignisse konnte unter Verwendung des Kohärenzspektrums, welches bei *Got et al. (1994)* das geglättete normierte Kreuzkorrelationsspektrum darstellt, bestimmt werden. Die Lokalisierung erfolgte nur für Ereignisse mit einem Ähnlichkeitskoeffizient größer als 0.9 im Frequenzbereich von 4 - 12 Hz. Ausgehend von der aufgestellten Startlösung wurde im Rahmen der Inversion eine Iteration durchgeführt und somit die Verbesserung der Lösungen erreicht. Die Inversion wird beendet, wenn ein vorgegebenes Maximum an Iterationsschritten absolviert wurde oder der **rms**-Wert (root mean square) ein Minimum erreicht. Gewöhnlich reichten 2 - 3 Iterationsschritte. In der vorliegenden Arbeit wird keine Limitierung der Zahl der Iterationsschritte vorgenommen.

Bei der Durchführung der Berechnungen zeigte sich, dass die Inversion sehr sensibel auf die exakte Zuordnung von Ereignissen in die jeweiligen Multiplets reagiert. So konvergiert die Lösung nicht, wenn einem Multiplet ein Ereignis aus einem anderen Multiplet hinzugefügt wird. Dies hat zur Folge, dass eine exakte Trennung der Multiplets erfolgt. Es ist sehr unwahrscheinlich, dass ein Multiplet Ereignisse enthält, welche auch einem weiteren Multiplet zuzuordnet werden können. Damit erhöht sich die Sicherheit, mit der die Abgrenzung der Multiplets vorgenommen werden kann, erheblich.

Die Methode von *Got et al. (1994)* wurde auch von *Gillard et al. (1996)* eingesetzt, um Erdbeben in einem Cluster in Hawaii relativ zu relokalisieren. Sie untersuchten 826 Ereignisse und identifizierten, im Wesentlichen drei Multiplets. Die Verteilung der Erdbeben quer zur Störungszone verringert sich von 1 - 1.5 km auf 10 - 100 m. Den verschiedenen Multiplets konnten unterschiedliche Herdflächenlösungen zugeordnet werden. Die absolute Lokalisierung der Multiplets erfolgte unter Nutzung der gemittelten Differenz der *S*- und *P*-Phasen-Einsätze von Ereignissen in der Nähe des Mittelpunkts des Multiplets.

Die Abbildung 6.4 veranschaulichen die zur Berechnung verwendeten Winkel. Die relative Relokalisierung erfolgt ohne Einbeziehung der Herdzeit.

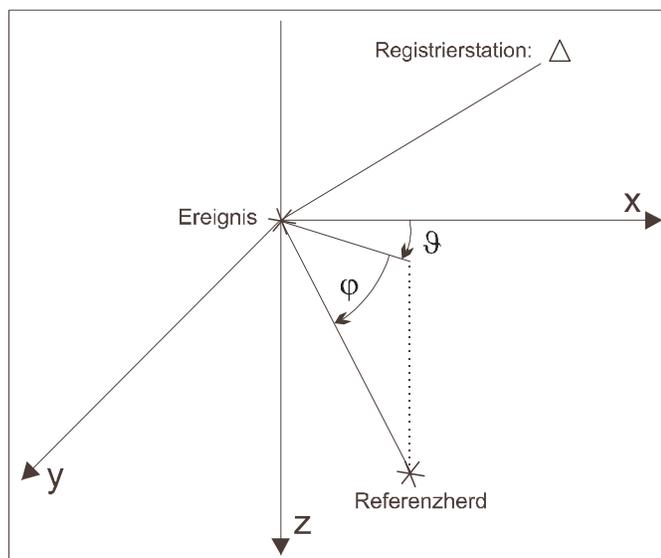


Abbildung 6.4: Erläuterung der nach *Got et al. (1994)* verwendeten Winkel: ϑ - horizontaler Winkel der Richtung des Epizentrums zu x; φ - vertikaler Winkel des Richtungsvektors zum Hypozentrum.

Die theoretischen Betrachtungen basieren auf den Arbeiten von *Got et al. (1994)* und *Gillard et al. (1996)*. Die Adaption auf die Besonderheiten in dieser Arbeit wurden in enger Zusammenarbeit mit Herrn Dr. Meier durchgeführt.

Folgende Variablen werden im aufgestellten Formalismus verwendet:

$t \Rightarrow$ Einsatzzeit

$T \Rightarrow$ Herdzeit

$l \Rightarrow$ Laufweg

$v \Rightarrow$ Geschwindigkeit

Allgemein gilt

$$t = T + \frac{l}{v}$$

Für einen Herd j und eine Station i folgt

$$t_{ij} = T_j + \frac{l_{ij}}{v}$$

Mit

$$T_j = \frac{1}{N} \sum_m (t_{mj} - \frac{l_{mj}}{v})$$

ergibt sich

$$\begin{aligned} t_{ij} &= \frac{1}{N} \sum_m (t_{mj} - \frac{l_{mj}}{v}) + \frac{l_{ij}}{v} \\ &= \frac{1}{N} \sum_m t_{mj} - \frac{1}{N} \sum_m \frac{l_{mj}}{v} + \frac{l_{ij}}{v}. \end{aligned}$$

Für die Differenz der Herde j und k , mit:

$$j = 0, NEV \text{ und } k = j + 1, NEV$$

folgt

$$\begin{aligned} \Delta t_{ijk} &= t_{ij} - t_{ik} = \frac{1}{N} \sum_m (t_{mj} - t_{mk}) - \frac{1}{Nv} \sum_m (l_{mj} - l_{mk}) + \\ &\quad \frac{1}{v} (l_{ij} - l_{ik}). \end{aligned}$$

Mit

$$\begin{aligned} \Delta t_{ijk} - \frac{1}{N} \sum_m (t_{mj} - t_{mk}) &= \frac{1}{Nv} \sum_m (l_{mj} - l_{mk}) + \frac{1}{v} (l_{ij} - l_{ik}) \\ &= \frac{1}{Nv} \sum_m ((1 - N\delta_{mi})l_{mk} - (1 - N\delta_{mi})l_{mj}) \\ &= \frac{1}{Nv} \sum_m (1 - N\delta_{mi})(l_{mk} - l_{mj}) \end{aligned}$$

folgt nach *Taylor*:

$$\begin{aligned} l_{mk} &= l_{m0} + \frac{\partial l_m}{\partial x} \Delta x_{k0} + \frac{\partial l_m}{\partial y} \Delta y_{k0} + \frac{\partial l_m}{\partial z} \Delta z_{k0} \\ l_{mk} - l_{mj} &= \frac{\partial l_m}{\partial x} (\Delta x_{k0} - \Delta x_{j0}) + \frac{\partial l_m}{\partial y} (\Delta y_{k0} - \Delta y_{j0}) + \\ &\quad \frac{\partial l_m}{\partial z} (\Delta z_{k0} - \Delta z_{j0}). \end{aligned}$$

Daraus ergibt sich:

$$\Delta t_{ijk} - \frac{1}{N} \sum_m (t_{mj} - t_{mk}) = \frac{1}{Nv} \sum_m (1 - N\delta_{mi}) \left[\frac{\partial l_m}{\partial x} (\Delta x_{k0} - \Delta x_{j0}) + \right.$$

$$\frac{\partial l_m}{\partial y}(\Delta y_{k0} - \Delta y_{j0}) + \frac{\partial l_m}{\partial z}(\Delta z_{k0} - \Delta z_{j0}).$$

Wobei gilt:

$$\Delta x_{k0} - \Delta x_{j0} = \sum_n \Delta x_{n0}(\delta_{nk} - (\delta_{nj} - \delta_{0j})).$$

Das Ersetzen in obiger Gleichung liefert:

$$\begin{aligned} \Delta t_{ijk} - \frac{1}{N} \sum_m (t_{mj} - t_{mk}) &= \frac{1}{Nv} \sum_n \sum_m (1 - N\delta_{mi}) \left[\frac{\partial l_m}{\partial x} \Delta x_{n0}(\delta_{nk} - (\delta_{nj} - \delta_{0j})) + \right. \\ &\quad \left. \frac{\partial l_m}{\partial y} \Delta y_{n0}(\delta_{nk} - (\delta_{nj} - \delta_{0j})) + \frac{\partial l_m}{\partial z} \Delta z_{n0}(\delta_{nk} - (\delta_{nj} - \delta_{0j})) \right]. \end{aligned}$$

Somit folgt unter Beachtung der in Abbildung 6.4 dargestellten Winkel:

$$\begin{pmatrix} \Delta t_{ijs} \\ \vdots \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} f_{ijk} & \frac{\sin \vartheta_s \sin \varphi_s}{\nu} f_{ijk} & \frac{\cos \vartheta_s \sin \varphi_s}{\nu} f_{ijk} & \frac{\cos \varphi_s}{\nu} f_{ijk} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta T_{k0} \\ \vdots \\ \Delta x_{k0} \\ \vdots \\ \Delta y_{k0} \\ \vdots \\ \Delta z_{k0} \\ \vdots \end{pmatrix} \quad (6.4)$$

Es ergibt sich ein System von $NEV(NEV-1)\frac{NSTA}{2}$ linearen Gleichungen mit $4(NEV-1)$ Unbekannten. Zusammengefasst bedeutet dies für das Gleichungssystem:

$$\text{maximal : } \begin{pmatrix} NEV \\ 2 \end{pmatrix} NSTA \times 4(NEV-1) \quad (6.5)$$

6.2.3 Parameterwahl

Die Inversion der Phaseneinsatzzeit-Differenzen kann für die Ergebnisse der Korrelation der P - und der S -Phase und der gemeinsamen Korrelation der P - und S -Phasen erfolgen, entsprechend der gegebenen Wahlmöglichkeiten bei der Durchführung der Kreuzkorrelation. Dabei werden die Ähnlichkeitskoeffizienten und die Phaseneinsatzzeit-Differenzen der jeweiligen Phase berücksichtigt. Wie schon im Abschnitt 5.3 ausgeführt, wurden bei der Ähnlichkeitsanalyse der S -Phasen die größten Korrelationskoeffizienten erreicht.

Der Parameter **cmin** wurde als untere Schranke des Ähnlichkeitskoeffizienten der Wellenformen für die Nutzung bei der Inversion eingeführt. Dieser Parameter ist hoch zu wählen, um nur geeignete Wellenformen zuzulassen. Dabei müssen immer noch Wellenformen ausreichend vieler Stationen in die Inversion einbezogen werden. Tests, die für jedes Multiplet getrennt durchgeführt wurden, führten zu optimierten Ergebnissen.

Die Ergebnisse der Inversion werden in Dateien ausgegeben. Dabei erfolgt eine erneute Bestimmung der Einsatzzeit-Differenzen der *S*- und *P*-Phasen, was sich als vorteilhaft bei der Kontrolle der Ergebnisse erwies.

Das Programm bietet die Möglichkeit, die zum Multiplet gehörenden Ereignisse direkt vorzugeben. Dies ersetzt das immer neue Korrelieren, wenn die Ereignisse eines Multiplets variiert werden, und reduziert so die Rechenzeit erheblich. Die Korrelation erfolgt einmal, für alle Ereignisse eines Schwarms.

Folgende **Parameter** wurden verarbeitet:

- Abkürzungen der für die Auswertung des Schwarms zur Verfügung stehenden Stationen (intern);
- Geografische Koordinaten der Stationen (intern);
- Nummern der zum Multiplet gehörenden Ereignisse (intern);
- Mittleres Hypozentrum des Erdbebenschwarms (intern);
- Erdradius (intern);
- Azimut ϑ (Ergebnis des ray-tracings unter Verwendung des ermittelten Geschwindigkeits-Tiefen-Modells, extern aus Dateien);
- Abstrahlwinkel φ (Ergebnis des ray-tracings unter Verwendung des ermittelten Geschwindigkeits-Tiefen-Modells, extern aus Dateien);
- Abstand im km, in dem Azimut und Abstrahlwinkel bestimmt wurden (Ergebnis des ray-tracings unter Verwendung des ermittelten Geschwindigkeits-Tiefen-Modells, extern aus Dateien);
- $\sqrt{3}$ - Verhältnis *P*- zu *S*-Wellengeschwindigkeit (intern);

- Input-Dateiname für die Korrelationskoeffizienten und Phaseneinsatzzeitdifferenzen (extern);
- Untere Schranke der Korrelationskoeffizienten (extern);
- Wahl der zu nutzenden Phase (extern);
- Ausgabedateiname für die Daten (intern);
- Ausgabedateiname für die Abbildungen (intern).

6.2.4 Programmtechnische Umsetzung

Im Folgenden wird der Ablauf des für die relative Relokalisierung entwickelten Programms skizziert:

- Einlesen der 'internen' Parameter;
- Einlesen der Dateien mit 'externen' Parametern;
- Abfrage der 'externen' Parameter;
- Einlesen der Datei mit den Korrelationskoeffizienten und den Phaseneinsatzzeit-Differenzen;
- Schreiben der jeweils zu einem Multiplet gehörenden Ereignisnummern in Vektoren;
- Schreiben der Korrelationskoeffizienten und Phaseneinsatzzeit-Differenzen in Vektoren;
- Zeitabgleich der Daten und Berechnung der Zeitdifferenzen aller Ereignisse zueinander;
- Bestimmung der *S-P*- Phasenlaufzeit-Differenzen je Station und Ausgabe in Dateien;
- Aufstellen des Gleichungssystems;
- Lösen des Gleichungssystems;
- Ausgabe der Variation der Hypozentren in Dateien;
- Darstellung der Ergebnisse nach *Horalek et al. (1996)*;
- Erzeugen von PostScript - Abbildungen.

6.3 Absolute Lokalisierung der Multiplets

6.3.1 Einführung

Zur besseren Visualisierung und um eine Zuordnung zu geologischen bzw. tektonischen Einheiten zu ermöglichen, werden die relativ relokalierten Hypozentren der einzelnen Multiplets je Schwarm gemeinsam absolut lokalisiert. Dabei kann geklärt werden, wie die Multiplets zueinander angeordnet sind. Dies lässt Rückschlüsse auf die Herdmechanismen zu.

Die Wahl der Darstellungsart ist dabei schwierig, da 2-D Abbildungen nur einen unzureichenden Eindruck von der räumlichen Lage vermitteln können. Deswegen wurde eine 3-D Darstellung gewählt. Diese ist nicht druckbar. Im folgenden Kapitel 7 werden verschiedene Momentaufnahmen aus interessanten Blickwinkeln auf den Erdbebenschwarm ausgewählt. Eine CD mit den entsprechenden 3-D Darstellungen liegt der Arbeit bei.

Die Genauigkeit der absoluten Lokalisierung der Mittelpunkte der Multiplets ist vergleichbar mit Ergebnissen bei der Verwendung herkömmlicher Lokalisierungsverfahren (*Neunhöfer, 1988*). Der Fehler wird durch die Verwendung vieler Stationen mit guter azimuthaler Verteilung minimiert. Trotzdem kann die Lage der Mittelpunkte der Multiplets nicht auf wenige Meter genau bestimmt werden. In der 3-D Darstellung ist also die Lage der Ereignisse innerhalb der Multiplets sehr genau. Die Lage der Multiplets zueinander weist Fehler entsprechend den verwendeten herkömmlichen Lokalisierungsverfahren auf. Auf die seismotektonische Interpretation hat dies keinen Einfluss.

6.3.2 Methode

Um die Hypozentren der Ereignisse je Multiplet absolut lokalisieren zu können, wurden die Mittelpunkte der Multiplets bestimmt. Die Mittelpunkte sind in allen folgenden Abbildungen farbig gekennzeichnet. Ereignisse, die im Abstand von wenigen Metern um den Mittelpunkt der Multiplets liegen, wurden ausgewählt. Deren *S*- bzw. *P*-Phaseneinsatzzeit mußte für jede Station separat gemittelt werden. Die damit bestimmten Phasen-Differenzlaufzeiten von mindestens 8 Stationen wurden für eine herkömmliche Lokalisierung genutzt. Die so berechnete absolute Lage der Mittelpunkte der Multiplets ermöglichen eine Bestimmung der geografischen Lage der Erdbebenschwärme und der Lage der Multiplets zueinander. Um die Mittelpunkte werden die relativ relokalierten Ereignisse entsprechend ihren Entfernungs-

differenzen zum Mittelpunkt des Multiplets in allen drei Raumrichtungen angeordnet. Erst mit dieser Kombination von relativer und absoluter Lokalisierung ist die Grundlage für eine seismotektonische Interpretation gelegt.

Die Darstellung der Ergebnisse erfolgt wie oben beschrieben. Dabei kommen Standardroutinen aus IDL zum Einsatz. Ausgegangen wird von einem kartesischen Koordinatensystem. Dieses rotiert um die z-Achse. Der Blickwinkel auf das rotierende System ist zwischen 0° und 90° frei wählbar. Die Rotationsgeschwindigkeit kann ebenso frei gewählt werden. Standbilder ermöglichen spezielle Untersuchungen besonderer Konstellationen der Hypozentren. Die geografischen Koordinaten des überdeckten Gebiets sind vorzugeben, die z-Achse wird entsprechend der ermittelten Tiefen der Hypozentren skaliert.

6.3.3 Parameterwahl

Folgende Parameter müssen gewählt werden:

- Minimale und maximale geografische Breite des darzustellenden Koordinatensystems (intern);
- Minimale und maximale geografische Länge des darzustellenden Koordinatensystems (intern);
- Zahl der Teilschritte für einen vollständigen Umlauf (intern);
- Koordinaten und Tiefen der Mittelpunkte der darzustellenden Multiplets (intern);
- Ereignisnummer, der zu jedem Multiplet gehörenden Ereignisse (intern);
- Betrachtungswinkels; Neigung der Koordinatensystems (extern);
- Ausgabedateiname für die PostScript-Datei (intern).

Kapitel 7

Ergebnisse

7.1 Einführung

Die Darstellung der Ergebnisse erfolgt je Erdbebenschwarm. Die Quelle der Ergebnisse ist klar nachvollziehbar. Die Interpretation unter Einbeziehung aller gewonnen Erkenntnisse und eine Diskussion der Ergebnisse erfolgt im Kapitel 8.

7.1.1 Kreuzkorrelation

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse der Ähnlichkeitsanalyse vorgestellt. Da bei der Vielzahl der Wellenformen je Erdbebenschwarm die Übersichtlichkeit der Darstellung nicht immer gewährleistet werden kann und so ein direkter Vergleich der Wellenformen mit der Typenzuordnung schwer fällt, dienen anfänglich 15 Ereignisse des Erdbebenschwarms 1985/86 als Beispiele (siehe Abschnitt 5.4). Die farbliche Unterscheidung der Wellenformen der verschiedenen Multiplets soll deren zeitliche Einordnung erleichtern.

Neben den Ähnlichkeitsmatrizen, den zugehörigen Wellenformen und der Zuordnung der Ereignisse zu den Multiplets wird der durchschnittliche Korrelationskoeffizient angegeben. Dieser dient zur Einordnung der Ähnlichkeit einer bestimmten Station ins Gesamtbild und deckt Unterschiede zwischen den Phasen auf.

7.1.2 Analyse der Multiplets

Die Auswertung der Ähnlichkeitsmatrizen liefert die Zuordnung der Ereignisse zu Multiplets. Spezielle Untersuchungen zu Anzahl, Form, durchschnittlicher Ähnlichkeit, Charakter und Verteilung der Multiplets sind für die anschließende Interpretation bedeutsam. Außerdem werden die Multiplet-Zuordnungen aller Stationen eines Erdbebenschwarms verglichen.

7.1.3 Relative Relokalisierung

Die Visualisierung der Lage der Hypozentren nach der relativen Relokalisierung sollte möglichst einen Gesamteindruck vermitteln, ohne auf Details zu verzichten. Auch wenn diese Darstellung nur einen Zwischenschritt auf dem Weg zur Darstellung der absolut lokalisierten Multiplets und der dazu gehörigen Hypozentren darstellt, so sind die hier veranschaulichten Inhalte doch entscheidend für die spätere seismotektonische Interpretation. Details, wie die Gesamtausdehnung der Multiplets in allen drei Raumrichtungen, der absolute Abstand zwischen den Hypozentren, die exakte chronologische Abfolge der Ereignisse und die Geometrie des Multiplets, lassen sich am besten anhand der separaten Darstellungen ermitteln.

Es werden nur die Ergebnisse der relativen Relokalisierung unter Verwendung der *S*-Phasen dargestellt. Die Darstellung erfolgt in Form von Differenzen im Raum bzgl. des Zentrums des Multiplets.

In der Regel ist eine Inversion unter Verwendung von nicht zum Multiplet gehörenden Ereignissen nicht möglich. In Ausnahmefällen ist es bei einer chronologischen Abfolge der Multiplets wie z.B. beim Erdbebenschwarm 1997/98 nahe Werdau möglich, dass ein Ereignis, das genau am Übergang zweier Multiplets liegt, beiden Multiplets zugeordnet werden kann. Dies lässt den ersten Schluss zu, dass zwischen den betroffenen Multiplets ein allmählicher und kein unstetiger Übergang stattfindet.

Die Lage der Hypozentren wird in einem x-y-Koordinatensystem dargestellt. Des Weiteren werden 2 Koordinatensysteme abgebildet, die die x- bzw. y-Koordinate über der Tiefe darstellen. Die Achsbeschriftung erfolgt in Metern. Die Ereignisse werden durch Sterne symbolisiert. Da die Ereignisse vom zeitlich Ersten bis zum Letzten aufsteigend sortiert sind, ist eine Interpretation des zeitlichen Verlaufs des Erdbebenschwarms anhand der Ereignisnummern möglich. Weiterhin sind die verwendeten Ereignisse und die untere Schranke der Ähnlichkeitskoeffizienten angegeben. Die x-Achse wird als W-E Richtung, die y-Achse

als N-S Richtung und die z-Achse als Tiefe interpretiert.

7.1.4 Absoluten Lokalisierung der Multiplets

Die Achsen sind mit geografischen Koordinatensystem bezeichnet. Die Tiefe ist in Kilometern angegeben. Jedem Multiplet eines Erdbebenschwarms wurde eine charakteristische Farbe zugeordnet. Innerhalb dieser Farben erfolgt eine Abstufung der Hauptfarbe in Abhängigkeit von der Tiefe. Damit wird die Orientierung vereinfacht. Die Zahlen neben den mit Sternchen gekennzeichneten Hypozentren entsprechen den Ereignisnummern. Sie ermöglichen die Einordnung der zeitlichen Abfolge während des Schwarms. Die Abbildungen wurden gewählt, um Besonderheiten hervorzuheben. Einen Gesamteindruck vermitteln die auf CD beigelegten Animationen. Es wird empfohlen, bei der Lektüre der Interpretation, diese mit heranzuziehen.

Wird im Folgenden von Ebene gesprochen, so ist die Fläche gemeint, zu der alle zugehörigen Ereignisse das minimale Abstandsquadrat aufweisen. Die Bezeichnungen der Flächen und Winkel wurden nach *Aki und Richards (1980)* gewählt (siehe Abbildung 7.1).

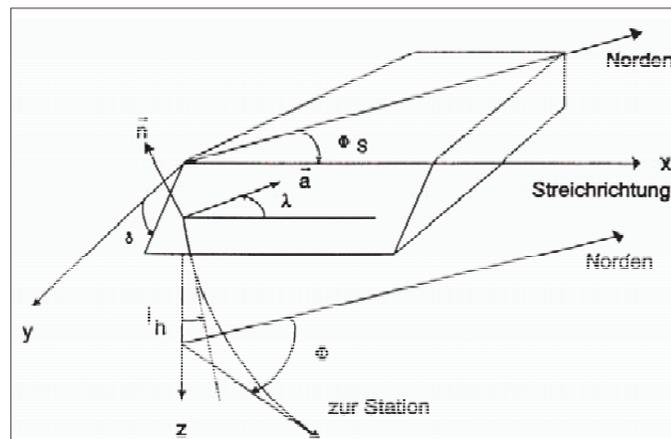


Abbildung 7.1: Definition von Winkeln und Flächen an tektonischen Brüchen (nach *Aki und Richards, 1980*) Φ_S - Azimut der Fläche gegenüber geographisch Nord; δ - (dip) Einfallen der Fläche; λ - (slip) Richtung des Verschiebungsvektors auf dem Liegenden; Φ - Azimut zur Station; i_h - Abstrahlwinkel im Herd.

7.2 Erdbebenschwarm: 1985/86 nahe Novy Kostel

7.2.1 Kreuzkorrelation

Wie sich schon bei der Analyse der 15 Beispielergebnisse dieses Schwarms zeigte, liegen die Ähnlichkeitskoeffizienten der Station PLN über denen der Station MOX. Die *S*-Phasen können aufgrund der höchsten durchschnittlichen Ähnlichkeitskoeffizienten und der guten Strukturierung der Ähnlichkeitsmatrizen am besten für die Separierung der Multiplets verwendet werden. Abbildung 7.2 zeigt die einmal sortierte Ähnlichkeitsmatrix für die *S*-Phasen der Station PLN. Der am rechten Rand abgebildete Zeitmassstab dient zur Veranschaulichung der chronologischen Abfolge.

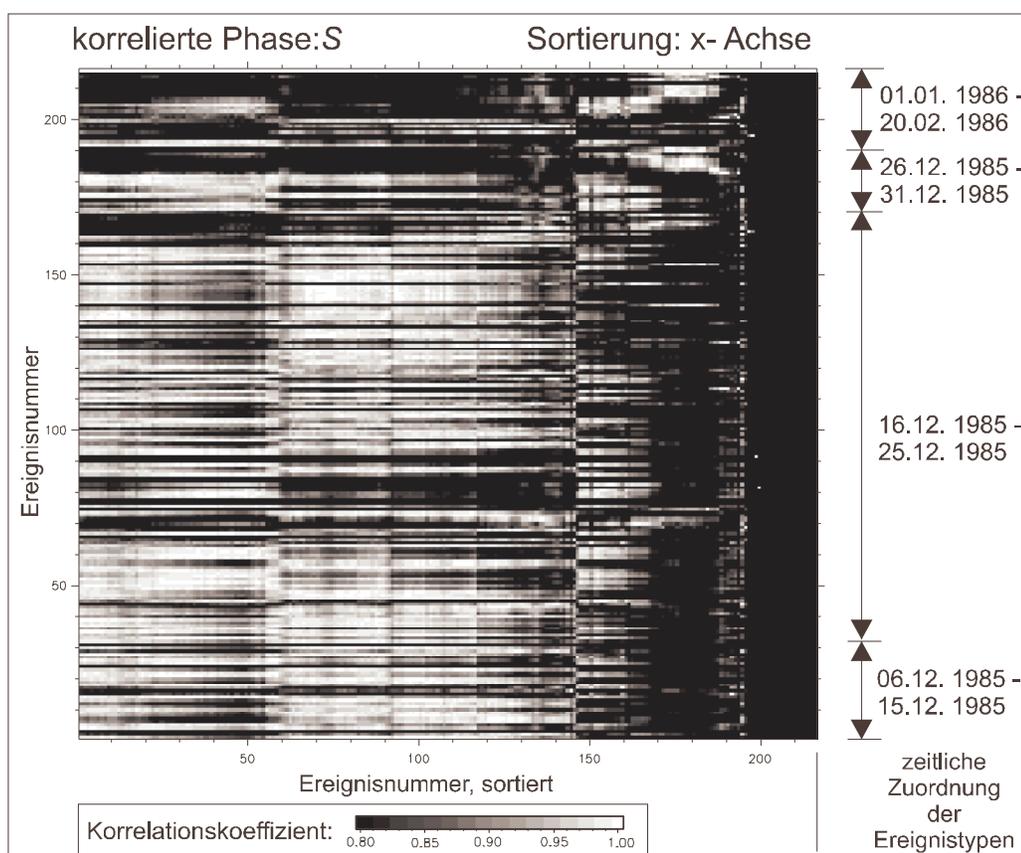


Abbildung 7.2: Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; *S*-Phase; Sortierung: x-Achse).

Die Abbildungen 7.3 und 7.4 zeigen die Ähnlichkeitsmatrizen für die korrelierten S -Phasen der Stationen MOX und PLN als Ergebnis der Sortierung der x - und der y -Achse. Die Zuordnung der Ereignistypen erfolgt, und die Multiplets lassen sich gut identifizieren; sie sind in den Abbildungen gekennzeichnet.

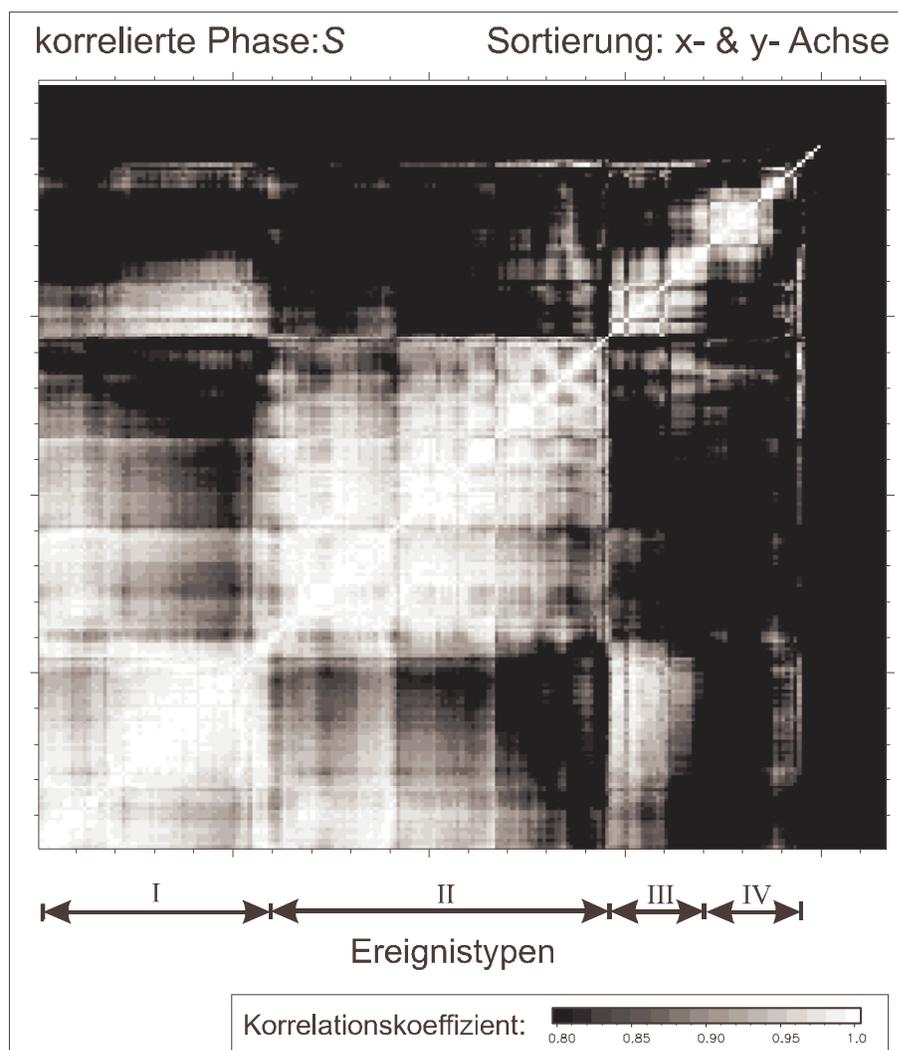


Abbildung 7.3: Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: PLN; S -Phase; Sortierung: x - und y -Achse).

Den vier gefundenen Ereignistypen wurden automatisch an beiden Stationen die selben Ereignisse zugeordnet, soweit die Wellenformen für eine Analyse geeignet waren. Dies zeigt,

dass die Bestimmung der Multiplets aus Wellenformdaten einer geeigneten Station ausreichend ist. Diese Erkenntnis konnte bei der Bearbeitung der folgenden Schwärme bestätigt werden.

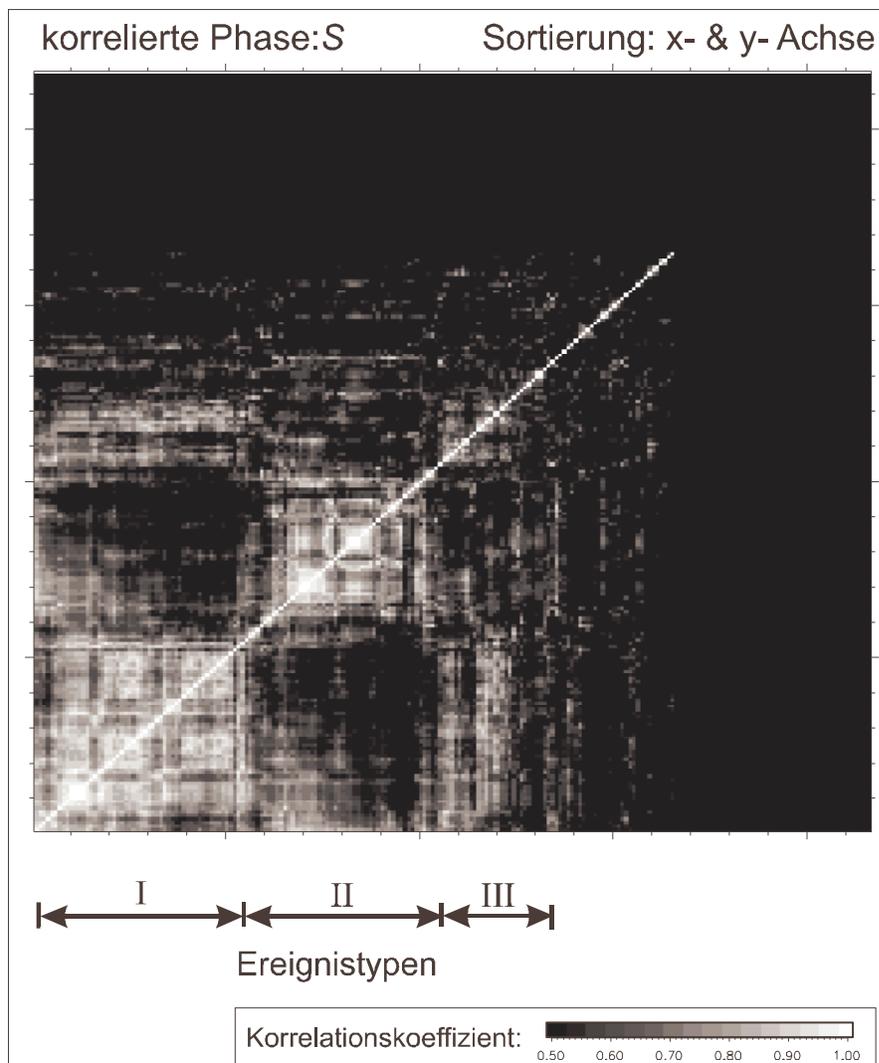


Abbildung 7.4: Ähnlichkeitsmatrix des Erdbebenschwarms 1985/86 (Station: MOX; S-Phase; Sortierung: x- und y-Achse).

Die durchschnittlichen Ähnlichkeitskoeffizienten beinhaltet Tabelle 7.1. Es ist zu beachten, dass die Koeffizienten nur im oben angegebenen Frequenzbereich Gültigkeit besitzen.

Tabelle 7.1: Durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten des Erdbebenschwarms 1985/86.

Stations- kürzel	durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten		
	<i>P</i> -Phase	<i>S</i> -Phase	<i>P</i> - und <i>S</i> -Phase (gemeinsam)
PLN	0.95	0.97	0.84
MOX	0.60	0.59	0.57

7.2.2 Analyse der Multiplets

Die sortierten Ähnlichkeitsmatrizen für den Schwarm 1985/86 zeigen 4 Multiplets (siehe Abbildung 7.3 und 7.4). Dabei sind die Ereignistypen I, II und IV zu unterscheiden, Typ III stellt einen Mischtyp zwischen den Ereignistypen I und II dar. In der Ähnlichkeitsmatrix ist dieser Typ durch einen weichen Übergang gekennzeichnet. Typ IV ist deutlich abgrenzbar (siehe Abbildung 7.2). Die Untersuchung des zeitlichen Verlaufs des Schwarms zeigt ein Auftreten der Ereignistypen I, II und III über den gesamten Bebenzeitraum. Im Gegensatz dazu fanden die Ereignisse, die dem IV. Ereignistyp zugeordnet werden konnten, ausschließlich am Ende des Erdbebenschwarms statt. Abgesehen vom Mischtyp III dürften die verschiedenen Typen auch unterschiedliche Quellgebiete innerhalb des Schwarms charakterisieren. Typ III hingegen umfasst Ereignisse, die sich in einem Gebiet zwischen den Quellgebieten der Typen I und II ereigneten. Type IV konnte in der Ähnlichkeitsmatrix der Station MOX nicht nachgewiesen werden, während alle anderen Typen trotz geringerer durchschnittlicher Ähnlichkeitskoeffizienten qualitativ denen der Station PLN entsprechen. Dies und die Lage am Ende des Erdbebenschwarms weist auf einen von den vorhergehenden Ereignistypen abweichenden Herdmechanismus hin.

Die identifizierten Ereignistypen entsprechen weitestgehend den von *Plesinger (1987)* visuell gefundenen Bebentypen. Die Ereignistypen und ihr Charakter bestätigen den von *Neunhöfer und Güth (1989)* postulierten Herdmechanismus, wonach die Schwarmbeben auf und zwischen zwei Störungszonen stattfanden. Die auf den Störungszonen stattgefundenen Ereignisse können den Typen I und II zugeordnet werden. Typ III umfasst Ereignisse, die zwischen den Störungsflächen auftraten. Auch *Neunhöfer und Güth (1989)* weisen den Ereignisse am Ende des Erdbebenschwarms einen separaten Ereignistyp zu.

Ein Zusammenhang zwischen Magnituden und der Zugehörigkeit der Ereignisse zu be-

stimmten Ereignistypen kann nicht hergestellt werden. Somit ist es wenig wahrscheinlich, dass die Ereignisse des Typs IV nur wegen ihrer geringen Herdenergie nicht an der weiter entfernten Station MOX registriert wurden. Vielmehr werden die komplexeren Übertragungseigenschaften des Untergrundes eine entscheidende Rolle spielen. Diese führen zu einer Verringerung der Ähnlichkeit der Wellenformen.

Die klare Abgrenzung der Ereignistypen und der eindeutigen Zuordnung der Wellenformen zu den Ereignistypen lässt den Schluss zu, dass es sich bei allen Ereignistypen um Multiplets handelt. Eine Überprüfung anhand des $\frac{\lambda}{4}$ Kriteriums (*Frankel, 1982*) ist nicht möglich, da bei nur zwei digitalen Registrierstationen die relative Relokalisierung nicht durchführbar ist.

Die durchschnittlichen Korrelationskoeffizienten lagen in PLN für die S-Phasen bei 0.97. Bei der Verwendung der S-Phasen waren gegenüber den P-Phasen höhere Korrelationskoeffizienten zu beobachten. Die Daten der Station MOX lieferten Korrelationskoeffizienten von 0.59 für die S-Phasen, also niedriger als in PLN. Dies dürfte an der größeren Entfernung zum Herd, der strukturierten Geologie entlang des Wellenweges und der höheren Abtastrate liegen. Diese Faktoren führen zu einer komplexeren Wellenform als in PLN. Die Ursache für die bei allen Schwärmen beobachtete höhere Ähnlichkeit der *S*- gegenüber der *P*-Phase und die klarere Strukturierung der Ähnlichkeitmatrizen für die *S*-Phasen kann nicht abschließend geklärt werden. Es ist anzunehmen, dass die *S*-Phase empfindlicher auf die Änderungen des Herdmechanismus reagiert und weniger von der Geologie und Tektonik entlang des Wellenwegs beeinflusst wird. Ob ein Zusammenhang mit der Verringerung der S-Phasen-Geschwindigkeit unter dem Einfluss von Fluiden besteht, muss noch geklärt werden. Unumstritten scheint, dass Ereignisse, die zu Multiplets gehören, reicher an Scherwellenenergie sind. Dies allein kann schon zu einer Dominanz der Ähnlichkeitskoeffizienten für die *S*-Phasen führen. Die Ähnlichkeitskoeffizienten der gemeinsamen Korrelation der *P*- und *S*-Phasen unter Berücksichtigung der Amplituden sind naturgemäß geringer als die der getrennten Korrelation. Eine Interpretation kann anhand der Amplitudenverhältnisse erfolgen (siehe Abschnitt 7.7).

Da für diesen Erdbebenschwarm digitale Wellenformdaten nur zweier Stationen vorliegen, ist eine relative Relokalisierung nicht möglich. Diese setzt digitale Daten von mindestens 6 - 8 seismischen Stationen voraus.

7.3 Erdbebenschwarm: 1997/98 nahe Werdau

7.3.1 Kreuzkorrelation

Der Erdbebenschwarm 1997/98 bei Werdau wurde an bis zu 9 Stationen registriert. Die dazugehörigen durchschnittlichen Ähnlichkeitskoeffizienten finden sich in Tabelle 7.2.

Tabelle 7.2: Durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten des Erdbebenschwarms 1997/98.

Stations- kürzel	durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten		
	<i>P</i> -Phase	<i>S</i> -Phase	<i>P</i> - und <i>S</i> -Phase (gemeinsam)
BDE	0.68	0.66	0.63
TAU	0.69	0.57	0.60
PST	0.55	0.70	0.65
ZEU	0.68	0.84	0.79
PLN	0.68	0.85	0.72
HLD	0.93	0.95	0.90
CZSA	0.75	0.72	0.63
WILD	0.64	0.59	0.58
MARK	0.58	0.60	0.53
∅[%]	68.7	70.9	67.0

Die Auswertung dieser Tabelle und der Ähnlichkeitsmatrizen ergibt, dass auch für diesen Schwarm bei der Korrelation der *S*-Phasen die Zuordnung der Ereignisse zu dem Multiplets am besten funktioniert.

An den meisten Stationen wird der höchste Ähnlichkeitskoeffizient bei der Verwendung der *S*-Phasen erreicht werden. Auch der durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizient aller Stationen ist für die *S*-Phasen am höchsten. Wiederum ist für diese Phase die beste Strukturierung der Matrix zu beobachten. Die Verwendung der Station PLN bietet sich an, zum Einen werden hier mit die höchsten Ähnlichkeitskoeffizienten erreicht, zum Anderen wurden an dieser Station fast alle auswertbaren Ereignisse registriert. Für die Station HLD, mit dem höchsten Ähnlichkeitskoeffizienten, liegen weniger Wellenformen vor. Die in Abbildung 7.5 dargestellte, bzgl der x-Achse sortierte Ähnlichkeitsmatrix, ermöglicht die chronologische

Zuordnung der Ereignistypen. Abbildung 7.6 umfasst die Ähnlichkeitsmatrix mit sortierten x- und y-Achsen.

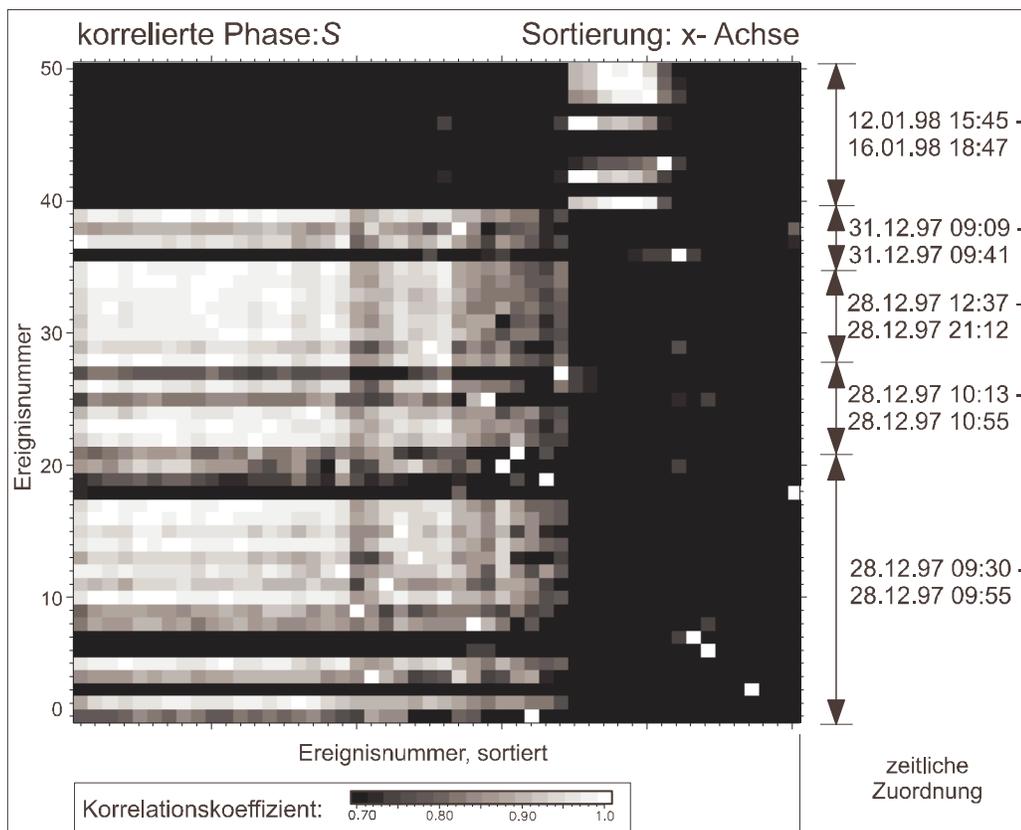


Abbildung 7.5: Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms 1997/98 (Station: PLN; S-Phase; Sortierung: x-Achse).

Die Wellenformen der zur Berechnung der Ähnlichkeitsmatrizen verwendeten Ereignisse werden in Abbildung 7.7 dargestellt. Die Zugehörigkeit zu den verschiedenen Ereignistypen (Multiplets) ist farblich veranschaulicht (Multiplet 1: braun; Multiplet 2: grün; Multiplet 3: blau). Nicht eingefärbte Wellenformen blieben bei der Korrelation unberücksichtigt.

7.3.2 Analyse der Multiplets

Die Auswertung der Ähnlichkeitsmatrizen lässt 3 Ereignistypen erkennen, die in Verlauf des Erdbebenschwarms auftraten (siehe Abbildung 7.6). Typ I umfasst einen großen Teil der

korrelierten Ereignisse. Ereignistypen I und II sind schwer zu trennen. Dies spricht für einen stetigen Übergang (laut Ähnlichkeitsmatrix von Typ I zu Typ II).

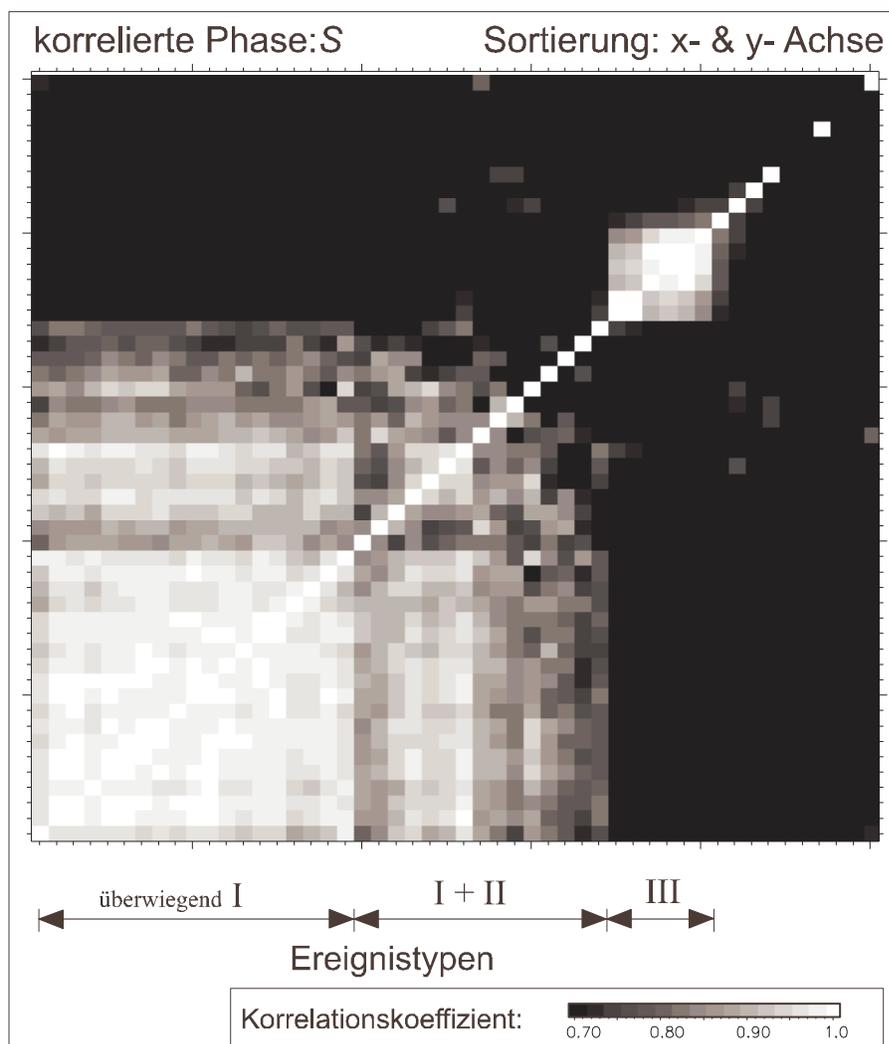


Abbildung 7.6: Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms 1997/98 (Station: PLN; S-Phase; Sortierung: x- und y-Achse)

Ereignistyp III tritt am Ende des Schwarms auf und ist klar vom Rest der Ereignisse zu trennen. Dieser Typ unterscheidet sich von den beiden vorhergegangenen grundsätzlich. Er wird sich auch durch einen anderen Herdmechanismus charakterisieren. Die These, dass 2 verschiedene Störungssysteme aktiviert wurden, muss durch die Ergebnisse der relativen

Relokalisierung verifiziert werden. Die sprunghafte Änderung des Herdmechanismus beim Übergang von Typ II zu Typ III ist zwischen Typ I und II nicht zu beobachten. Hier scheint es sich um eine allmähliche Änderung des Mechanismus zu handeln. Im Gegensatz zum Erdbebenschwarm 1985/86 finden die Ereignistypen in chronologischer Folge statt. Eine Durchmischung während des Schwarms ist nicht zu beobachten.

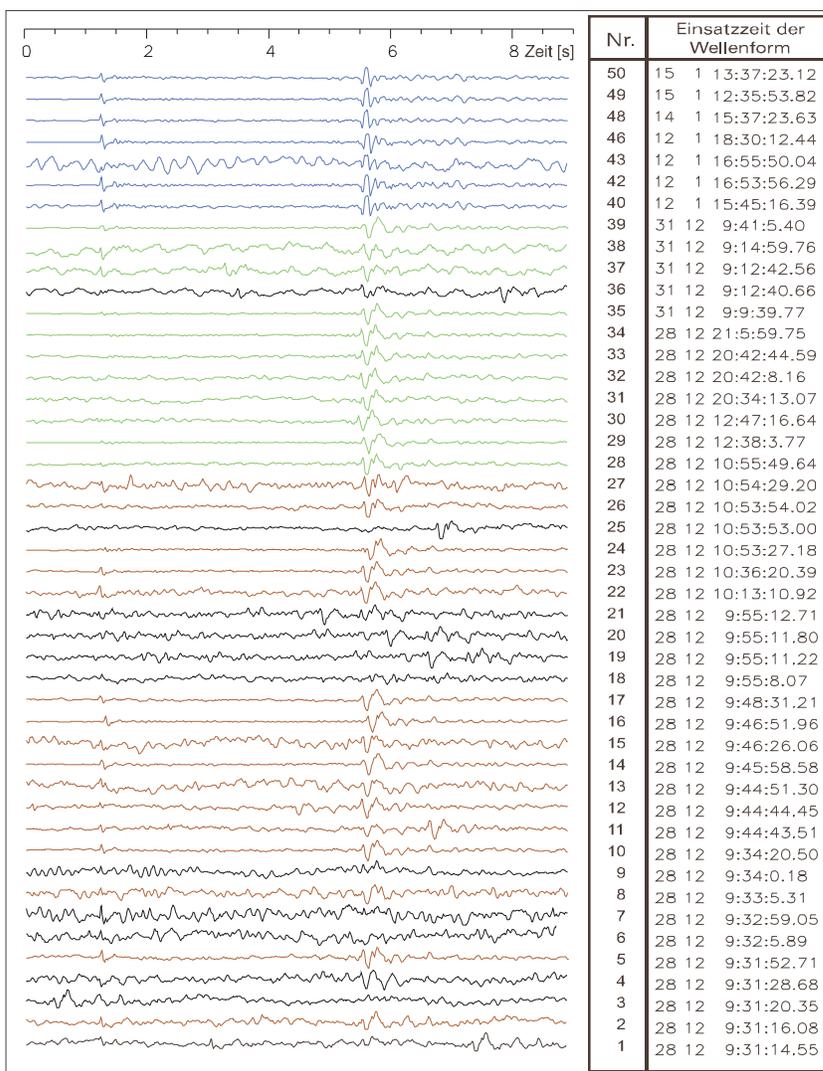


Abbildung 7.7: Wellenformen aller Ereignisse des Erdbebenschwarms 1997/98 (Station: PLN; ungefiltert, normiert).

Während die Ähnlichkeitskoeffizienten des Ereignistyps I in der Abbildung 7.6 für die *S*-Phasen der Station PLN recht hoch erscheinen, ergibt sich aus der Mittelung über alle Stationen ein geringer Wert von 0.75. Die durchschnittlichen Koeffizienten aller Stationen liegen für die Typen II und III mit ca. 0.95 deutlich darüber. Dies macht die Besonderheit des Ereignistyp I klar. Während Typ II und III eindeutig als Multiplets gelten, wird nach der relativen Relokalisierung zu klären sein, ob Ereignistyp I die $\frac{\lambda}{4}$ Bedingung (*Frankel, 1982*) und somit die Kriterien für Multiplets erfüllt. Die Häufigkeitsverteilung in Abbildung 3.1 lässt auf 2 Schwarmepisoden schließen. Auch dies ist ein Hinweis auf die Veränderung des Herdmechanismus im Verlauf des Erdbebenschwarms. Typ I fand in der ersten, Typ II und III in der zweiten Episode statt.

Der durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizient für den gesamten Erdbebenschwarm und alle Stationen liegt bei 70.9 % für die *S*-Phase. Dieser Wert ist recht gering und charakterisiert den Schwarm. Es handelt sich nicht um einen nur aus eindeutigen Multiplets zusammengesetzten Schwarm. Es treten verschiedene Herdmechanismen auf, mehr als eine Störungszone wurde aktiviert. Die Ähnlichkeitskoeffizienten für die *P*-Phase und die gemeinsame Korrelation der *P*- und *S*-Phase liegen aus den oben genannten Gründen niedriger als die der *S*-Phase.

Der Vergleich der durchschnittlichen Ähnlichkeitskoeffizienten der einzelnen Station zeigt, dass die zur Bestimmung der Multiplets gewählte Station PLN mit 0.85 den zweithöchsten Ähnlichkeitskoeffizienten hat. Nur der der Station HLD ist mit einem Wert von 0.95 höher. Dies liegt an der geringen, auf die stärksten Ereignisse beschränkten Anzahl von Wellenformen, die für diese Station zur Verfügung standen.

Für die folgende Klassifizierung aller bearbeiteten Erdbebenschwärme sei darauf hingewiesen, dass die Station SCH wenige Kilometer vom Epizentrum positioniert ist. Damit ist sichergestellt, dass alle stattgefundenen Ereignisse bis zu einer Magnitude von -1.5 vollständig registriert und für die Auswertung verwendet wurden.

7.3.3 Relative Relokalisierung

Die Untersuchungen zur Ähnlichkeit und die Clusteranalyse ergaben für diesen Erdbebenschwarm drei zu unterscheidende Multiplets. Es ist eine chronologische Abfolge der Multiplets zu beobachten. Die Ereignisse, die zu Beginn des Schwarms stattfanden, können dem

Ereignistyp I zugeordnet werden. Die Multiplets II und III folgen, auch zeitlich. Innerhalb der Multiplets ist eine zeitliche Ordnung kaum zuerkennen. Die Zahl der Ereignisse je Multiplet ist unterschiedlich. In Abbildung 7.8 ist Ereignistyp I dargestellt.

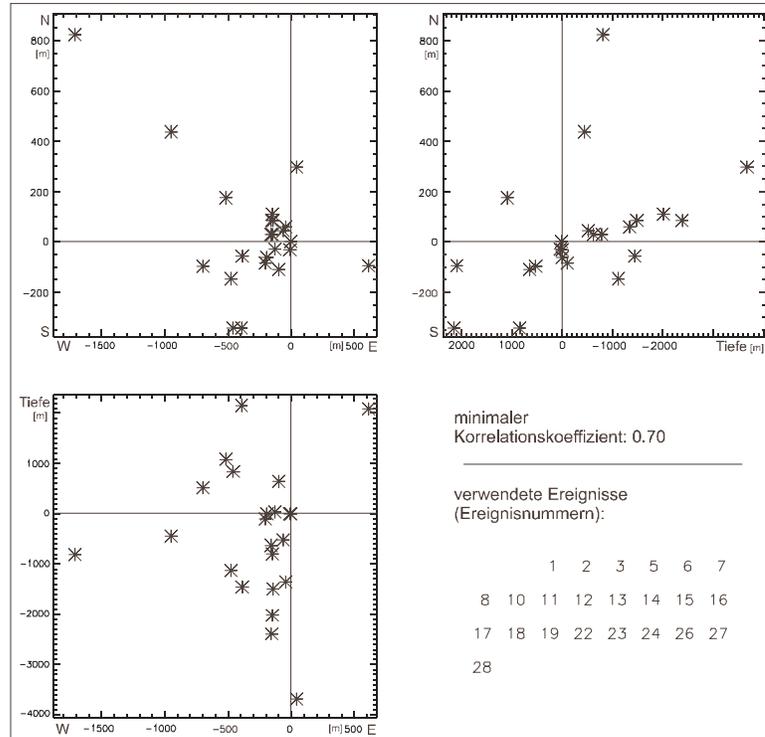


Abbildung 7.8: Ereignistyp I des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau.

Es handelt sich hierbei nicht um ein Multiplet im klassischen Sinne, da die $\frac{\Delta}{4}$ Bedingung (*Frankel, 1982*) bei einer maximalen Kantenlänge von über 6000 m nicht erfüllt ist. Dies betrifft die Tiefenerstreckung, die x- y-Ausdehnung ist mit um die 1000 m bzw. 2000 m deutlich geringer. Ohne der Interpretation vorzugreifen, kann man hier eher von Einzelergebnissen ausgehen als von einem Schwarm. Eine Ballung von Ereignissen in der x-y Ebene ist zu erkennen. Die meisten Hypozentren liegen in einem 400 x 800 m großen Bereich. Einige wenige Ereignisse liegen weit ab und dehnen so die Gesamtgröße des Multiplets aus. Die Ereignisse erstrecken sich über einen großen Tiefenbereich. Eine Struktur kann nicht ohne weiteres erkannt werden. Die untere Schranke der Ähnlichkeitskoeffizienten liegt bei 0.7. Dies ist recht gering und unterstreicht den abweichenden Typus des Multiplets.

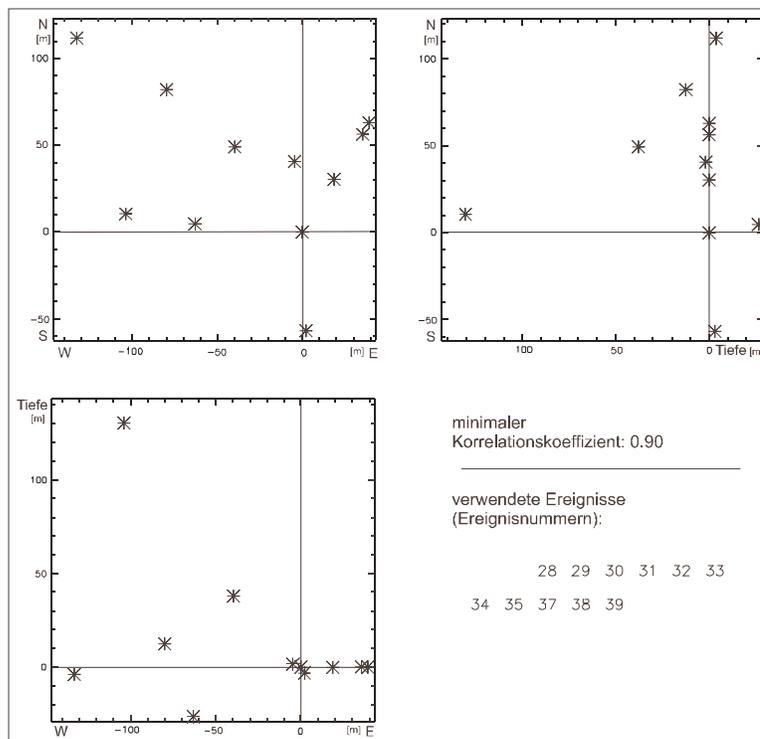


Abbildung 7.9: Multiplet II des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau.

Multiplet II ist in Abbildung 7.9 dargestellt. Das Multiplet II umfasst weniger Ereignisse als Multiplet I. Die Kantenlänge in allen drei Raumrichtungen beträgt ca. 200 m. Somit ist die $\frac{\lambda}{4}$ Bedingung (*Frankel, 1982*) erfüllt. Die Streubreite ist in x- und y-Richtung etwa gleich. Alle Hypozentren (mit Ausnahme des Ereignisses 29) variieren weniger als 50 m in der Tiefe. Richtungsabhängige Strukturen sind erkennbar. Dabei fallen besonders die Unterschiede in den Abbildungen der x- bzw. y-Achse über der Tiefe auf. Eine zeitliche Abfolge kann nicht verifiziert werden. Die untere Schranke für die Ähnlichkeitskoeffizienten liegt bei 0.9. Dies ist typisch für ein Multiplet. Es herrscht ein deutlicher Schwarmcharakter vor.

Abbildung 7.10 beinhaltet die Abbildungen zum Multiplet III. Das Multiplet III umfasst Ereignisse, die am Ende des Erdbebenschwarms nahe Werdau stattgefunden haben. Die Zugehörigkeit zu einem separaten Multiplet ist durch die Ähnlichkeitsanalyse belegt und kann anhand der Wellenformen nachvollzogen werden. Die untere Schranke der Ähnlichkeitsko-

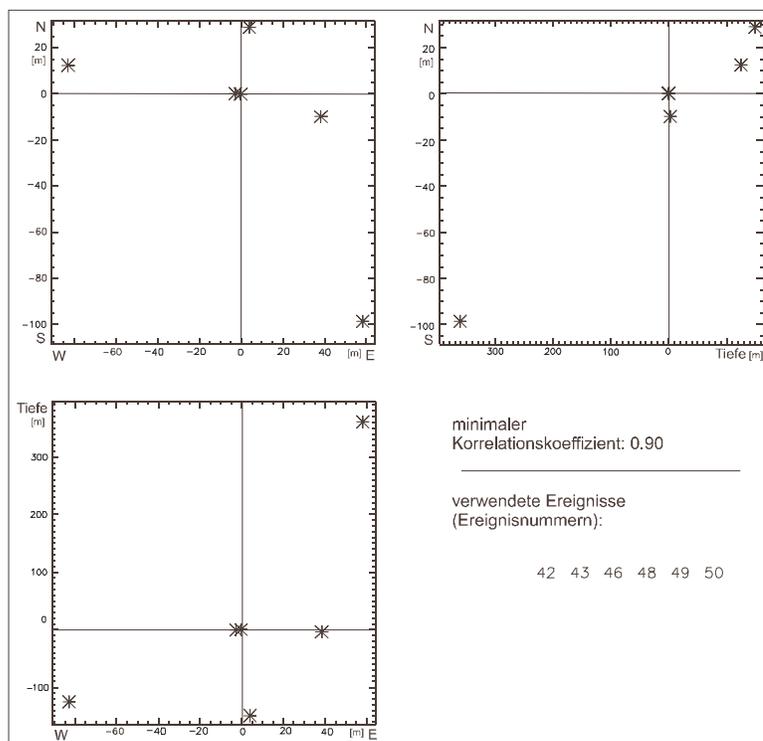


Abbildung 7.10: Multiplet III des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau.

effizienten von 0.9 belegt den Schwarmcharakter. Das Multiplet hat eine Ausdehnung in x- und y-Richtung von ca. 140 m. Die Tiefe variiert in einem Bereich von ca. 400 m. Dabei liegt nur ein Ereignis (50) etwas abseits, ohne dieses Ereignis wäre die Schwankungsbreite der Tiefenerstreckung ca. 200 m. Interessant bei der Interpretation (Abschnitt 8) ist das Einfügen dieses Multiplots in das Gesamtbild des Schwarms, nach der absoluten Lokalisierung.

7.3.4 Absolute Lokalisierung der Multiplots

Für diesen Schwarm wurden 3 Multiplots identifiziert. Die Farbzunordnung der Multiplots entspricht denen der Wellenformdarstellung in Abbildung 7.7. Ereignistyp I (rot), Multiplet II (grün) und Multiplet III (blau) sind in den Abbildungen 7.11, 7.12 und 7.13 dargestellt.

Es wurden unterschiedliche Blickwinkel gewählt. Dabei wird deutlich, dass die Ereignisse der Multiplots in verschiedenen Ebenen liegen. Die Ebenen wurden durch die Minimierung

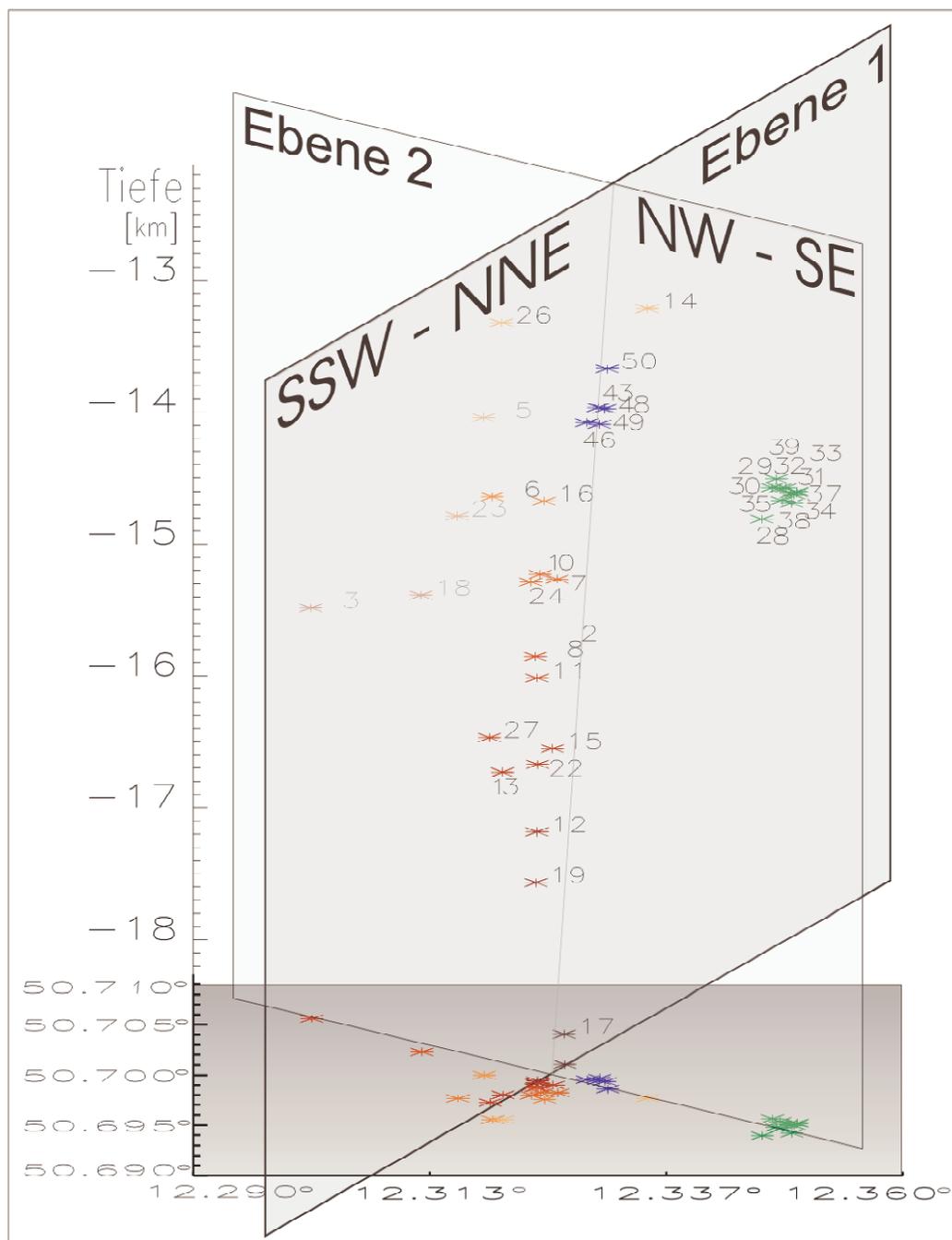


Abbildung 7.11: Relativ relocalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau (Blickrichtung S-N).

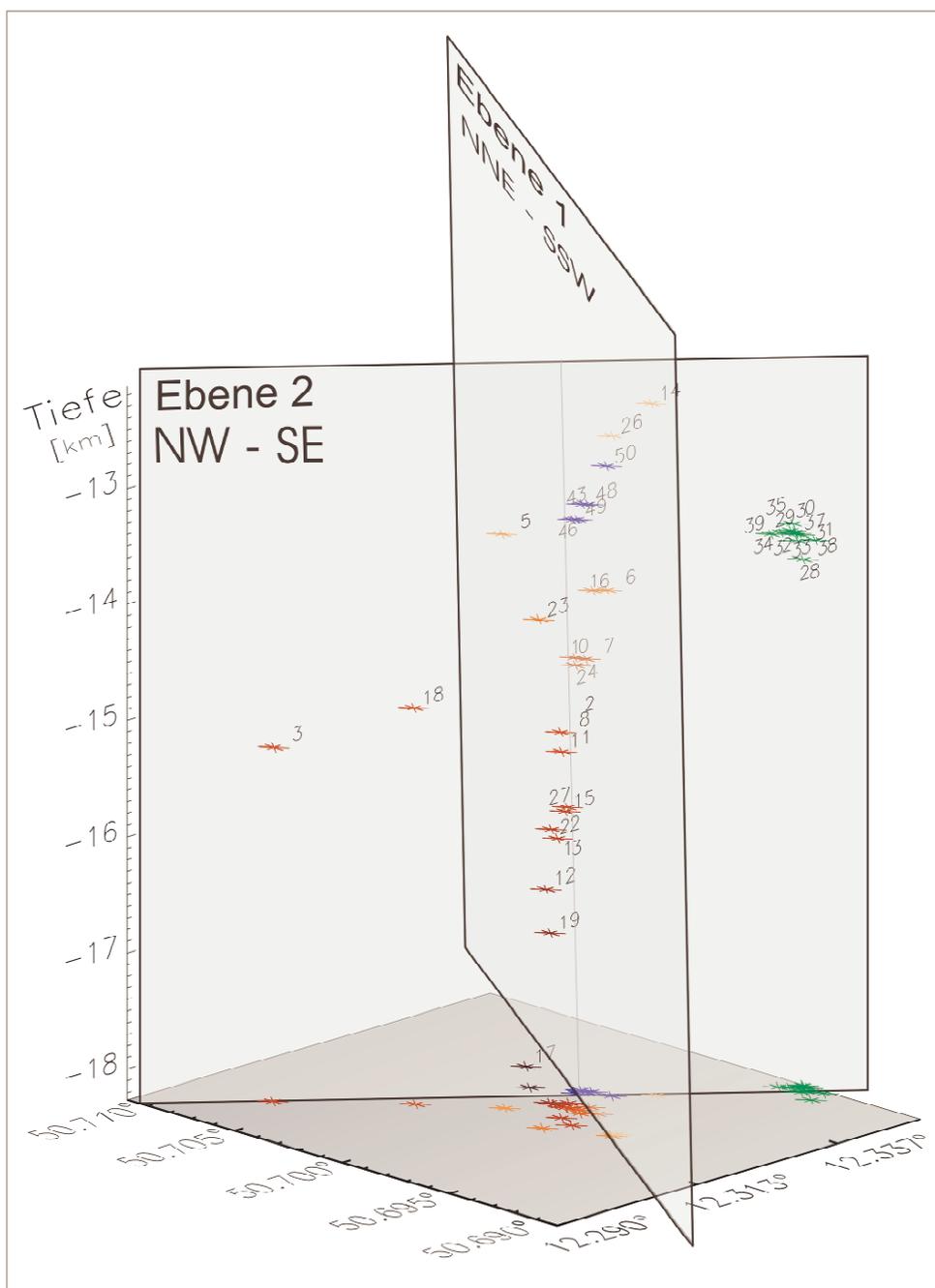


Abbildung 7.12: Relativ relocalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau (Blickrichtung SW-NE).

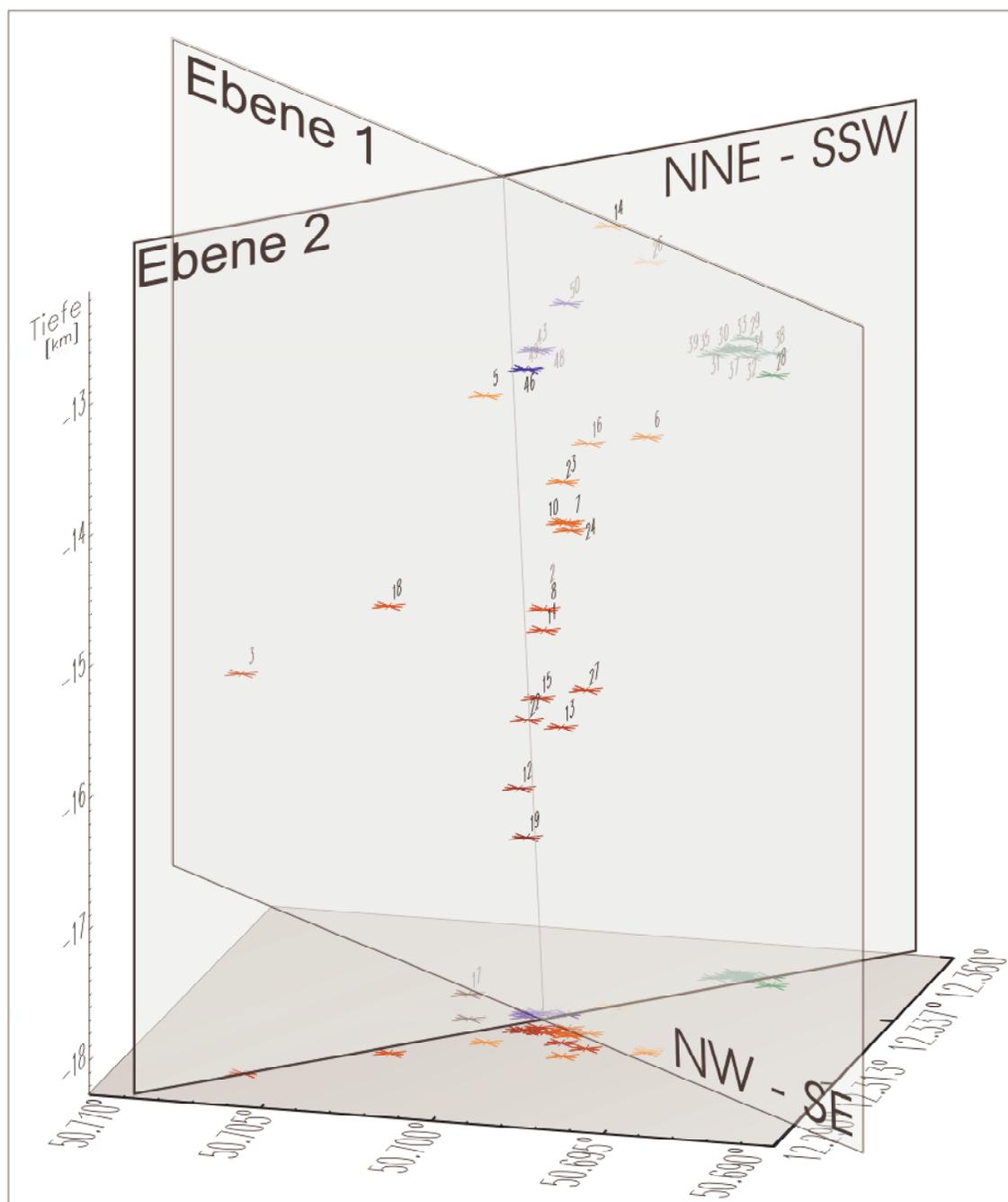


Abbildung 7.13: Relativ relocalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau (Blickrichtung WSW-ENE).

des senkrechten Abstands der Ereignisse eines Multiplets zur Ebene berechnet. Die Darstellung erfolgt nur für Multiplets denen eindeutige eine Ebene zugeordnet werden konnte. Die Multiplets können durch verschiedene Farben unterschieden werden. Der Hauptfarbton variiert tiefenabhängig.

Während das sehr ausgedehnte Multiplet I (rot) eindeutig der SSW-NNE streichenden Ebene 1 zuzuordnen ist, liegt Multiplet II (grün) auf der NW-SE verlaufenden Ebene 2. Das Einfallen der zum Multiplet I gehörenden Ebene 1 ist ca. 10° bezüglich der Horizontalen in Richtung NNW. Wenige Ereignisse des Multiplets I können der Ebene 2, mit einer ca. 90° versetzten Streichrichtung, zugeordnet werden. Diese Ereignisse sind nicht als Ausreißer zu bewerten. Die Zuordnung zu einer gemeinsamen Ebene ist eindeutig. Die geringe Ereigniszahl gestattet keine zuverlässige Bestimmung des Einfallswinkels der Ebene 2. Das Multiplet III weist die Streichrichtung NW-SE auf (Ebene 2), entsprechen den nicht auf der Ebene 1 liegenden Ereignisse des Multiplets I und dem Multiplet II (Ebene 2).

Besonders auffällig ist die große Erstreckung des Multiplets I in der Tiefe. Die Multiplets II und Multiplet III zeigen dagegen eine sehr geringe Ausdehnung, wie für Multiplets typisch. Während sich Multiplet III und Multiplet I überlagern, liegt Multiplet II etwa 2000 m in Richtung SE versetzt. Die Mehrzahl der Ereignisse des Multiplets I finden im Kreuzungsbereich der beiden Ebenen statt.

7.4 Erdbebenschwarm: September 1994 nahe Klingenthal

7.4.1 Kreuzkorrelation

Für die Auswertung dieses kleineren Erdbebenschwarms standen ausschließlich Wellenformen tschechischer Stationen zur Verfügung. Die Daten stammen aus zwei unterschiedlichen seismischen Netzen, dem WEBNET und dem Kraslice-Netz. Nicht alle Ereignisse wurden von den Stationen beider Netze registriert. Deswegen erfolgt die Darstellung der Ähnlichkeitsmatrizen für je eine Station der beiden seismischen Netze.

Die Zusammenstellung aller Ähnlichkeitskoeffizienten erfolgt in Tabelle 7.3. Wie schon bei den vorangegangenen Erdbebenschwärmern ergibt sich auch für diesen Schwarm bei der

Tabelle 7.3: Durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten des Erdbebenschwarms im September 1994 bei Klingenthal.

Stations- kürzel	durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten		
	<i>P</i> -Phase	<i>S</i> -Phase	<i>P</i> - und <i>S</i> -Phase (gemeinsam)
NKC	0.69	0.73	0.69
KOC	0.70	0.65	0.65
KRC	0.71	0.76	0.73
BERN	0.79	0.73	0.72
JIND	0.65	0.64	0.61
LUBY	0.64	0.69	0.64
POCA	0.70	0.76	0.67
VACK	0.71	0.70	0.67
∅[%]	69.9	70.8	67.2

Kreuzkorrelation der *S*-Phasen der größte durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizient. Wiederum ist die Strukturierung der Matrizen bei der Analyse der *S*-Phasen am ausgeprägtesten. Die Stationen POCA und KRC erreichen mit 0.76 den höchsten Ähnlichkeitskoeffizienten für die *S*-Phasen.

Um die chronologische Abfolge der Schwarmbeben untersuchen zu können, werden für die Stationen POCA und KRC Ähnlichkeitsmatrizen mit sortierter *x*-Achse in Abbildung 7.14 und 7.15 angegeben.

Die Ergebnisse nach der Sortierung der *x*- und der *y*-Achse finden sich in Abbildung 7.16 und 7.17. Die identifizierbaren Ereignistypen (Multiplets) wurden gekennzeichnet. Ereignisse, von denen an der jeweiligen Station keine Wellenformen vorliegen, werden am rechten Rand der Matrizen schwarz dargestellt.

Die Zuordnung der Wellenformen zu den unterschiedenen Ereignistypen (Multiplets) wurde in Abbildung 7.18 und 7.19 vorgenommen.

Die Farben entsprechen wie folgt den Ereignistypen: Ereignistyp I - blau, Ereignistyp II - braun, Ereignistyp III - grün. Wellenformen die nicht eindeutig einem Ereignistyp zugeordnet werden konnten wurden rot gekennzeichnet. Schwarze Wellenformen blieben

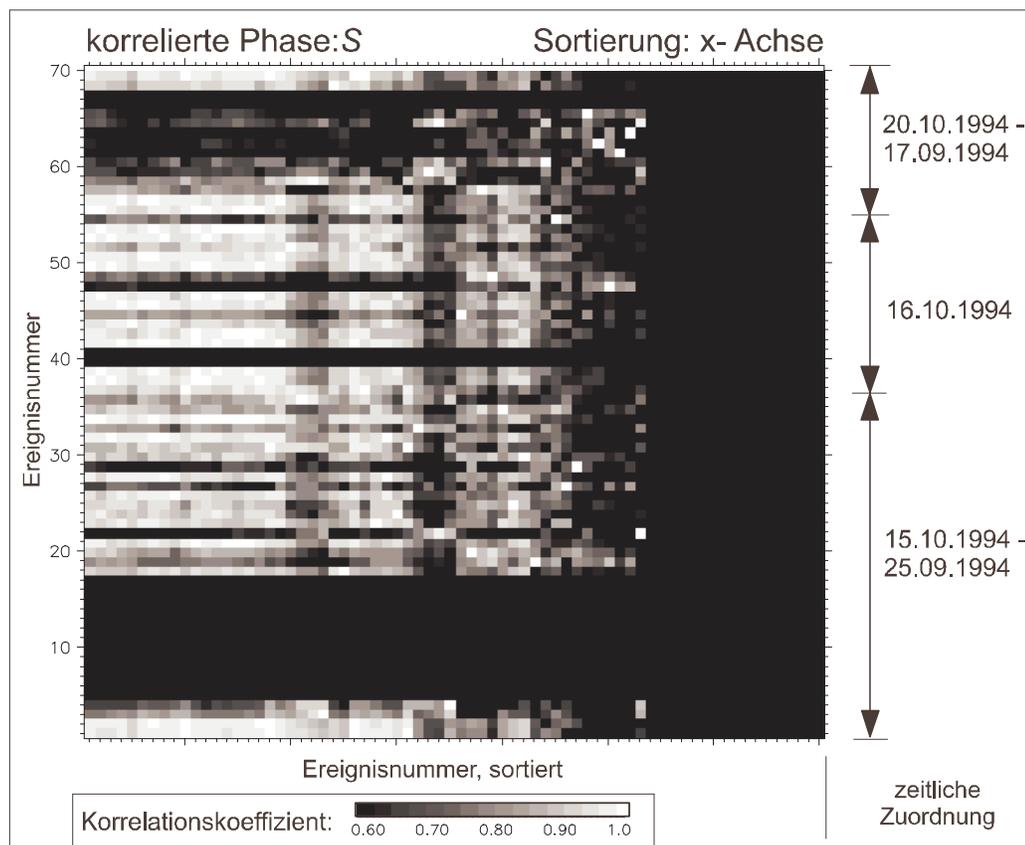


Abbildung 7.14: Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms in September 1994 nahe Klingenthal (Station: POCA; S-Phase; Sortierung: x-Achse).

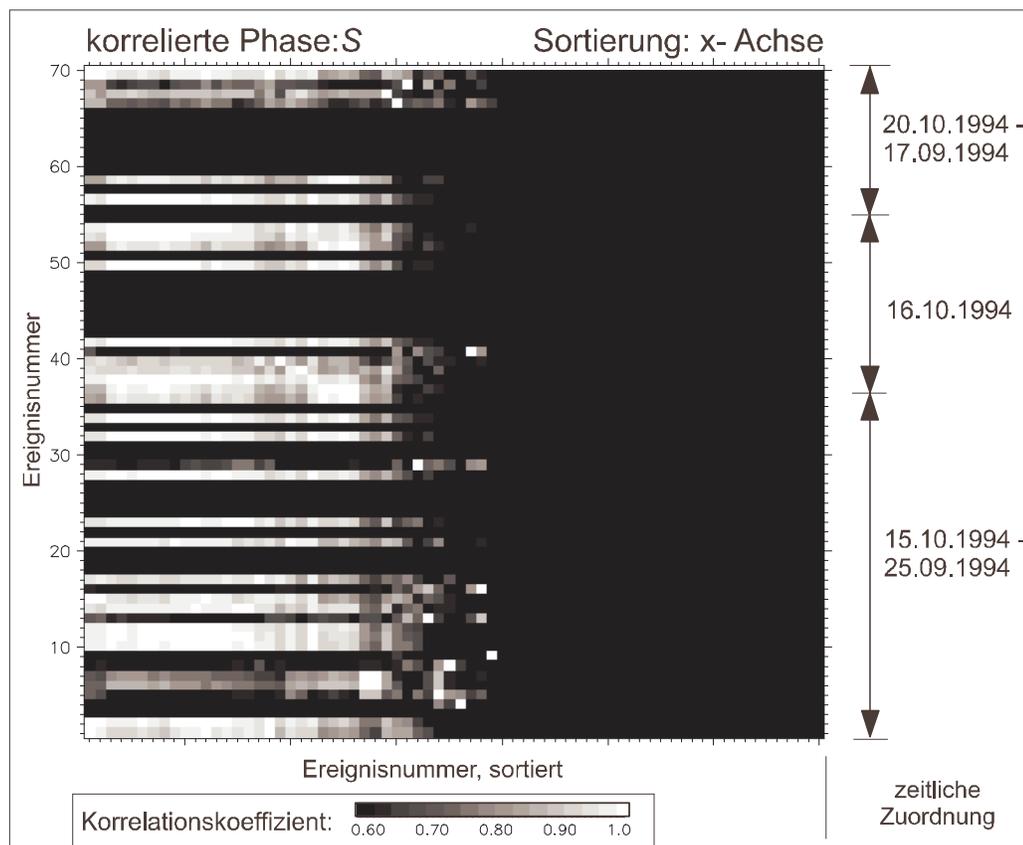


Abbildung 7.15: Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms in September 1994 nahe Klingenthal (Station: KRC; S-Phase; Sortierung: x-Achse).

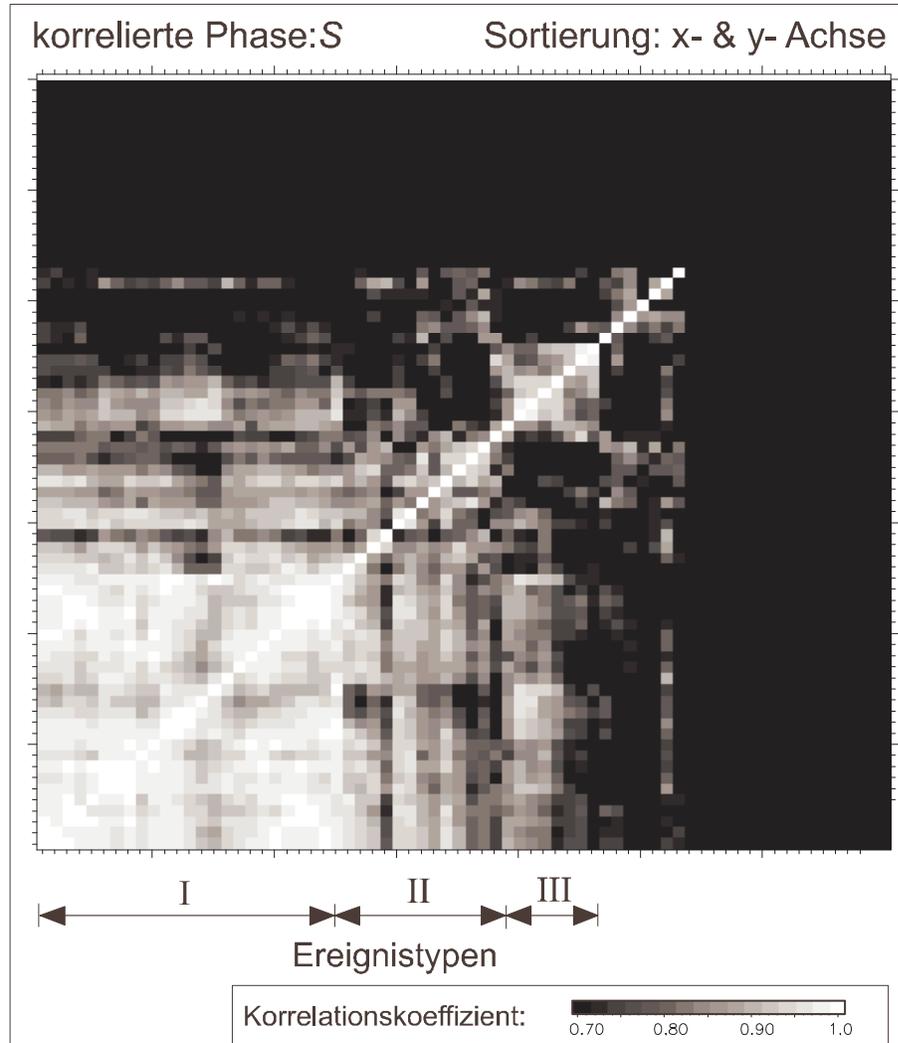


Abbildung 7.16: Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal (Station: POCA; *S*-Phase; Sortierung: x- und y-Achse).

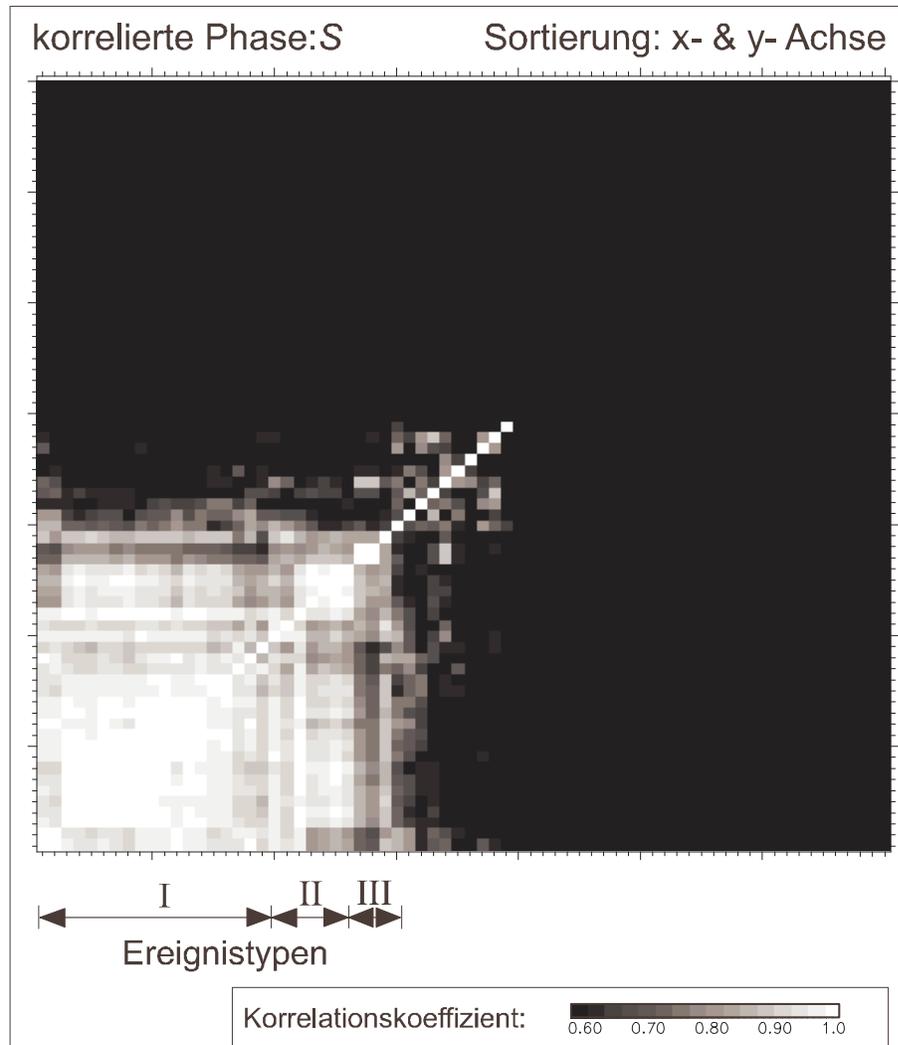


Abbildung 7.17: Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal (Station: KRC; S-Phase; Sortierung: x- und y-Achse).

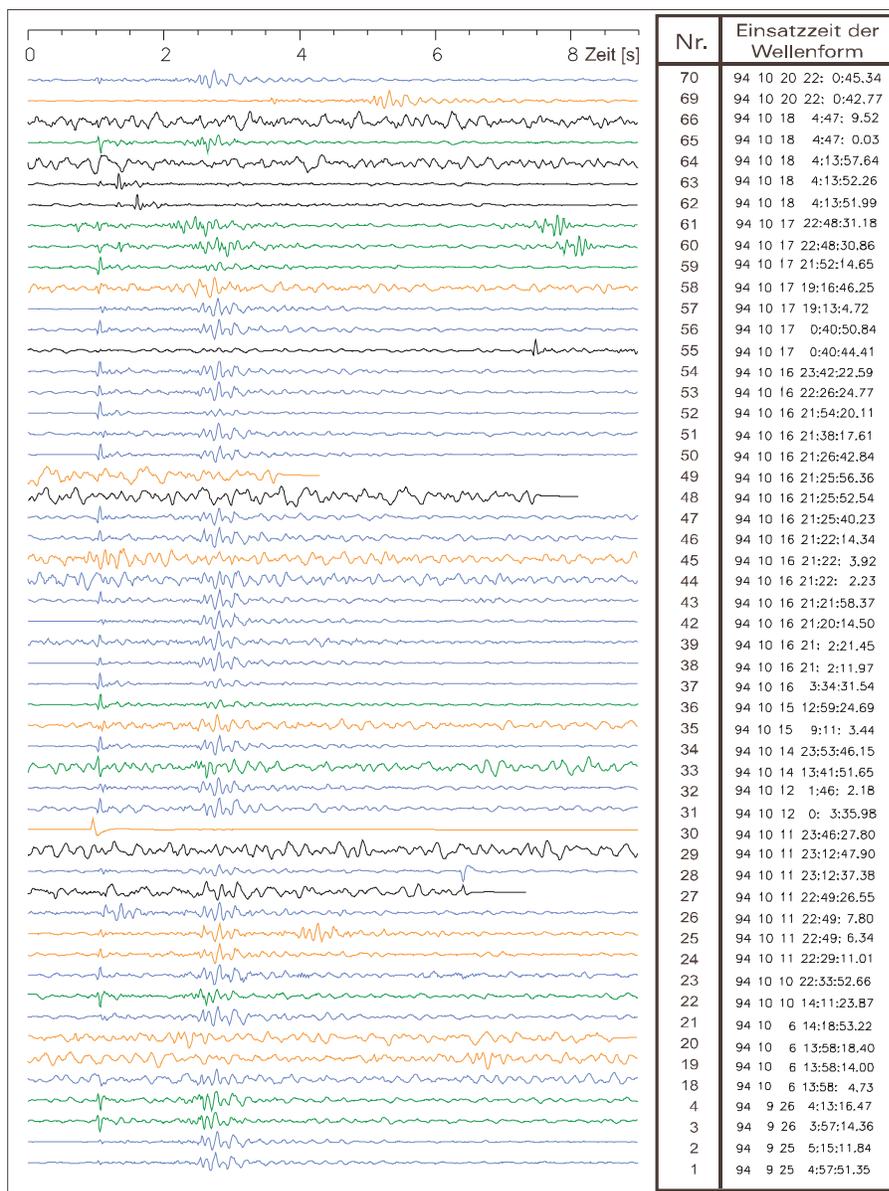


Abbildung 7.18: Wellenformen aller Ereignisse des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal (Station: POCA; ungefiltert, normiert).

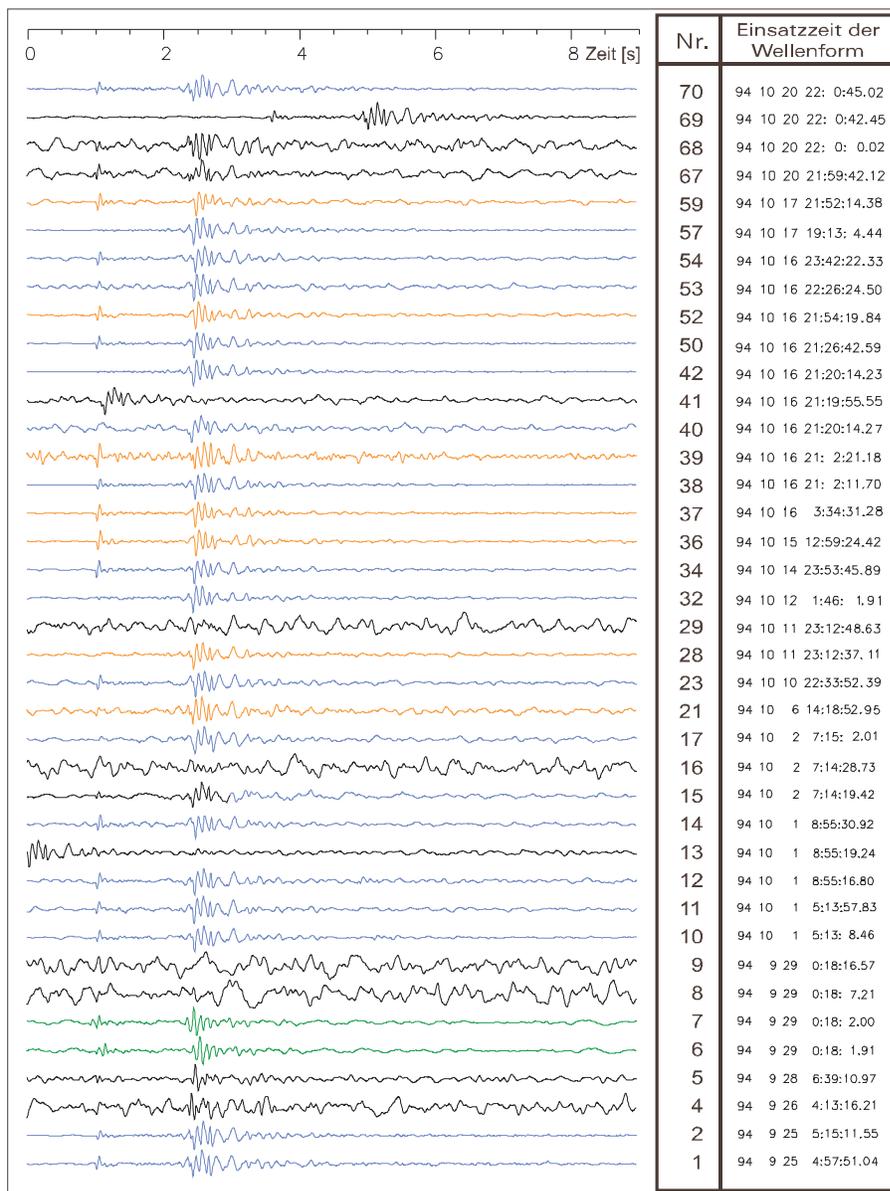


Abbildung 7.19: Wellenformen aller Ereignisse des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal (Station: KRC; ungefiltert, normiert).

bei der Kreuzkorrelation unberücksichtigt. Soweit Wellenformen eines Ereignisses an beiden Stationen vorlagen, wurde dieses Ereignis automatisch dem gleichen Ereignistyp zugeordnet.

7.4.2 Analyse der Multiplets

Die in Abbildung 7.16 und 7.17 angegebenen Ähnlichkeitsmatrizen lassen die Unterscheidung von 3 Ereignistypen zu. Besonders auffällig ist die Zahl von Ereignissen, die keinem Ereignistyp zugeordnet werden können. Typ I ist klar abzugrenzen. Besonders an der Station POCA ist auch der Typ III identifizierbar. Die Untersuchung zweier Stationen war notwendig, da ein großer Teil der Ereignisse nicht an allen Stationen registriert wurde. So erfolgte die Analyse der Ähnlichkeit an je einer Station aus beiden lokalen tschechischen Netzen. Es wurde jeweils die Station mit dem größten Ähnlichkeitskoeffizienten für den gesamten Erdbebenschwarm gewählt. Ereignistyp II kann nicht genau zugeordnet werden und stellt den Übergang zwischen Typ I und III dar. Der Struktur nach gehört dieser eher zu Typ III. Mit einem Ähnlichkeitskoeffizienten von über 0.90 handelt es sich bei Typ I eindeutig um ein Multiplet. Bei Typ II bzw. III ist eine Klärung anhand der Ähnlichkeitsmatrix nicht möglich. Nach *Neunhöfer (1998)* lässt der hohe b-Wert für diesen Erdbebenschwarm auf mehreren Episoden schließen.

Da die meisten seismischen Registrierstationen mehrere zehner Kilometer vom Epizentrum positioniert waren, ist davon auszugehen, dass nicht alle stattgefundenen Ereignisse registriert wurden. So könnten die Ereignisse der Typen II und III mehrere Multiplets umfassen. Alle Multiplets wären durch die fehlenden Registrierungen so unvollständig, dass sie nicht als solche identifiziert werden können. Die Zusammenfassung zu einem gemeinsamen Ereignistyp ist unzulässig. Während im Falle des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau die Ereignisse der Ereignistyps I tatsächlich eine große Streuung aufweisen wird für den hier behandelten Schwarm diese Streuung durch fehlende Registrierungen nur vorgetäuscht. Man kann nicht von einem vergleichbaren Herdmechanismus ausgehen.

Die durchschnittlichen Ähnlichkeitskoeffizienten aller Stationen und aller Ereignisse liegen etwa so hoch wie die des Erdbebenschwarms 1997/98. Auch die Verhältnisse zwischen den Phasen entsprechen einander. So drücken sich unterschiedliche Schwarmmechanismen in den Ähnlichkeitskoeffizienten gleich aus. Nur das Heranziehen von Randbedingungen macht eine Unterscheidung möglich.

7.4.3 Relative Relokalisierung

Bei diesem Erdbebenschwarm kann nur ein echtes Multiplet identifiziert werden. Dieses ist in Abbildung 7.20 dargestellt.

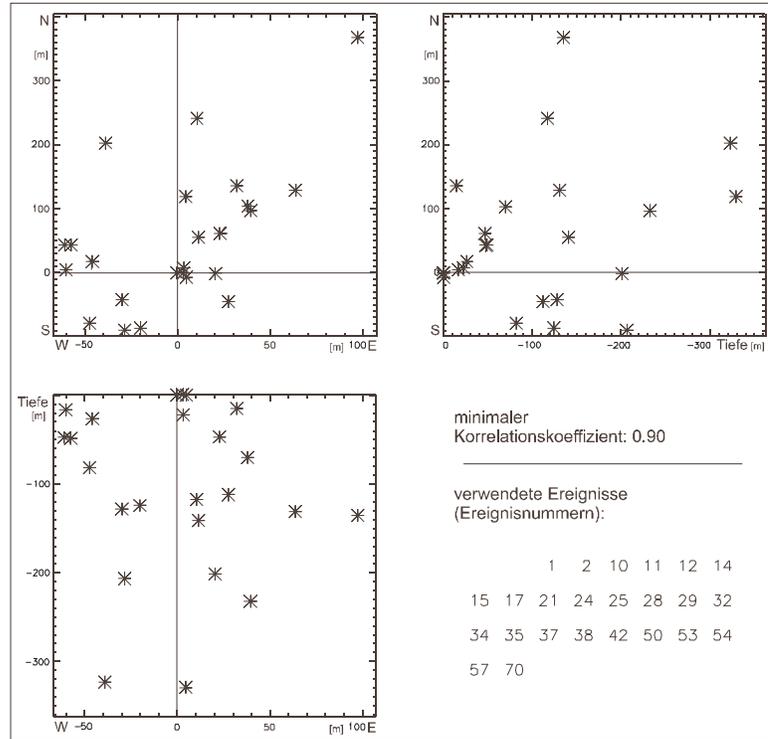


Abbildung 7.20: Multiplet I des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal.

Die Kantenlänge des Multiplets I beträgt in x-Richtung ca. 150 m, in y-Richtung 500 m und in z-Richtung ca. 400 m. Die untere Schranke für die Ähnlichkeitskoeffizienten liegt bei 0.9. Die Lage der Epizentren zeigt eine Strukturierung in Richtung NW - SE. Die Tiefenprojektionen macht besonders im x-z-Plot Gruppen zusammengehöriger Ereignisse sichtbar. Dies ist im y-z-Plot nicht eindeutig nachweisbar. Hierbei ist besonders die um das 2.5fache grössere Streuung entlang der y-Koordinate beachtenswert. Eine zeitliche Abfolge der Multiplets, wie beim Erdbebenschwarm 1997/97 nahe Werdau beobachtet, ist bei diesem Schwarm nicht verifizierbar. Multiplet I enthält Ereignisse aus dem gesamten Bebenzeitraum. Eine Gruppierung der Ereignisse innerhalb der Multiplets erkennbar. Das Multiplet enthält fast 2/3 aller registrierten Ereignisse des Erdbebenschwarms.

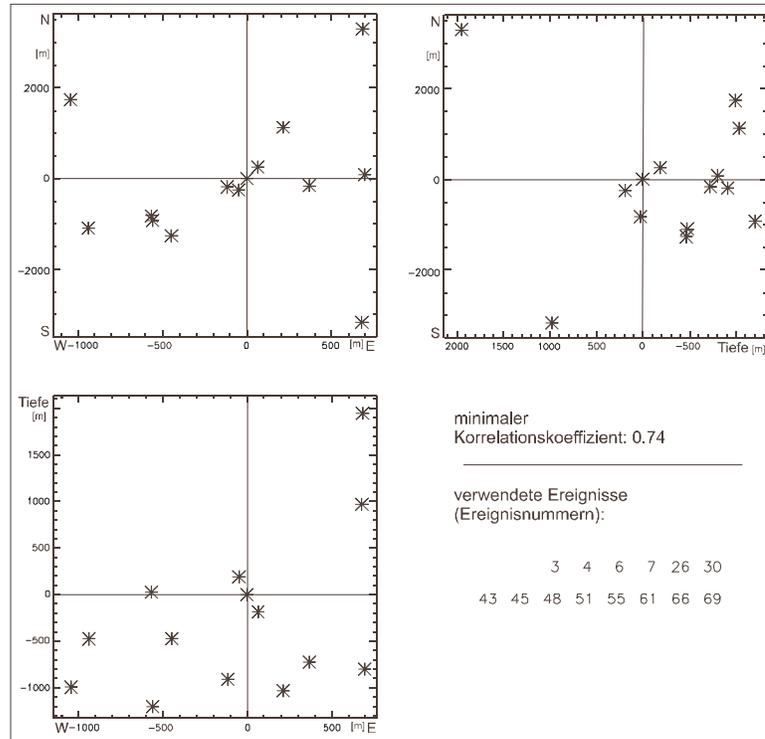


Abbildung 7.21: Multiplet II des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal.

Beim Multiplet II (siehe Abbildung 7.21) handelt es sich um kein Multiplet im engeren Sinne, wie im vorangegangenen Abschnitt dargelegt. Die Kantenlänge des Multiplots beträgt ca. 2000 m x 5000 m x 3000 m. Hierbei sind keine besonders ausgeprägten Variationen mit der Tiefe zu beobachten. Es wird aufgeführt, weil eine Inversion der zugehörigen Phaseneinsatzzeit-Differenzen noch möglich war. Die große Ausdehnung des Multiplots wird vor allem durch einzelne Ereignisse hervorgerufen, die weit ab vom Zentrum des Multiplots liegen. Betrachtet man nur 70 % der Ereignisse, so verringert sich die Ausdehnung des Multiplots auf eine Kantenlänge von 1000 m x 3000 m x 1500 m. Klare Strukturen zeichnen sich innerhalb des Multiplots nicht ab.

Die Ergebnisse sind fehlerbehaftet, da bei solch großen Kantenlängen eine Linearisierung, wie bei der Berechnung nach *Got et al. (1994)* vorgenommen, nur noch unter Vorbehalten durchgeführt werden kann. Sie sind nicht mit der exakten relativen Relocalisierung des Multiplots M1 vergleichbar.

7.4.4 Absolute Lokalisierung der Multiplets

Das Multiplet M1 (grün) und das Multiplet M2 (rot) haben einen unterschiedlichen Charakter. Die Abbildungen 7.22 und 7.23 veranschaulichen die Lage der Multiplets und der dazugehörigen Hypozentren aus zwei Blickwinkeln.

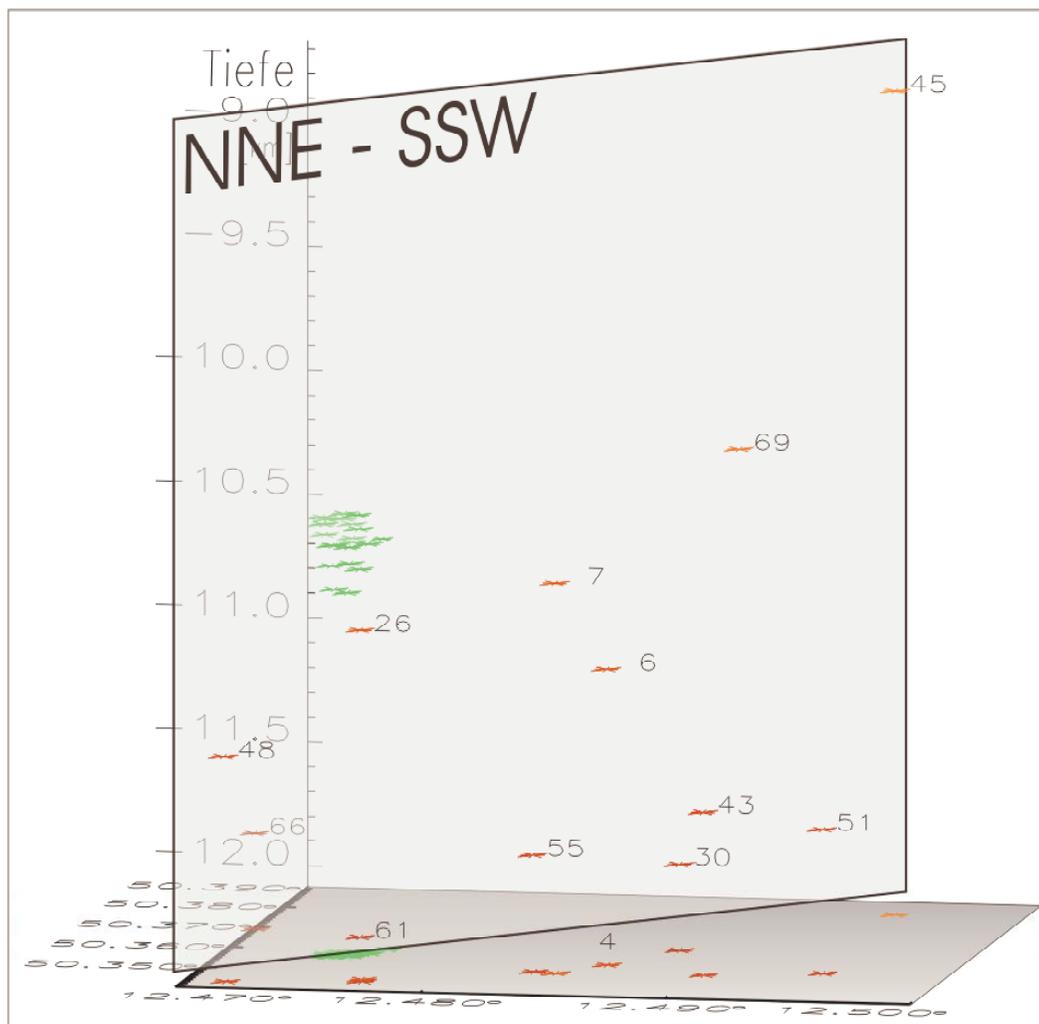


Abbildung 7.22: Relativ relocalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms im September 1994 nahe Klingenthal (Blickrichtung etwa S-N).

Wie die Ergebnisse vor der absoluten Lokalisierung schon vermuten ließen, zeigt Multiplet II eine große Streuung, wobei keinerlei auswertbare Strukturen erkennbar ist. Die absoluten

7.5 Erdbebenschwarm: Dezember 1994 nahe Novy Kostel

7.5.1 Kreuzkorrelation

Zur Auswertung dieses Erdbebenschwarms wurden in der Mehrzahl Wellenformen der tschechischen seismischen Netze verwendet. Hinzu kommen noch Stationen lokaler deutscher Netze, die in Abbildung 3.7 dargestellt wurden. Diese lieferten eine sehr begrenzte Zahl von Wellenformen. Einen fast vollständigen Datensatz stellte das Kraslice-Netz zur Verfügung, aus diesem muss demzufolge die Station stammen, die zur Identifizierung der Multiplets dient. Der Tabelle 7.4 können die Ähnlichkeitskoeffizienten aller Stationen entnommen werden, die Wellenformen zu mindestens 30 % aller Ereignisse lieferten. Die Station LUBY eignet sich am besten für eine weitergehende Multipletanalyse, da von ihr eine große Anzahl der Ereignisse aufgezeichnet wurde, der Ähnlichkeitskoeffizient sehr hoch und die Matrix gut strukturiert ist.

Tabelle 7.4: Durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 bei Novy Kostel.

Stations- kürzel	durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizienten		
	<i>P</i> -Phase	<i>S</i> -Phase	<i>P</i> - und <i>S</i> -Phase (gemeinsam)
NKC	0.69	0.73	0.70
KOC	0.76	0.81	0.75
KRC	0.80	0.85	0.79
BERN	0.78	0.74	0.71
JIND	0.67	0.78	0.76
LUBY	0.73	0.82	0.79
POCA	0.71	0.74	0.68
VACK	0.69	0.74	0.64
∅[%]	72.9	77.6	72.8

Abbildung 7.24 beinhaltet die in der x-Achse sortierte Matrix für die Untersuchung der chronologischen Abfolge der Ereignisse und Multiplets. Mit der in der x- und der y-Achse sortierten Matrix (siehe Abbildung 7.25) lassen sich verschiedene Ereignistypen (Multiplets) gut unterscheiden. Die Ereignistypen wurden gekennzeichnet.

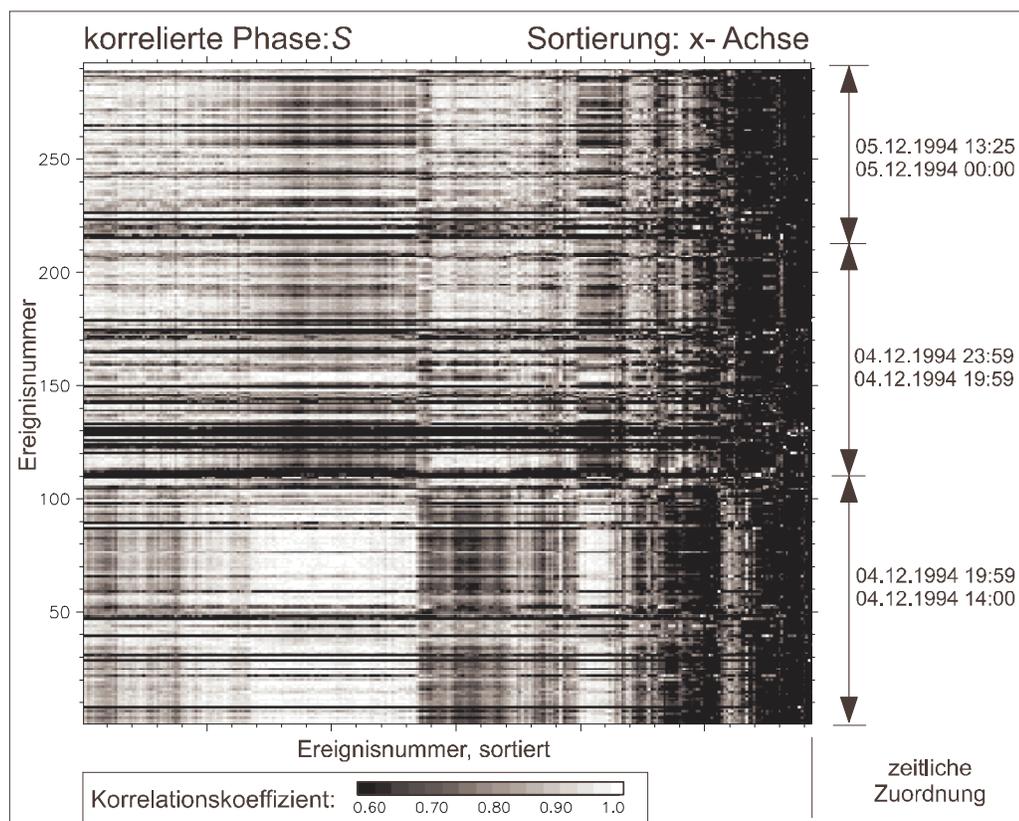


Abbildung 7.24: Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms in Dezember 1994 nahe Novy Kostel (Station: LUBY; S-Phase; Sortierung: x-Achse).

Die Zuordnung der Ereignistypen erfolgt in Abbildung 7.26. Ereignistyp I wurde blau, II grün, III violett und IV rot eingefärbt. Für Typ IV war keine eindeutige Zuordnung möglich. Schwarze Wellenformen wurden bei der Ähnlichkeitsanalyse nicht berücksichtigt.

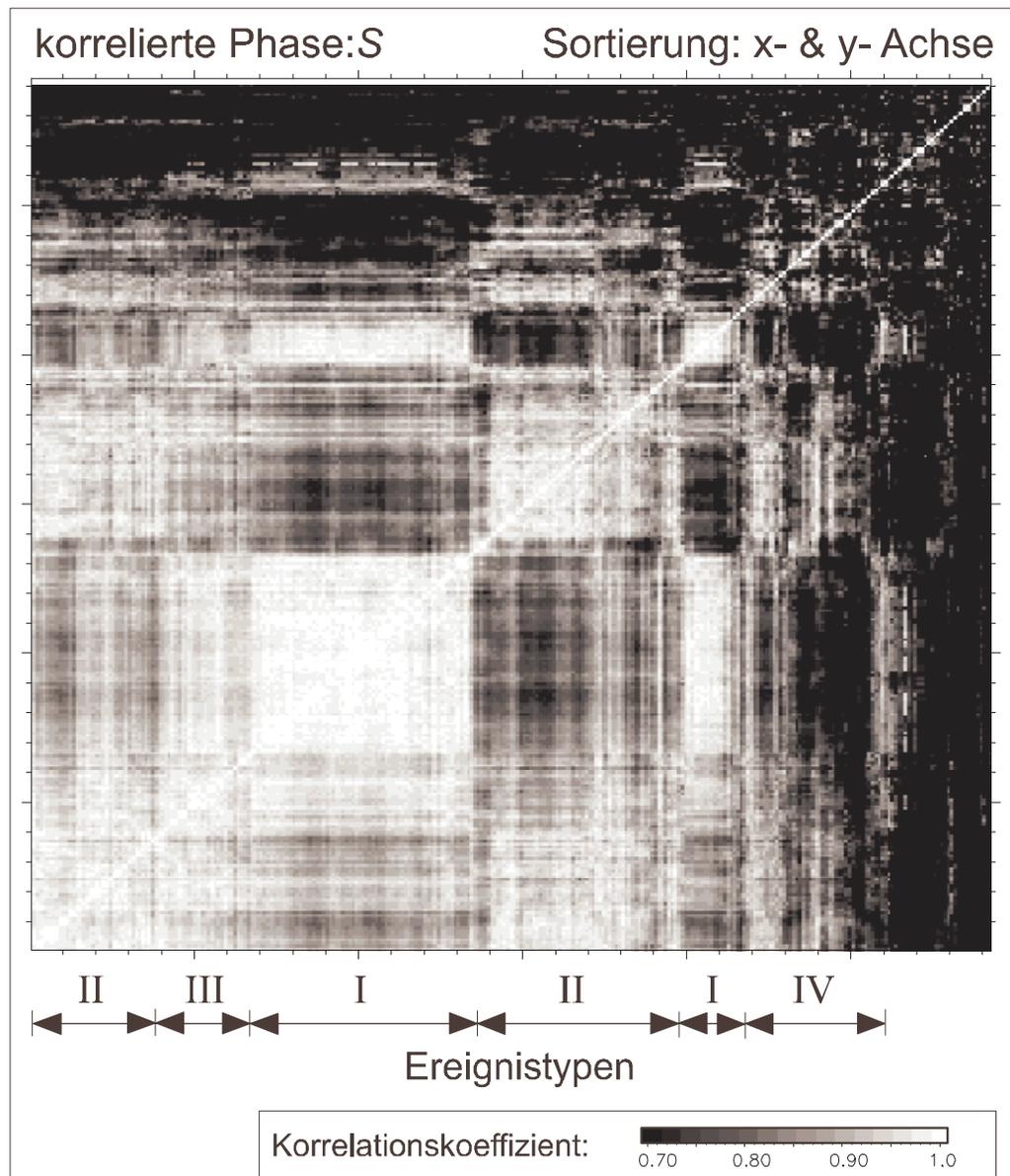


Abbildung 7.25: Ähnlichkeitsmatrizen des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 nahe Novy Kostel (Station: LUBY; *S*-Phase; Sortierung: x- und y-Achse).

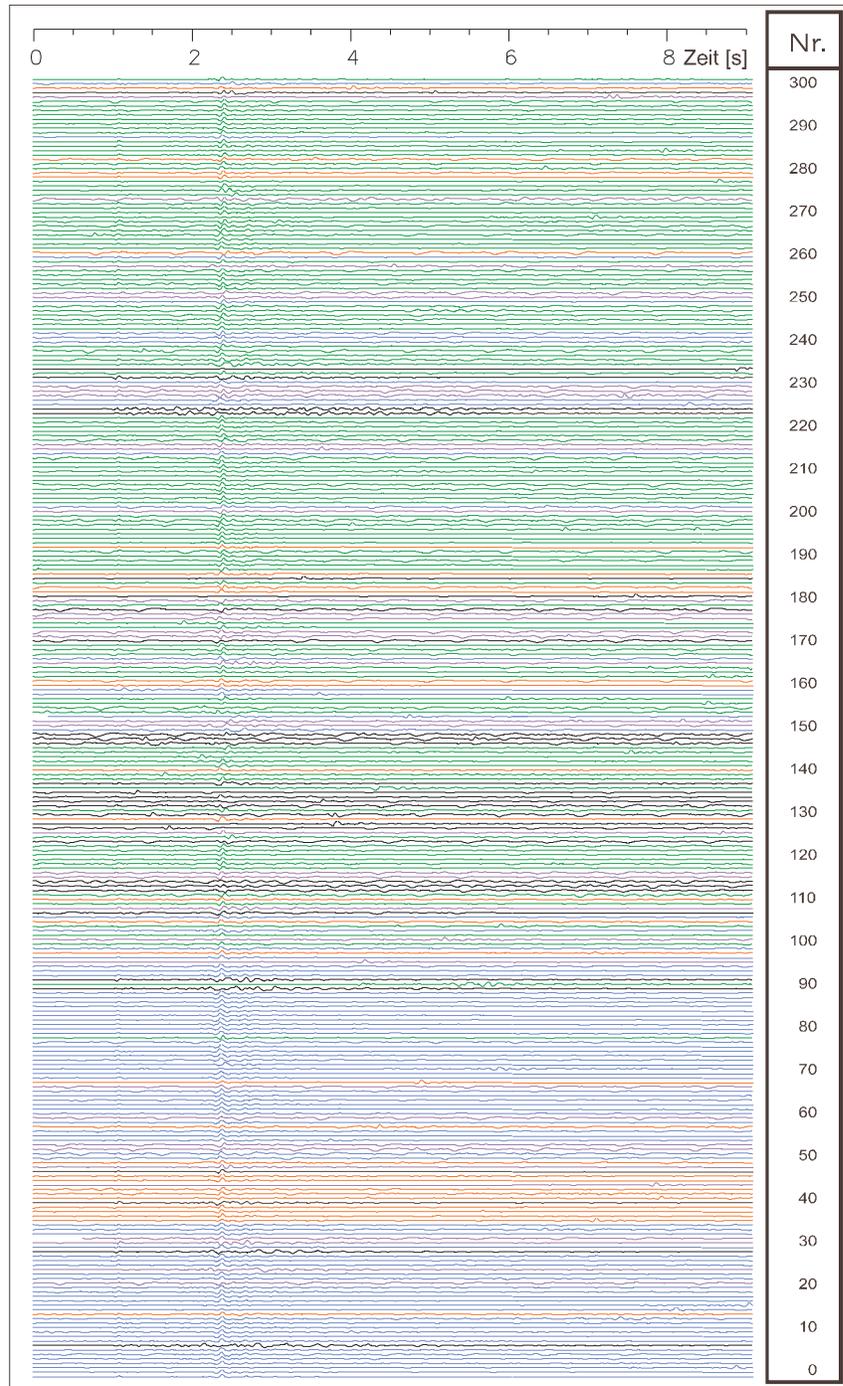


Abbildung 7.26: Wellenformen aller Ereignisse des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 nahe Novy Kostel (Station: LUBY; ungefiltert, normiert).

7.5.2 Analyse der Multiplets

Anhand der Abbildung 7.25 können 4 verschiedene Ereignistypen unterschieden werden. Ereignistypen I und II zeichnen sich durch eine eigene Struktur aus. Hingegen stellt sich Ereignistyp III als Mischung zwischen Typ I und II dar. Es handelt sich bei Typ III um den Übergang von Typ I zu II. Ereignistyp IV umfasst Ereignisse, die keinem Multiplet zuzuordnen werden konnten, aber eine signifikante Ähnlichkeit und Struktur aufweisen. Die Analyse der zeitlichen Abfolge zeigt, dass Ereignisse diesen Typs in den ersten Stunden des Schwarms auftraten. Der Übergang von Typ I zu Typ II erfolgte am 4.12.1994 gegen 20:00 Uhr. In der bezüglich der x-Achse sortierten Ähnlichkeitsmatrix (siehe Abbildung 7.24) ist dies gut erkennbar. Während vor diesem Zeitpunkt Ereignistyp I dominiert, sind nach diesem Zeitpunkt im Wesentlichen noch Ereignisse des Typs II und III registrierbar. Ereignistyp III ist im gesamten Schwarmzeitraum zu beobachten.

Ähnlich wie beim Erdbebenschwarm 1985/86 könnten im Verlauf des Erdbebenschwarms zwei Störungszonen aktiviert worden sein. Je eine Störungszone wird dabei durch die Ereignistypen I bzw. II charakterisiert. Typ III hingegen weist auf Ereignisse hin, die zwischen den Störungszonen oder am Rand dieser stattfanden. Im Rahmen der relativen Relokalisierung wird versucht, die Ereignisse des Typs III entweder dem Ereignistyp I oder II zuzuordnen.

Bei Ereignistyp I und II handelt es sich um Multiplets. Beide Multiplets zeichnen sich durch eine hohe durchschnittliche Ähnlichkeit aus. Sie liegt über 0.90. Im Falle des Typs IV muss nach der relativen Relokalisierung darüber entschieden werden, ob die Bedingungen eines Multiplets erfüllt werden. Die durchschnittliche Ähnlichkeit aller Ereignisse und jeder Stationen für jede Phase ist bei diesem Erdbebenschwarm besonders hoch. Für die Korrelation der *S*-Phasen wird ein Wert von 77.6 % erreicht. Die Ähnlichkeitskoeffizienten für die *P*-Phase und die gemeinsame Korrelation der *P*- und *S*-Phase liegen etwas niedriger.

Die von *Skácelova et al. (1995)* aufgestellte Häufigkeitsverteilung lässt keine eindeutigen Episoden erkennen (siehe Abbildung 3.4). Für einen episodischen Erdbebenschwarm sprechen auch die hohen Ähnlichkeitskoeffizienten und die Dauer des Schwarms von nur 2 Tagen. Die Trennung zwischen Multiplet I und II ist mittels der Häufigkeitsverteilung nachvollziehbar. Die besonders große Zahl von Ereignissen in den ersten Stunden des Erdbebenschwarms spricht für das Auftreten eines weiteren Ereignistyps, im Falle des Erdbebenschwarms im

Dezember 1994 handelt es sich dabei um Typ IV. Die geringere Korrelation der Ereignisse dieses Typs könnte Hinweise auf einen ausgeprägteren Einzelereignis- als Schwarmereignis-Charakter liefern.

7.5.3 Relative Relokalisierung

Die registrierten Ereignisse dieses Erdbebenschwarms lassen sich eindeutig zwei Multiplets zuordnen. Die zum Multiplet I gehörenden Multiplets sind in Abbildung 7.27 dargestellt.

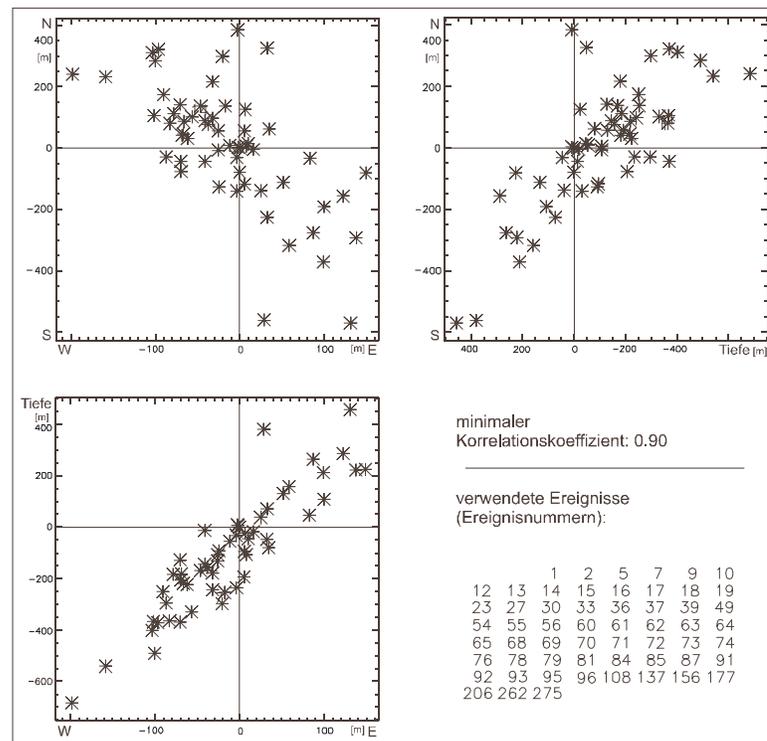


Abbildung 7.27: Multiplet I des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 nahe Novy Kostel.

Die Kantenlänge von ca. 300 m in x-Richtung und ca. 1000 m in der y-Richtung bei über 50 invertierten Ereignisse weist auf einen eindeutigen Schwarmcharakter hin. Dafür spricht auch, dass die Tiefenerstreckung des Multiplets mit ca. 1000 m der Ausdehnung der x- und y-Koordinaten entspricht. Dasselbe gilt für die untere Schranke der Ähnlichkeitskoeffizienten von 0.9. Die Hypozentren spiegeln eine Struktur des Multiplets wider, die in allen drei Teilabbildungen zu erkennen ist. Bemerkenswert ist, dass bei der Analyse der

x-z-Darstellung zwei parallele Linien auffallen, auf denen die Ereignisse stattfanden. Zwischen diesen Linien werden nur wenige Ereignisse lokalisiert. Möglicherweise kann hier der in der Ähnlichkeitsmatrix als Übergangstyp bezeichnete Ereignistyp III charakterisiert werden. Eine zeitliche Einordnung der Ereignisse fällt schwer. Es ist keine chronologische Abfolge innerhalb des Erdbebenschwarms erkennbar. Zu Multiplet I gehören mehr Ereignisse, die zu Beginn des Schwarms aufgezeichnet wurden. Multiplet II (siehe Abbildung 7.28) umfasst im wesentlichen Ereignisse vom Ende des Schwarms.

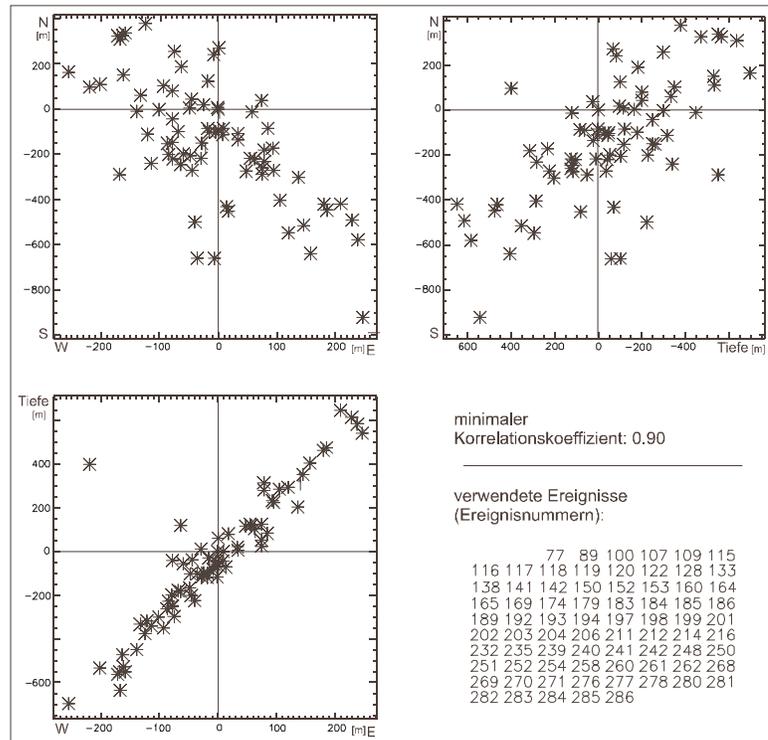


Abbildung 7.28: Multiplet II des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 nahe Novy Kostel.

Für das Multiplet II zeigen sich sowohl in Lage als auch Ausdehnung die gleichen Strukturen wie bei Multiplet I. Die Größe der Multiplets ist vergleichbar. Die Richtung der verifizierbaren Strukturen stimmt überein. Die Streuung entlang der Strukturen ist im Falle des Multiplets II geringer. Zwei parallele Linien in der x-z-Darstellung können bei Multiplet II nicht beobachtet werden. Multiplet II umfasst über 100 Hypozentren. Der minimale Ähnlichkeitskoeffizient wurde mit 0.9 festgelegt.

Obwohl sich beide Multiplets kaum unterscheiden ist eine gemeinsame Inversion aller Ereignisse des Erdbebenschwarms nicht möglich. Das Ergebnis konvergiert nicht. Damit wird die bei der Ähnlichkeitsanalyse gefundene Abgrenzung der Ereignistypen bestätigt.

7.5.4 Absolute Lokalisierung der Multiplets

Die Ergebnisse zeigen zwei in ihrer Lage im Raum sehr ähnliche Multiplets M1 (grün) und M2 (rot). Interessante Blickrichtungen sind in Abbildung 7.29 und 7.30 dargestellt.

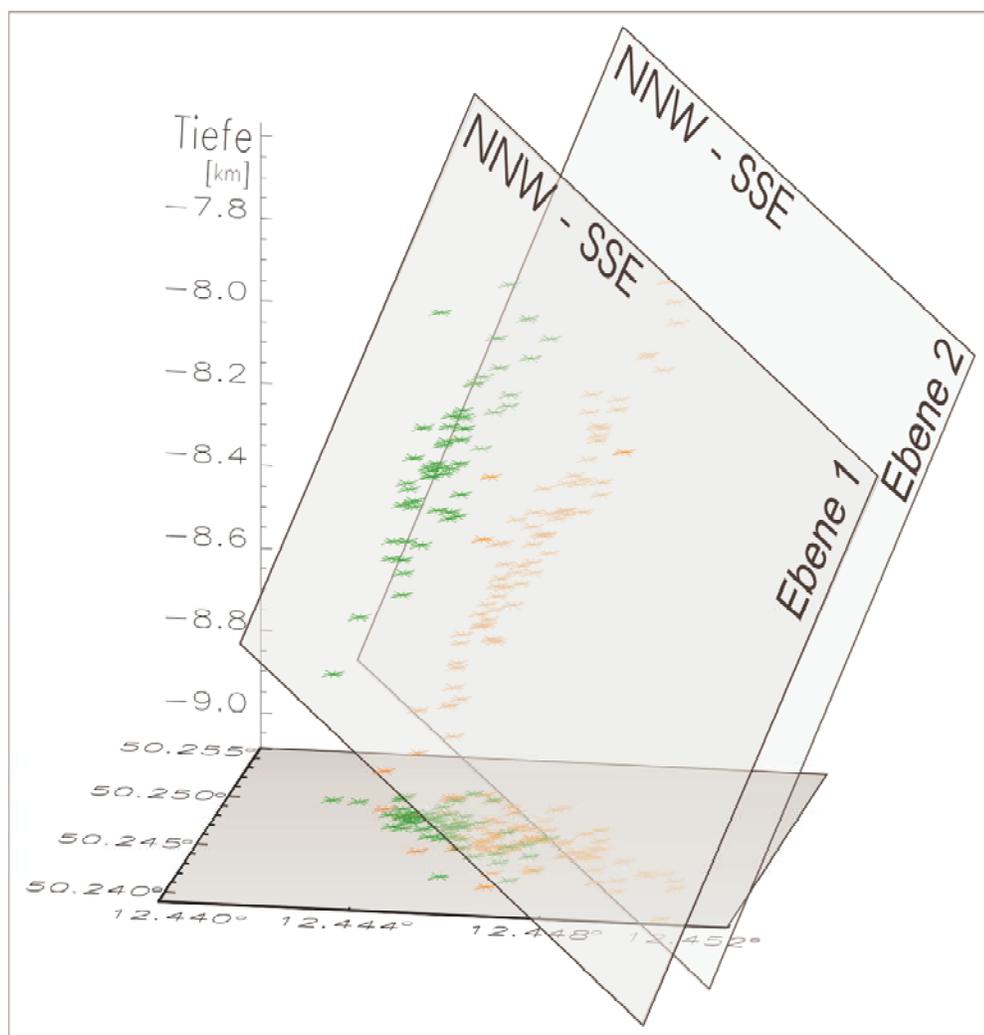


Abbildung 7.29: Relativ relocalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 nahe Novy Kostel (Blickrichtung etwa S-N).

Die Ereignisse beider Multiplets liegen auf fast exakt SSE-NNW streichenden Ebenen. Diese Ebenen sind parallel. Der Einfallswinkel beträgt ca. 65° bezüglich der Horizontalen in Richtung W. Der senkrechte Abstand zwischen beiden Ebenen beträgt etwa 200 m. Die Ereignisse erstrecken sich über eine Tiefe von 7.5 - 9 km. Auf den Ebenen dehnen sich die Ereignisse in y-Richtung ca. 800 m aus. Es ist eine Häufung von tieferen Ereignissen im Norden zu flacheren Ereignissen im Süden innerhalb der Ebenen zu beobachten. Diese Verteilung wird gleichermaßen auf beiden Ebenen registriert. Wenige Ereignisse können zwischen den Ebenen lokalisiert werden. Der maximale senkrechte Abstand von der Ebene beträgt für 99 % der Ereignisse wenige zehner Meter.

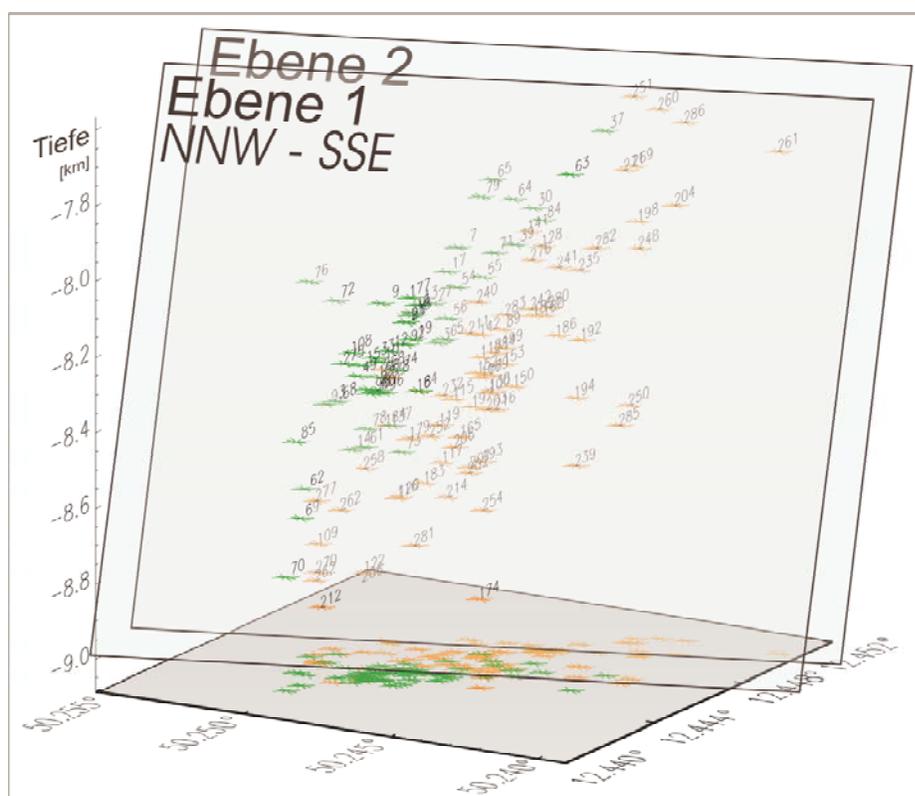


Abbildung 7.30: Relativ relocalisierte Hypozentren des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 nahe Novy Kostel (Blickrichtung etwa SW-NE).

7.6 Klassifizierung der Erdbebenschwärme

7.6.1 Nach der Ähnlichkeitsanalyse

Die auffälligsten Übereinstimmungen in den Ähnlichkeitsmatrizen und der damit verbundenen Schwarmcharakterisierung existieren zwischen den Erdbebenschwärmen im Dezember 1994 und 1985/86. Beide Schwärme fanden in einem Gebiet nahe Novy Kostel, an der Marienbader Störungszone statt. Die Auswertung der Ähnlichkeitsmatrizen zeigt je zwei gut trennbare Multiplets und einen Ereignistyp, der den Übergang zwischen beiden Multiplets repräsentiert. Einzig das abgrenzbare Multiplet am Ende des Schwarms 1985/86 ist beim Schwarm im Dezember 1994 nicht zu finden. Man kann schließen, dass Erdbebenschwärme, die im gleichen Herdgebiet stattfinden, sehr ähnliche Mechanismen aufweisen. Möglicherweise entsprechen sich die aktivierten Störungszonen. Die Zahl der Ereignisse und die freigesetzte Energie sind für den Herdmechanismus zweitrangig. Beim Erdbebenschwarm 1985/86 handelte es sich um einen der stärksten je registrierten Schwärme, wohingegen der Schwarm im Dezember 1994 als klein eingestuft werden muss. Einzig das Fehlen des Multiplets am Ende des Schwarms im Dezember 1994 dürfte energetische Gründe haben. So postulierte *Neunhöfer und Güth (1989)* für Erdbebenschwärme im Vogtland/NW-Böhmen eine Magnitudenschwelle von $ML=3$. Das Überschreiten dieser Schwelle weist auf die Änderung des Herdmechanismus hin. Der neue Mechanismus ermöglicht Magnituden über $ML=3$. Im Laufe des Erdbebenschwarms 1985/86 wurde die Schwelle überschritten. Für den Schwarm im Dezember 1994 lag die größte Magnitude unterhalb dieses Schwellwertes. So konnte sich ein weiteres Multiplet am Schwarmende nicht ausbilden. Besonders auffällig bei beiden Schwärmen sind die hohen durchschnittlichen Ähnlichkeitskoeffizienten. Sie liegen über denen der anderen untersuchten Schwärme. Dies spricht für besonders ähnliche Herdmechanismen innerhalb der Multiplets und ein kleines Herdvolumen. Im Folgenden wird im Falle des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 und 1985/86 vom **Schwarmtyp A** gesprochen.

Eine ähnlich gute Übereinstimmung scheint zwischen den Erdbebenschwärmen im September 1994 und 1997/98 zu herrschen. Doch die Schwarmmechanismen unterscheiden sich erheblich. Beide Schwärme weisen einen Ereignistyp aus, dessen durchschnittliche Ähnlichkeit geringer als bei üblichen Multiplets ist. Dies hat jedoch jeweils unterschiedliche

Ursachen. Im Falle des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau scheint sich der Schwarmcharakter grundsätzlich zu ändern. Während am Ende des Schwarms eindeutig Multiplets bestimmbar sind, weist der Schwarmbeginn eher Einzelereignis-Charakter auf. Der Charakter eines typischen Schwarms bildet sich erst im Verlauf der Schwarms aus. Mittels der relativen Relokalisierung muss die These überprüft werden, ob einzelne Bebenereignisse, die zu Beginn des Schwarms stattfanden, den Erdbebenschwarm triggerten. Der Schwarm im September 1994 verlief in mehreren Episoden. Die untere Magnitudenschwelle für die gerade noch registrierbaren Ereignisse liegt über der des Schwarms 1997/98. Ein Einzelereignis-Charakter ist nicht nachweisbar, da davon ausgegangen werden muss, dass einzelne Multiplets wegen fehlender Ereignisregistrierungen nicht abgegrenzt werden konnten. Der durchschnittliche Ähnlichkeitskoeffizient von 0.70 für die zu einem Ereignistypen zusammengefassten Ereignisse außerhalb des typischen Multiplets deutet die Ähnlichkeit der Herdmechanismen im Schwarm, auch außerhalb der Multiplets, an. Die Herdvolumina beider Schwärme dürften durch die unterschiedliche Art der Multiplets und Ereignistypen größer als bei den oben behandelten Schwärmen sein. Der Erdbebenschwarm 1997/98 bei Werdau erhält die Bezeichnung **Schwarmtyp B**, der Schwarm im September 1994 die Bezeichnung **Schwarmtyp C**.

Es zeigt sich, dass im Untersuchungsgebiet unterschiedliche Schwarmtypen auftreten. Sie unterscheiden sich im Verlauf, im Herdmechanismus und in der tektonischen und geologischen Untergrundstruktur des Quellgebietes. Schwarmtyp A findet an einer Störungszone statt, die Typen B und C an Kreuzungspunkten von Störungszonen. Das Auftreten in unterschiedlichen geologisch-tektonischen Regimes lässt einen übergeordneten Mechanismus vermuten. Dieser macht Erdbebenschwärme an unterschiedlichen Lokalitäten möglich. Eine spezielle lokale tektonische Situation ist für Schwärme nicht notwendig. Natürlich muss der regionale Spannungszustand das Akkumulieren von Spannungen ermöglichen. Das Auftreten von Schwärmen ist durch tektonische Strukturen allein nicht zu erklären. Die tektonische Situation ist eine wichtige Voraussetzung für die Generierung von Schwarmbeben, aber nicht die Alleinige. Die beim Erdbebenschwärmern 1997/98 beobachtete Veränderung des Schwarmcharakters von Einzel- hin zu Schwarmereignissen stützt die Theorie von *Neunhöfer und Güth (1989)*, dass Erdbebenschwärme durch Einzelereignisse getriggert werden können.

7.6.2 Nach der relativen Relokalisierung und absoluten Lokalisierung der Multiplets

Die Klassifikation der Erdbebenschwärme nach der relativen Relokalisierung und der absoluten Lokalisierung der Multiplets erfolgt in Anlehnung an die Schwarmtypen-Bestimmung nach der Ähnlichkeitsanalyse (siehe Abschnitt 7.6.1). Eine besondere Bedeutung kommt, bei der Ergänzung dieser Klassifikation, der Lage der Multiplets zueinander zu. Die Betrachtungen können nicht getrennt von der Interpretation vorgenommen werden und bilden so die Grundlage der Gesamtinterpretation. Im Abschnitt 8 werden eine weitergehende seismotektonische Interpretation und die Einordnung der Ergebnisse in das geologische Umfeld vorgenommen.

Da eine relative Relokalisierung für den Erdbebenschwarm 1985/86 mit den hier zur Verfügung stehenden Daten nicht vorgenommen werden konnte, finden sich keine gleichen oder ähnlichen Schwarmtypen unter den untersuchten Erdbebenschwärmen. Die geographische Trennung lässt den Schluss zu, dass Erdbebenschwärme in unterschiedlichen Regionen des Untersuchungsgebietes verschiedene Herdmechanismen aufweisen. Ein ganz spezielles tektonisches Umfeld ist für die Schwarmgenerierung nicht notwendig.

Der Erdbebenschwarm 1997/98 nahe Werdau charakterisiert sich durch 3 unterscheidbare Multiplets. Multiplet I, mit einer großen räumlichen Ausdehnung, ist wenig schwarmtypisch, Multiplets II und III zeigen Schwarmeigenschaften. Die Analyse der b -Werte, die im Abschnitt 8 wesentlich vertieft wird, zeigt für die getrennte Betrachtung der Multiplets II und III Werte deutlich über eins, also schwarmtypische Beiträge (*Yamashita, 1999*). Multiplet I hingegen tendiert zu b -Werten, die typisch für Einzelereignisse sind. Multiplet I beinhaltet Ereignisse vom Beginn des Schwarms. Die Ereignisse dieses Multiplets fanden auf beiden postulierten Ebenen statt. Abgesehen von wenigen Ausnahmen bewegen sich die Hypozentren im Verlauf des ersten Multiplets von größeren zu flacheren Herdtiefen. Die letzten Ereignisse des Multiplets I finden etwa in der selben Tiefe statt wie die Multiplets II und III. Dies lässt vermuten, dass im Verlauf des Schwarms zunächst Einzelereignisse stattfanden. Diese triggerten dann auf Ebene 2 die Multiplets mit Schwarmcharakter. Die daraus folgenden Thesen sind zum Einen, dass Erdbebenschwärme in diesem Gebiet nur in einer bestimmten Tiefe möglich sind, zum Anderen, dass Schwärme entweder von außen oder durch sich selbst getriggert werden müssen. Weiterhin liegt die Vermutung nahe, dass das NW - SE

verlaufende Gera-Jachimov Störungssystem (Ebene 2) in diesem Gebiet eher Schwärme ermöglicht. Offensichtlich fand der komplette Erdbebenschwarm am Kreuzungspunkt zweier Störungszonen statt. Der Zusammenhang zwischen der im Abschnitt 7.6.1 erwähnten Magnitudenschwelle, der Unterteilung der Multiplets und des geologischen Umfelds erfolgt im Abschnitt 8.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass der **Schwarmtyp B** durch einen anfänglichen Einzelereignis-Charakter geprägt ist. Später bilden sich schwarmtypische Multiplets aus. Dies findet an Kreuzungspunkten von Störungszonen statt, wobei die Zahl der Ereignisse und die freigesetzte Energie durchschnittlich sind. Die Dauer liegt bei mehreren Wochen.

Der Erdbebenschwarm im September 1994 nahe Klingenthal gehört zum Schwarmtyp C. Der gesamte Schwarm weist einen b-Wert von unter 1 auf, dies deutet nach *Yamashita (1999)* und *Neunhöfer (1989)* nicht auf einen Schwarm-Charakter hin. Betrachtet man in einem solchen Fall jedoch einzelne Episoden des Erdbebenschwarms, so kann für jede Episode getrennt ein b-Wert über 1 berechnet werden. Die Analyse lässt nur ein echtes Multiplet erkennen. Die Ereignisse dieses Multiplets können einer Ebene zugeordnet werden. Die geringe freigesetzte Energie und die damit verbundene geringe Zahl von Ereignissen, die einer relativen Relokalisierung unterzogen werden konnten, lässt eine weitere Trennung von Episoden bzw. Multiplets nicht zu. Im Gegensatz zu Schwarmtyp B handelt es sich aber bei den Ereignissen mit großer Streuung nicht um Einzelereignisse. Die Ereignisse sind mutmaßlich unterschiedlichen Episoden und damit Multiplets zuzuordnen. Das Vorhandensein einer Vielzahl von Episoden belegt *Neunhöfer (1989)*. Der Schwarm fand in einem stark tektonisch gestörten Umfeld statt. Die Vielzahl von Episoden lässt die Aktivierung verschiedener Störungen vermuten. Übereinstimmungen mit Typ B sind zu finden. So kann das schwarmtypische Multiplet am oberen Ende der Herdtiefen der gestreuten Ereignisse lokalisiert werden, und das Multiplet liegt etwas abseits dieser Ereignisse. Nach (*Horalek, 2001*) weist auch der Erdbebenschwarm 2000/2001 mehrere Episoden auf.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass **Schwarmtyp C** in einem stark tektonisch gestörten System stattfindet. Die Zahl der Ereignisse und die freigesetzte Energie ist gering. Es werden mehrere Episoden im Verlauf einiger Wochen registriert.

Der Erdbebenschwarm im Dezember 1994 nahe Novy Kostel (Schwarmtyp A) unterscheidet sich von den bisher betrachteten Schwarmtypen erheblich. Trotz einer vergleichbaren

oberen Magnitudengrenze konnten wesentlich mehr Ereignisse registriert werden. Dies liegt nicht nur an der besseren Stationsverteilung in diesem Gebiet, es ist auch charakteristisch für diesen Schwarmtyp. Alle Ereignisse konnten zwei Multiplets zugeordnet werden. Unterschiedliche Episoden sind darüber hinaus nicht zu beobachten. Die Lage der Multiplets zueinander lässt die Aktivierung zweier paralleler Störungen erkennen. Der b -Wert von deutlich über 1 verifiziert den Schwarmcharakter. Der Erdbebenschwarm fand an der Marienbader Störungszone statt. Eine Kreuzung von Störungszonen unterschiedlicher Richtung ist in diesem Gebiet nicht vorhanden. Eine zeitliche Ordnung der Ereignisse innerhalb der Multiplets existiert nicht. Die Herdmechanismen beider Multiplets sind vergleichbar, und eine klare Zuordnung der Ereignisse in die jeweiligen Multiplets ist möglich. Die zeitliche Trennung der Multiplets kann nicht vollständig erfolgen: Multiplet I enthält überwiegend Ereignisse vom Beginn des Schwarms, während Multiplet II eher durch Ereignisse vom Ende des Schwarms charakterisiert wird. Alle Ereignisse fanden innerhalb weniger Stunden statt.

Die Zusammenfassung der Merkmale des **Schwarmtyps A** ergibt: Der Typ wird durch eine Vielzahl von Ereignissen gekennzeichnet, die innerhalb sehr kurzer Zeit stattfinden. Es wird nur eine Störungszone mit mehreren dazu gehörenden Störungen aktiviert. Der b -Wert ist schwarmtypisch, Episoden können nicht festgestellt werden. Der Vergleich mit dem Erdbebenschwarm 1985/86 im selben Herdgebiet ergibt, dass auch große Energiefreisetzungen bei diesem Typ möglich sind.

7.7 Untersuchungen zur Amplitudenverteilung

Während der gemeinsamen Korrelation der P - und der S -Phasen unter Berücksichtigung der Amplitudenverhältnisse (wie im Abschnitt 5.2 beschrieben) werden die Amplituden der einzelnen Phasen bestimmt und gespeichert.

Besondere Bedeutung hat die Untersuchung der Amplitudenverhältnisse bei der Diskriminierung von Erdbeben und unterirdischen Kernexplosionen in teleseismischer Entfernung (*Press et al., 1963; Dahmann und Israelson, 1977; Pomeroy et al., 1982; Tayler et al., 1989*). *Baumgardt und Young (1990)* stellten Untersuchungen zur Diskriminierung skandinavischer Erdbeben und konventioneller Sprengungen an. Dabei wurden die Amplitudenverhältnisse $\log(P_n/S_n)$ sowie $\log(P_n/S_g)$ untersucht.

Die Analyse der Amplitudenverhältnisse je Erdbebenschwarm und Station kann helfen, Ereignistypen abzugrenzen. Die Untersuchung der Amplituden sollte die Frage klären, ob die Amplitudenverhältnisse mit den gefundenen Ereignistypen korrelieren. Ergänzend werden die Zeitdifferenzen zwischen den P - und S - Phaseneinsätzen berechnet und ausgegeben.

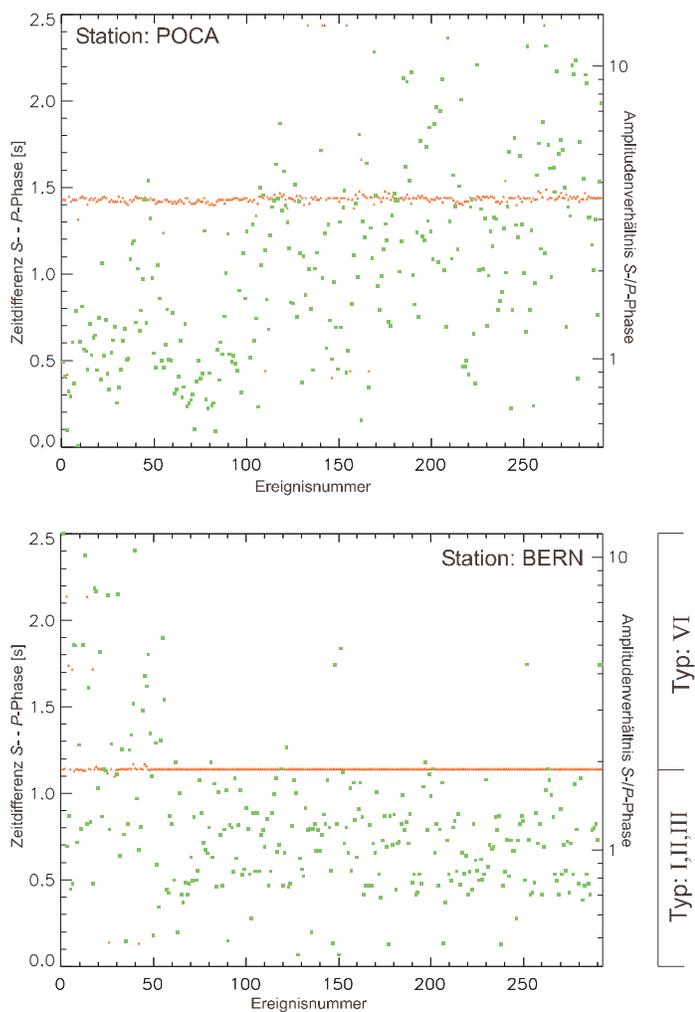


Abbildung 7.31: Amplitudenverhältnisse der S - und P -Phasen des Erdbebenschwarms im Dezember 1994 nahe Novy Kostel (rote Dreiecke: Zeitdifferenz S - P -Phasen; grüne Quatre: Amplitudenverhältnis S -/ P -Phasen).

Die Abbildung 7.31 und 7.32 enthalten die Darstellungen des Amplitudenverhältnisse und der Zeitdifferenzen für die Stationen POCA und BERN beim Erdbebenschwarm im

Dezember 1994 bzw. die Station PLN beim Schwarm 1997/98 nahe Werdau. Es wurden die am eindeutigsten zu interpretierenden Amplitudenverhältnisse ausgewählt. Die Ereignisnummern sind chronologisch geordnet. Wenn möglich wurde am Rand eine Zuordnung zu Ereignistypen vorgenommen.

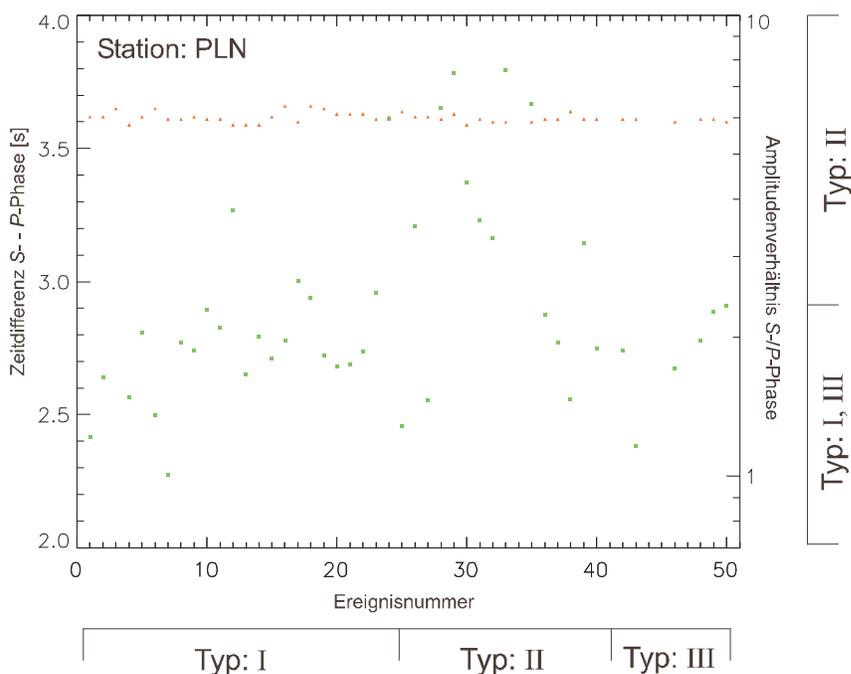


Abbildung 7.32: Amplitudenverhältnisse der S - und P -Phasen des Erdbebenschwarms 1997/98 nahe Werdau (rote Dreiecke: Zeitdifferenz S - P -Phasen; grüne Quadrate: Amplitudenverhältnis S - P -Phasen).

Die Auswertung aller Amplitudenverhältnisse ergibt:

- Nicht an jeder Station lassen sich Amplitudenänderungen im Verlaufe eines Erdbebenschwarms nachweisen.
- Gut ausgeprägte Multiplets sind in der Regel an einigen Stationen mittels der Amplitudenverhältnisse nachvollziehbar (Schwärme im Dezember 1994, 1985/86, 1997/98).
- Ereignistypen mit geringen durchschnittlichen Ähnlichkeitskoeffizienten sind schwieriger abgrenzbar (Schwarm im September 1994).

- Zeitlich aufeinanderfolgende Ereignistypen lassen sich besser identifizieren.
- Die Größe des Amplitudenverhältnisses an verschiedenen Stationen eines Erdbebenschwarms kann je Ereignistyp entgegengesetzt sein (siehe Abbildung 7.31). Für den Schwarm im Dezember 1994 ist das Amplitudenverhältnis der Ereignisse des Typs IV an der Station BERN besonders groß, an der Station POCA hingegen verhältnismäßig klein. Multiplet I, II und III sind nicht unterscheidbar. An der Station POCA ist ein allmählicher Anstieg der Verhältnisse zum Schwarmende hin zu beobachten.
- Die Amplitudenverhältnisse des Schwarms 1997/98 nahe Werdau sind nur an der Station PLN auswertbar (siehe Abbildung 7.32). Multiplet II zeichnet sich durch ein größeres Amplitudenverhältnis aus. Alle drei Ereignistypen können unterschieden werden.
- Die Zeitdifferenzen der S - und P -Phasen liefert für keinen Schwarm eine signifikante Unterscheidung von Ereignistypen.
- Kleinste Differenzierungen der Herdmechanismen werden vom Amplitudenverhältnis nicht wahrgenommen. Grundlegende Änderungen der Herdparameter drücken sich durch die Änderung der Amplitudenverhältnisse aus.

Die Analyse der Amplitudenverhältnisse bestätigt teilweise die Ergebnisse der Ähnlichkeitsanalyse und widerspricht ihnen in keinem Fall. Insgesamt ist die Auswertung der Amplitudenverhältnisse für eine effektive Bestimmung von Ereignistypen nur bedingt geeignet. Sie liefert aber wertvolle Zusatzinformationen, vor allem zu stationspezifischen Parametern.

Kapitel 8

Interpretation

Die Zuordnung der gewonnenen Erkenntnisse aus der Ähnlichkeitsanalyse und der relativen Relokalisierung zu den geologischen, tektonischen und geochemischen Umgebungsparametern des Untersuchungsgebietes ermöglicht die Entwicklung von Modellvorstellungen zu den Ursachen von Erdbebenschwämen und zu den Mechanismen, die beim Auftreten der Schwärme wirken. Dabei wird das Für und Wider existierender Modellvorstellungen unter Einbeziehung neuer Ergebnisse diskutiert, und es zeigt sich, dass nur ein interdisziplinärer Ansatz die komplexen Vorgänge während der Erdbebenschwärme hinreichend erklären kann.

Grundlage einer Gesamtinterpretation ist die Untersuchung der einzelnen Erdbebenschwärme. Erst die gemeinsame Interpretation aller Erdbebenschwärme und die Hinzunahme externer Forschungsergebnisse wird das Gesamtbild vervollständigen.

8.1 Erdbebenschwarm: 1985/86 nahe Novy Kostel

Die Analyse der Ähnlichkeit der Wellenformen zeigt drei Multiplets ähnlicher Natur, während ein viertes Multiplet zu einem anderen Typus gehört. Dieser vierte Typ umfasst Ereignisse größerer Magnitude, die am Ende des Erdbebenschwarms auftraten. Bei den drei Multiplets vom Beginn des Erdbebenschwarms sind zwei leicht unterschiedlich. Der dritte stellt einen Mischtyp zwischen den anderen beiden Typen dar. Dies deutet auf zwei leicht unterschiedliche Herdgebiete hin. Zwischen diesen unterschiedlichen Herdgebieten finden einzelne Ereignisse statt, die sich als separater Typ abzeichnen. Diese Interpretation deckt

sich mit den Thesen von *Neunhöfer und Güth (1989)*, die für den Erdbebenschwarm zwei Herdgebiete vermuteten und zusätzlich ein Überspringen einzelner Ereignisse zwischen den Gebieten postulieren. Weiterhin vermuten *Neunhöfer und Güth (1989)*, dass beim Überschreiten einer Magnitudenschwelle im Vogtland/NW-Böhmen von $ML = 3.0$ ein neuer Typ von Schwarmbeben auftritt. Der neue Typ ist mit einem veränderten Herdmechanismus verbunden, der sich im vierten Multiplet ausdrückt. Anhand vergleichender Untersuchungen kann unten gezeigt werden, dass diese Schwelle durch eine Veränderung der b -Werte je Multiplet belegbar ist. Ohne die relative Relokalisierung der Ereignisse ist eine exakte Zuordnung zu möglichen Störungsflächen nicht möglich, da für diesen Erdbebenschwarm die erreichte Genauigkeit der herkömmlichen Lokalisierung nicht ausreichend ist. Es liegt jedoch die Vermutung nahe, dass die Marienbader Störungszone aktiviert wurde. *Antonini (1988)* berechnete eine Herdflächenlösung für diesen Erdbebenschwarm mit einem Streichen von 171° und einem Einfallen von 75° . Ähnliche Ergebnisse erzielten *Špičák (1987)* und *Zahradník et al. (1989)*. Dies lässt auf die Aktivierung der Marienbader Störungszone schließen.

8.2 Erdbebenschwarm: Dezember 1994 nahe Novy Kostel

Dieser Erdbebenschwarm fand im selben Cluster (*Horalek et al., 1996*) wie der Schwarm 1985/86 statt. Die maximal erreichte Magnitude überschritt die Schwelle von $ML = 3.0$ nicht. Es wurden zwei Multiplets unterschieden, und ein Übergangstyp deutet sich in der Ähnlichkeitsmatrix an. Somit entspricht der Mechanismus dieses Erdbebenschwarms genau dem des Schwarms 1985/86, ohne allerdings die Magnitudenschwelle zu überschreiten und so einen weiteren unabhängigen Multiplettyp zu ermöglichen. Die relative Relokalisierung zeigt zwei parallele Ebenen, auf denen die Ereignisse stattfanden. Die Richtung des Streichens und des Einfallens ist NNW-SSE und entspricht somit sehr gut der Marienbader Störungszone (*Kuschka, 1993*). Es ist davon auszugehen, dass zwei parallele Störungen der Marienbader Störungszone aktiviert wurden. Im Schwarmgebiet Novy Kostel wird die Marienbader Störungszone von der N-S streichenden Rostock-Leipzig-Regensburger Störungszone und den WSW-ENE streichenden Ausläufern der Erzgebirgsrand-Störung gekreuzt.

Eine Untersuchung der Zeit - Raum Verteilung zeigt eine lose Zuordnung von Ereignissen, die zu Beginn des Erdbebenschwarms stattfanden, zu einer Störung und von Ereignissen, die zum Ende des Schwarms stattfanden, zu einer zweiten Störung. Zeitlich im Mittelfeld des Erdbebenschwarms zu findende Ereignisse springen zwischen den Störungen. Eine Art Frequenz ist zu identifizieren. Die stochastische Verteilung der Hypozentren der Schwarmbeben auf der Herdfläche lässt das direkte Strömen von Fluiden als Erdbebenschwarm-Ursache ausscheiden. Es sind keine Strömungs-, Spannungs- oder Wellenfronten nachweisbar. Es liegt der Schluss nahe, dass die Fluide eher indirekt, z.B. über die Veränderung des Porendrucks an den Mechanismen beteiligt sind, die beim Auftreten von Erdbebenschwämen wirken.

8.3 Erdbebenschwarm: September 1994 nahe Klingenthal

Die Ähnlichkeitsmatrix dieses Erdbebenschwarms lässt auf einen völlig anderen Ablauf des Schwarms als in Novy Kostel schließen. Es kann nur ein echtes Multiplet identifiziert werden. Die relative Relokalisierung ergibt eine große Streuung der Ereignisse außerhalb des Multiplets. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass aufgrund der geringen Gesamtstärke des Erdbebenschwarms Ereignisse nicht registriert werden konnten. Somit ist auch das Vorhandensein weiterer Multiplets möglich, aber nicht nachweisbar. Die Streichrichtung der berechneten Ebene durch das Multiplet lässt darauf schließen, dass weder eine Störung aus dem N - S verlaufenden Störungssystem Leipzig - Regensburg, noch aus dem NW - SE streichenden Störungssystem Gera - Jachimov aktiviert wurde. Die Streichrichtung ENE-WSW entspricht dem Streichen der benachbarten Egergraben-Randstörung (*Koch und Heimicke, 1994*). Es zeigt sich, dass sich die Mechanismen von Erdbebenschwämen, die aus zwei unterschiedlichen, wenige Kilometer entfernten Clustern stammen, verschieden sind. Die Cluster unterscheiden sich in ihrer geologischen und tektonischen Situationen. Die Tiefen, in denen die Schwärme auftraten, entsprechen einander. So liegt die Vermutung nahe, dass es sich um einen großräumigeren Mechanismus handelt, der Schwärme möglich macht, die Schwärme selbst aber nicht an exakt gleiche Umgebungsparameter gebunden sind.

8.4 Erdbebenschwarm: 1997/98 nahe Werdau

Die Aussagen zum Erdbebenschwarm im September 1994 werden durch die gewonnenen Erkenntnisse zum Erdbebenschwarm nahe Werdau gestützt. Dieser Schwarm fand außerhalb des klassischen Schwarmbebengebietes Vogtland/NW-Böhmen statt und könnte der Schlüssel zum besseren Verständnis der Schwarmmechanismen sein. Besonders interessant ist dieser Schwarm nicht nur wegen seiner exponierten Lage, sondern auch, weil an selber Lokalität ein weiterer kleiner Schwarm gefunden werden konnte. So wies *Neunhöfer (2002)* einen 1986 stattgefunden Schwarm nach, der bisher noch nicht als solcher bekannt war. Vergleiche der b -Werte beider Schwärme zeigen eine Übereinstimmung des Schwarmcharakters.

Der Erdbebenschwarm besteht aus drei Multiplets. Die zwei Multiplets, welche die Ereignisse vom Ende des Schwarms umfassen, liegen auf zwei räumlich getrennten Störungen. Diese Störungen können eindeutig der N - S streichenden Leipzig - Regensburger Störungszone bzw. der NW - SE streichenden Gera - Jachimov Störungszone zugeordnet werden. Die Aktivität der Chrimitschauer-Gera-Jachimov Störungszone wurde nachgewiesen (ca. 0.11 - 0.18 mm/Jahr) (*Ellenberg, 1992*). Die Finne- und-Gera-Jachimov Störungszone gilt in weiten Bereichen als aseismisch. Kriechbewegungen und Bewegungen entlang der Störungssysteme scheinen seismische Aktivität zu verhindern (*Ellenberg, 1992*). Nur in der Nähe von Kreuzungszonen mit N-S streichenden Störungen kommt es zur Akkumulation seismischer Energie.

Die Ereignisse des ersten Multiplets weisen eine große Tiefenersteckung auf, die auch in den Differenzlaufzeiten nachweisbar ist. Die ersten Ereignisse ereignen sich in einer Tiefe von 18.5 km. Die letzten Ereignisse ereignen sich in der gleichen Tiefe wie die Multiplets bei etwa 13.5 km. Bei einer solch großen Ausdehnung handelt es sich nicht mehr um ein echtes Multiplet, eher ist von einer Folge von Einzelbeben auszugehen. Die Hypozentren der Beben liegen genau am Schnittpunkt der beiden Ebenen, die durch die echten Multiplets aufgespannt werden. Offensichtlich wandelt sich der Charakter des Erdbebenschwarms im Laufe der Zeit. Zu Beginn überwiegt Einzelereignis-Charakter, später dominiert der Schwarm-Charakter. Das Auftreten von Multiplets scheint an eine bestimmte Tiefe gebunden zu sein. Diese Tiefenabhängigkeit, der auch die Schwärme im Vogtland/NW-Böhmen unterliegen, scheint strukturbedingt zu sein. Die Betrachtung dieses Erdbebenschwarms macht deutlich, dass eine Trennung von zwei Mechanismen bei Erdbebenschwärmern notwendig ist. Beim

initialen Mechanismus handelt es sich um die Triggerung des Erdbebenschwarms. Diese Triggerung kann von außen, wie im Falle des Schwarms 1997/98 bei Werdau, oder in dem Tiefenbereich, in dem der Schwarm selbst stattfindet, erfolgen. Man spricht dann von einer Selbsttriggerung. Der zweite Mechanismus ist der des Erdbebenschwarms selbst. Dieser Mechanismus ist an eine bestimmte Tiefe gebunden. Er ist im Untersuchungsgebiet je nach Schwarmtyp unterschiedlich. Trotzdem müssen sich die Umgebungsparameter entsprechen, um Schwarmbeben hervorrufen zu können. Die Trennung der Typen drückt sich auch in den Ähnlichkeitsmatrizen direkt aus.

Die Erdbebenschwarmgebiete scheinen an Kreuzungspunkte von Störungszonen gebunden. Daraus resultiert auch die enge räumliche Abgrenzung von Gebieten innerhalb der Schwarmbeben-Cluster (*Horalek et al., 1996*), in denen nur Schwärme auftreten von Gebieten, in denen nur Einzelereignisse beobachtet werden. Möglicherweise dienen hierbei die Kreuzungspunkte in besonderem Maße als Aufstiegswege für Fluide. Diese Fluide rufen dann durch ihre Wechselwirkung mit der Kruste Vorgänge hervor, die das Entstehen eines Erdbebenschwarms ermöglichen.

8.5 Interdisziplinäre Betrachtungen

Ausgangspunkt eines interdisziplinären Interpretationsansatzes ist die geologische und tektonische Krustenstruktur der 'Saxothuringischen Seismotektonischen Provinz', wie sie in Abschnitt 2.1 erläutert wurde. Der Betrachtung der Gemeinsamkeiten und Unterschiede der Erdbebenschwarm-Regionen im Untersuchungsgebiet aus seismotektonischer und geochemischer Sicht kommt eine besondere Bedeutung zu.

Am Anfang der folgenden Abschnitte werden die **Interpretations-Ergebnisse** formuliert. Im Anschluss erfolgt die Argumentation, die zu diesen Erkenntnissen führte.

Geologie und Tektonik

Das N - S streichende Rostock-Leipzig-Regensburger Fotolineament gewinnt im Untersuchungsgebiet an Bedeutung. Die Seismizität in Form von Erdbebenschwärmen aber auch Einzelereignissen scheint an dieses Lineament gebunden. Die Erdbebenschwärme ereignen sich an Kreuzungspunkten des Fotolineaments

mit dem Finne- und Gera-Jachimov-Störungssystem, der Marienbader Störungszone oder der Erzgebirgs-Randstörung. Die Geologie und Tektonik im Untersuchungsgebiet sowie das regionale und lokale Spannungsfeld ermöglichen die Akkumulation von Spannungen, die in Form seismische Energie abgebaut werden können.

Der enge Zusammenhang zwischen Geologie und Seismizität im Vogtland/NW-Böhmen wurde u.a. von *Grünthal et al. (1995)* nachgewiesen. Die Zuordnung der Cluster 1 - 4 (*Horalek et al., 1996*) zu prinzipiellen tektonischen Störungen im Vogtland/NW-Böhmen wie der Erzgebirgs-Randstörung (NW- SE) und der Marienbader Störungszone (NNW - SSE) erfolgte schon durch *Dudek (1987)*. Der Epizentralgürtel des Clusters 1 endet eindeutig an den Kreuzungspunkten der N - S, NW - SE und NNW - SSE streichenden Störungssysteme (*Horalek et al., 1996*).

Die geologischen und tektonischen Strukturen entlang des Rostock-Leipzig-Regensburger Lineaments, insbesondere im Bereich Ostthüringen/Westsachsen und Vogtland/NW-Böhmen einschließlich der Gera-Jachimov- und der Marienbader Störungszone, ermöglichen eine Spannungsakkumulation (*Giese, 1995*). Das Spannungsfeld mit seiner NW-SE streichenden horizontalen Haupttrichtung wird von *Müller et al. (1992)* detailliert untersucht. Inhomogenitäten des Eurasischen Mantels untersuchte *Grad (1995)*. Besonders deutlich werden die Strukturunterschiede bei der Anwendung der Methode der Receiver-functions, wobei für Teile der Kruste eine Langsamschicht gefunden wurde (*Kind et al., 1995*). Auch *Enderle et al. (1998)* fanden diese bei der Auswertung des refraktionsseismischen Profils GRANU 95. Kleinräumige Krustenstrukturen wurden auch von *Gritto et al. (1994)* dokumentiert. Für das östliche Zentral-Europa wurden von *Bankwitz et al. (1991 und 1993)* und *Grünthal und Stromeyer (1986)* verschiedene Krustentypen unterschieden.

Das intrakontinentale Spannungsfeld mit einer NW - SE streichenden größten horizontalen Hauptspannung wirkt in allen Teilen des Untersuchungsgebietes nahezu gleich (*Müller et al., 1992*). Nur entlang größerer Störungen kann eine ganz lokale Änderung der Richtung des Spannungsvektors beobachtet werden, es kommt zur Spannungsleitung entlang von Störungssystemen. Durch die sehr große Zahl von Störungen unterschiedlichster Ausrichtung sind im Bereich Vogtland/NW-Böhmen größere Abweichungen vom regionalen Spannungsfeld zu beobachten als in Ostthüringen/Westsachsen. Tektonische Untersuchungen

von *Bankwitz et al. (2001)* zeigen eine sinistrale Bewegung entlang des N - S verlaufenden Lineaments im Vogtland/NW-Böhmen. Trotzdem gilt das nur an wenigen Stellen geologisch aufgeschlossene Lineament insgesamt als passiv, während entlang der Gera-Jachimov- und der parallelen Chrimitschau- und Finne-Störungszonen Hinweise auf rezente tektonische Aktivität akzeptiert werden. Dies erklärt, warum sich entlang der N - S streichenden Zone seismische Energie akkumulieren kann, die dann als Erdbeben freigesetzt wird. Die NW - SE streichenden Störungen lassen auf Grund ihrer stetigen Bewegung diese Akkumulation kaum zu. Entlang des N - S streichenden Fotolineaments häufen sich im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes Einzelereignisse (siehe Abbildung 2.5).

Erdbebenschwärme können sehr unterschiedlich große Mengen seismischer Energie freisetzen. Wie in der Arbeit gezeigt wird, gibt es Multiplets die nur sehr wenige oder schwache Ereignisse enthalten. Beim Schwarm 1997/98 nahe Werdau fand ein Multiplet auf einer NW - SE streichenden Störung statt. Die dabei freigesetzte Energie war minimal. Der größere Teil der Energie wurde im Kreuzungsbereich abgebaut. Dagegen finden auch Erdbebenschwärme statt die eine erhebliche Menge seismischer Energie freisetzen. Beim Schwarm 1985/86 nahe Novy Kostel konnten Magnituden bis $M_l = 4.6$ registriert werden (*Neunhöfer und Prochazkova, 1989*). Im selben Schwarm-Cluster ereignete sich auch der relative schwache Schwarm im Dezember 1994. Die Erdbebenschwarm-Cluster scheinen nicht an die Freisetzung bestimmter Mengen akkumulierter Energie gebunden.

Bruchvorgänge

Die geologische und tektonische Situation im Untersuchungsgebiet ermöglicht die Freisetzung von akkumulierten Spannungen in Form von Erdbeben. Der Einfluss von Fluiden ist sekundär, aber notwendig für die Generierung von Erdbebenschwärmen.

Nach *Bolt (1968)* setzt sich ein Störungsbruch vom Erdbebenherd innerhalb des Krustengesteins ausgehend in alle Richtungen der Störungsfläche fort. Die Fortpflanzung erfolgt nicht regelmäßig sondern ungleichmäßig, weil sich die physikalischen Parameter in Ort (und Zeit) auf der Bruchfläche ändern. Rauigkeit, Richtung der Störungsfläche, Hindernisse und hydrochemische Veränderungen beeinflussen die Bruchausbreitung. Hindernisse werden zerstört oder führen zur Fortsetzung des Bruchs auf der anderen Seite des Hindernisses durch

die Verlagerung elastischer Kräfte. Die Zerstörung des Hindernisses führt zu Nebenbeben. Die Komplexität des Schwarmbebens wird durch die Variation der Ausbreitungsgeschwindigkeit auf der Bruchfläche hervorgerufen. Somit hängt die Ausbreitung eines jeden Erdbebens von der Geschichte und Vielfalt der regionalen Geologie ab. Der Bruch breitet sich so lange aus, bis er Gesteine erreicht, die nicht ausreichend beansprucht sind, um die Energie für eine weitere Ausbreitung bereitzustellen.

Tsujiura (1983) stellte fest, dass Serien sehr ähnlicher Ereignisse von hintereinander folgenden Verschiebungen auf der selben Bruchfläche stammen und schlägt vor, dass, wie in dieser Arbeit untersucht, ähnliche Seismogramme durch strike-slip Ereignisse hervorgerufen werden. Dies konnte im Labor bei der Untersuchung von Mechanismen von Mikrobrüchen nachgewiesen werden (*Ohnaka et al. 1986*). Die Modellvorstellung wird durch die in dieser Arbeit durchgeführte Analyse der Multiplets bestätigt. Die nachgewiesene Übereinstimmung der Mechanismen innerhalb der Schwarm-Cluster stützt dies. Im Cluster Novy Kostel ist die Übereinstimmung der Mechanismen auf Sub-Cluster einzuschränken. Den tektonophysikalische Mechanismus des Erdbebenschwarms 1985/86 nahe Novy Kostel gibt *Bormann (1989)* als ein links-laterales strike-slip mit normaler Verwerfungs-Komponente an.

Den Einfluss der Struktur der Störungsfläche (Asperitie und Barrieren) auf den Herdmechanismus untersuchten *Beck und Christensen (1991)* und *Ruff (1992)*. Dabei gewinnen zunehmend Brüche und Bruchmechanismen sowie deren Beeinflussung durch Porenwasser an Bedeutung (*Chen und Spetzler, 1993a und 1993b; Marone et al., 1991; Sibson, 1992; Rudnicki et al., 1993*).

Der Porendruck kann durch den Einfluss von Fluiden auf den kleinräumigen Spannungszustand des Gesteins verändert werden (*Jost et al., 1998*). Dies zeigen auch die Injektionsexperimente an der KTB (*Jost et al., 1998*). Hier reichte ein sehr kleiner Injektionsdruck aus, um Schwarmbeben auszulösen. Der hydraulische Porendruck wurde in einer Tiefe von 8.8 km nur um 1 % erhöht (*Zoback und Harjes, 1997*). Die 400 induzierten Mikrobeben in einer Tiefe zwischen 8 - 9 km zeigten fast perfekte strike-slip Bewegungen. Die Herdmechanismen entsprechen denen eines Erdbebenschwarms bei Markredwitz (*Dahlheim et al., 1997*). Eine Änderung des Porendrucks führt zu Deformationen, die wiederum zu Mikrorissen im Gestein führen können. Ähnliches fanden auch *Deichmann und Garcia-Fernandez (1992)* in der Schweiz. Für zwei kleinere Schwärme wurden unter superhydrostatischem

Druck zirkulierende Fluide, die in Störungszonen aufsteigen und so für eine Fluktuation des Porendrucks sorgen, als Ursache identifiziert.

Mikrorisse entstehen vornehmlich entlang vorhandener Störungszonen und könnten die Ursache der Beben während eines Erdbebenschwarms sein (*Weinlich et al., 1999*). *Yamashita (1999)* modellierte die Generierung von Erdbebenschwämen entlang gleitender Störungszonen.

Spannung

Verschiedene Autoren weisen darauf hin, dass die bei Erdbebenschwämen freigesetzte Scherwellen-Energie über der von Einzelereignissen liegt. Die bei der Ähnlichkeitsanalyse beobachtete S-Phasen Dominanz könnte dies bestätigen.

Poupinet et al. (1984) stellen fest, dass zu einem Multiplet gehörende Ereignisse innerhalb einer seismisch aktiven Zone reicher an Scherwellen-Energie sind. Dies ist auch für das Gebiet Vogtland/NW-Böhmen postuliert wurden. Die in dieser Arbeit beobachtete Dominanz der Ähnlichkeitskoeffizienten für die *S*-Phaseneinsätze könnte daraus resultieren. Die Beben ereignen sich immer auf der bezüglich der maximalen Scherspannung optimal ausgerichteten Fläche (*Grünthal et al., 1986*). Schon stattgefundenene Beben eines Schwarms führen zu einem Spannungsabfall und somit zur Veränderung der Richtung der Scherspannung. Nach *Das und Scholz (1981)* verändert ein Bruchvorgang die Scherspannung wie folgt: In Richtung der Verschiebung findet eine Erhöhung der Scherspannung in Abhängigkeit vom Spannungsabfall statt. Senkrecht zu dieser Richtung tritt im Abstand der Länge der Bruchfläche ebenfalls eine Erhöhung der Scherspannung auf, die sich über einen Bereich erstreckt, der wesentlich größer als die Dimension der Bruchfläche ist (*Studinger, 1993*). *Das und Scholz (1981)* konnten anhand einer Nachbeben-Verteilung zeigen, dass eine Entstehung der nachfolgenden Ereignisse in diesen Bereichen erhöhter Scherspannung wahrscheinlich ist. Die Ereignisse bilden ein Multiplet und haben Schwarmcharakter.

b-Wert und Magnituden-Schwelle

Der b-Wert ist geeignet, um Unterschiede von Herdmechanismen zu dokumentieren. Die Abgrenzung von Multiplets und die Berechnung der b-Werte für jedes einzelne Multiplet ermöglicht die Veranschaulichung von Veränderungen

des Herdmechanismus während des Erdbebenschwarms. Die b-Werte belegen, dass sich die Mechanismen der verschiedenen Schwarm-Cluster unterscheiden.

Postulierte Magnituden-Schwellen, deren Überschreitung eine fundamentale Änderung des Herdmechanismus zur Folge hat, können verifiziert werden. Die Höhe der Schwelle ist je Schwarm-Cluster verschieden, aber innerhalb der Schwarm-Cluster konstant. Sie hängt von den geologisch-tektonischen Umgebungsparametern und der Fluid-Durchströmung ab.

Die Änderung des b-Wertes dokumentiert die Veränderung des Herdmechanismus und hängt wesentlich von der geotektonischen Überprägung des Untersuchungsgebietes ab. Die physikalischen und chemischen Unterschiede der Gebiete, in denen nur Einzelbeben auftreten und in denen Erdbebenschwärme auftreten können, lassen sich besonders gut durch die Bestimmung des b-Wertes verifizieren. Der b-Wert spiegelt Materialeigenschaften wider. Nach *Kárník und Procházková (1976)* sind niedrige b-Werte durch ein homogenes Medium, große Quelldimensionen und hohe Spannungen bedingt. All diese Parameter sind bei Erdbebenschwärmen nicht zu beobachten. In der Regel ist der b-Wert eines Erdbebenschwarms größer als der der Einzelereignisse und liegt über eins (*Yamashita, 1999*). Berechnungen der Magnituden-Häufigkeitsverteilung bestätigen die von *Neunhöfer (1989)* gefundenen Unterschiede zwischen den Schwarm-Clustern in Ostthüringen/Westsachsen und im Vogtland/NW-Böhmen und die für Erdbebenschwärme typisch hohen b-Werte. *Neunhöfer (2002)* zeigt, dass die Übergänge der b-Werte zwischen den Gebieten mit Einzel- und mit Schwarmbeben stetig sind. So können anhand der b-Werte potenzielle Erdbebenschwarm-Gebiete abgegrenzt werden. Außerdem wird so klar, dass tatsächlich in den verschiedenen Schwarm-Clustern unterschiedliche Herdmechanismen vorherrschen und sich der Mechanismus eines Einzelbebens vom Schwarm-Mechanismus unterscheidet. Diese Tatsache schließt nicht aus, dass Schwärme durch Einzelbeben getriggert werden können.

In der Arbeit können drei verschiedene Typen von Erdbebenschwärmen unterschieden werden. Diese unterschiedlichen Typen drücken die Verschiedenheit der Herdmechanismen, bedingt durch strukturelle Unterschiede im Herdgebiet aus. Insgesamt werden im Erdbebenschwarmgebiet Novy Kostel geringere b-Werte beobachtet. Der Schwarm im Dezember 1994 hat einen für die Gegend typischen Wert von 0.67, wohingegen der Schwarm im September 1994 nahe Klingenthal einen Wert von 1.35 aufwies. Auf die b-Werte hat die Streuung der

einzelnen Beben eines Schwarms Einfluss, die bei Novy Kostel überdurchschnittlich gering ist.

Die Analyse der b-Werte der in dieser Arbeit untersuchten Schwärme zeigt für die Erdbebenschwärme 1986 und 1997/98 nahe Werdau und den Erdbebenschwarm 1985/86 nahe Novy Kostel abnormale Verteilungen der akkumulierten Bebenzahl über der Magnitude. Diese äußerten sich in Stufen, die von der normalen Verteilung entlang einer Geraden abweichen. Erst die getrennte Berechnung der b-Werte für jedes Multiplet brachte eine Klärung des oft beobachteten Phänomens. Es ergaben sich in beiden Fällen zwei getrennte Geraden in unterschiedlichen Magnitudenbereichen und mit unterschiedlichen Anstiegen. Der b-Wert für den Bereich geringerer Magnituden liegt bei 1.48, für den Bereich höherer Magnituden liegt er bei 2.39, was die Zunahme des Schwarmcharakters unterstreicht. Die Abspaltung führt zu höheren b-Werten. Die Analyse der Ähnlichkeitsmatrizen bestätigt dies noch. Es zeigt sich für den Erdbebenschwarm 1997/98 nahe Werdau, dass der Einzelereignis-Charakter im Laufe des Schwarms immer mehr in einen Schwarmcharakter übergeht. Die Multiplets am Ende des Schwarms erfüllen jedes Schwarmkriterium.

Die Schwelle ist im Falle der Erdbebenschwärme nahe Werdau bei einer Magnitude von $M_I = 1.5$ zu beobachten. Die Schwärme nahe Novy Kostel zeigen einen Versatz bei 3.0. Dieses Erkenntnis deutet darauf hin, dass sich während des Erdbebenschwarms der Herdmechanismus änderte. Die nachgewiesene Schwelle beim Schwarm Novy Kostel entspricht genau der von *Neunhöfer und Güth (1989)* vermuteten Magnitudenschwelle, bei deren Überschreitung eine Vielzahl von Ereignissen deutlich höhere Magnituden, in diesem Falle bis $M_I = 4.6$, registriert werden können. Es wird bei der Überschreitung der Schwelle ein neuer Herdmechanismus ermöglicht. Besonders beachtenswert ist, dass diese Schwelle auch im Gebiet um Werdau, also außerhalb des klassischen Schwarmbebengebietes, beobachtet werden konnte. Die Schwelle ist hier geringer und liegt bei $M_I = 1.5$. Der Unterschied der Herdmechanismen wird durch die erläuterte spezielle Art des ersten Multiplets deutlich. Am Ende des Erdbebenschwarms findet ein völlig neuer Mechanismus statt. Dies zeigt, dass in beiden Gebieten grundsätzlich gleiche Vorgänge während eines Schwarms ablaufen. Es wird aber auch klar, dass es wesentliche Unterschiede gibt. Die Verschiedenheit der Schwellen kann möglicherweise durch die unterschiedlich starke Durchströmung der Kruste mit Fluiden erklärt werden (*Bräuer et al., 2002*).

Im Vogtland/NW-Böhmen, einem von Fluiden stark durchströmten Gebiet, ist die Akkumulation von größeren Energiemengen notwendig, um neue Brüche zu ermöglichen, die dann zu neuen Herdmechanismen führen. Die Initialenergie für den Erdbebenschwarm selbst ist hier geringer, häufig genutzte Störungsflächen werden schnell aktiviert, die akkumulierte Spannung baut sich ab. Dadurch wird aber die Aktivierung neuer Störungszonen erst bei relativ großen Bebenenergien möglich. In dem wenig beanspruchten Gebiet um Werdau ist diese Energie viel geringer, schon weil die Asperetie aller Störungsflächen durch die geringere Durchströmung größer ist. Dies hat zur Folge, dass möglicherweise die Triggerung eines Erdbebenschwarms erschwert wird. Ist ein Schwarm aber im Gange, können viele verschiedene Störungszonen fast gleichwertig aktiviert werden.

Die Schwelle muss während eines Erdbebenschwarms nicht überschritten werden (siehe Erdbebenschwarm im Dezember 1994 nahe Novy Kostel). Es treten dann nur Beben mit Magnituden bis zur ermittelten Schwelle auf, und der Herdmechanismus ändert sich nicht wesentlich.

Ähnlichkeit und Multiplets

Mikrobeben neigen dazu in Multiplets aufzutreten. Die räumliche Nähe der Herde und gleiche Herdmechanismen führen zu sehr ähnlichen Wellenformen.

Kagan und Jackson (1991) führten Untersuchungen zur Richtigkeit der Hypothese seismischer Lücken durch, welche zu dem Schluss kommen, dass der dominierende Effekt bei Mikrobeben die Tendenz zur Clusterbildung ist. Diese Tendenz wird auch von *Grant und Sieh (1994)* und *Dieterich (1994)* bestätigt.

Aki (1984) und *Ohnaka et al. (1986)* legen Beweise dafür vor, dass ähnliche Erdbeben durch korrespondierende, ähnliche seismische Quellen hervorgerufen werden. *Scherbaum (1987)* und *Malin et al. (1988)* zeigten, dass Seismogrammähnlichkeiten stark von der lokalen Oberflächenstruktur bzw. der lokalen Untergrundstruktur abhängen.

Aki (1984) erklärt den Mechanismus für die Ähnlichkeit von Erdbebenschwämen mit einem Barrierenmodell, wobei er davon ausgeht, dass sich ähnliche Erdbeben in einer Region ereignen, die durch zwei starke Barrieren begrenzt wird. Die Magnitude wird durch die Zahl der Barrieren, die in der Region brechen, kontrolliert, was die nachgewiesenen Magnituden-

schwollen erklären könnte.

Seismogramme von schwachen lokalen Erdbeben werden weniger von der Magnitude als von der Abstrahlcharakteristik und den Streueffekten innerhalb der Kruste dominiert (*Thorbjarnardottir und Pechmann, 1987*).

Die Multiplets scheinen an Störungssysteme gekoppelt zu sein. So zeichnen große Multiplets eindeutig Flächen nach, die in Richtung und Lage bekannten Störungssystemen entsprechen. Bei kleineren Multiplets gibt die Herdflächenlösung Hinweise auf die Zuordnung. Dies ist gut für die Erdbebenschwärme 1997/98 nahe Werdau und im Dezember 1994 nahe Novy Kostel belegt.

Triggerung

Erdbebenschwärme können entweder extern oder intern getriggert werden. Zum einen wirken Spannungsänderungen außerhalb des Schwarm-Clusters, zum anderen generieren Einzelbeben innerhalb des Clusters die Schwärme. Die Triggerung stellte einen eigenständigen Teilmechanismus des Erdbebenschwarms dar. Möglicherweise erhöhen Effekte der Selbstorganisation die Reichweite externer Trigger.

Die Triggerung eines Erdbebenschwarms kann durch Einzelbeben erfolgen, z.B. in dem diese neue Wegsamkeiten für Fluide schaffen, die dann in einem durch Druck, Temperatur oder Gesteinsparameter spezifizierten Bereich einen Schwarm auslösen. Möglich ist auch die Schwarmauslösung durch eine Veränderung des Spannungszustandes im Gestein, hervorgerufen von einem Einzelbeben. Die Spannungsfuktuation kann entlang einer Störungszone bis in den Bereich geleitet werden (*Rundle und Klein, 1995*), in dem Erdbebenschwärme möglich sind. Ein Erdbebenschwarm triggert sich dann selbst, wenn ein Einzelereignis fast in der gleichen Tiefe wie der Schwarm selbst stattfindet. Der Mechanismus der Spannungsakkumulation entlang von Störungszonen entspricht dem der externen Triggerung. Eine externe Triggerung über weitere Strecken wurde bisher immer für unmöglich gehalten, da die Energie von Einzelbeben im Untersuchungsgebiet zu gering sei. *Hill et al. (1993)* zeigten für Mikrobeben-Aktivität in geothermal geprägten Gebieten in Cascades (Yellowstone) eindeutig, dass diese nachweislich von 1000 km entfernt stattgefundenen plötzlichen Spannungsänderungen am Sant-Andreas Störungssystem getriggert wurden. Die große Ausdehnung

der elastischen Deformationsfront ist so erwähnenswert, weil theoretisch die statische Spannungsänderung in einer Entfernung von 250 - 300 km geringer ist als die Gezeiten-bedingte Änderung der Spannung, die nicht mit Mikroseismizität zu korrelieren, ist. Die elastische Spannung nimmt mit der inversen Wurzel der Hypozentral-Entfernung ab. Offensichtlich spielen Raumwellenlänge und Amplitude der Spannungsänderung eine entscheidende Rolle.

Effekte dieser Art werden oft an physikalischen Systemen beobachtet, die sich nahe des kritischen Punktes befinden (*Klein und Leyvranz, 1986*). Die Selbstorganisation von physikalischen Systemen am kritischen Punkt ist gut verstanden und führt zu solchen großen Korrelationsentfernungen (z. B. *Ma, 1985*). Hinweise auf solche weitreichenden Einflussnahmen liefern auch die beobachteten Veränderungen der Fluidbewegungen im Vogtland durch das Erdbeben von Roermont. Auch regionale Spannungsänderungen können Einfluss auf die Seismizität im Vogtland haben.

Die Triggerung der Erdbebenschwärme folgt einem übergeordneten Mechanismus, der die Periodizität der Schwärme erklärt (*Neunhöfer, 1998*). Denkbar sind periodische Spannungsänderungen an der Unterkante der MOHO durch eine mögliche Magmeneinlagerung, die direkt die Periodizität der Erdbebenschwärme, also den übergeordneten Mechanismus, steuert. Weitere Hinweise zur Druckausbreitung, zum kritischen Druck, zur Permeabilität des Gesteins und zur Ausbreitung der Fluide in und entlang von Störungszonen liefern *Brudy et al. (1997)*, *Huenges et al. (1997)* und *Möller et al. (1997)*.

Die Theorie, dass der Zeitpunkt des Initialereignisses chaotischen Gesetzmässigkeiten unterliegt, spielt eher eine untergeordnete Rolle. Sicher schafft die Vielzahl der Einflussnehmenden Faktoren ein sehr komplexes System von Wechselwirkungen. Welcher Parameter dabei letztendlich den Ausschlag für das Initial gibt, wird unterschiedlich sein.

Die Änderung des Mechanismus beim Erdbebenschwarm 1997/98 nahe Werdau vom Einzelereignis hin zum Multiplet legt eine externe Triggerung nahe. Erst in einer bestimmten Hypozentraltiefe konnten Multiplets beobachtet werden. Bei Schwärmen aus anderen Clustern ist eine solche Entwicklung nicht zu beobachten. Hier ist von einer internen Triggerung der Erdbebenschwärme auszugehen.

Der Schwarmbeben-Mechanismus, einmal durch Triggerung in Gang gesetzt, ermöglicht Schwarmbeben bei sehr geringen Spannungsdifferenzen.

Fluide

Für die Generierung von Erdbebenschwärmen im Untersuchungsgebiet scheint die Wirkung von Fluiden unverzichtbar. Das vermehrte Auftreten vom Mantel CO₂ im Vogtland/NW-Böhmen legt diese Vermutung nahe. Aber auch für den Schwarm-Cluster bei Werdau gibt es Hinweise auf post-rezente Fluidaktivität.

Im Vogtland überlagern sich die Prozesse der Migration von Fluiden an der Marienbader Störungszone und dem Rostock-Leipzig-Regensburger-Fotolineament und das Mischen von Krusten- und Mantel-Fluiden.

Porendruckvariationen können auch durch im Untersuchungsgebiet beobachtete Fluide bewirkt werden. Dass strömende Fluide direkt Schwarmbeben verursachen, ist wenig wahrscheinlich, da die Verteilung der Beben auf den Herdflächen innerhalb der Multiplets nahezu stochastisch ist, also keine Ausbreitungsfront nachweisbar ist.

Quelle der Fluide soll nach *Weinlich et al. (2002)* ein Intrusivkörper an der Unterkante der Kruste sein. Die großen Mengen an aufsteigendem Mantel CO₂ spricht dafür. Die durch den Intrusivkörper hervorgerufene MOHO Aufwölbung wurde auch seismisch nachgewiesen (u.a. *Babuška und Plomerová, 1987*). Eine großflächige Veränderung des oberflächlichen Wärmestroms kann durch den geologisch jungen Intrusivkörper noch nicht hervorgerufen worden sein. An den von *Enderle et al. (1998)* gefundenen Punkten mit Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilungen, die eine Schicht niedrigerer Ausbreitungsgeschwindigkeit in der Kruste anzeigen, ist der lokale Wärmestrom um $30 \frac{mW}{m^2}$ niedriger als in der Umgebung (*Hurtig und Rockel, 1991*). Bereiche höherer Temperatur in 100 m Tiefe entlang des Egergrabens/Egerbeckens setzen sich in einer Tiefe von 700 bis 1000 m nicht fort (*Kubík, 1990*). Ein direkter Zusammenhang zu tektonischen oder geologischen Systemen konnte bisher nicht gefunden werden.

Die indirekte Wirkung von Fluiden scheint für das Auftreten von Erdbebenschwärmen unverzichtbar. Für die Wirkmechanismen gibt es verschiedene Ansätze. Erste Untersuchungen zum Fluss von Fluiden und dessen Wirkung im Untersuchungsgebiet veröffentlichten *Onions und Oxburgh (1988)*. Allerdings lag deren Untersuchungsschwerpunkt bei dem Element Helium. Das punktuelle, räumlich eng begrenzte Auftreten von Schwarmbeben ist ein Hinweis für die Kopplung von Erdbebenschwärmen an Fluid-Aufstiegswege von der Unterkante der Kruste. Dabei muss nicht zwangsläufig das Epizentrum mit den Fluidaustritten an

der Erdoberfläche zusammenfallen. Wahrscheinlicher ist dieses Zusammentreffen im Bereich des Hypozentrums. Die lokale tektonisch stark überprägte Kruste bietet dann unterschiedlichste Aufstiegswege. Die schon erörterten Kreuzungspunkte von Störungszonen sind als Aufstiegswege prädestiniert. Arbeiten von *Weinlich et al. (1998)* lassen einen Fluidstauer oberhalb der Schwarmbeben-Hypozentren vermuten, an dessen Rändern die Fluide zu den bekannten Quellaustritten in Bublak, Bad Elster, Sost u.a. aufsteigen.

Ein wichtiges Indiz dafür, dass auch beim Erdbebenschwarm 1997/98 nahe Werdau, wo keine rezenten Fluidvorkommen bekannt sind, Fluide eine Rolle gespielt haben könnten, ist ein nahe Hartmannsdorf erbohrtes Diatrem mit einem Durchmesser von 1 - 2 km. Dieses Diatrem ist Teil eines ehemaligen Maares, welches nur bei der massiven Einflussnahme von Fluiden entstehen kann. Dies zeigt Fluidaktivität in der Vergangenheit an. Ebenfalls auf dem Leipzig - Regensburg Lineament wurde nahe Leipzig subrezente vulkanische Aktivität nachgewiesen.

Entlang des Fotolineament scheinen besondere Fluidaktivität in der Kruste stattzufinden. Fluide stehen für Herdprozesse zur Verfügung. Das Entgasungssystem wird seismisch beeinflusst (*Heinicke et al., 1995*).

Kämpf (2002) geht davon aus, dass die Fluidvorkommen bei Werdau und im Vogtland/NW-Böhmen nicht dieselbe Quelle im Mantel haben. Vielmehr häufen sich die Hinweise, dass die Rostock-Leipzig-Regensburger Störungzone an mehreren Stellen Aufstiegswege für Mantelfluide bietet. *Kämpf (2002)* vermutet, dass es sich bei der N-S verlaufenden Störungzone um ein altes, verdecktes Rift handelt. Dies bestätigen auch *Weinlich et al. (1999)*, die die Gasparameter des Herdes Novy Kostel untersuchten. Die Dämpfung des bei Novy Kostel registrierten Signals ist zu groß (*Weise et al., 2001*). Sie wiesen Verbindungen zwischen den Quellaustrittsgebieten Bublack und Bad Elster nach. Beide werden von dem selben Reservoir an der spröd-duktil Grenze im Untergrund gespeist.

Herdtiefe und der spröd-duktil Übergang

Die Erdbebenschwärme sind an typische Herdtiefen gebunden. In der Hypozentral-Tiefe von Erdbebenschwärmern wird die Veränderung einer Vielzahl von Parametern beobachtet. Einige sind die elektische Leitfähigkeit, die S-Wellen-Ausbreitungs-Geschwindigkeit und die Reaktionsfähigkeit des Krustenmaterials.

Dies wechselt von duktil nach spröd. Der Übergang erhöht die Wahrscheinlichkeit der Wechselwirkung der Kruste mit aufsteigenden Fluiden.

Neben den b-Werten liefert die Herdtiefe wichtige Hinweise für die Abgrenzung von Einzel- und Schwarmbeben. Einzelbeben sind in der Regel tiefer als Erdbebenschwärme, zumindest ist in den meisten Fällen ein Tiefenunterschied beobachtet worden. Die unterschiedlichen Tiefen, in denen Beben verschiedener Charaktere zu finden sind, lassen darauf schließen, dass Erdbebenschwärme an bestimmte Tiefenbereiche gebunden sind. Diese Tiefenbereiche unterscheiden sich je nach Schwarm-Cluster, sind jedoch innerhalb der Cluster bzw. Sub-Cluster immer gleich. Diese Tiefenabhängigkeit hat ihre Ursache in der Temperatur- und Druckabhängigkeit geochemischer Vorgänge oder in der Änderung gesteinsmechanischer Parameter. Dabei besonders interessant ist der spröd-duktil Übergang bzw. der Nachweis eines guten elektrischen Leiters in typischen Tiefenbereichen von Erdbebenschwärmen (*ELEKTB Group, 1997*). Diese gute elektrische Leitfähigkeit kann im Wesentlichen zwei Ursachen haben: Zum einen ein gehäuftes Auftreten von Graphit, wie es bei der KTB nachgewiesen wurde, zum anderen eine Ansammlung von Fluiden, die aufgrund des Übergangs vom duktilen zu sprödem Material in der Kruste angestaut wurden. Die Hypozentren werden möglicherweise durch Differenzen im Spannungsfeld, entsprechend zum Dichtekontrast zwischen den in MVE90(E) nachgewiesenen Reflektionslamellen im Bereich von 9-12 km Tiefe, getriggert, also dem Tiefenbereich des spröd - duktil Übergangs (*Behr et al., 1994*). Der spröde Teil der Kruste reagiert wesentlich stärker auf Fluideintrag als der duktile Teil.

Für den Schwarm 1985/86 konnte eine Migration der Erdbeben von Nord nach Süd nachgewiesen werden. Diese geschah auf einer Länge von 2.5 km. Es wurden 2 Hauptstörungen der Marienbader Störungszone aktiviert (*Behr et al., 1994*). Die Herdtiefe lag zwischen 10.2 km im Süden und 9.0 km im Norden (*Neuhöfer und Güth, 1989*). Diese Herdtiefe korrespondiert eindeutig mit der Lage einer hochreflektierenden Lamelle (der Linie Q1). Dieser Reflektor ist recht schmal. Er wird als fluid-angereicherte Schicht interpretiert. Das seismische aktive Störungsvolumen zwischen den beiden Hauptstörungen wird mit 6 km^3 abgeschätzt (*Behr et al., 1994*).

Die Betrachtung der Tiefe der Hypozentren von Schwarm- und Einzelbeben im Gebiet Vogtland/NW-Böhmen liefert überraschende Erkenntnisse (siehe Abschnitt 2.1.2). Trotz

der großen Unsicherheiten der Herdtiefen im verwendeten Vogtlandkatalog von *Neunhöfer (1998)*, zeigt sich keine ungeordnete, zufällige Tiefenverteilung. Es sind große, langwellige Strukturen erkennbar. Dies deutet auf einen übergeordneten Mechanismus hin, der sowohl die Tiefe der Einzel- als auch der Schwarmbeben beeinflusst. Auch hier ist ein Zusammenhang zu den Druck- und Temperaturverhältnissen im Untergrund nahe liegend. Dies könnte die Ursache dafür sein, dass Initialereignisse im Vogtland/NW-Böhmen nicht nachweisbar sind, sie finden in der selben Tiefe wie die Schwärme statt. Auch die Tiefenverteilung der Erdbebenschwärme selbst ist stetig. Zwei Schwärme mit dem gleichen Epizentrum finden in der gleichen Tiefe statt. Diese Tiefenzuordnung hängt nicht primär von der tektonischen Struktur ab. Das flache Einfallen der gefundenen großräumigen Strukturen lässt einen Bezug zu tektonischen Störungen nicht zu. Faktoren wie Temperatur, Druck, Fluidaufstiegswege und sprödduktil Übergang spielen die wichtigsten Rollen. Wie oben erläutert können all diese Faktoren den Porendruck verändern und Schwärme möglich machen.

Dresen et al. (1997) zeigten, dass es am sprödduktil Übergang zu einer Spannungsakkumulation kommt und sich Temperatur und Druck nicht stetig ändern. Ganz natürlich ergibt sich somit ein erhöhtes Bebenpotential in der üblichen Tiefe der Hypozentren von Schwarmbeben.

Graphit

Eine der interessantesten Ansätze zur Erklärung der Vorgänge am sprödduktil Übergang ist die Graphitsynthese. Dieser reversible Prozess könnte die periodisch gesteuerte Änderung des Porendrucks und damit die Erdbebenschwarm-Generierung erklären. Die Theorie steht nicht im Widerspruch zu bisher gefundenen Ergebnissen.

Eine wichtige Rolle bei der Schwarmbeben-Generierung könnte Graphit spielen. Wie *Kämpf et al. (1992)* zeigen, ist die Synthese des Graphits ein reversibler Prozess. So kann die Reaktion von Methan und CO_2 zu Graphit und Wasser auch umgekehrt ablaufen, wobei Gase freigesetzt werden. Dies würde einen Zusammenhang zur Periodizität der Erdbebenschwärme herstellen. *Balley (1994)* diskutiert Kapillarverschlüsse durch aufsteigende, nicht mischbare CO_2 - H_2O Gemische. Diese Interaktion ist druck- und temperaturabhängig. Entlang von Fluid-Aufstiegswegen bilden sich innerhalb der geologischen Einheiten verschie-

dene Porendruck-Reservoire, die voneinander getrennt sind. Erreicht eines der Untersysteme kritische Werte des Porendruckes, so kollabiert das System. Diese Überschreitung könnte durch das Initial hervorgerufen werden. Die sich verbreitende Druckänderung im System kann dann die Schwarmbeben verursachen. Nach der Freisetzung der Energie baut sich das System neu auf; eine Periodizität könnte so erklärt werden (*Byerlee, 1993*). Einzelbeben, die in der Umgebung des Schwarm-Clusters stattfinden, dienen nur dann als Initial, wenn die Porendruckwerte nahe dem kritischen Bereich sind. *Kämpf et al. (1992)* zeigen, dass Granit förderlich für die Graphitsynthese ist. Der Granit des Erzgebirges reicht im Untergrund bis in das Gebiet Vogtland/NW-Böhmen. Die Untersuchungen an der KTB zeigen massive Anreicherungen von Graphit bis in 9100 m Tiefe (*O'Brien et al., 1997*). Die großen Vorkommen der nötigen Fluide im Vogtland/NW-Böhmen lassen den Schluss zu, dass hier ebenfalls mit Graphitvorkommen zu rechnen ist. Verstärkt könnten sich Graphit an der spröde-duktilen Grenze bilden, welche eine natürliche Barriere für Fluide darstellt und so die Ansammlung dieser erlaubt. Der auch im tiefenseismischen Sprengprofil 9HR nachgewiesenen Besonderheit im Tiefenbereich von 9 bis 12 km (*Tomek et al., 1997*) wird eine Temperatur von 260°C zugeordnet, einer Temperatur, bei der die Graphitsynthese gerade noch stattfinden kann (*Hogan et al., 1998*). Die Voraussetzungen für die Synthese bezüglich Temperatur und Druck scheinen im Untersuchungsgebiet knapp unterhalb der Erdbebenschwarmgebiete gegeben. Eine Initiierung der Synthese durch geringfügige Temperaturerhöhungen ist denkbar. Solche Vorgänge, die auf der Triggerung durch Zuführung seismischer Wärme erfolgen, werden schon von (*Konny et al., 1997*) nachgewiesen. Es ist allerdings nicht davon auszugehen, dass die Bildung von Graphit auf Störungsflächen die Asperitie erniedrigt und somit die Freisetzung der Energie in kleinen Dosen erlaubt, wie es von *Aki (1984)* dargelegt wurde. Dafür sind die Bildungsraten zu gering. Es ist ein Mechanismus vorstellbar, bei dem ein Initialereignis, durch Wärmefreisetzung oder Schaffung von Aufstiegswegen für wärmere Fluide (was die Synthese positiv beeinflusst), die Bildung von CO_2 und Methan aus Graphit initiiert (*Hogan et al., 1998*). Bei einem solchen Mechanismus sind die möglicherweise langen Bildungsraten von Graphit nicht mehr von Bedeutung. Die mit dieser Reaktion verbundene Volumenänderung, bedingt durch den größeren Ausdehnungskoeffizienten von Gas, verändert den Porendruck im Gestein und kann somit zu Mikrorissen und damit zu Schwarmbeben führen. Auch eine sekundär bedingte Porendruckfluktuation bedingt durch die Gasentste-

hung könnte die Schwarmbeben auslösen. Eine Kopplung an Störungssysteme ist damit gut zu erklären. Nach dem Schwarm bildet sich neues Graphit. Diese Überlagerung von verschieden altem Graphit konnte auch an der KTB nachgewiesen werden. Wie oben erläutert stehen entlang des Rostock-Leipzig-Regensburger Fotolineaments ausreichend Fluide für diese Prozesse zur Verfügung. Solche Vorgänge sind auf Grund des subrezent nachgewiesenen Fluidvorkommens bei Werdau auch im nördlichen Teil der Untersuchungsgebietes denkbar. Der momentan deutlich geringere Fluiddurchsatz als im Vogtland/NW-Böhmen schlägt sich in der geringeren Zahl von Erdbebenschwärmen nieder.

Erdbebenschwärme in Gebieten mit aktiven Vulkanismus

Die Mechanismen von Erdbebenschwärmen in Gebieten mit aktiven Vulkanismus oder an Vulkanen unterscheiden sich von den Schwarm-Mechanismen im Untersuchungsgebiet, in dem kein aktiver Vulkanismus zu beobachten ist.

Erdbebenschwärme werden in der Regel mit aktivem Vulkanismus und mittelozeanischen Rücken assoziiert (*Hill, 1977*). Europäische Schwärme finden meist in Gebieten ohne aktiven Vulkanismus statt, in denen das Kenozoische Rift vom Vasistischen Orogen überprägt wurde (westlicher Teil des Böhmisches Massivs, Teile des Zentralmassivs, Rheintalgraben) (*Špičák et al., 1999*). Der Vergleich mit anderen Gebieten, in denen Erdbebenschwärme auftreten, zeigt, dass das Untersuchungsgebiet am ehesten Gebieten ohne aktiven Vulkanismus entspricht. So sind das Zentralmassiv und die Eifel, mit subrezentem Vulkanismus und vermutetem Plume in ihrer Ereignisstruktur ähnlich. In Gebieten mit aktivem Vulkanismus können auch Erdbebenschwärme registriert werden. Einen Zusammenhang zwischen Vulkanismus und Mineralwässern stellten *Kämpf et al. (1992)* her. Der zugrunde liegende Mechanismus dürfte sich allerdings von dem der oben genannten Gebiete unterscheiden. Die Bebutiefe, die Lage der Hypozentren innerhalb der Kraterwände und die starke seismische Beeinflussung von außen lassen diesen Schluss zu. Die einzige übergreifende Gemeinsamkeit besteht in der Wechselwirkung der Kruste mit Fluiden. Diese Wechselwirkung beschrieben schon *Kämpf et al. (1993)*. Genauere, vergleichende Untersuchungen stehen noch aus und sollen im Anschluss an die hier durchgeführten Arbeiten erfolgen.

Zusammenfassung

Fasst man alle gewonnenen Erkenntnis zusammen, so kristallisiert sich folgender möglicher Mechanismus zur Erdbebenschwarm-Generierung heraus: Der Mechanismus ist nicht an ganz bestimmte tektonische Strukturen oder Herdbedingungen gekoppelt, ist also allgemein genug, um unterschiedliche Herdmechanismen, die sich in unterschiedlichen b -Werten ausdrücken, zu generieren. Außerdem ist ein modifizierter Mechanismus auf alle Erdbebenschwärme im Untersuchungsgebiet anwendbar. Wie schon diskutiert, müssen der Prozess der Triggerung und des Schwarms selbst streng unterschieden werden. Das Initialereignis, ein Einzelbeben, soll hier nicht weiter untersucht werden, weil es nur die Voraussetzungen für den Erdbebenschwarm schafft, aber nicht die Besonderheit des Untersuchungsgebietes, in dem tektonisch bedingt Einzelbeben nichts außergewöhnliches sind, charakterisiert.

Voraussetzung ist ein ausreichend ergiebiger Fluidaufstiegsweg, wie er z. B. an Kreuzungspunkten von Störungszonen gegeben ist. Aus dem Mantel steigt ein Fluidgemisch durch die Kruste auf. Die Fluide wechselwirken erstmals am spröde-duktil Übergang mit der Kruste. Der Übergang liegt je nach den geologischen und tektonischen Umgebungsparametern in einer Tiefe von 9 bis 12 km, da dieser temperatur- und druckabhängig ist.

Als eine Besonderheit im Untersuchungsgebiet beschreiben *Möller et al. (1997)* die nachgewiesene Graphitsynthese. Sie zeigen, dass aufsteigende Krustenfluide zur Graphitbildung führen können und dass die Temperatur dafür im Bereich der Hypozentren von Erdbebenschwärmen ausreicht. Dieser ebenfalls an Temperatur und Druck gekoppelte Vorgang wird beobachtet. Verschieden alte, sich überlagernde Graphitschichten lassen auf einen sich wiederholenden Vorgang schließen. Das Gas kann die entstandenen Wegsamkeiten besser nutzen als ein flüssiges Fluid. Die durch Volumenänderung hervorgerufen Mikrorisse und Porendruckänderungen generieren Schwarmbeben. Der Erdbebenschwarm endet nach der Freisetzung sämtlicher akkumulierte Energie.

Kapitel 9

Zusammenfassung

Die Auswertung der durchgeführten Arbeiten zeigt, dass die Ähnlichkeitsanalyse geeignet ist, um Multiplets zu identifizieren. Die eindeutige Zuordnung von Ereignissen in Multiplets ist möglich. Durch die Ähnlichkeitsanalyse können Unterschiede und Gemeinsamkeiten der Mechanismen von Erdbebenschwärmen aufgezeigt werden.

Die relative Relokalisierung von Schwarmbeben verschiedener Multiplets erwies sich als effektive Methode zur Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Erdbebenschwärmen. Die Lage der Hypozentren innerhalb eines Multiplets konnte bis auf wenige zehner Meter genau bestimmt werden. Im Idealfall war eine Auflösung der Hypozentrenabstände von bis zu 8 Metern möglich. Die Multiplets können zeitlich aufeinander folgen oder während des Schwarms mehrfach aktiviert werden. Die Verteilung der Hypozentren auf der Störungsfläche ist nahezu stochastisch. Deswegen ist ein Strömen von Fluiden auf den Störungsflächen als direkte Ursache der Schwärme auszuschließen. Die Ausbreitung von Strömungsfronten müsste nachweisbar sein.

Die absolute Lokalisierung der Zentren der Multiplets ermöglicht die Zuordnung der Erdbebenschwärme zu Störungszonen. Es werden Störungsflächen sichtbar, auf denen die Ereignisse eines Schwarms stattfanden. Dabei sind verschiedene Störungsflächen je Schwarm unterscheidbar. Diese liegen parallel oder stehen fast senkrecht aufeinander. In günstigen Fällen ist nicht nur die Streich- sondern auch die Einfallrichtung berechenbar. Die Untersuchungen lassen den Schluss zu, dass in gleichen Erdbebenschwarm-Clustern im Untersuchungsgebiet die gleichen Mechanismen wirken. Gleichzeitig sind in unterschiedlichen

Erdbebenschwarm-Clustern verschiedene Schwarmmechanismen nachweisbar. Die im Vorfeld der Untersuchungen von verschiedenen Autoren vermutete Änderung des Mechanismus bei der Überschreitung einer Magnitudenschwelle konnte nachgewiesen werden. Die Schwelle ist verschieden hoch und kann in einigen Erdbebenschwarm-Clustern nachgewiesen werden. Nicht bei jedem Erdbebenschwarm wird diese Schwelle überschritten.

Die Zusammenführung der seismologischen und tektonisch/geologischen Daten macht die Bedeutung von Kreuzungspunkten von Störungszonen deutlich. Neben der Gera-Jachimov- und der Marienbader-Störungzone lässt sich bei jedem der untersuchten Erdbebenschwärme die direkte oder indirekte Aktivierung des Rostock-Leipzig-Regensburger-Fotolineaments nachweisen. Da entlang dieses Störungssystems auch eine Häufung von Einzelereignissen stattfindet, wird deren Bedeutung für die regionale Seismizität immer deutlicher. Die Ursache für das verstärkte Auftreten von Erdbebenschwärmen an Kreuzungspunkten von Störungszonen und große Bedeutung des Rostock-Leipzig-Regensburger-Fotolineaments kann geochemische Ursachen haben. Es gibt Hinweise für die Wechselwirkung von Mantelfluiden mit der Kruste im Hypozentralbereich der Erdbebenschwärme.

Die Auswertung der Untersuchungen legen den Schluss nahe, dass zwei Mechanismen während eines Erdbebenschwarms zu unterscheiden sind. Zum einen die Initiierung des Schwarms, also die externe oder interne Triggerung, zum anderen der Schwarm selbst. Ob die Art der Triggerung vom Erdbebenschwarm-Clustern abhängig ist, bleibt noch zu klären. Es wurde deutlich, dass die regionale und lokale Geologie und das Spannungsfeld Ursachen für das Auftreten von Erdbeben im Untersuchungsgebiet sind. In prädestinierten, eng begrenzten Gebieten erfolgt die Energiefreisetzung als Erdbebenschwarm. Zur Klärung der Besonderheit dieser Gebiete hat die vorliegende Arbeit beigetragen.

Die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen machen deutlich, dass die verwendete Methodik gut für eine Klassifizierung von Erdbebenschwärmen geeignet ist. Unter der Einbeziehung weiterer seismologischer Parameter (z.B. Herdflächenlösungen, Momententensoren) ist eine Unterteilung nach Erdbebenschwärme bezüglich ihrer Mechanismen und Umgebungsparameter möglich. Sinnvoll wäre deswegen die Anwendung der entwickelten Methode auf eine Vielzahl weiterer Erdbebenschwärme in Mantel-Fluid aktiven Gebieten. Dabei sollte der Vergleich von Schwärmen in rezent aktiven Vulkan-Gebieten mit rezent nicht aktiven Gebieten erfolgen.

Literaturverzeichnis

- Aki, K. (1967). Scaling Law Seismic Spectrum. *Jour. Geophys. Res.*, **72**, 1217–1231.
- Aki, K. (1984). Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Prediction. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5867–5872.
- Aki, K. and Richards, P. (1980). *Theory and Methods of Quantitative Seismology*. Freeman, San Francisco.
- Antonini, M. (1988). Variations in the Focal Mechanisms During the 1985/86 Western Bohemian Earthquake Swarm Sequence - Correlation with Spatial Distribution of Foci and Suggested Geometry of Faulting. *In: D. Prochazkova, Induced seismicity and associated phenomena, Geophys. Inst. of Czechosl. Acad. Sci., Praha*, 250–270.
- Aster, R. and Scott, J. (1993). Comprehensive Characterization of Waveform Similarity in Microearthquake Data Sets. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1307–1315.
- Babuska, V. and Plomerova, J. (1987). Deep Tectonics of the Lithosphere in Western Part of the Bohemian Massif. *In: Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia, Geophys. Inst. Praha*, 30–33.
- Balley, R. (1994). Fluid trapping in mid-crustal reservoirs by H₂O-CO₂ mixtures. *Nature*, **371**, 238–240.
- Bankwitz, P. (1993). Crustal Types of Eastern Central Europe. *In: Europrobe Symposium Jablonna 1991*, 13 – 17.
- Bankwitz, P., Gross, U. and Bankwitz, E. (1993). Krustendeformation im Bereich der Finne-Kyffhäuser-Gera-Jachymov-Zone. *Z. geol. Wiss.*, **21 (1/2)**, 3 – 20.

- Bankwitz, P., Schneider, G. and Bankwitz, E. (2001). A swarm-quake related fault system in the SW-Saxony/W-Bohemia area (central Europe). *26th General Assembly European Geophysical Society*.
- Baumbach, M. (1989). The Multiplet Event Character of Stronger Vogtland/Western Bohemia Swarm Earthquakes. In: P. Bormann, *Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/Western Bohemia, Veröffentlichung Nr. 110, Akademie der Wissenschaften der DDR*, 215–219.
- Baumgardt, D. and Young, G. (1990). Regional Seismic Waveform Discriminants and Case-Based Event Identification Using Regional Arrays. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80(B)**, 1874–1892.
- Beck, S. and Christensen, D. (1991). Rupture Process of the February 4, 1965, Rat Islands Earthquake. *J. Geophys. Res.*, **96**, 2205–2221.
- Behr, H., Dürbaum, H. and Bankwitz, P. (1994). DEKORK - Saxothuringian Zone. *Z. geol. Wiss.*, **22 (6)**, 647 – 769.
- Bernstein, K.-H. (1972). Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt und Leipzig 1:400000. *Freiberg, VEB Geol. Forsch. u. Erkdg. Halle*, 78p.
- Bock, G. (1993). Depth Phases from Local Earthquakes. *BMR J. Aust. Geol. Geophys.*, **13**, 275–279.
- Bock, G., Grünthal, G. and Wylegalla, K. (1996). The 1985/86 Western Bohemia Earthquakes: Modelling Source Parameters with Synthetic Seismograms. *Tectonophysics*, **261**, 139 – 146.
- Bolt, A. (1968). *Erdbeben Schlüssel zur Geodynamik*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, Oxford.
- Bormann, P. (1989). *Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/Western Bohemia*. Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Veröffentlichung Nr. 110, Potsdam.

- Bormann, P., Bankwitz, P., Conrad, W. and Oelsner, C. (1989a). Crustal Structure and Development in Central Europe. *Gerlands Beitr. Geophysik*, **98** (5), 353 – 367.
- Bormann, P., Bankwitz, P. and Schulze, A. (1989b). Geophysikalische Ergebnisse und geologische Konsequenzen tiefeisemischer Untersuchungen in der DDR. *Freiberger Forschungshefte*, **C440**, 72 – 103.
- Bratt, S. and Backe, T. (1988). Location Events with a Sparse Network of Reg. Arrays. *BSSA*.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G. and Weise, S. (2002). Isotopic evidence of fluid triggered interplate seismicity. *Manuskript im Review-Verfahren*.
- Brudy, M., Zoback, M., Fuchs, K., Rummel, F. and Baumgärtner, J. (1997). Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drill holes: Implications for crustal strength. *J. Geophys. Res.*, **102**, 18453–18475.
- Bucha, V. and Blizkovsky, M. (1994). Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. *Academia, Prague*, 1–355.
- Bucha, V., Klimes, L., Dvorak, V. and Sykorova, Z. (1992). Refraction 3-D Measurements in Western Bohemia. *In: Activity Report 1990-1992 and Proceedings, XXIII General Assembly of the European Seismological Commission, Prague*, 155–158.
- Buland, R. (1976). The Mechanics of Locating Earthquakes. *Bull. Seim. Soc. Am.*, **66**, 173–187.
- Byerlee, J. (1993). Modell for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes. *Geology*, **21**, 303–306.
- Cermak, V., Sarfanda, J., Kresl, M. and Kucerova, L. (1996). Heat flow studies in Central Europe with special emphasis on data from former Czechoslovakia. *Global Tect. and Metallogeny*, **5 - 3/4**, 109–123.
- Cerv, V. and et al. (1997). Magnetotelluric and Deep Geomagnetic Induction Data in the Bohemian Massif. *Annali di Geofisica*, **XL. N. 2**, 413 – 422.
- Cervený, V. and Psencik, I. (1988). Program SEIS88. *Inst. og Geophys.; Charles University*.

- Chatfield, C. (1982). *Analyse von Zeitreihen*. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Chen, G. and Spetzler, H. (1993a). Complexities of Rock Fracture and Rock Friction from Deformation of Westerly Granite. *PAGEOPH*, **140**, 95–119.
- Chen, G. and Spetzler, H. (1993b). Topographic Characteristics of Laboratory Induced Shear Fractures. *PAGEOPH*, **140**, 123–135.
- Crampin, S. (1993). Do You Know an Isolated Swarm of Small Earthquakes? *EOS*, **75**, 451–460.
- Credner, H. (1884). Die Erzgebirgisch-Vogtländischen Erdbeben während der Jahre 1878 bis Anfang 1884. *Zeitschrift der Naturwissenschaftler*, **57**.
- Cermak, V. (1979). Review of Heat Flow Measurements in Czechoslovakia. In: V. Cermak, L. Rybach (eds.); *Terrestrial Heat Flow in Europe - Springer, Berlin, Heidelberg*, 152–160.
- Dahlheim, H.-A., Gebrande, H., Schmedes, E. and Soffel, H. (1992). The KTB Seismological Network. *KTB Rep.*, **92-3**, 167–204.
- Dahlheim, H.-A., Gebrande, H., Schmedes, E. and Soffel, H. (1997). Seismicity and Stress Field in the Vicinity of the KTB Location. *Journal of Geophysical Research*, **102 (B8)**, 18493 – 18506.
- Dahlmann, O. and Isrelson, H. (1977). Monitoring Underground Nuclear Explosions. *Amsterdam - Oxford - New York, (Elsevier)*.
- Das, S. and Scholz, C. (1981). Off-Fault Aftershock Clusters Caused by Shear Stress Increase? *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **71-5**, 1669–1675.
- Deichmann, N. and Garcia-Fernandez, M. (1992). Rupture Geometry from High-Precision Relative Hypocentre Locations of Microearthquake Clusters. *Geophys. J. Int.*, **110**, 501 – 517.
- DEKORP-Research-Group (1988). Results of the DEKORP 4/KTP Oberpfalz Deep Seismic Refraction Investigation. *J. Geophysics*, **62**, 69–101.
- Dewey, J. (1979). A Consumer's Guide to Instrumental Methods for Determination of Hypocenters. *Geol. Soc. Am.*, **IV**, 109–117.

- Dieterich, J. (1994). A Constitutive Law for Rate of Earthquake Production and its Application to Earthquake Clustering. *J. Geophys. Res.*, **99**, 2601–2618.
- Douglas, A. (1967). Joint Hypocentre Determination. *Nature*, **215**, 47–48.
- Dresen, G., Duyster, J., Stöckhert, B., Wirth, R. and Zulauf, G. (1997). Quartz dislocation microstructure between 7000 m and 9100 m depth from the Continental Deep Drilling Program KTB. *J. Geophys. Res.*, **102**, 18443–18452.
- Dudek, A. (1987). Geology and Tectonic Pattern of the Western Bohemia Seismic Area. In: *D. Prochazkova (Ed.), Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia, Geophys. Inst. of Czechosl. Acad. Sci., Praha*, 34–37.
- ELEKTB-Group (1997). KTB and the electrical conductivity of the crust. *J. Geophys. Res.*, **102**, 18289–18305.
- Ellenberg, J. (1992). Recent Fault Tectonics and their Relations to the Seismicity of East Germany. *Tectonophysics*, **202**, 117–121.
- Enderle, U., Schuster, K., Prodehl, C., Schulze, A. and Bribach, J. (1998). The Refraction Seismic Experiment GRANU95 in the Saxothuringian Belt, Southeastern Germany. *Geophys. J. Int.*, **133**, 245 – 259.
- Evernden, J. (1969). Identification of Earthquakes and Explosions by Use of Teleseismic Data. *J. Geophys. Res.*, **74**, 3828–3856.
- Fitch, T. (1975). Compressional Velocity in Source Regions of Deep Earthquakes: An Application of the Master Event Technique. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 156–166.
- Frankel, A. (1982). Precursors to a Magnitude 4.8 Earthquake in the Virgin Islands: Spatial Clustering of Small Earthquakes, Anomalous Focal Mechanisms and Earthquake Doublets. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1277–1294.
- Frechet, J. (1985). Sismogenese et Doublets Sismiques, These D'etat. *Univ. de Grenoble, France*.
- Fremont, M. and Malone, S. (1987). High Precision Relative Locations of Earthquakes at Mount St. Helens, Washington. *Journal of Geophysical Research*, **92 (B10)**, 10223 – 10236.

- Frohlich, C. (1979). An Efficient Methode for Joint Hypocenter Determination for Large Groups of Earthquakes. *Comput. Geosci.*, **5**, 387–389.
- Geller, R. and Mueller, C. (1980). Four Similar Earthquakes in Central California. *Geophys. Res. Letters*, **7**, 821–824.
- Giese, P. (1995). *Main Features of Geophysic Structures in Central Europe in Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe* (R. D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber). Springer.
- Giese, P. and Prodehl, C. (1998). Die Aktivitäten Deutscher Geophysikalischer Institutionen in der Refraktionsseismik im Zeitraum von 1975 bis 1996, Ein Überblick. *Deutsche Geophysikalische Gesellschaft - Mitteilungen*, 193 – 201.
- Giese, P. and Walter, R. (1992). *Geologie von Mitteleuropa*. Schweizerbart, Stuttgart.
- Giese, P., Prodehl, C. and Stein, A. (1976). *Explosion Seismology in Central Europe*. Deutsche Geophysikalische Gesellschaft - Mitteilungen.
- Gillard, D., Rubin, A. and Okubo, P. (1996). Highly Concentrated Seismicity Caused by Deformation of Kilauea's Deep Magma System. *Nature*, **384**, 343 – 346.
- Got, J.-L., Frechet, J. and Klein, F. (1994). Deep Fault Plane Geometry Inferred from Multiplet Relative Relocation Beneath the South Flank of Kilauea. *Journal of Geophysical Research*, **99 (B8)**, 15375 – 15386.
- Grad, M. and et al. (1995). Inhomogeneities of the Eurasian Mantle Structure from the Traveltimes of the Nuclear Explosions Recorded by Finnish Seismic Network During 1961-1985. *Geophys. J. Int.*, **121**, 863 – 872.
- Grant, L. and Sieh, K. (1994). Paleoseismic Evidence of Clustered Earthquakes on the San Andreas Fault in the Carrizo Plain. *J. Geophys. Res.*, **99**, 6819–6842.
- Grässel, S., Grosser, H. and Grünthal, G. (1984). Micro- and Macro Seismic Studies of the Leipzig Earthquake of February 20, 1982. *Gerlands Betr. Geophys.*, **93**, 173–184.
- Gritto, R., Kaelin, B. and Johnson, L. (1994). Small Scale Crustal Structur: Converquences Fpr Elastic Wave Propagation at the KTB Site. *KTB-Report*, **94-1**.

- Gross, U. (1990). Rezente Gebirgsspannung im Buntsandstein und Zechstein Thüringens. *Vortrag: Seminar Spannungsmessungen im Fels RWTH Aachen.*
- Grünthal, G. (1988). Erdbebenkatalog des Territoriums der DDR und angrenzender Gebiete von 823 bis 1984. *Veröff. Zentralinst. Phys. Erde*, **99**, 178p.
- Grünthal, G. and Bankwitz, P. (1985). Seismicity and Geological Features of the Eastern Part of the West-European Platform. *Gerlands Beitr. Geophys.*, **94**, 276–289.
- Grünthal, G. and Stromeyer, D. (1986). Stress Pattern in Central Europe and Adjacent Areas. *Gerlands Beitr. Geophys.*, **95(5)**, 443–452.
- Grünthal, G., Schenk, V., Zeman, A. and Schenkova, Z. (1989). A Probable Seismotectonic Model for the Earthquake Swarm of 1985/86 in the Focal Area Vogtland/Western Bohemia. *In: P. Bormann (ed.); Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/Western Bohemia, Veröffentlichung Nr. 110, Akademie der Wissenschaften der DDR*, 255–265.
- Grünthal, G., Schank, V., Zeman, A. and Schenkova, Z. (1990). Seismotectonic Model for the Earthquake Swarm of 1985-1986 in the Vogtland/West Bohemia Focal Area. *Tectonophysics*, **174**, 369 – 383.
- Guterch, A. (2001). CELEBRATION-2000 Seismic Experiment (Solicited Paper). *26th General Assembly European Geophysical Society.*
- Güth, D. (1974). Zur Geschichte der Forschungseinrichtung für Seismologie in Jena von 1899 - 1969. *Potsdam.*
- Harris, D. (1991). A Waveform Correlation Methode for Identifying Quarry Explosions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **6**, 2395–2418.
- Heinicke, J., Koch, U. and Martinelli, G. (1995). CO₂ and Radon Measurements in the Vogtland Area (Germany) - a Contribution to Earthquake Prediction Research. *Geophysical Research Letters*, **22 (7)**, 771 – 774.
- Hemann, A. (1998). *Automatisierung des Ost-Thüringer Seismischen Netzes und erste Laufzeituntersuchungen.* Diplomarbeit, Friedrich-Schiller-Universität.

- Hemann, A. (2002). Similarity of Waveforms and Relative Relocation of the Earthquake Swarm 1997/98 near Werdau. *J. of Geody.*, in process.
- Hill, D. (1977). A Model for Earthquake Swarms. *J. Geophys. Res.*, **82/8**, 1347–1352.
- Hill, D. (1993). Seismicity Remotely Triggert by the Magnitude 7.3 Landers, California, Earthquake. *Science*, **260**, 1617–1623.
- Hofmann, Y. (2002). Gravimetrische Modellierung und Untersuchungen zum Schwerefeld des Vogtlands und seiner Umgebung. *Dissertation - in prep.*
- Hofmann, Y., Jahr, T., Jentzsch, G., Bankwitz, P. and Bram, K. (2000). The gravity field of the Vogtland and NW Bohemia: Presentation of a project. *Studia geoph. et geod.*, **44** / **4**, 608 – 610.
- Hogan, J., Price, J. and Gilbert, M. (1998). Magma traps and driving pressure: consequences for pluton shape and emplacement on an extensional regime. *Journal of Structural Geology*, **20** (9,10), 1155–1168.
- Hoppe, W. and Seidel, G. (1974). *Geologie von Thüringen*. VEB Hermann Haack Gotha und Leipzig.
- Horalek, J., Vavrycuk, V., Plesinger, A., Psencik, I., Jedicka, P. and Soukup, J. (1987). Refined Localization of Selected Jan.5-Feb.6, 1986 Events of West-Bohemian Earthquake Swarm. *In: D. Prochazkova (Ed.) Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia, Geophys. Inst. of Czechosl. Acad. Sci., Praha*, 226–235.
- Horalek, J., Bouskova, A. and Hampl, F. (1995). Local Seismic Observations at Stations Novy Kostel and Skalna, and their Interpretation: Period 1986-93. *Studia geoph. et geod.*, **39**, 148 – 161.
- Horalek, J., Hampl, F., Bouskova, A. and Fischer, T. (1996). Seismic Regime of the West Bohemian Earthquake Swarm Region: Preliminary Results. *Studia geoph. et geod.*, **40**, 398 – 412.
- Horalek, J., Sileny, J., Fischer, T., Slancova, A. and Bouskova, A. (2000). Scenario of the January 1997 West Bohemia Earthquake Swarm. *Studia geoph. et geod.*, **44**, 491–521.

- Horalek, J., Sileny, J., Fischer, T. and Malek, J. (2001). Source Mechanismen and Seismic Models of the Upper Crust in the West Bohemia/Vogtland Earthquake Swarm Region: Results Obtained by the WEBNET Group. *26th General Assembly European Geophysical Society*.
- Huenges, E., Erzinger, J., Kück, J., Engeser, B. and Kessels, W. (1997). The permeable crust: Geohydraulic properties down to 1901 m depth. *J. Geophys. Res.*, **102**, 18255–18265.
- Hurtig, E. and Oelsner, C. (1979). The Heat Flow on the Territory of the German Democratic Republic. In: V. Cermak, L. Rybach (eds.): *Terrestrial Heat Flow in Europa - Springer, Berlin, Heidelberg*, 186–190.
- Hurtig, E. and Rockel, W. (1991). Geothermal Atlas of Europe: Federal Republic of Germany, Eastern Federal States (Former GDR). In: *Geothermal Atlas of Europe*, 38–40.
- Ito, A. (1985). High Resolution Relative Hypocentres of Similar Earthquake by Cross-Spectral Analysis Methode. *J. Phys. Earth*, **33**, 279–294.
- Ito, A. (1990). Earthquake Swarm Activity Revealed from High-Resolution Relative Hypocentres - Clustering of Microearthquakes. *Tectonophysics*, **175**, 47 – 66.
- Jira, T. (1995). Correlation Analysis of Microearthquakes in Western Bohemia, Czech Republic. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, **M- 19 (281)**, 289 – 294.
- Jordan, T. and Sverdrup, K. (1981). Teleseismic Location Techniques and their Application to Earthquake Clusters in the South-Central Pacific. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 1105–1130.
- Jost, M., Büßelberg, T., Jost, Ö. and Harjes, H.-P. (1998). Source Parameters of Injection-Induced Microearthquakes at 9 km Depth at the KTB Deep Drilling Site, Germany. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88/3**, 815–832.
- Joswig, M. and Schulte-Theis, H. (1993). Master-Event Correlation of Weak Local Earthquakes by Dynamic Waveform Matching. *Geophys. J. Int.*, **113**, 562–574.
- Kagan, Y. and Jackson, D. (1991). Seismic Gap Hypothesis; Ten Years After. *J. Geophys. Res.*, **96**, 21419–21431.

- Kämpf, H. (1991). Fluidaregime; Erfassungsverhalten Kruste/Mantel entlang des NNW-SSE Profils Ronneburg-Bad Brambach-Marianske Lazne. *Vortrag: KTB-Kolloquium 1991 Giessen, ARGE Geochemie/Fluide.*
- Kämpf, H. (2001). Interaction between fracture tectonics, migration of magmatic fluids and the structure of the seismogenic crust: comparison between the ultramafic Delitzsch complex and the active magmatic evolution in the western part of the Eger rift (Solicited Paper). *Vortrag zur EGS Session SE1.5 2001 in Nizza.*
- Kämpf, H. (2002). Persön. Mitteilungen, GFZ Potsdam.
- Kämpf, H., Strauch, P., Vogler, P. and Michler, W. (1989). Hydrological and Hydrochemical Changes Associated with the December 1985/January 1986 Earthquake Swarm Activity in the Vogtland/NW-Bohemia Seismic Area. *Z. Geol. Wiss.*, **17**, 685–698.
- Kämpf, H., Bräuer, K., Koch, U., Malkovsky, M., Strauch, G., Weinlich, F. and Wesie, S. (1992). Vulkanismus - Mineralwässer - Seismizität im Bereich der Marienbader Störungszone. *In: Exkursionsführer Teil II (Nacheckursion 21./22. Oktober 1992) Münschberger Gneismasse und ihr Geologischer Rahmen der Gesellschaft Für Geowissenschaften e.V. Gemeinsam mit GeoForschungsZentrum Potsdam.*
- Kämpf, H., Seifert, W. and Ziemann, M. (1993). Mantel-Kruste - Wechselwirkung im Bereich der Marienbader Störungszone. Teil 1: Neue Ergebnisse zum quartären Vulkanismus in NW-Böhmen. *Z. Geol. Wiss.*, **21(1/2)**, 117–134.
- Karnik, V. and Prochazkova, D. (1976). Magnitude-Frequency Relations for the Balkan Earthquake Provinces and some Related Problems. *Geofysik. Sb.*, **24**, 149–184.
- Karnik, V., Prochazkova, D. and Broucek, I. (1987). Catalogue of Earthquakes for the Territory of Czechoslovakia for the Period 1957-1986. *Travaux geophysiques XXIX*, **555**, 155–186.
- Kertz, W. (1992). *Einführung in die Geophysik*. BI Wissenschaftsverlag Mannheim; Leipzig; Wien; Zürich.
- Kind, R. (1979). Observations of sP_n from Swabian Alb Earthquakes at the GRF Array. *J. Geophys.*, **45**, 337–340.

- Kind, R. and et al. (1995). Receiver Funktionen at the Stations of the GRSN. *Geophys. J. Int.*, **121**, 191 – 202.
- Kissling, E. (1995). Program VELEST User's Guide. *ETH Zürich*.
- Kisslinger, C. (1980). Evaluation of S to P Amplitude Ratios for Determining Focal Mechanisms from Regional Network Observations. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **70**, 999–1014.
- Kisslinger, C., Bowman, J. and Koch, K. (1981). Procedures for Computing Focal Mechanisms from Local (SV/P)_Z Data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **71**, 1719–1729.
- Klein, W. and Leyvarz, F. (1986). Crystalline Nucleation in Deeply Quenched Systems. *Phys. Rev. Lett.*, **57**, 2845–2848.
- Klinge, K. (1984). Ermittlung von Diskontinuitäten in der Erdkruste und im Erdmantel durch Seismogrammstapelung. *Gerl. Beitr. zur Geoph.*, **93/2**, 125–132.
- Klinge, K. and Bormann, P. (1989). Data Acquisition and Evaluation at the Local Moxa/Jena Sub-Centre. In: P. Bormann (Ed.), *Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/Western Bohemia, Veröffentlichung Nr. 110, Akademie der Wissenschaften der DDR*, 90–95.
- Klinge, K. and Plenefisch, T. (2001). Der Erdbebenschwarm 2000 in der Region Vogtland/NW-Böhmen. *DGG Mittlg.*, **2**, 11–21.
- Knett, J. (1899). Das Erzgebirgische Schwarmbeben zu Hartenberg vom 1. Jänner bis 5. Feber 1824. *Sonderdruck aus den Sitzungsber. des deutschen naturw.-medicin. Vereines für Böhmen: Lotos*, **5**.
- Knothe, C. (1972). Die Struktur der Erdkeruste Mittel- und Südeuropas nach Angaben der Tiefenseismik. *Geodätisch geophysikalische Veröffentlichungen, NKG, III(27)*, 59–68.
- Koch, U. and Heinicke, J. (1994). Radon Behaviour in Mineral Spring Water of Bad Brambach (Vogtland, Germany) in the Temporal Vicinity of the 1992 Roermond Earthquake, the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, **73**, 399 – 406.
- Köhler, W., Grosser, H. and Bormann, P. (1989). Fault Plane Solutions. In: P. Bormann (Ed.), *Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region*

- Vogtland/Western Bohemia, Veröffentlichung Nr. 110, Akademie der Wissenschaften der DDR, 165–192.
- Kolar, P. (1994). Energy of Selected Events of 1985/86 West-Bohemian Earthquake Swarm. *Studia geoph. et geod.*, **38**, 23 – 36.
- Kolar, P. and Vavrycuk, V. (1989). Re-Interpretation of Selected Events from Western-Bohemia Earthquake Swarm 1985/86. *Report of Geophys. Inst. of Czechosl. Acad. Sci., Praha*.
- Kontny, A., Friedrich, G., Behr, H., de Wall, H., Hern, E., Möller, P. and Zulauf, G. (1997). Formation of ore minerals in metamorphic rocks of the German continental deep drilling site (KTB). *J. Geophys. Res.*, **102**, 18323–18336.
- Kracke, D. (1999). Bulletin der Ost-Thüringer Seismischen Netzes. *Persönl. Mitteilung*.
- Kracke, D., Heinrich, R. and Jentzsch, G. (2000a). Erdbebengefährdung in Ostthüringen. *Poster zur Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft in München 2000*.
- Kracke, D., Heinrich, R., Jentzsch, G. and Kaiser, D. (2000b). Seismic Hazard Assessment of the East Thuringian Region/Germany - Case Study. *Studia geophy. et geod.*, **44 / 4**, 537–548.
- Kubik, J. (1990). Subsurface Temperature Field of the Bohemian Massif. *Studia geoph. et geod.*, **34**, 110 – 128.
- Kurz, J., Jahr, T. and Jentzsch, G. (2001). Geodynamic modelling of the recent stress and strain field in the Vogtland/Western Bohemia swarm earthquake area using the finite-element-methode. *J. of Geody.*, in prep.
- Kuschka, E. (1993). Das Zentralsächsische Lineament im Südwestvogtland - Tektonik und Mineralisation. *Z. Geol. Wiss.*, **21(1/2)**, 163–169.
- Lee, W. and Stewart, S. (1981). *Principles and Applications of Microearthquake Networks*. Academic Press Inc., New York, Menlo Park, California.
- Leydecker, G. (1988). Laufzeitmodelle in Deutschland. *Anhang zum Protokoll der Sitzung der AG Seismische Auswertung im SZGRF am 04.03.1988*.

- Lilwall, R. and Douglas, A. (1970). Estimation of P-Wave Travel Times Using the Joint Epicentre Methode. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **19**, 165–181.
- Ma, S.-K. (1985). Statistical Mechanics. *Word Scientific*, **PA**.
- Malek, J., Jansky, J. and Hokalek, J. (2000). Layered Velocity Models of the Western Bohemia Region. In: *Seismic Processes and Associated Phenomena in West Bohemia and the Vogtland, Studia geoph. et geod.*, Eds. J. Horalek, K. Klinge, A. Plesinger, **I (44)**, No. 2/2000, 475–490.
- Malin, P., Waller, J., Borchardt, R., Cranswick, E., Jensen, E. and Schaack, J. (1988). Vertical Seismic Profiling of Oroville Microearthquakes: Velocity Spectra and Particle Motion as a Funktion of Depth. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **78**, 401–420.
- Marone, C., Scholz, C. and Bilham, R. (1991). On the Mechanics of Earthquake Afterslip. *J. Geophys. Res.*, **96**, 8441–8452.
- Matsu'ura, R. (1983). Detailed Study of the Earthquake Sequence in 1980 Off East Coast of the Izu Peninsula, Japan. *J. Phys. Earth*, **31**, 65–101.
- Maurer, H. (1993). Seismotectonics and Upper Crustal Structure in the Western Swiss Alps. *Dissertation, Swiss Federal Institute of Technology Zürich, ETH*.
- Mayer, G., Mai, P., Plenefisch, T., Echtler, H., Lüschen, E., Wehrle, V., Müller, B., Bonjer, K.-P., Prodehl, C. and Fuchs, K. (1997). The Deep Crust of the Southern Rhine Graben: Reflectivity and Seismicity as Images of Geodynamic Processes. *Tectonophysics*, **275**, 15–40.
- Meier, T. (1991). Bestimmung des seismischen Signals aus Schätzungen gemischter Kumulanten 4. Ordnung. *Dissertation, TU Bergakademie Freiberg*.
- Militzer and Weber (1987). *Angewandte Geophysik (Seismik)*. Springer-Verlag Wien/NewYork.
- Möller, P., Weise, S.-M., Althaus, E., Bach, W., Behr, H.-J., Borchardt, R., Bräuer, K., Drescher, J., Erzinger, E., Faber, E., Hansen, B.-T., Horn, E.-E., Huenges, E., Kämpf, H., Kessels, W., Kirsten, T., Landwehr, D., Lodermann, M., Machon, L., Pekdeger, A.,

- Pielow, H.-U., Reutel, C., Simon, K., Walther, J. and Zimmer, M. (1997). Paleofluids and recent fluids in the upper continental crust: results from the German Continental Deep Drilling Program. *J. Geophys. Res.*, **102**, 18233–18254.
- Moriya, H. and Niitsuma, H. (1996). Precise Detection of a P-Wave in Low S/N Signal by Using Time-Frequency Representations of a Triaxial Hodogram. *Geophysics*, **61** (5), 1453 – 1466.
- Mostaunpour, M. (1984). Einheitliche Auswertung krustenseismischer Daten in Westeuropa. *Berliner geow. Ab.*, (B)10, 96p.
- Müller, B., Zoback, M., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. and Ljunggren, C. (1992). Regional Patterns of Tectonic Stress in Europe. *J. of Geoph. Res.*, **97/B8**, 11783–11803.
- Nakamura, Y. (1978). Moonquakes: Source Distribution and Mechanisms. *Proc. Human Planet. Sci. Conf. 9th*, 3589–3607.
- Nehybka, V. and Skacelova, Z. (1995). Seismotectonic Analysis of the Seismological Measurements in the Kraslice Network. *Vestnik Ceskeho geologickeho ustavu*, **70**, 97 – 101.
- Nehybka, V., Skacelova, Z. and Sebesta, J. (1993). Seismological Study of the Area Kraslice - Vogtland - Oberpfalz. Final Report of the Period 22.04.1991 - 30.06.1993. *IPE MU Brno*.
- Neumann, G., Jacobs, B. and Tittel, D. (1989). *Erdbeben*. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.
- Neunhöfer, H. (1993). Bulletin of the Vogtland/Western Bohemia Earthquakes 1991. *DGG Mitteilungen*.
- Neunhöfer, H. (1994a). Bulletin of the Vogtland/Westernbohemia Earthquakes 1992. *DGG Mitteilungen*.
- Neunhöfer, H. (1994b). Time Sequence of Vogtland Events. *Protokoll zum Treffen der AG Seismizität des Vogtlands/NW-Böhmen/NE-Bayern am 27.06.1994 in Slapanice*.
- Neunhöfer, H. (1997). Bulletin of the Vogtland/Western Bohemia Earthquakes 1993-1995. *DGG Mitteilungen*.

- Neunhöfer, H. (1998). Das Bulletin der lokalen Erdbeben im Vogtland 1962-1997. *DGG Mitteilungen*, **4**, 2 – 7.
- Neunhöfer, H. (2001). Vogtlandkatalog bis 1997. *Programmpaket VOCATUS*, www.geo.uni-jena.de.
- Neunhöfer, H. (2002). *persönliche Mitteilungen*.
- Neunhöfer, H. and Güth, D. (1982). Bulletin der Mikroerdbeben im Gebiet des Vogtlandes aus der Zeit von Aug. 1962 bis Juni 1981. *Seismol. Bull. Station MOXA*, 291–343.
- Neunhöfer, H. and Güth, D. (1984). Bulletin der Mikroebben im Gebiet des Vogtlandes für die Jahre 1981 - 1983. *Manuscript*, 10p.
- Neunhöfer, H. and Güth, D. (1988). Mikroebben seit 1962 im Vogtland. *Z. geol. Wiss.*, **16** (2), 138 – 146.
- Neunhöfer, H. and Güth, D. (1989). Detailed Investigation of the Great Earthquake Swarm in Western Bohemia by Local Vogtland Network. In: P. Bormann (Ed.), *Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/Western Bohemia*, Veröffentlichung Nr. 110, Akademie der Wissenschaften der DDR, 124–164.
- Neunhöfer, H. and Prochazkova, D. (1989). Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia - Joint Bulletin of Local Seismological Stations. *Tschech. Akad. d. Wiss., Inst. f. Geoph., Prag*.
- Neunhöfer, H. and Tittel, B. (1981). Mikroebben in der DDR. *Z. geol. Wiss.*, **9** (11), 1285 – 1289.
- Neunhöfer, H., Stelzner, J., Tittel, B. and Wendt, S. (1988). On Preliminary Local Magnitudes Calculated at Nearby Stations for Events of the Earthquake Swarm 1985/1986 in Western Bohemia. *Gerlands Beitr. Geophysik*, **97**, 392 – 400.
- Neunhöfer, H., Schmedes, E., Tittel, B., Dahlheim, H.-A. and Güth, D. (1991). Bulletin of Microearthquakes from the Vogtland Region; Period 1987-1990. *Jena*.
- Neunhöfer, H., Studinger, M. and Tittel, B. (1996). Erdbeben entlang der Finne- und Gera-Jachimov-Störung in Thüringen und Sachsen, Fallbeispiel: Das Beben am 28.09.1993 bei Gera. *Z. angew. Geol.*, **42**, 57 – 61.

- Novotny, O. (1996). A Preliminary Seismik Model for the Region of the West-Bohemian Earthquake Swarms. *Studia geoph. et geod.*, **40**, 353 – 366.
- O'Brien, P., Duyster, B., Grauert, B., Schreyer, W., Stöckert, B. and Weber, K. (1997). Crustal evolution of the KTB drill site: From oldest relics to late Hercynian granites. *Jour. Geophys. Res.*, **102**.
- Ohnaka, M., Kuwahara, Y. and Hirasawa, K. Y. T. (1986). Dynamic Breakdown Processes and the Generating Mechanism for High-Frequency Elastic Radiation During Stick-Slip Instabilities. In: S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz (Ed.), *Earthquake Source Mechanics. A. Geophys. Union Maurice Ewing Ser.*, **6**, 13–24.
- O'Nions, R. and Oxburgh, E. (1988). Helium, Volatile Fluxes and the Development of Continental Crust. *Earth Planet Sci. Lett.*, **90**, 331–347.
- O'Nions, R. K., Griesshaber, E. and Oxburgh, E. (1989). Rocks That are Too Hot to Handle. *Nature*, **341**, 391p.
- Pavlis, G. and Booker, J. (1983). Progressive Multiple Event Location (PMEL). *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1753–1777.
- Peterek, A., Rauche, H., Schröder, B., Franzke, H.-J., Bankwitz, P. and Bankwitz, E. (1997). The Late- and Post-Variscan Tectonic Evolution of the Western Border Fault Zone of the Bohemian Massif (WBZ). *Geol. Rundsch.*, **86**, 191 – 202.
- Pitzsch, K. (1963). Geologie von Sachsen. *Dt. Verl. Wiss., Berlin*, 870p.
- Plesinger, A., Horalek, J., Vavrycuk, V., Psencik, I. and Zednik, J. (1989). Complex Analysis of Local Digital Observations of the 1985/86 Western Bohemian Earthquake Swarm. In: D. Prochazkova (Ed.), *Proc. of the Workshop on 'Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia'*, 343–356.
- Plesinger, A., Ruzek, B. and Bouskova, A. (2000). Statistical Interpretation of WEBNET Seismograms by Artificial Neural Nets. In: *Seismic Processes and Associated Phenomena in West Bohemia and the Vogtland*, *Studia geoph. et geod.*, Eds. J. Horalek, K. Klinge, A. Plesinger, **I (44)**, No. 2/2000, 251–271.

- Pomeroy, P., Best, J. and Evilly, T. M. (1982). Test Ban Treaty Verification with Regional Data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72(6)**, 89–129.
- Poupinet, G., Ellsworth, W. and Frechet, J. (1984). Monitoring Velocity Variations in the Crust Using Earthquake Doublets: An Application to the Calaveras Fault, California. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5719 – 5731.
- Poupinet, G., Frechet, J., Ellsworth, W., Fremont, M. and Glangeaud, F. (1985). Doublet Analysis: Improved Accuracy for Earthquake Prediction Studies. *Earthp. Predict. Res.*, **3**, 147–159.
- Press, F., Gilbert, D. and Gilman, R. (1963). A Study of Diagnostic Techniques for Identifying Earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **68(10)**, 2909–2928.
- Prochazkova, D., Schmedes, E. and Drimmel, J. (1987). Isoleismal Maps of the Two Strongest Events During the Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia. *Proc. of the workshop on 'Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia', Des. 1-5, 1986, Mariánské Lázně, Ed.: D Prochazkova, Geophysical Institut, Czechosl. Acad. Sci. Prague*, 104–109.
- Pujol, J. (1988). Comments on the Joint Hypercentral Determination and Station Correlations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1179–1189.
- Pujol, J. (1992). Joint Hypocentral Location in Media with Lateral Velocity Variations and Interpretation of the Station Corrections. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **75**, 7–24.
- Pujol, J. (1995). Application of the JHD Technique to the Loma Prieta, California, Mainshock-Aftershock Sequence and Implications for Earthquake Location. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 129–150.
- Pujol, J. (1996). An Integrated 3D Velocity Inversion-Joint Hypocentral Determination Relocation Analysis of Events in the Northridge Area. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 138–155.
- Reid, H. (1911). The Elastic-Rebound Theory of Earthquakes. *Univ. of California Publ. Geol. Sci.*, **6**, 413–444.

- Ritter, J.-R.-R., Jordan, M., Christensen, U.-R. and Achauer, U. (2001). A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, **186** (1), 7 – 14.
- Rubin, M. and Gillard, D. (1998). Dike-Induced Earthquakes: Theoretical Considerations. *J. Geophys. Res.*, **103/B5**, 10017–10030.
- Rudnicki, J., Yin, J. and Roeloffs, E. (1993). Analysis of Water Level Changes Induced by Fault Creep at Parkfield, California. *J. Geophys. Res.*, **98**, 8143–8152.
- Ruff, L. (1992). Asperity Distributions and Large Earthquake Occurrence in Subductions Zones. *Tectonophysics*, **211**, 61–83.
- Rundle, B. and Klein, W. (1995). New Ideas About the Physics of Earthquakes. *Reviews of Geophysics Supplement*, 283–286.
- Santrucek, P. (1986). The Main Structural Features of the Tertiary Cheb Region. In: *K. Mrazova and L. Ruprechtova (Eds.), Pocitacove spracovanie udajov Ceskoslovenskej seismickej siete. Inst. of Slovak Acad. Sci.*, 22–30.
- Scheidegger, A. (1982). Principles of Geodynamics. *Springer-Verlag, Berlin*, 395p.
- Schenk, V., Schenkova, Z. and Grünthal, G. (1989). Problems of Seismic Hazard Assessment for the Pleistoseismal Area of Swarm Earthquakes in Western Bohemia and Vogtland. *Tectonophysics*, **167**, 217–222.
- Scherbaum, F. (1987). Seismic Imaging of Site Response Using Microearthquake Recording. Part I. Method. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **77**, 1905–1923.
- Scherbaum, F. and Wendler, J. (1986). Cross Spectral Analysis of Swabian Jura (SW Germany) Three-Component Microearthquake Recordings. *J. Geophys.*, **60**, 157 – 166.
- Schulte-Theis, H. (1995). Automatische Lokalisierung und Clusteranalyse Regionaler Erdbeben. *Dissertation, Ruhr-Universität Bochum*.
- Schulze, A. and Lück, E. (1992). Some Results of Deep Seismic Investigations in East Germany. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **69**, 231 – 238.

- Seifert, W. and Kämpf, H. (1994). Ba-Enrichment in Phlogopite of a Nephelinite from Bohemia. *Europ. J. Minerl.*, **6**, 497–502.
- Shearer, P. (1997). Improving Local Earthquake Locations Using the L1 Norm and Waveform Cross Correlation: Application to the Whittier Narrows, California, Aftershock Sequence. *Journal of Geophysical Research*, **102 (B4)**, 8269 – 8283.
- Sibson, R. (1992). Implications of Fault-Valve Behavior for Rupture Nucleation and Recurrence. *Tectonophys.*, **211**, 283–293.
- Sieberg, A. (1923). Geologische, Physikalische und Angewandte Erdbebenkunde. *Fischer Verlag, Jena*.
- Sieberg, A. (1932). Erdbebengeographie, In: B. Gutenberg (Ed.), Handbuch der Geophysik. *Erdbeben Borntraeger, Berlin*, **IV**, 688–1005.
- Skacelova, Z., Nehybka, V. and Sykorova, Z. (1995). Earthquake Swarm Novy Kostel 4. -5. 12. 1994. *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*, 10–14.
- Skamletz, J., Korn, M., Forkmann, B. and Göthe, W. (2000). A Temporary Network for Seismological Monitoring in West-Saxony: First results. *Studia geoph. et geod.*, **44 / 2**, 142 – 157.
- Smith, E. (1982). An Efficient Algorithm for Routine Joint Hypocentre Determination. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **30**, 135–144.
- Sobolev, S., Zeyen, H., Granet, M., Achauer, U., Bauer, C., Werling, F., Altherr, R. and Fuchs, K. (1997). Upper Mantle Temperatures and Lithosphere-Asthenosphere System Beneath the French Massif Central Constrained by Seismic, Gravity, Petrologic and Thermal Observations. *Tectonophysics*, **275**, 143–164.
- Sonnleitner, M. (1993). Vergleich unterschiedlicher Methoden der Spannungsinversion von Erdbebenendaten - Am Beispiel von Erdbeben aus der Region Vogtland/ Westl. Böhmen. *Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München*.
- Spence, W. (1980). Relative Epicenter Determination Using P-Wave Arrival-Time Differences. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 171–183.

- Spicak, A. (1987). Fault Plane Solutions of 1985 Dec. 21 and 1986 Jan. 20 Events. *D. Prochazkova (Ed.), Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia, Geophys. Inst. of Czechol. Acad. Sci., Praha*, 268–273.
- Spicak, A., Mrlina, J., Jindra, D. and Mervart, L. (1997). Repeated Geodetic Measurements in the West Bohemia Seismoactive Region: Periode 1993-1996. *Studiageoph. et geod.*, **41**, 319–328.
- Spicak, A., Horalek, J., Bouskova, A., Tomek, C. and Vanek, J. (1999). Magma Intrusions and Earthquake Swarms Occurrence in the Western Part of the Bohemian Massif. *Studia geoph. et geod.*, **43**, 87 – 106.
- Sponheuer, W. and Grünthal, G. (1981). Das Mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872. *Gerlands. Beitr. Geophysik*, **90**, 220 – 224.
- Stammler, K. (1995). Ein Beitrag Zur Untersuchung Des Oberen Erdmantels mit Hilfe Von PS-Konversionsphasen. *Dissertation, F.-A. Universität Erlangen/Nürnberg*.
- Strauch, W. (1989). Refined Localization of Vogtland/Western Bohemia Events by Means of Digital Recordings. *In: P. Bormann (Ed.), Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/Western Bohemia, Veröffentlichung Nr. 110, Akademie der Wissenschaften der DDR*, 115–123.
- Strauch, W. and Wylegalla, K. (1989). POTSDAM Network Magnitudes of the 1985/86 Vogtland Earthquakes and Determination of Q from the Sg-Amplitudes and Coda Waves. *In: P. Bormann (Ed.), Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/Western Bohemia, Veröffentlichung Nr. 110, Akademie der Wissenschaften der DDR*, 100–101.
- Studinger, M. (1993). Clusteranalyse eines Mikroerdbebenschwarmes vom März 1991 im Gebiet des Vogtlandes. *Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München*.
- Takanami, T. (1991). A Study of Detection and Extraction Methods for Microearthquake Waves by Autoregressive Models. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, **9 (1)**, 67 – 196.

- Takanami, T. and Kitagawa, G. (1993). Multivariate Time-Series Model to Estimate the Arrival Times of S-Waves. *Computers und Geosciences*, **19** (2), 295–301.
- Taylor, S., Denny, M.-D., Vergino, E. and Glaser, R. (1989). Regional Discrimination Between NTS Explosions and Western United States Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**(4), 1142–1176.
- Thorbjarnardottir, B. and Pechmann, J. (1987). Constraints on Relative Earthquake Location from Cross-Correlation of Waveforms. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **77** (5), 1626 – 1634.
- Thuber, C. (1985). Nonlinear Earthquakes Location: Theory and Examples. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 779–790.
- Thurber, C. (1983). Earthquake Locations and Three-Dimensional Crustal Structures in the Coyote Lake Area, Central California. *J. Geophys. Res.*, **83**, 8226–8236.
- Thurm, H. (1977). Rezente horizontale Deformation der Erdkruste im Südostteil der DDR. *In: Petermanns geogr. Mitt. - Gotha/Leipzig*, **121**/4, 281–304.
- Tittel, B. and Wendt, S. (1982). Zum Leipziger Erdbeben vom 20. Febr. 1982. *Gerlands Beitr. Geophys.*, **91**, 363–382.
- Tomek, C., Dvorakova, V. and Vrana, S. (1997). Geological Interpretation of the 9HR and 503M Seismic Profiles in Western Bohemia. *Geological model of western Bohemia related to the ...*, 43 – 50.
- Tsujiura, M. (1983). Waveform and Spectral Features of Earthquake Swarms and Foreshocks in Earthquake Prediction. *Bull Earthquak Res. Inst. Tokyo Univ.*, **58**, 65–134.
- Ulrych, T. and Matsuoka, T. (1991). The Output of Predictive Deconvolution. *Geophysics*, **56** (3), 371 – 377.
- Viret, M., Bollinger, G., Snoke, J. and Dewey, J. (1984). Joint Hypocenter Relocation Studies with Sparse Data Sets - A Case History: Virginia Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2297–2311.
- Weinlich, F. (1989). Geochemie und Genese des Stickstoffs in den Vogtländisch-Erzgebirgischen Quellgasen. *Z. angew. Geol.*, **35** (5), 129 – 135.

- Weinlich, F., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G. and Weise, S. (1993). Mantel-Kruste Wechselbeziehung im Bereich der Marienbader Störungszone. Teil 2: Gasgeochemische Untersuchungen an Mineralquellen entlang eines Profils über das Eger-Rift. *Z. geol. Wiss.*, **21** (1/2), 135–142.
- Weinlich, F., Tesar, J., Weise, S., Bräuer, K. and Kämpf, H. (1998). Gas Flux Distribution in Mineral Springs and Tectonic Structure in the Western Eger Rift. *J. Czech Geol. Soc.*, **43**, 91–110.
- Weinlich, F., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Tesar, J. and Weise, S. (1999). An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C, and N) and compositional fingerprints. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **63**.
- Weise, S.-M., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G. and Koch, U. (2001). Transport of mantle volatiles through the crust traced by seismically released fluids: a natural experiment in the earthquake swarm area Vogtland/NW Bohemia, Central Europe. *Tectonophysics*, **336**, 137–150.
- Wüster, J. (1996). Diskrimination von Erdbeben und Sprengungen im Vogtlandgebiet und NW-Böhmen. *Dissertation, Ruhr-Universität Bochum*.
- Wyss, M., Shimazaki, K. and Wiemer, S. (1997). Mapping Active Magma Chambers by B-Values Beneath the Off-Ito Volcano, Japan. *J. Geophys. Res.*, **102/B9**, 20413–20422.
- Yamashita, T. (1999). Pore Creation Due to Fault Slip in a Fluid - Permeated Fault Zone and its Effect on Seismicity: Generation Mechanism of Earthquake Swarm. *Pure appl. geophys.*, **155**, 625–647.
- Zahradnik, J., Antonini, M., Grosser, H., Grünthal, G., Jansky, J., Prochazova, D., Schmedes, E. and Spicak, A. (1988). Joint Interpretation of Mechanisms and Macroseismic Data, for Event of Western Bohemia Earthquake Swarm 19985/86. *Proc. of conference on 'Induced seismicity and associated phenomena'*, 188 – 210.
- Zahradnik, J., Jansky, J., Vavrycuk, V. and Zednik, J. (1989). Focal Mechanisms of Selected Events of the West-Bohemia Earthquake Swarm 1985/86 Constrained by P-Wave Amplitudes. *Rev. de Geofisica*, **45**, 217–230.

- Zahrednik, J., Antonini, M., Grünthal, G., Jansky, J., Prochazkova, D., Schmedes, E., Spicak, A. and Zednik, J. (1990). A Combined Study of Macroseismic Data and Focal Mechanisms Applied to the West-Bohemian Earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, **133**, 53–71.
- Zoback, M. and Harjes, H.-P. (1997). Injection-Induced Earthquakes and Crustal Stress at 9 km Depth at the KTB Deep Drilling Site, Germany. *J. geophys. Res.*, **102/B8**, 18447–18491.
- Zonno, G. and Kind, R. (1984). Depth Determination of North Italian Earthquakes Using Gräfenberg Data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **74**, 1645–1659.

Anhang A

Anhang

A.1 Seismische Stationen

Tabelle A.1: Technische Daten der Stationen des Ost-Thüringer Seismischen Netzes

Stations- kürzel	Stations- name	geografische Koordinaten	Stations- betreiber	Seismometer- typ	Abtast- rate	Registrier- system
PLN	Plauen	50.486 / 12.159	Uni. Jena	CMG-3ESP	100 Hz	RefTek
SCH	Schönfels	50.677 / 12.403	Uni. Jena	SM 3	100 Hz	RefTek
PST	Posterstein	50.864 / 12.255	Uni. Jena	CMG-40T	100 Hz	RefTek
REU	Reusst	50.831 / 12.196	Uni. Jena	CMG-40T	100 Hz	RefTek
ZEU	Zeulenroda	50.672 / 11.979	Uni. Jena	CMG-3ESP	100 Hz	RefTek
BDE	Bad Elster	50.289 / 12.220	Uni. Jena	Mark 4	100 Hz	RefTek
TAU	Tautenburg	50.982 / 11.711	Uni. Jena	SSJ-II	100 Hz	RefTek
BDB	Bad Brambach	50.228 / 12.298	Uni. Jena	TSJ	20 Hz	RefTek
RAU	Rautenberg	51.024 / 12.404	Uni. Jena	SM 3	100 Hz	RefTek
NIC	Nickelsdorf	50.978 / 12.005	Uni. Jena	S 13	100 Hz	RefTek
MOX	Moxa	50.646 / 11.616	Uni. Jena	STS 2	80 Hz	RefTek

Tabelle A.2: Technische Daten der Stationen des sächsischen seismischen Netzes

Stations- kürzel	Stations- name	geografische Koordinaten	Stations- betreiber	Seismometer- typ	Abtast- rate	Registrier- system
MARK	Markersbach	50.528 / 12.870	Uni. Leipzig	CMG-3ESP	100 Hz	RefTek
AUE	Aue	50.613 / 12.665	TU Freiberg	LE-3D/1s	125 Hz	Mars88
STO	Stollberg	50.716 / 12.809	TU Freiberg	LE-3D/1s	125 Hz	Marslite
CZSA	CZS_Aue	50.605 / 12.650	Uni. Leipzig	LE-3D/5s	125 Hz	Marslite
MUL	Muldenberg	50.412 / 12.405	TU Freiberg	LE-3D/1s	125 Hz	Mars88
EIB	Eibenstock	50.531 / 12.601	TU Freiberg	LE-3D/1s	125 Hz	Marslite
OTR	Obertriebel	50.354 / 12.141	TU Freiberg	LE-3D/1s	125 Hz	Mars88
WILD	Wildenfels	50.671 / 12.656	Uni. Leipzig	CMG-3ESP	100 Hz	RefTek
HLD	Helmsdorf	50.755 / 12.460	TU Freiberg	LE-3D/5s	125 Hz	Mars88
CLL	Collm	51.309 / 13.004	Uni. Leipzig	STS 2	80 Hz	Quanterra
BRG	Berggiesshübel	50.873 / 13.943	TU Freiberg	STS 2	80 Hz	Quanterra

Tabelle A.3: Technische Daten der Stationen sonstiger seismischer Netze

Stations- kürzel	Stations- name	geografische Koordinaten	Stations- betreiber	Seismometer- typ	Abtast- rate	Registrier- system
KOC	Kopaniny	50.265 / 12.234	WEBNET	SM 3	100 Hz	PCM-5800
KRC	Kraslice	50.332 / 12.530	WEBNET	SM 3	100 Hz	PCM-5800
NKC	Novy Kostel	50.233 / 12.448	WEBNET	SM 3	100 Hz	PCM-5800
JIND	Jindrichovice	50.262 / 12.617	Uni. Brno	?	100 Hz	?
LUBY	Luby	50.260 / 12.359	Uni. Brno	?	100 Hz	?
POCA	Pocatky	50.319 / 12.435	Uni. Brno	?	100 Hz	?
BERN	Bernov	50.232 / 12.512	Uni. Brno	?	100 Hz	?
VACK	Vackovec	50.141 / 12.473	Uni. Brno	?	100 Hz	?
FUCH	Fuchsmühle	49.921 / 12.138	KTB	LE-3D	100 Hz	Mars
SCHO	Schoenkirch	49.789 / 12.296	KTB	Mark 4	100 Hz	Mars
HAIN	Haingruen	50.004 / 12.139	KTB	LE-3D	100 Hz	Mars
VIEL	Vielitz	50.187 / 12.104	Uni. München	LE-3D	100 Hz	Mars

A.2 Kreuzkorrelation

Tabelle A.4: Größe der korrelierten Zeitfenster für den Schwarm 1985/86 bei Novy Kostel

Schwarm 1985/86 Stationen	Differenz bis zur <i>P</i> -Phase		Differenz bis zur <i>S</i> -Phase	
	vor [s]	nach [s]	vor [s]	nach [s]
PLN	0.25	1.00	0.20	0.80
MOX	0.50	1.50	0.40	1.00
WRG	0.25	1.00	0.15	0.50
KLI	0.25	1.00	0.15	0.50
BDB	0.20	0.70	0.25	1.20
PST	0.50	2.50	0.20	0.80

Tabelle A.5: Größe der korrelierten Zeitfenster für den Schwarm 1997/98 bei Werdau

Schwarm 1997/98 Stationen	Differenz bis zur <i>P</i> -Phase		Differenz bis zur <i>S</i> -Phase	
	vor [s]	nach [s]	vor [s]	nach [s]
PLN	0.20	0.40	0.20	0.80
ZEU	0.20	0.70	0.20	0.60
TAU	0.20	0.40	0.20	0.60
BDE	0.25	0.50	0.25	1.20
PST	0.20	0.70	0.20	0.80
HLD	0.15	0.40	0.15	0.50
MARK	0.20	0.35	0.20	0.50
WILD	0.15	0.30	0.25	0.25
AUE	0.15	0.35	0.20	0.50
OTR	0.20	0.35	0.20	0.50
MULD	0.20	0.35	0.20	0.50
STO	0.20	0.35	0.20	0.50
EIB	0.20	0.35	0.15	0.60
CZSA	0.20	0.35	0.20	0.50

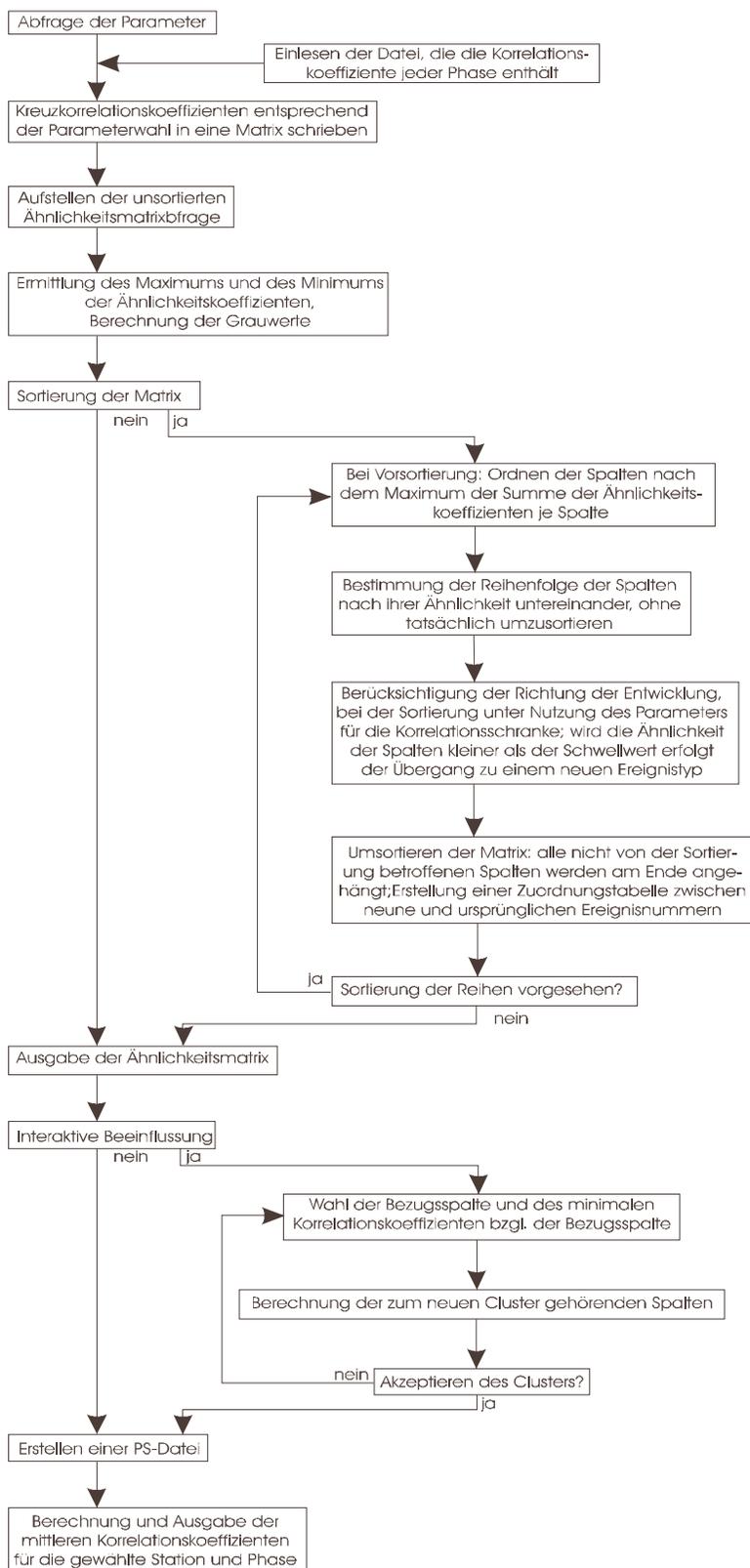
Tabelle A.6: Größe der korrelierten Zeitfenster für den Schwarm im September 1994 bei Klingenthal

Schwarm Sep.1994 Stationen	Differenz bis zur <i>P</i> -Phase		Differenz bis zur <i>S</i> -Phase	
	vor [s]	nach [s]	vor [s]	nach [s]
JIND	0.15	0.35	0.15	0.40
POCA	0.15	0.30	0.15	0.50
VACK	0.20	0.35	0.15	0.40
LUBY	0.20	0.35	0.10	0.50
BERN	0.15	0.35	0.10	0.50
KOC	0.10	0.40	0.10	0.50
KRC	0.15	0.40	0.15	0.50
NKC	0.10	0.35	0.15	0.50

Tabelle A.7: Größe der korrelierten Zeitfenster für den Schwarm im Dezember 1994 bei Novy Kostel

Schwarm Dez. 1994 Stationen	Differenz bis zur <i>P</i> -Phase		Differenz bis zur <i>S</i> -Phase	
	vor [s]	nach [s]	vor [s]	nach [s]
JIND	0.15	0.35	0.15	0.5
POCA	0.15	0.35	0.20	0.40
VACK	0.20	0.35	0.20	0.40
LUBY	0.15	0.35	0.15	0.50
BERN	0.15	0.20	0.10	0.40
KOC	0.10	0.40	0.10	0.60
KRC	0.15	0.40	0.15	0.60
NKC	0.10	0.35	0.15	0.50
PLN	0.15	0.35	0.10	0.50
KLI	0.15	0.35	0.15	0.50
BDB	0.15	0.35	0.15	0.50
WRG	0.15	0.45	0.15	0.50
PST	0.20	0.35	0.20	0.50
VIEL	0.10	0.30	0.15	0.40
HAIN	0.10	0.30	0.15	0.40
FUCH	0.10	0.30	0.15	0.40
SCHO	0.10	0.30	0.15	0.40

A.3 Ähnlichkeitsmatrizen



Darstellung des Datenflusses zur Erstellung der Ähnlichkeitsmatrizen

Danksagung

Man möchte es mit Archimedes halten und 'Heureka' rufen. Es ist vollbracht! Doch dies war nur durch die breite Unterstützung vieler kluger Köpfe und fleissiger Hände möglich. Diesen möchte ich meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Jede wissenschaftliche Arbeit bedarf einer stabilen wirtschaftlichen Grundlage. Deshalb gebührt der Friedrich Ebert Stiftung besonderer Dank, die diese Arbeit durch die Gewährung eines Stipendiums finanzierte. Doch nicht nur durch die finanzielle Unterstützung, sondern auch durch die Teilnahmemöglichkeiten an unterschiedlichsten Seminaren, den Erfahrungsaustausch mit anderen, auch ehemaligen, Stipendiaten und nicht zuletzt die breiten Informationsmöglichkeiten durch die Internetpräsenz der Stiftung, erleichterten die Arbeiten. Stellvertretend für alle Beteiligten sei hier Frau Braun gedankt.

Den Rahmen für die wissenschaftliche Bearbeitung der Dissertation gestaltete Prof. G. Jentzsch. Er sorgte für ein angenehmes Arbeitsklima und für die Bereitstellung notwendiger Arbeitsgeräte. Weiterhin sei den Mitgliedern der Arbeitsgruppe: Prof. P. Malischewsky, Dr. D. Kracke, Dr. R. Heinrich und A. Ziegert gedankt. Sie hatten stets ein offenes Ohr für Probleme und unterstützten mich nach Kräften bei der Lösung von Problemen.

Sehr intensiv engagierte sich Dr. T. Meier für diese Arbeit. Dies begann bei der Antragstellung, setzte sich bei der Erarbeitung der theoretischen Grundlagen fort und mündete in das Einbringen fundierter Kenntnisse bei der Erstellung des Quellcodes. Zum grundlegenden Verständnis der untersuchten Materie und der wissenschaftlichen Problematik des Untersuchungsgebiets trugen die vielen intensiven Gespräche mit Dr. H. Neunhöfer bei. Beide Herrn sorgten dafür, dass alle Ergebnisse der Arbeit stets konstruktiv diskutiert und kritisch überprüft wurden. Für ihren Einsatz bedanke ich mich ganz besonders.

Bei der Interpretation der gewonnenen Ergebnisse unter Einbeziehung aktuellster geologi-

scher, tektonischer und hydro-geochemischer Erkenntnisse bekam ich hilfreiche Unterstützung von Dr. H. Kämpf und Dr. P. Bankwitz. Bei dieser Zusammenarbeit wurde immer deutlicher, dass eine seismologische Interpretation allein nicht zum umfassenden Verständnis der Schwarm-Mechanismen führen kann.

Die Untersuchungen von Erdbebenschwärmen in Ostthüringen und Westsachsen wäre ohne die Bereitstellung von Wellenformdaten durch die beiden lokalen Netze, dem OTSN und dem Sachsennetz nicht möglich gewesen. Dr. D. Kracke, Dr. R. Heinrich und A. Ziegert, die massgeblich am Aufbau und Betrieb des OTSN beteiligt sind und Prof. M. Korn und Jörg Skamletz, die u.a. für die Betreuung des Sachsennetzes verantwortlich zeichneten, danke ich für ihren Einsatz.

Die Auswertung der Erdbebenschwärme im Vogtland/NW-Böhmen wäre ohne das unbürokratische zur Verfügung stellen der Wellenformdaten des WEBNET und des Kraslice-Netz nicht möglich gewesen. Stellvertretend möchte ich Prof. J. Horálek, und Prof. V. Nehybka dafür danken.

Neben der wissenschaftlichen und wirtschaftlichen Unterstützung ist ein verständnisvolles und helfendes privates Umfeld unverzichtbar. Ohne die stets ausgestreckte (auch finanziell) helfende Hand meiner Eltern wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Ihnen gebührt ein ganz besonders herzliches Dankeschön. Aber auch Corinna Koch und meine Schwester Annegret standen stets unterstützend und vertrauensvoll an meiner Seite. Auch dafür möchte ich mich noch einmal herzlich bedanken.

Schlussendlich bitte ich um Verständnis, dass nicht alle, die sich in irgendeiner Form aktiv oder passiv am Gelingen dieser Arbeit beteiligten, genannt werden können. Ich hoffe auf eine weiterhin gute Zusammenarbeit mit Allen.

Curriculum Vitae

Angaben zur Person

Name: Alexander Hemmann

Eltern: Dr. Andreas Hemmann (13.08.1947) und Dr. Henriette Hemmann (08.03.1948)

Geburtsdatum: 16.12.1971

Geburtsort: Greiz

Staatsangehörigkeit: Deutsch

Familienstand: ledig

1978 - 1988 - Besuch der Zehnklassigen Polytechnischen Oberschule in Greiz

1988 - 1990 - Besuch des Instituts zur Vorbereitung auf das Auslandsstudium (IVA) in Halle/Saale

30. Juni 1990 - Allgemeine Hochschulreife

August 1990 - Februar 1991 - Zivildienst in einer Pflege- und Rehabilitationseinrichtung in Greiz

März 1991 - Immatrikulation als Student der Physik an der Friedrich-Schiller-Universität in Jena

September 1992 - zusätzliche Immatrikulation als Student der Geophysik an der Friedrich-Schiller-Universität in Jena

14. Oktober 1998 - Diplom in Geophysik

ab September 1998 - Praktikum bei der Firma RefTek, Dallas, USA

01. Juli 1999 - Immatrikulation als Promotionsstudent im Fach Geophysik an der Friedrich-Schiller Universität; hochbegabten Stipendium der Friedrich Ebert Stiftung

05. Juni 2002 - Abschluss des Promotionsverfahrens

Jena, den

Alexander Hemmann