



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
WIEN
Vienna University of Technology

MASTERARBEIT

Einflüsse der Netzwerkkonfiguration auf Erdbebenlokalisierungen

unter der Anleitung von
Em. Prof. Dipl.Ing. Dr. Ewald Brückl
Mag. Stefan Mertl

Maria-Theresia Apoloner B.Sc.

Breitenseerstraße 61D/4

1140 Wien

10. Februar 2011

Ich möchte diese Diplomarbeit meinen Eltern Ingeborg und Erich Apoloner widmen, die immer großes Interesse für meine Arbeit gezeigt und mich soweit wie möglich unterstützt haben.

Ich weiß aber auch, dass meine Diplomarbeit nicht so gut geworden wäre wenn ich fachlich nicht tatkräftig von so vielen Menschen unterstützt worden wäre. Daher möchte ich mich bei Prof. Brückl und Mag. Mertl bedanken, die mich während meiner Diplomarbeit begleitet haben und mich mit zahlreichen Anregungen immer wieder motiviert haben die Arbeit zu verbessern und mich zudem mit viel Geduld unterstützt haben. Außerdem möchte ich mich bei den anderen Mitarbeitern der Forschungsgruppe Geophysik für die wertvollen Hinweise zur Gestaltung meiner Arbeit bedanken. Für die Gestaltung der geologischen Karte möchte ich mich bei Johanna Brückl bedanken.

Abschließend möchte ich mich bei allen bedanken, die immer ein offenes Ohr für mich hatten: meinen Studienkollegen und Studienkolleginnen, meinen Freunden und Freundinnen und meiner Schwester Viktoria Apoloner.

Kurzfassung

Die rezente seismische Aktivität um Wien weist auf eine noch immer aktive Tektonik im Wiener Becken hin. Die Kenntnis wahrscheinlicher maximaler Magnituden im Großraum Wien ist für die zu erwartende Erdbebengefährdung von großer Bedeutung. Eine Abschätzung kann über die Ausdehnung von Bruchflächen gemacht werden, welche oberflächennahe bekannt sind, in den tieferen seismogenen Zonen aber nur durch Erdbeben kartiert werden können. Aktuelle Standardlokalisierung bieten jedoch keine ausreichende Genauigkeit.

Durch die Verwendung zusätzlicher Stationen im Rahmen des Projektes ALPAACT und eines 3D-Geschwindigkeitmodells wird die Ortungsgenauigkeit erhöht. Manche Stationen stehen aber nur zeitlich begrenzt zur Verfügung, die Ortungsgenauigkeit soll jedoch erhalten bleiben. Dazu müssen systematische Einflüsse auf die Lokalisierung aufgedeckt und Verbesserungsmöglichkeiten untersucht werden.

Als erstes wurde der Abbau von Stationen des ALPAACT Netzes simuliert. Im zweiten Fall wurde die Änderung der Netzwerkkonfiguration aufgrund von Stationswegfall durch geringere Magnituden modelliert. Dafür wurden Detektionsschwellen für jede Station über die tatsächlich gemachten Ankunftszeitbeobachtungen gebildet.

Anschließend wurden die Einflüsse in der Laufzeitberechnung durch Offset und Station ermittelt und mit einer verbesserten Laufzeitberechnung neu lokalisiert. Da nur eine teilweise Verbesserung erreicht werden konnte, wurde Fehler in den beobachteten Ankunftszeiten simuliert. Die Fehler in den Ankunftszeiten entsprachen den tatsächlich beobachteten Lageänderungen.

Durch die verbesserte Laufzeitberechnung konnte die Standardabweichung der Laufzeitresiduen um mehr als 20 % reduziert werden. Die relative Lageänderungen konnten teilweise verbessert werden, im Mittel jedoch nicht. Mit der verbesserten Laufzeitberechnung weichen die tektonischen Erdbeben nur noch um weniger als 2.7 km von einer Mittellinie mit einer Länge von 49 km im südlichen Wiener Becken ab. Außerdem ist nun ein Abwärtstrend der Bebetiefen in Richtung Nordosten sichtbar.

Für eine genauere Lokalisierung ist eine verbesserte Beobachtung der Ankunftszeiten notwendig. Ein größerer Datensatz an Erdbeben für die Ermittlung von Offset- und Stationskorrektur wäre für zukünftige Untersuchungen ebenfalls förderlich.

Abstract

The recent seismic activity around Vienna suggests still-active tectonics in the Vienna Basin. Knowledge of maximum credible earthquake in the metropolitan area of Vienna is of great importance for estimating seismic hazard. One possibility to do so is to estimate the size of fault surfaces, which, however, with the current standard earthquake localization can not be mapped sufficiently.

Through the use of additional stations in the ALPAACT project and an enhanced 3D velocity model, the location accuracy is increased. Some stations are only available for limited time, but the location accuracy is to be preserved. This requires detecting systematic influences in localization and afterwards investigating possible improvements.

Two changes in the network configuration were investigated. First, the dismantling of some stations of the ALPAACT network was simulated. In the second case, the change in network configuration due to station outage at lower magnitudes was modeled. Detection thresholds were established for each station based on actual observed arrival times.

Subsequently, the effects on localisation by station and offset were determined. The calculated travel times were corrected and a new localisation was determined. Since only a partial improvement was achieved, errors in the observed arrival times were simulated. The errors in the arrival times correspond to the actual observed changes in position.

Because of improved travel time calculation the standard deviation of travel time residuals was reduced by more than 20%. The relative position changes were partially improved, but the mean was not. With the improved travel-time calculation the located earthquakes differ by less than 2.7 to a center line with a length of 49 km. Furthermore a downward trend in the earthquake depths to the northeast is visible.

For better earthquake localization improved picking of the arrival times is necessary. A larger data set of earthquakes for the determination of the offset-term and station-term would be beneficial for further investigations.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Untersuchungsgebiet	3
2.1	Tektonik	3
2.2	Seismizität (ZAMG)	5
3	ALPAACT	7
3.1	Observatorien	8
3.2	Temporäre Stationen	10
4	Seismischer Datensatz	11
4.1	Beobachtungszeitraum	11
4.2	Erdbeben	13
4.3	Ausgewählte Daten	15
5	Laufzeiten	16
5.1	Laufzeitbestimmung	16
5.2	Software	18
6	Lokalisierung	19
6.1	Wadati-Diagramm	19
6.2	Kreismethode	19
6.3	Geiger	20
6.4	NonLinLoc	21
6.4.1	3D-Geschwindigkeitsmodell	22
6.5	Lokalisierungsergebnisse	24

7 Einfluss der Netzwerkkonfiguration auf die Lokalisierung	29
7.1 Veränderte Netzwerkkonfiguration durch Stationsabbau	30
7.2 Veränderte Netzwerkkonfiguration durch Magnitudenabfall	31
7.2.1 Detektionsschwelle	31
7.2.2 Magnitude und verfügbare Stationen	36
7.2.3 Veränderung der Lokalisierung	38
8 Verbesserung der Laufzeitberechnung	41
8.1 Dekomposition der Residuen	42
8.2 Offset-Term	43
8.3 Station-Term	46
8.4 Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung	47
9 Diskussion	51
9.1 Simulation von fehlerhaft beobachteten Ankunftszeiten	51
9.2 Gewählte optimale Lokalisierung	53
9.2.1 Vergleich ZAMG-Erdbebenkatalog	55
9.2.2 Vergleich Hausmann (2010)	56
10 Zusammenfassung und Ausblick	58
A Lokalisierung	61
B Veränderung der Lokalisierung durch Magnitudenabfall	71
C Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung	81
Literaturverzeichnis	91
Abbildungsverzeichnis	94
Tabellenverzeichnis	97

1 Einleitung

Die rezente seismische Aktivität im Raum des Mur-Mürztals sowie im Bereich des Wiener Beckens lässt auf eine stetige Verschiebung der Pannonischen Lithosphäre relativ zur Europäischen in Richtung Nordosten schließen. Mittels Seismographen wurden hier bereits Beben bis zu einer lokalen Magnitude von 5 (ZAMG (2009)) aufgezeichnet. Historisch dokumentiert wurden Beben bis Magnitude 6 (ZAMG (2009)). Aus der paleoseismischen Forschung werden Beben bis zur Magnitude 7 (Hintersberger et al. (2010)) im Wiener Becken vermutet.

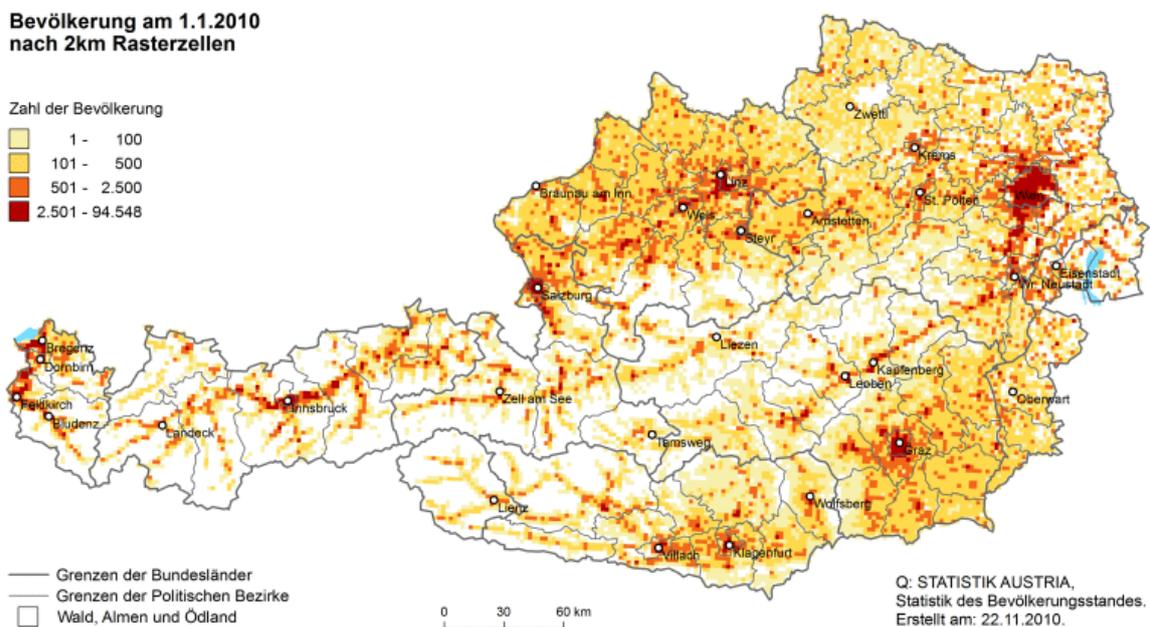


Abb. 1.0.1: Bevölkerungsdichte Österreich (Statistik Austria (2010))

Die Kenntnis maximaler Magnituden ist für Bau und Krisenmanagement von Bedeutung. Besonders wichtig ist dies für dicht besiedelte Gebiete (siehe Abbildung 1.0.1), welche

auch starke Leistungsträger sind, wie zum Beispiel die Stadt Wien und ihre Umgebung. Dieser Bereich ist von diversen Bruchlinien des Vienna Basin Fault System durchzogen, welche in den Sedimenten des Wiener Beckens durch seismische Untersuchungen zwar kartiert sind (Hinsch et al. (2005)) darunter jedoch nur extrapoliert werden.

Genau geortete Erdbeben können Aufschluss über vorhandene Brüche im Untergrund geben und so zu einem besseren Verständnis aktueller tektonischer Prozesse beitragen. Speziell die Ausdehnung von Bruchflächen, welche so ermittelt werden kann, lässt Abschätzungen über maximal mögliche Erdbeben zu.

Durch eine Verdichtung des Stationsnetzwerkes, wie durch das Projekt ALPAACT (Seismological and Geodetic Monitoring of ALpine-PAnnonian ACtive Tectonics, gefördert von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften) und die Verwendung eines 3D-Geschwindigkeitsmodells kann eine höhere Ortungsgenauigkeit erreicht werden, wie Hausmann et al. (2010) bereits gezeigt hat. Die neu hinzugefügten Stationen stehen nur temporär zur Verfügung, eine Verbesserung durch Informationen aus den Ortungen mit zusätzlichen Stationen soll jedoch erhalten bleiben. Deswegen sollen systematische Einflüsse auf Grund der variierenden Netzwerkonfiguration sowie Fehlern im Geschwindkeitsmodell ermittelt werden.

Diese Untersuchung soll Einflüsse auf die Ortung durch Veränderungen der Netzwerkkonfiguration erforschen. Im Besonderen sollen Auswirkungen, wie sie durch unterschiedlich starke Beben von gleichen Herden entstehen können analysiert werden. Abschließend sollen Vorschläge zur nachhaltigen Verbesserung gemacht, erkannte Einflüsse modelliert und Verbesserungen angebracht werden.

2 Untersuchungsgebiet

2.1 Tektonik

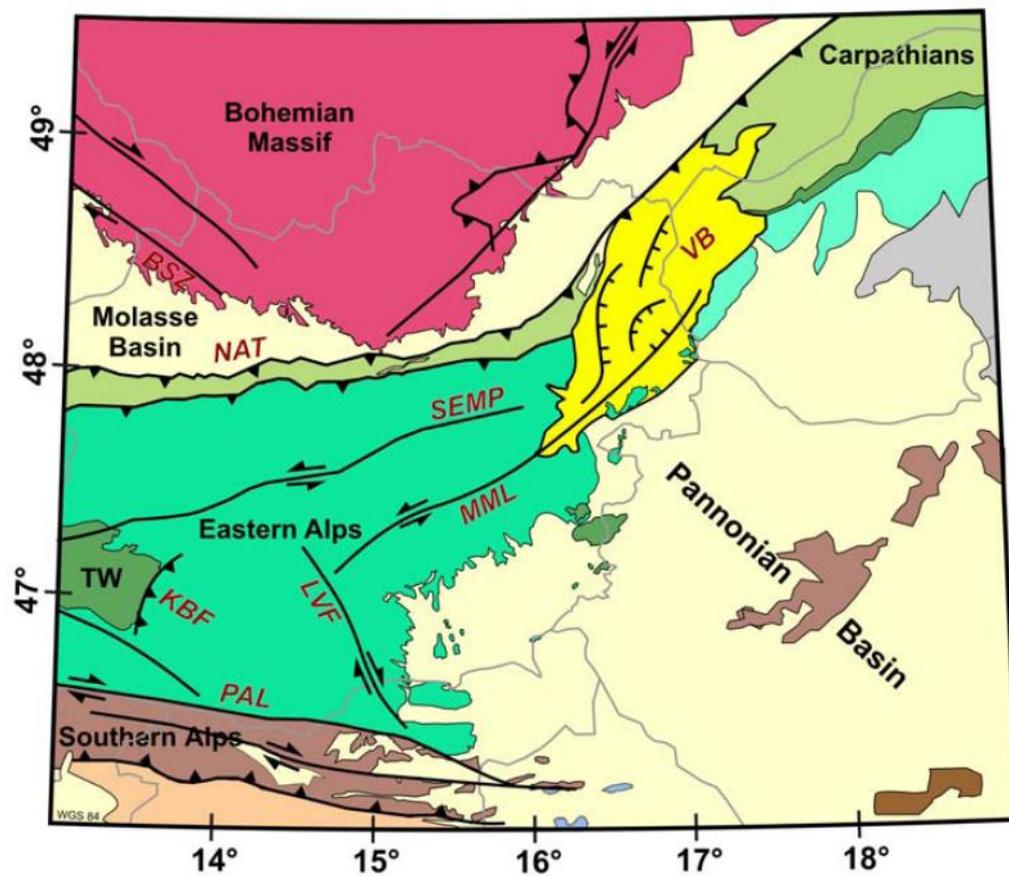


Abb. 2.1.1: Übersicht von Geologie und tektonischen Brüchen im Untersuchungsgebiet (Brückl (2008))

Die heutige Struktur der Ostalpen und angrenzenden tektonischen Provinzen resultiert aus komplexen tektonischen Prozessen, welche aus der Konvergenz von adriatischer Platte und europäischer Platte hervorgingen. In Abbildung 2.1.1 sind die Geologie und Tektonik überblicksmäßig dargestellt (Schmid et al. (2008)). Die europäische Platte ist dabei durch die Böhmisches Masse vertreten und subduziert in Richtung Süden unter die adriatischen Platte.

Nach der Subduktion und Überschiebung des Flysch im Eozän begann die Kollision der kontinentalen Platten. Aus dem Alter der Molassesedimente, welche vom nördlichen Alpenvorland und danach von den Ostalpen überschoben wurden, weiß man dass die Stauchung der Alpen bis ins späte Miozän andauerte (Decker und Peresson (1996)). Die kollisions-typische Tektonik zeigt sich an der Nördlichen-Alpen-Überschiebung (NAT).

Die Zusammenstauchung der Alpen während Oligozän und Miozän führte weiters zur Freilegung des Tauern Fensters (TW) (Fügenschuh et al. (1997)). Außerdem kam es zur Extrusion von kontinentalen Krustenstücken in Richtung Pannonisches Becken. Die Extrusion zeigt sich am Katschbergbruch (KBF) sowie in nördliche Richtung dem Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Bruch (SEMP) und den Mur-Mürztal-Bruch (MML). In Richtung Süden entstanden Lavantaler Bruch (LVF) und Periadriatische Naht (PAL) Die Extrusionstektonik zum Pannonischen Becken hin ist in vereinfachter Form in Abbildung 2.1.2 dargestellt.

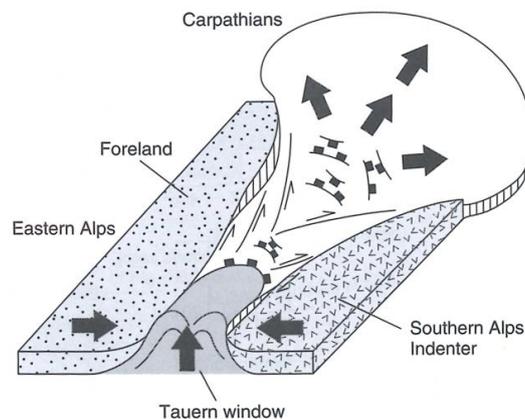


Abb. 2.1.2: Tektonik der Ostalpen (Moores und Twiss (1995))

In nordöstlicher Verlängerung gehen die Ostalpen, getrennt durch das Wiener Becken (VB) in die Westkarpaten über, welche das pannonische Becken begrenzen (Moores und Twiss

(1995)). Das Wiener Becken grenzt im Osten an das pannonische Becken und ist mit 200 km Länge eine der geologischen und tektonischen Strukturen im Untersuchungsgebiet, welche noch immer tektonisch aktiv ist. Das spindelförmige Becken liegt entlang des Vienna Basin Fault System, welches für die Bildung des Beckens verantwortlich war. Das Vienna Basin Fault System besteht aus mehreren aneinander folgenden abgetrennten Bruchflächen von Seitenverschiebungen, sowie den entsprechenden Abschiebungen. Durch die noch immer andauernde Seitenverschiebung senkt sich das Becken jährlich um rund 1 mm ab (Höggerl (2001)).

2.2 Seismizität (ZAMG)

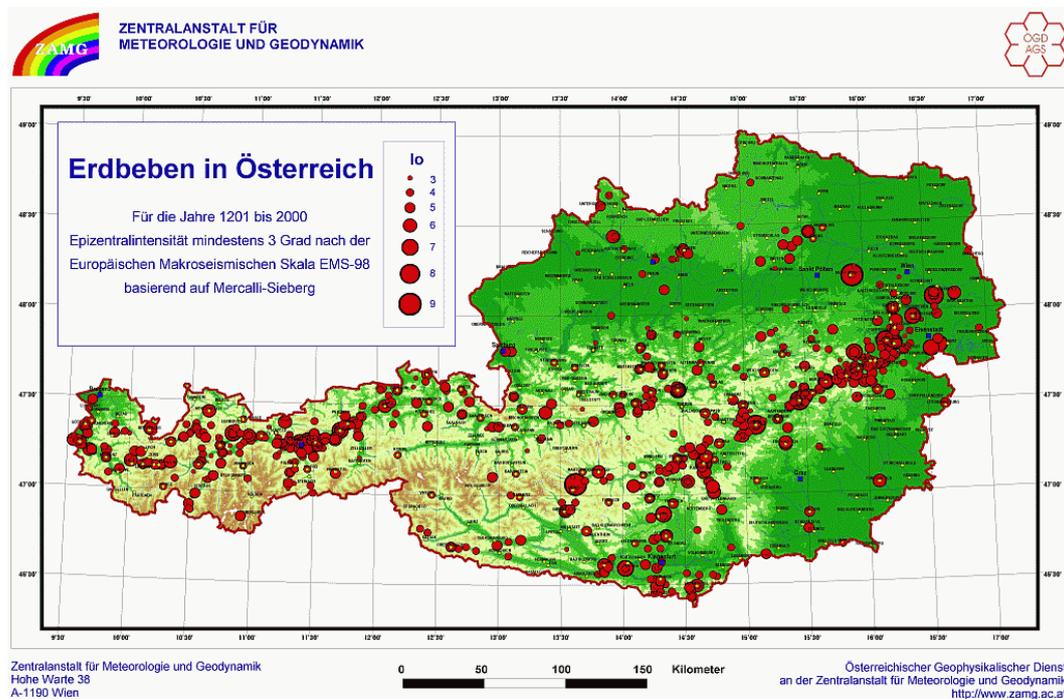


Abb. 2.2.1: Seismizität in Österreich

Der Österreichische Erdbebendienst zeichnet jedes Jahr bis zu 600 bebenähnliche Ereignisse auf. Diese hohe Zahl entsteht einerseits durch viele Ereignisse kleiner Intensität, andererseits durch eine Vielzahl an Sprengungen. Jedes Jahr ereignen sich 30 - 60 natürliche Erdbeben

durch tektonische Vorgänge in Österreich, welche von der Bevölkerung wahrgenommen werden. Eine Verteilung der Beben in Österreich für die Jahre 1201 bis 2000 ist in Abbildung 2.2.1 zu sehen.

Ostösterreich ist die seismisch aktivste Zone Österreichs, hat aber global gesehen nur eine moderate Seismizität mit lokalen Magnituden kleiner 5.5 im Wiederholungszeitraum von mehreren Jahrzehnten. Es handelt sich dabei um seichte Beben in Tiefen < 12 km. Die meisten der Beben gehen vom Vienna Basin Fault System aus. Aktuell werden die meisten Beben in einem Streifen von 30 km um die Seitenverschiebung registriert, wobei jedoch nicht alle Bruchflächen gleiche Seismizität aufweisen.

Im Bereich des Wiener Beckens wurden im 20. Jahrhundert nur zwei Beben aufgezeichnet, welche eine Magnitude von 5 überschritten: 1927 in Schwadorf (Meurers et al. (2004)) und 1972 in Seebenstein (Gangl (1974)). Historisch wurden hier auch Beben größerer Magnituden ermittelt: 1590 bei Neulengbach (Gutdeutsch und Hammerl (1988)). Aus archäologischen Ausgrabungen gibt es ebenfalls Hinweise auf ein Beben mit Magnitude 5.8 welches die römische Stadt Carnuntum ~ 400 nach Christus zerstörte (Decker et al. (2006)).

3 ALPAACT

ALPAACT steht für Seismological and Geodetic Monitoring of ALpine-PAnnonian ACtive Tectonics. Dieses Projekt, welches vom Institut für Geodäsie und Geophysik der TU Wien in Kooperation mit der Österreichischen Akademie der Wissenschaften durchgeführt wird, beschäftigt sich mit der aktiven Tektonik im ostalpinen und pannonischen Raum und wird im Projektantrag Brückl (2008) und den Projektberichten wie Mertl und Brückl (2010) detailliert beschrieben. Für die geplanten Untersuchungen wurde ein temporäres seismisches Netzwerk im Großraum des Wiener Beckens aufgebaut. Ergänzend dazu werden 18 bereits vorhandene GNSS-Stationen für die Beobachtung von Oberflächenverschiebungen verwendet. Diese zusätzlichen Messdaten aus dem Untersuchungsgebiet sowie das, aus früheren Untersuchungen der Erdkruste bekannte, 3D-Geschwindigkeitsmodell für P- und S-Wellen sollen für ein besseres Verständnis von Tektonik und dadurch induzierte Seismizität verwendet werden, wie in Mertl und Brückl (2010) beschrieben wird.

Im Rahmen des ALPAACT-Projektes wurde ein Untersuchungsgebiet von 200 x 200 km im ostalpinen Raum definiert, welches unter anderem diverse tektonisch aktive Bruchlinien wie Mur-Mürz-Bruch, Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Bruch und Wiener-Becken-Bruch-System überspannt.

Für diesen Bereich wurde durch ALPAACT das bereits vorhandene Netzwerk aus nationalen und internationalen seismischen Observatorien verdichtet. Um das Gebiet bestmöglich untersuchen zu können, wurde versucht, alle vorhandenen seismischen Messdaten zu verwenden. Einerseits wurden bereits vorhanden Observatorien im Untersuchungsbereich verwendet, andererseits wurde das Netzwerk mit zusätzlichen Stationen temporär verdichtet. Ergänzend wurden alle Observatorien in einem erweiterten Interessenbereich von 400 x 400 km hinzugenommen. In Abbildung 3.0.1 sind die Observatorien sowie die zusätzlichen Messstationen zu sehen, welche im Zeitraum dieser Arbeit in Betrieb waren und für die Aufzeichnung seismischer Schwingungen im Breitbandbereich geeignet sind.

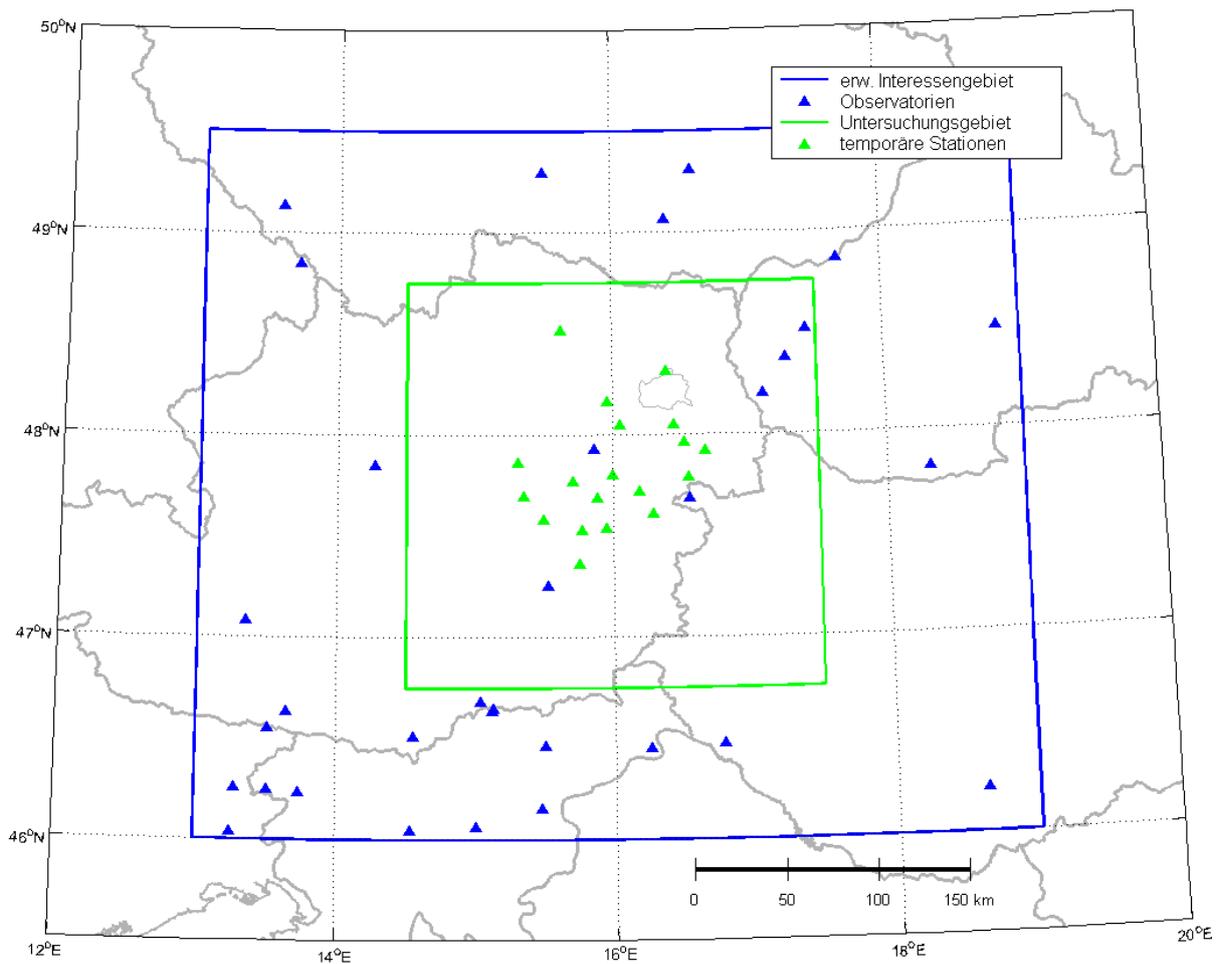


Abb. 3.0.1: ALPAACT erweitertes Interessengebiet und Untersuchungsgebiet mit Observatorien und temporären Stationen

3.1 Observatorien

In Österreich ist die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) für die Lokalisierung von seismischen Ereignissen zuständig und stellt die seismischen Daten online zur Verfügung. International gibt es darüber hinaus Datenzentren, wie das Orfeus Data Center (ODC), welche seismische Messdaten von Observatorien länderüberspannend zusammenfassen und somit gesammelte Abfragen zulassen. Ergänzend zu den Messdaten werden auch Bulletins angeboten, welche bereits geortete Erdbeben enthalten.

Station	Network	Name	Region	Type	Lat	Long	Height	Orfeus
JAVC	CZ	Velka Javorina	Czeck Republic	broadband	48.86	17.67	828	yes
KHC	CZ	Kaperske Hory	Czeck Republic	broadband	49.13	13.58	700	yes
KRUC	CZ	Moravsky Krumlov	Czeck Republic	broadband	49.06	16.40	341	yes
TREC	CZ	Trest	Czeck Republic	broadband	49.29	15.49	599	yes
VRAC	CZ	Vranov	Czeck Republic	broadband	49.31	16.59	470	yes
GEC2	GR	GERESS Array Site C2	Germany	broadband	48.85	13.70	1132	yes
BEHE	HU	Becsehely	Hungary	broadband	46.47	16.78	298	yes
PKSM	HU	Moragy	Hungary	broadband	46.21	18.64	170	yes
SOP	HU	Sopron	Hungary	broadband	47.68	16.56	260	yes
ACOM	NI	Acomizza	Italy	broadband	46.55	13.51	1788	no
CUSI	NI	Cussignacco	Italy	broadband	46.04	13.25	94	no
VINO	NI	Villanova	Italy	broadband	46.26	13.28	608	no
ADSA	OE	Kindergarten; Admont	Austria	strong-motion	47.58	14.46	0	no
ARSA	OE	Arzberg	Austria	broadband	47.25	15.52	633	yes
CONA	OE	Conrad observatory	Austria	broadband	47.93	15.86	1044	yes
CONA	OE	CONA - Schacht	Austria	broadband	47.93	15.86	1039	yes
KBA	OE	Kölnbreinsperre	Austria	broadband	47.08	13.34	1721	yes
MOA	OE	Molln	Austria	broadband	47.85	14.27	572	yes
MYKA	OE	Terra Mystika / Bad Bleiberg	Austria	broadband	46.63	13.64	909	yes
OBKA	OE	Hochobir	Austria	broadband	46.51	14.55	1075	yes
OBSA	OE	Admontbichl; Obdach	Austria	strong-motion	47.08	14.68	884	no
RKSA	OE	Gemeindeamt; Kindberg	Austria	strong-motion	47.51	15.45	569	no
RSNA	OE	Schwadorf	Austria	strong-motion	48.07	16.58	162	no
RWNA	OE	Rathaus; Wr. Neustadt	Austria	strong-motion	47.81	16.24	265	no
SOKA	OE	Soboth	Austria	broadband	46.68	15.03	1009	yes
MODS	SK	Mora-Piesok	Slovakia	broadband	48.37	17.28	520	no
SMOL	SK	Smolenice	Slovakia	broadband	48.51	17.43	400	no
SRO	SK	Srobarova	Slovakia	broadband	47.81	18.31	150	no
VYHS	SK	Vyhne	Slovakia	broadband	48.49	18.84	480	yes
ZST	SK	Bratislava - Zelezna Studnicka	Slovakia	broadband	48.20	17.10	250	yes
BISS	SL	Bistriski Jarek	Slovenia	broadband	46.65	15.13	480	no
CADS	SL	Cadrg	Slovenia	broadband	46.23	13.74	750	yes
DOBS	SL	Dobrina	Slovenia	broadband	46.15	15.47	425	no
GROS	SL	Grobnik	Slovenia	broadband	46.46	15.50	930	yes
KOGS	SL	Kog	Slovenia	broadband	46.45	16.25	300	yes
LJU	SL	Ljubljana	Slovenia	broadband	46.04	14.53	396	yes
PDKS	SL	Podkum	Slovenia	broadband	46.06	15.00	679	no
PERS	SL	Pernice	Slovenia	broadband	46.64	15.12	795	yes
ROBS	SL	Robic	Slovenia	broadband	46.24	13.51	265	yes
SABO	SL		Slovenia	broadband	unknown	unknown	unknown	no

Tab. 3.1: Observatorien im erweiterten ALPAACT-Interessengebiet (Mertl und Brückl (2010))

Eine Auflistung der Stationen im erweiterten Interessengebiet wurde in Mertl und Brückl (2010) erstellt und befindet sich in Tabelle 3.1. Wie dort in der Spalte „Orfeus“ bereits angemerkt ist, ist es nicht möglich alle Daten über ODC und ZAMG abzufragen. Die Strong-Motion-Stationen ADSA, OBSA, RKSA, RSNA und RWNA sind nicht online verfügbar. Für die Stationen BEHE, ACOM, CUSI, VINO, MODS, SMOL, SRO, VYHS, BISS, DOBS, KOGS, PDKS und SABO waren über ODC keine Messdaten verfügbar. Deswegen werden in den folgenden Untersuchungen diese Stationen nicht weiter berücksichtigt.

3.2 Temporäre Stationen

Für die Verdichtung zwischen den Observatorien wurde im Rahmen des ALPAACT-Projektes ein zusätzliches temporäres Stationsnetzwerk im Untersuchungsgebiet aufgebaut. Vom Institut für Geophysik und Geodäsie der TU Wien wurden in den Jahren 2009 und 2010 sieben Messstationen aufgestellt, ausgestattet mit unterschiedlichen seismischen Messsensoren und Aufnahmegeäten. Zusätzlich wurden ab Mai 2010 vom GFZ Potsdam in Kooperation mit Bernd Schurr 10 weitere Stationen für die Dauer von einem Jahr aufgebaut. Koordinaten und verwendete Geräte an den Stationen sind in Tabelle 3.2 beschrieben. Die Koordinaten sind für WGS84 und die Stationshöhen in Meter angegeben.

Station	Network	Name	Type	lat	lon	height	recorder	sensor
ALBA	ALPAACT	Alltengbach	broadband	48.159233	15.962308	418	Reftek 130	Reftek Observer 120s
BISA	ALPAACT	Bisamberg	broadband	48.312472	16.394556	240	Guralp 6TD	Guralp 6TD 30s
G_ALLA	ALPAACT	Alland	broadband	48.048083	16.053889	410	Earthdata PR 6-24 Portable	Guralp 3ESP-Compact
G_GRUA	ALPAACT	Grünbach	broadband	47.800000	15.999694	608	Earthdata PR 6-24 Portable	Guralp 3ESP-Compact
G_JOAA	ALPAACT	Joachimsberg	broadband	47.861611	15.304222	810	Earthdata PR 6-24 Portable	Guralp 3ESP-Compact
G_NAWA	ALPAACT	Nasswald	broadband	47.767139	15.706528	614	Earthdata PR 6-24 Portable	Guralp 3ESP-Compact
G_PITA	ALPAACT	Pitten	broadband	47.716639	16.188750	391	Earthdata PR 6-24 Portable	Guralp 3ESP-Compact
G_SIGA	ALPAACT	Siegendorf	broadband	47.786194	16.548028	177	Earthdata PR 6-24 Portable	Guralp 3ESP-Compact
G_VEIA	ALPAACT	Veitsch	broadband	47.579361	15.489306	694	Earthdata PR 6-24 Portable	Guralp 3ESP-Compact
G_VELA	ALPAACT	Velm	broadband	48.047917	16.445250	183	Earthdata PR 6-24 Portable	Guralp 3ESP-Compact
G_RETA	ALPAACT	Rettenegg	broadband	47.529389	15.771861	950	Earthdata PR 6-24 Portable	Guralp 3ESP-Compact
G_WISA	ALPAACT	Wiesmath	broadband	47.607639	16.291722	763	Earthdata PR 6-24 Portable	Guralp 3ESP-Compact
GILA	ALPAACT	Grillenberg	1Hz	47.688920	15.885893	643	Reftek 130	GS Seismomitor 1Hz
GUWA	ALPAACT	Gusswerk	broadband	47.696306	15.346444	880	Guralp 3ESPD	Guralp 3ESPD 30s
MARA	ALPAACT	Mariensee	broadband	47.539250	15.950546	1048	Guralp 3ESPD	Guralp 3ESPD 30s
PUBA	ALPAACT	Purbach	broadband	47.921028	16.674806	170	Guralp 3ESPD	Guralp 3ESPD 30s
SITA	ALPAACT	Schiltern	broadband	48.514472	15.622917	380	Guralp 3ESPD	Guralp 3ESPD 30s

Tab. 3.2: Temporäre Stationen (Mertl und Brückl (2010))

4 Seismischer Datensatz

Zu Beginn dieser Arbeit wurden über Emails die Bulletins der ZAMG für Erdbeben im Untersuchungsgebiet abgefragt. Im Anschluss daran wurden Mithilfe der Herdzeit die seismischen Spuren für kurze Zeiträume vor und nach den Erdbeben abgerufen. Dafür wurde für jede Station der ZAMG und jedes Erdbeben mit MATLAB eine Emailabfrage im AUTODRM-Format generiert. Die Abfrageergebnisse wurden für die Weiterverarbeitung gespeichert und enthalten pro Station 3 verschiedene mit 80 Hz gesampelte Kanäle: einen für die Vertikalkomponente und je einen Kanal für Norden und Osten. Vom Orfeus Data Center wurden die Messdaten der restlichen Observatorien im erweiterten Interessengebiet abgefragt. So verfügbare Daten wurden mit 20 Hz gesampelt und im MiniSeed-Format abgespeichert. Von der Station ZST waren nur Daten mit 80 Hz verfügbar, welche hier statt den 20 Hz Daten verwendet wurden.

Anders als die Observatorien, sind die temporären Stationen nicht online verfügbar. Die temporären Stationen speichern die Messdaten in unterschiedlichen Formaten lokal auf eine Festplatte, welche in regelmäßigen Abständen von mehreren Wochen manuell ausgelesen werden muss und dann am Server des Institutes für Geophysik und Geodäsie zur Verfügung gestellt wird. Diese Daten wurden für die gegenständliche Arbeit entnommen.

4.1 Beobachtungszeitraum

Damit die Einflüsse von Änderungen im Messnetzwerk simuliert werden können, wird ein möglichst gleichbleibendes Netzwerk für die Ortung benötigt. Aus diesem Grund sollen laterale und zeitliche Änderungen im Netzwerk durch Stationsausfälle vermieden werden. Diese sind mit abgeschlossener Messung aber nicht mehr beeinflussbar. Sowohl von der ZAMG als auch über ODC waren nicht für allen Stationen und Erdbeben Messdaten

verfügbar. Bei den temporären Stationen kam es zu Verzögerungen beim Aufstellen, Ausfällen der Stromversorgung und Störungen von einzelnen Geräten. Um der Forderung nach Homogenität im Netzwerk nachzukommen, wurden nicht alle Stationen im Rahmen dieser Arbeit verwendet.

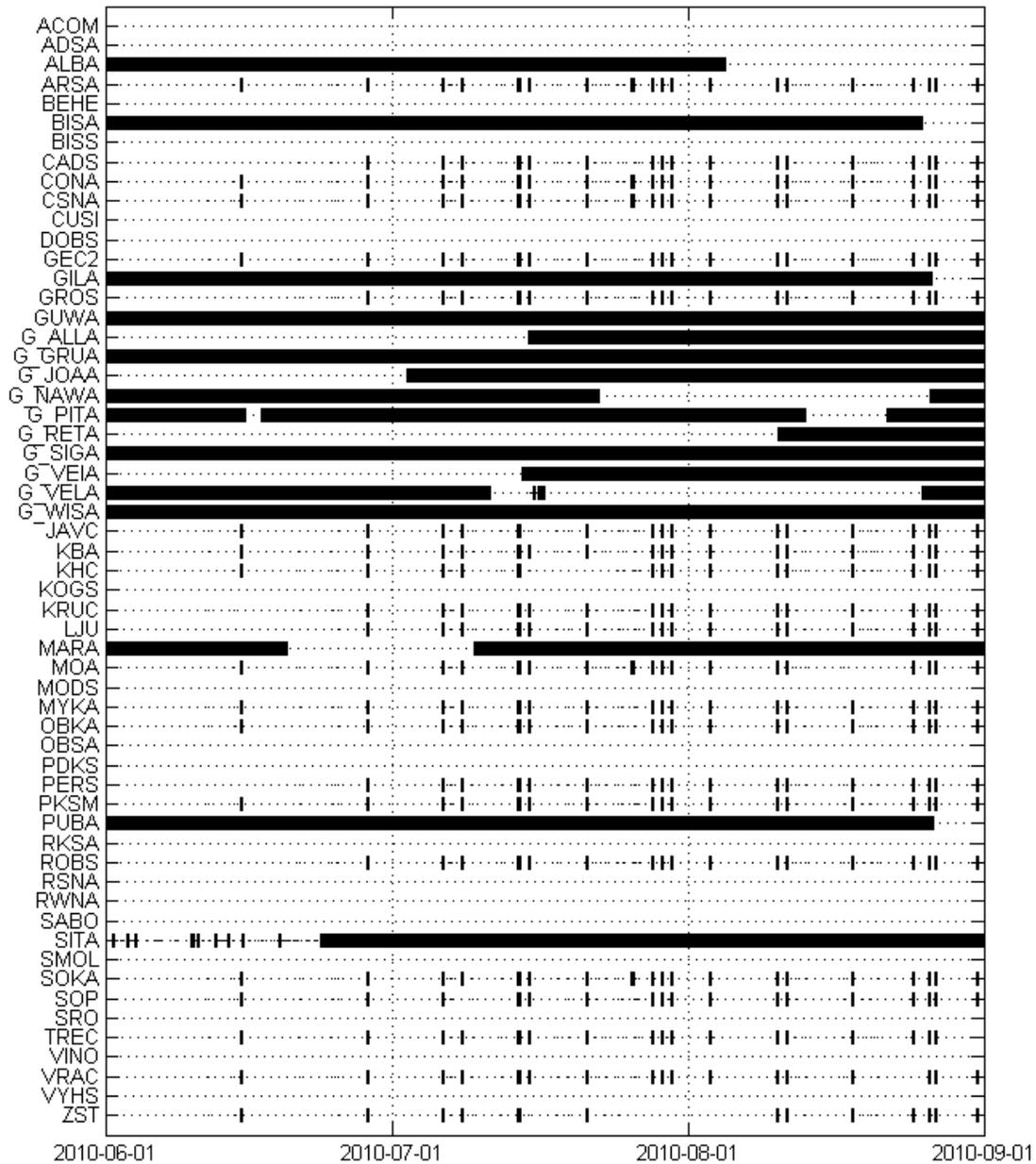


Abb. 4.1.1: Datenbestand am 01.09.2010 für Beobachtungszeitraum 01.06 - 31.08.2010

Im ersten Schritt wurde eine zeitliche Einschränkung vorgenommen: Ab Anfang Juni 2010 war der Großteil der temporären Stationen aktiv, deswegen wurde ab hier begonnen die Erdbeben zu analysieren. Die Datenauswahl Anfang September beendete den Beobachtungszeitraum für diese Arbeit.

Der am 1. September vorhandenen Datenbestand für 1. Juni bis 31. August 2010 ist in Abbildung 4.1.1 dargestellt. Alle Stationen aus Tabelle 3.1 und Tabelle 3.2 sind aufgelistet. Vorhandene Daten sind durch schwarze Markierungen gekennzeichnet. Von den temporären Stationen wurden sind alle vorhandenen Daten im Zeitraum dargestellt. Bei den Observatorien kennzeichnen Striche die Zeiträume um Erdbeben an denen Daten abgefragt wurden.

4.2 Erdbeben

Mittels der Bulletins der ZAMG wurden alle Erdbeben im Untersuchungsgebiet abgefragt. Es wurden nur Erdbeben gewählt, welche sich laut ZAMG innerhalb des vollständig ausgebauten temporären ALPAACT-Netzwerkes befanden. Dieser Bereich ist in Abbildung 4.2.1 als das Polygon Stationsbereich dargestellt.

Innerhalb des Beobachtungszeitraumes aus Abschnitt 4.1 liegen 9 Erdbeben im entsprechenden Polygon. Sie sind in Tabelle 4.1 aufgelistet und werden in der restlichen Untersuchung mit dem jeweiligen Buchstaben referenziert. Die im ZAMG-Bulletin aufgeführten Erdbeben wurden für die nachfolgenden Untersuchungen in tektonische Erdbeben und Sprengungen eingeteilt.

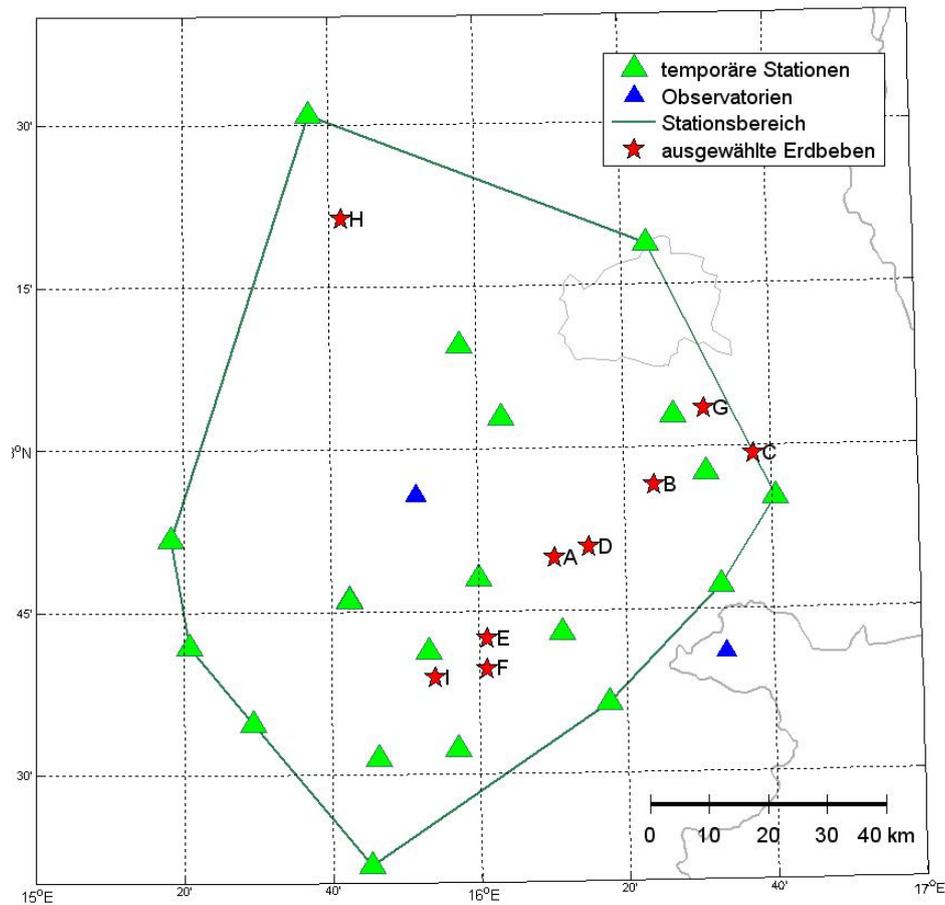


Abb. 4.2.1: Erdbeben im Untersuchungsgebiet und -zeitraum

Beben	ZAMG BebenID	Datum	Länge	Breite	Tiefe [km]	Mag. lokal	Typ
A	52353942	11-06-2010	16° 10' 25"	47° 12' 35"	12.3	1.8	tektonisch
B	52354487	24-06-2010	16° 24' 08"	47° 49' 51"	12.5	2.2	tektonisch
C	52355086	06-07-2010	16° 37' 37"	47° 59' 14"	0	1.6	Sprengung
D	52355596	18-07-2010	16° 15' 05"	47° 50' 51"	8.2	2.0	tektonisch
E	52356041	24-07-2010	16° 01' 07"	47° 42' 30"	8.3	2.0	tektonisch
F	52356097	26-07-2010	16° 01' 00"	47° 39' 43"	6.6	1.5	tektonisch
G	52356404	03-08-2010	16° 31' 01"	48° 03' 25"	0	1.8	Sprengung
H	52356435	03-08-2010	15° 41' 47"	48° 21' 15"	0	1.7	Sprengung
I	52362852	31-08-2010	15° 54' 05"	47° 38' 52"	10.3	2.7	tektonisch

Tab. 4.1: Erdbeben im Untersuchungsgebiet und -zeitraum

4.3 Ausgewählte Daten

Die ausgewählten Erdbeben sowie die tatsächlich verwendeten Stationen (s. Abschnitt 3.1, Abschnitt 3.2 und Abschnitt 5.1) sind in Abbildung 4.3.1 gemeinsam mit der Geologie dargestellt. Die tektonischen Erdbeben liegen nahe bei und in Verlängerung des Mur-Mürztalbruchs in Richtung Vienna Basin Fault System und werden in alle Richtungen gut durch das temporäre Netzwerk abgedeckt. Die Sprengungen liegen einerseits am Rand des Wienerbeckens, andererseits nahe bei Krems, sind aber in dieser Karte nicht enthalten, da sie nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit der Geologie und Tektonik stehen.

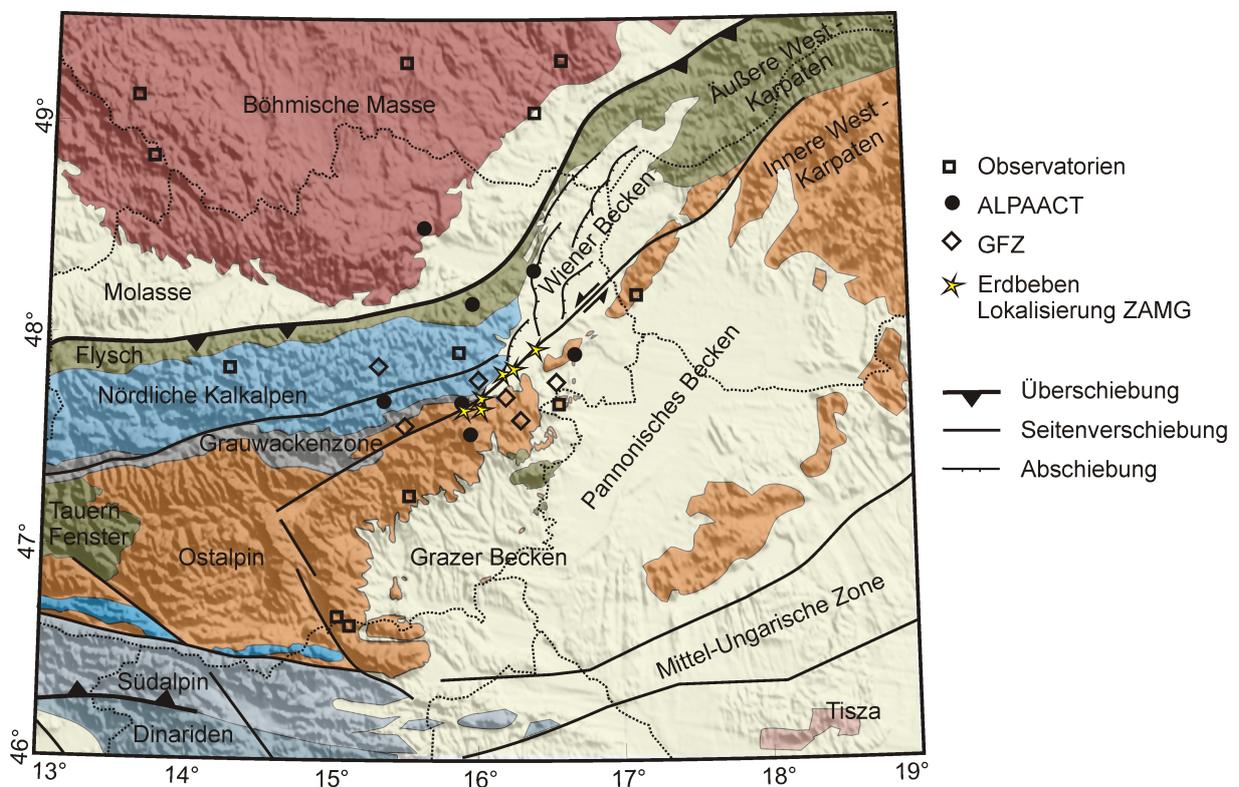


Abb. 4.3.1: Datensatz

5 Laufzeiten

Erdbeben erzeugen seismische Wellen, die sich im Untergrund ausbreiten. Für die Lokalisierung werden die unterschiedliche Ausbreitungsgeschwindigkeit und die so resultierende unterschiedliche Ankunftszeit von Primärwelle (P-Welle) und Sekundärwelle (S-Welle) sowie deren Laufzeitdifferenz genutzt. Da man aus den Ankunftszeiten bei bekanntem Wellenausbreitungsverhalten auf die Laufzeiten und auch auf den verursachenden Herd schließen kann, wird dies auch Laufzeitbestimmung genannt.

5.1 Laufzeitbestimmung

Die Laufzeitbestimmung wird auch als Picken bezeichnet. Die Ankunftszeiten werden Pick genannt. Auf einer seismischen Spur befinden sich nicht nur die Einsätze der P- und S-Welle: Die Coda einer Welle zieht sich über einen Zeitraum nach dem Ersteinsatz. Zusätzlich wird das Signal durch Untergrund und Umgebung verrauscht, dies wird als Noise bezeichnet. Die Welleneinsätze sind deswegen nicht immer eindeutig identifizierbar.

Wenn das Signal und der Noise in unterschiedlichen Frequenzbereichen liegen, kann durch die Verwendung von Frequenzfiltern das Picken der Einsätze erleichtert werden. Für Beben im Nahbereich eignen sich Bandpassfilter um 1-15 Hz. Je nach Station und Erdbeben variiert dabei der am besten geeignete Filterbereich. Durch Noise und Coda und auch durch die verwendeten Filter wird Wahl des Welleneinsatzes beeinflusst.

In Abbildung 5.1.1 sind die Vertikalkomponente und die Horizontalkomponenten des Erbebens I für die Stationen MARA und G_WISA beispielhaft zu sehen. Die gewählten Einsätze sind durch rote Striche mit einem Buchstaben für die Wellenart gekennzeichnet. Der Einsatz der P-Welle ist bei MARA deutlich auf der Vertikalkomponente HHZ sichtbar. G_WISA enthält Noise, welcher das eigentliche Signal überlagert. Durch Filterung mit

einem Bandpassfilter kann hier der Einsatz der Wellen sichtbar gemacht werden. Die S-Welle ist auf der Vertikalkomponente nur ungenügend zu erkennen, ist aber auf den Horizontalkomponenten besser sichtbar.

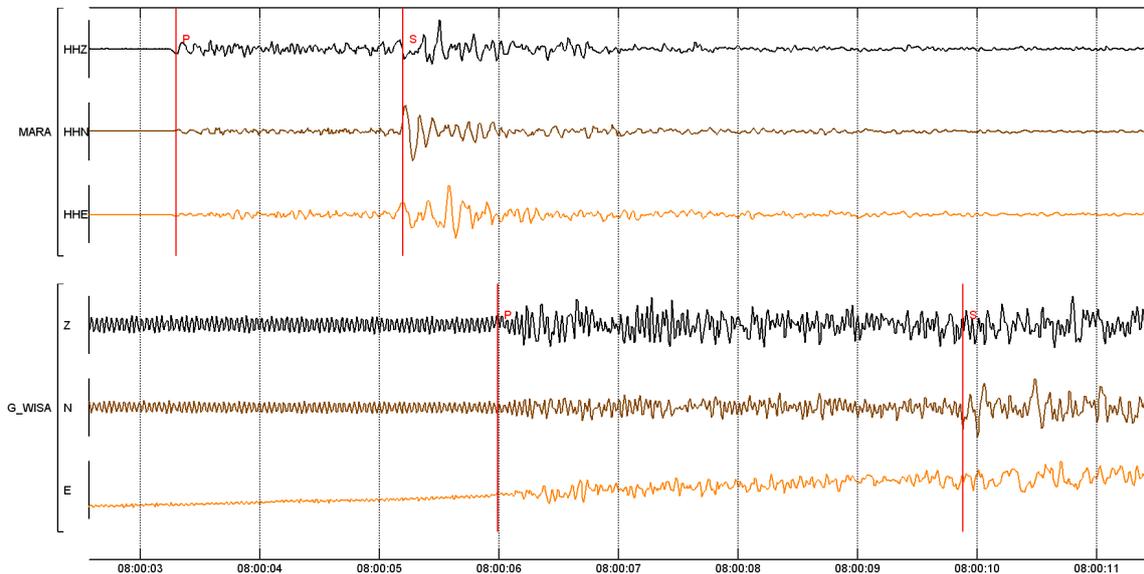


Abb. 5.1.1: Seismische Spuren für Erdbeben I an Station MARA und G_WISA

Im Rahmen der Laufzeitbestimmung wurde festgestellt, dass an manchen Stationen kaum Daten vorhanden waren oder die Ankunftszeiten nicht identifizierbar waren. Um ein möglichst gleichbleibendes Stationsnetzwerk zu erhalten, und trotzdem eine möglichst große Stationsanzahl zu verwenden, wurden die Stationen wie folgt selektiert:

- Mindestens für 5 Erdbeben müssen Messdaten im Datenbestand sein.
- Bei mindestens 50 % der Erdbeben musste der P-Ersteinsatz bestimmbar sein.

Mittels dieser Auswahl variiert das Stationsnetzwerk zwischen den Ortungen weniger, es ändern sich nur maximal 6 Stationen zwischen allen untersuchten Erdbeben. Für die Auswertung ergab sich somit ein Stationsnetzwerk aus 13 Observatorien und 12 temporären Stationen.

5.2 Software

Die Anzeige und Filterung von Spuren sowie das Picken kann mit unterschiedlichen seismischen Softwarepaketen durchgeführt werden. Als Auswertungssoftware wurde das frei verfügbare Softwarepaket Seismon von Mertl (2010) verwendet. Mit Seismon ist es möglich, seismische Spuren aus diversen Formaten zusammenzuführen sowie die von der ZAMG erstellten Bulletins einzulesen. Ersteinsätze aus Bulletins können angezeigt sowie eigene Ersteinsätze gepickt werden. Des Weiteren ist es möglich, die Ersteinsätze in unterschiedliche Formate zu exportieren.

Auch bei der räumlichen Darstellung der Epizentren und Stationen unterstützt Seismon den Anwender. Als Hilfe bei der Auswertung kann man unter anderem Erdbeben und Messstationen in Google Earth darstellen lassen.

Der Datenimport und -export für die Lokalisierungssoftware NonLinLoc wird ebenfalls unterstützt. Da Seismon auf eine MySQL-Datenbank aufbaut, ist es möglich Daten wie Ersteinsätze oder Stationskoordinaten direkt für eine weiterführende Auswertung, wie zum Beispiel mit MATLAB, abzufragen.

6 Lokalisierung

Bei der Lokalisierung von Erdbeben werden sowohl Herdkoordinaten als auch die Herdzeit bestimmt. Üblicherweise müssen für die Bestimmung der Herdkoordinaten die verschiedenen seismischen Wellen identifiziert und die Ankunftszeit an der Messstation ermittelt werden. Außerdem muss die Geschwindigkeitsstruktur des Untergrundes zwischen Herd und Station zumindest näherungsweise bekannt sein.

Lay und Wallace (1995) beschreiben mehrere Methoden zur Herdbestimmung wie zum Beispiel die Kreismethode. Auch inverse Methoden wie die Lokalisierung nach Geiger, welche über Linearisierung arbeiten, werden beschrieben. Beide Methoden wurden im Rahmen dieser Arbeit als Kontrolle eingesetzt.

NonLinLoc, eine nicht-linearisierte Methode, welche über ein 3D-Untergrundmodell und Wahrscheinlichkeitsdichten arbeitet wurde für alle weiterführenden Lokalisierungen verwendet.

6.1 Wadati-Diagramm

Das Wadati-Diagramm dient zur Bestimmung der Herdzeit. Dazu werden auf der X-Achse die P-Ankunftszeiten aufgetragen und auf der Y-Achse die Laufzeitdifferenz von S- und P-Welle. Bei einer S-P-Laufzeitdifferenz gleich Null ergibt die Regressionsgerade durch die ermittelten Punkte die Herdzeit.

6.2 Kreismethode

Über die Herdzeit kann die Herddistanz mit Gleichung 6.2.1 ermittelt werden. Das Epizentrum liegt nun auf der Hemisphäre mit einem Radius gleich der berechneten Herddistanz.

Die Herddistanz muss zu mindestens 3 Stationen berechnet werden, dann entspricht der Hemisphärenschnittpunkt dem Epizentrum. Aus der Vogelperspektive erscheinen die Hemisphären als Kreise, was zu dem Namen Kreis-Methode geführt hat. Zusätzliche Stationen ergeben zusätzliche Hemisphären, welche sich ebenfalls im Herd schneiden sollten. Praktisch ergeben sich durch Abweichungen von geraden Strahlenwegen, fehlerhaft beobachteten Ankunftszeiten und unbekannter Geschwindkeitsverteilung Fehler, welche dazu führen, dass kein eindeutiger Schnittpunkt zustande kommt. Jedoch kann ein Erdbeben mit dieser Methode näherungsweise lokalisiert werden.

$$\text{Herddistanz} = (P_{\text{Ankunftszeit}} - \text{Herdzeit}) * P_{\text{Wellengeschwindigkeit}} \quad (6.2.1)$$

6.3 Geiger

Bei der Lokalisierung von Beben spricht man von einem inversen Problem, da zwar die Ergebnisse in Form von beobachteten Ankunftszeiten bekannt sind, aber die Ursprungsdaten, also die Herdkoordinaten- und zeit, welche diese verursacht haben, ermittelt werden sollen.

Die Laufzeiten d können mit $d = G \cdot m$ berechnet werden. Wobei m ein Vektor mit Herdkoordinaten und Herdzeit ist, das sogenannte Modell. Über die Matrix G , welche die Ausbreitung im Untergrund beschreibt, werden die Laufzeiten berechnet. Bei der Erdbebenlokalisierung ist aber das Modell m unbekannt. Damit die Herdparameter direkt bestimmt werden können, muss deswegen G^{-1} bekannt sein.

Wenn mehr Beobachtungen als Unbekannte existieren, ist das Problem überbestimmt und kann über Minimalisierung der Fehlerquadrate gelöst werden. Es wird ein Startmodell m_0 geschätzt, welches möglichst nahe an der Lösung liegen sollte. Aus dem geschätzten Modell werden Beobachtungen berechnet und danach die Residuen zu den echten Beobachtungen. Um das Modell zu verbessern, wird das Problem linearisiert und die Modellverbesserungen berechnet. Für das angepasste Modell werden nun Beobachtungen und daraus wieder Residuen errechnet. Das Modell wird solange iterativ verändert bis die Summe der Quadrate der Residuen minimal ist.

Ein Vorteil dieser Methode ist, dass überbestimmt gerechnet werden kann. Jedoch ist es möglich, dass dieses Verfahren nicht konvergiert, wenn die Näherungswerte nicht aus-

reichend genau sind. Durch die Linearisierung wird immer nur das nächste Maximum gefunden, welches jedoch nicht mit dem globalen Maximum übereinstimmen muss.

6.4 NonLinLoc

NonLinLoc von Lomax (2008) ist eine wahrscheinlichkeitstheoretische nicht-linearisierte Lokalisierungssoftware für seismische Ereignisse. Als Eingangsparameter werden ein 3D-Geschwindigkeits-untergrundmodell für P- und S-Wellen sowie die Stationskoordinaten benötigt.

Aus dem Geschwindigkeitsmodell wird für jede Station über den Eikonal-Solver von Podvin und Lecompte (1991) ein Laufzeitmodell des Untergrundes für jede Station zu allen Gitterpunkten berechnet. Beginnend bei der Zelle welche die Station enthält, wird der Strahlenweg durch einzelne Zellen berechnet. Dabei fließen die Laufzeitdifferenz der eintreffenden Wellen sowie die Geschwindigkeitskontraste zu benachbarten Zellen in die Berechnung ein. Neben ebenen Wellen werden auch Diffraktionen bei steil einfallenden Wellen und Kopfwellen bei starken Geschwindigkeitskontrasten berücksichtigt.

Der in NonLinLoc implementierte Lokalisierungsalgorithmus folgt der von Tarantola und Valette (1982) beschriebenen wahrscheinlichkeitstheoretischen Inversion. Das Wissen über unbekannte Parameter wird dabei in Form von Wahrscheinlichkeitsdichten dargestellt, welche angeben mit welcher Wahrscheinlichkeit ein Wert in einem abgegrenzten Intervall bzw. Volumen liegt. Bei der Inversion wird versucht die Werte der unbekannt Parameter durch Beobachtungen und die theoretische Beziehung zwischen Beobachtung und Unbekannten einzuschränken. Bei der Erdbebenlokalisierung sind die Unbekannten die Herdkoordinaten und die Herdzeit. Die Beobachtungen sind Ankunftszeiten und das Laufzeitmodell gibt die theoretische Beziehung in Form der Laufzeit. Wenn eine Gauß'sche Fehlerverteilung vorliegt, ist es möglich die Wahrscheinlichkeitsdichte für ein begrenztes Volumen zu berechnen (Tarantola und Valette (1982)). Für die Berechnung der Posterior Probability Density Function für ein Volumen wird zunächst eine konstante A Priori Wahrscheinlichkeitsdichte für das gesamte Gitter angenommen. Dann wird die Abweichung von Beobachtung weniger gerechneter Beobachtung ermittelt und mit der A Priori Wahrscheinlichkeit multipliziert. Zusätzlich wird eine Normalisierungskonstante hinzugefügt.

Da die Berechnung für das gesamte Gitter sehr rechenaufwändig ist, kann mit unterschiedlichen Gitter-Such-Algorithmien, welche speziell Bereiche mit hoher Posterior Probability Density untersuchen, der Suchvorgang nach maximalen Wahrscheinlichkeitsdichten beschleunigt werden. Für nachfolgende Auswertungen wurde der Oct-tree Importance Sampling Algorithm verwendet, welcher im Vergleich zu den anderen Algorithmien kürzere Rechenzeiten benötigt, aber trotzdem ein globales Ergebnis mit mehreren Maxima liefert. Dafür wird der Bereich in immer kleinere Würfel bzw. Gitterzellen eingeteilt indem Zellen mit hoher Wahrscheinlichkeit weiter unterteilt werden.

Als Ergebnis der Lokalisierung mit NonLinLoc erhält man nicht nur einen wahrscheinlichsten Herd. Zusätzlich werden die Residuen an den einzelnen Stationen berechnet, sowie die Wahrscheinlichkeitsdichten in Form einer Punkt-Wolke gespeichert.

6.4.1 3D-Geschwindigkeitsmodell

Das verwendete und in Behm et al. (2007b) beschriebene 3D-Geschwindigkeitsuntergrundmodell überspannt das gesamte erweiterte Interessengebiet wie aus Abbildung 6.4.1 ersichtlich ist.

Das Untergrundmodell stand in Form einer CSV-Datei zur Verfügung. Für diese Arbeit wurde es für Punkte in einem 1 km Raster linear interpoliert. Das Modell besitzt eine horizontale Ausdehnung von 600 km x 660 km, beginnt bei Höhe 0 km bezogen auf WGS84 und reicht bis in eine Tiefe von 60 km. Da die Stationen über der Höhe 0 liegen, musste das Modell nach oben erweitert werden. Dazu wurde die Modellschicht der Höhe 0 in Abständen von 1 km 3 mal auf das Modell aufgesetzt. Somit können Stationen bis Höhe 3 km in den Berechnungen verwendet werden.

Um die tatsächlich benötigte Modelltiefe abzuschätzen, wurde ein vereinfachtes Modell mit konstanter Geschwindigkeit der Kruste von 6100 m/s angenommen. Im Mantel wurde der mittlere Gradient des Modells zwischen 35 und 60 km Tiefe angenommen. Die Berechnungen ergeben, dass Strahlen erst ab einer Entfernung von mehr als 500 km tiefer als 60 km in den Untergrund eindringen. Somit ist die gewählte Modelltiefe für das gewählte Untersuchungsgebiet ausreichend. In Abbildung 6.4.2 wird dies auch in Vergleich zum Gradient des AK135 aus Kennett et al. (1995) dargestellt.

Für das Untergrundmodell von Behm et al. (2007a) wird eine mittlere Genauigkeit von 0.05 - 0.1 km/s für die Geschwindigkeit angegeben. Aus der durchschnittlichen Distanz

zwischen Herd und Station von 100 km ergibt sich ein mittlerer Laufzeitfehler von 0.15 Sekunden.

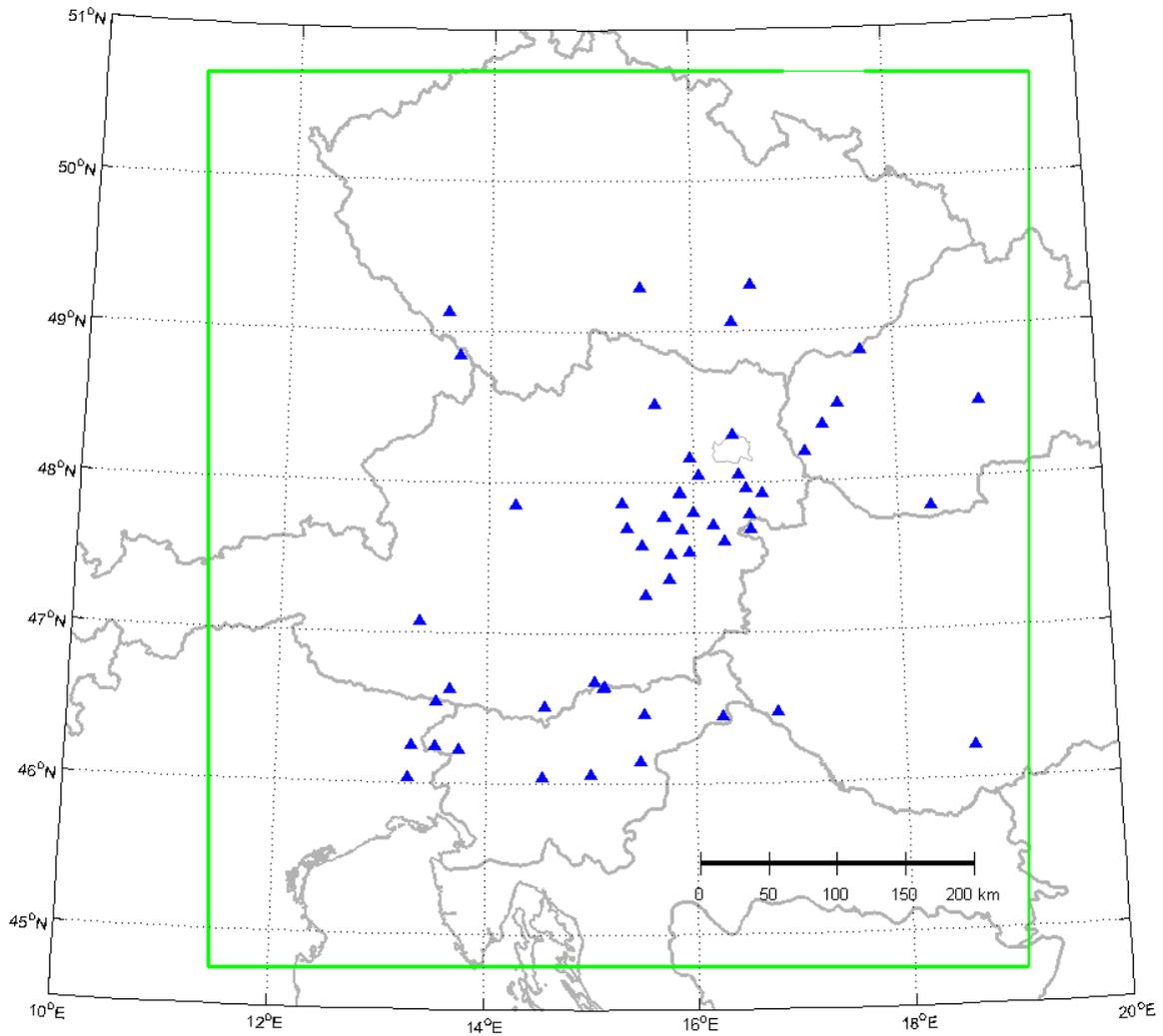


Abb. 6.4.1: Lageausdehnung des 3D-Geschwindigkeitsuntergrundmodell

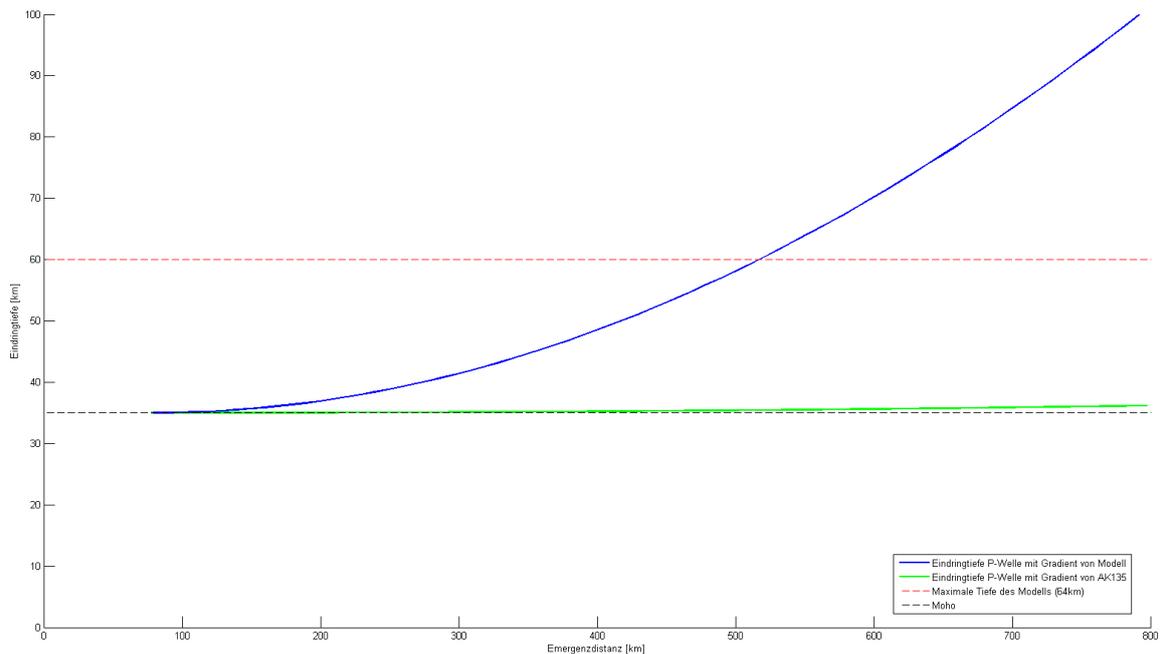


Abb. 6.4.2: Vergleich der Eindringtiefen der P-Welle für vereinfachtes Untergrundmodell und AK135 Kennett et al. (1995)

6.5 Lokalisierungsergebnisse

Die Ortung der Erdbeben erfolgte zu Beginn mit der Kreismethode und der Geigermethode, wobei eine konstante Geschwindigkeit im Untergrund angenommen wurde.

Zuerst wurde im Wadati-Diagramm die Herdzeit bestimmt und die Laufzeitdifferenz zwischen P- und S-Welle analysiert. Bei auffälligen Abweichungen von der Regressionsgeraden wurden die seismischen Spuren der jeweiligen Station auf falsch identifizierte Ersteinsätze kontrolliert. Ein Beispiel für Erdbeben A ist in Abbildung 6.5.1 zu sehen. Die dadurch berechnete Herdzeit wurde als Grundlage für die Kreismethode verwendet.

Danach wurde das S-P-Laufzeit-Diagramm betrachtet, um Fehler wie sie durch falsch laufende Uhren verursacht werden, auszuschließen. Ersichtlich ist dies, wenn beide Laufzeiten zu den Regressionsgeraden welche durch die P- und S-Laufzeiten gelegt wurden, gleich nach vorne und hinten verschoben wurden. Bei Laufzeiten mit dieser Charakteristik wurden die seismischen Spuren nochmals kontrolliert. Ein Beispiel dafür findet sich in Abbildung 6.5.2. Die Ankunftszeiten der Station PUBA und G_WISA weichen deutlich

von der Regressionsgeraden ab und deuten somit auf Fehler entweder bei der Bestimmung der Wellen-Einsätze oder auf Uhrenfehler hin.

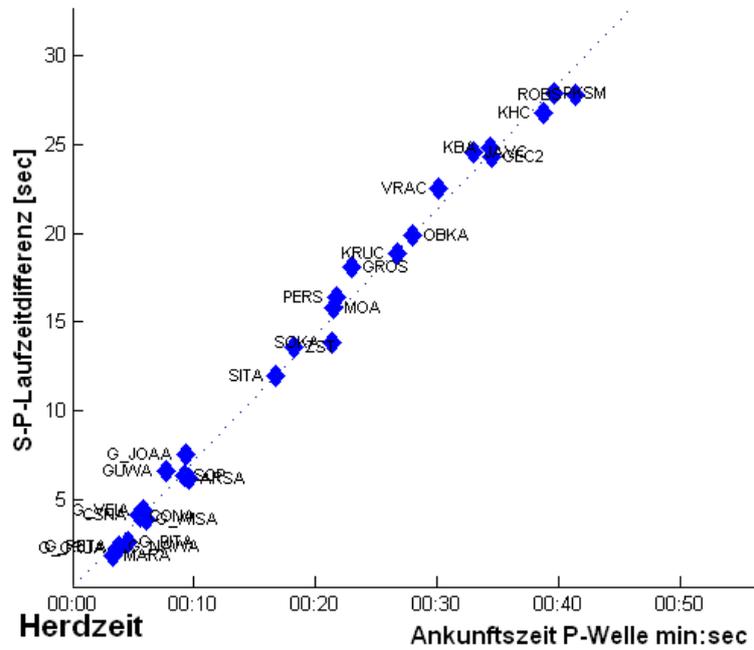


Abb. 6.5.1: Wadati-Diagramm für Erdbeben I

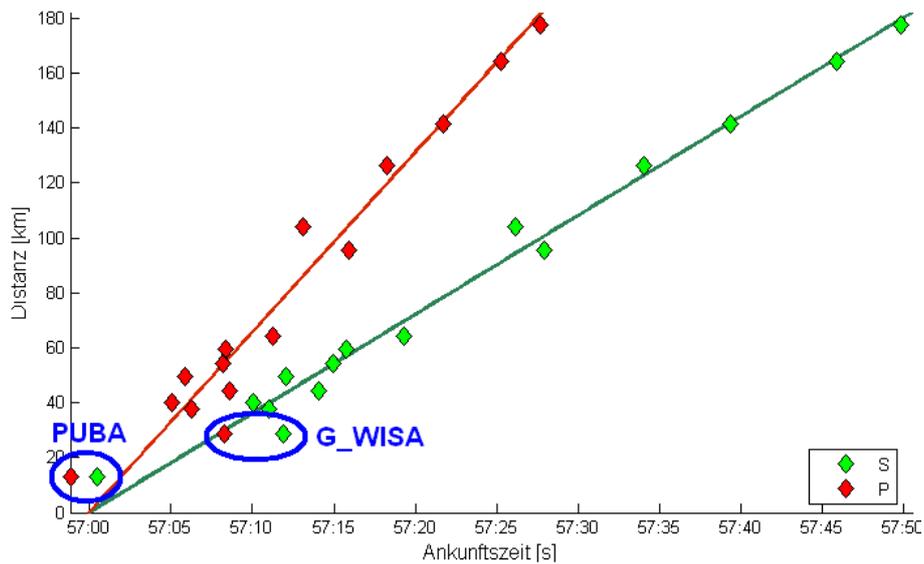


Abb. 6.5.2: SP-Laufzeit-Diagramm für Erdbeben G

Anschließend wurde die Herddistanz mit Gleichung 6.2.1 für alle Stationen mit vorhandenen P- und S-Picks berechnet und in Form von Distanzkreisen auf einer Karte aufgetragen, wie dies in Abbildung 6.5.3 für Erdbeben I zu sehen ist. Als P-Geschwindigkeit wurden hier 6000 m / s angenommen.

Gleichzeitig wurde auch mit der Geiger-Methode das Epizentrum sowie die mittlere Untergrundgeschwindigkeit ermittelt. Als Startmodell wurden die Herdkoordinaten und -zeit der ZAMG verwendet. Bei Konvergenz dieser Methode wurde die neu berechnete Geschwindigkeit für die Distanzkreise verwendet. Der mit Geiger ermittelte Herd wurde ebenfalls auf der Karte in Abbildung 6.5.3 eingezeichnet. Zusätzlich wurden die Herdkoordinaten der ZAMG aufgetragen. Bei Distanzkreisen deren Schnittpunkte stark von den anderen Lokalisierungen abwichen, wurden die Laufzeiten ein weiteres Mal kontrolliert.

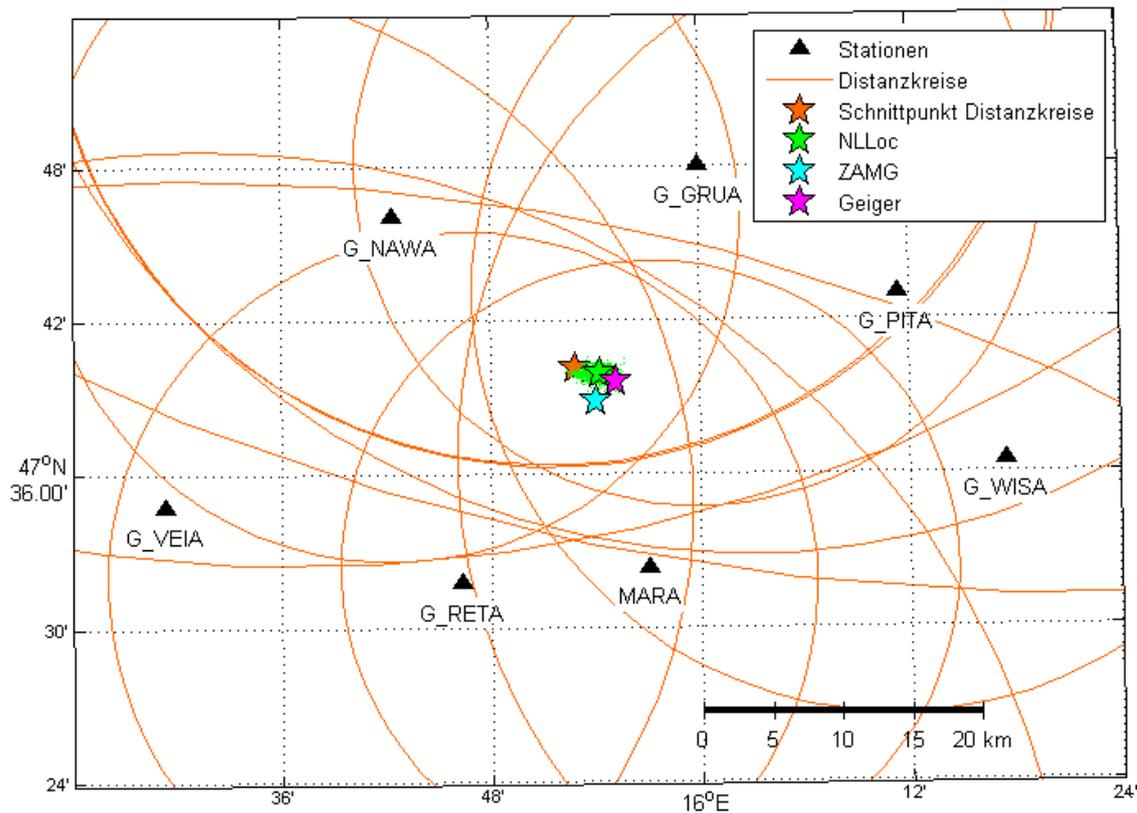


Abb. 6.5.3: Lokalisierungsvergleich für Erdbeben I

Abschließend wurden die ermittelten Laufzeiten mit NonLinLoc und somit dem 3D-

Geschwindigkeitsmodell geortet. Das Epizentrum sowie die Punkt-Wolke aus Wahrscheinlichkeitsdichten wurde ebenfalls in Abbildung 6.5.3 eingetragen. Die Ortungs-Ergebnisse und Diagramme für alle Erdbebens sind in Anhang A gesammelt dargestellt.

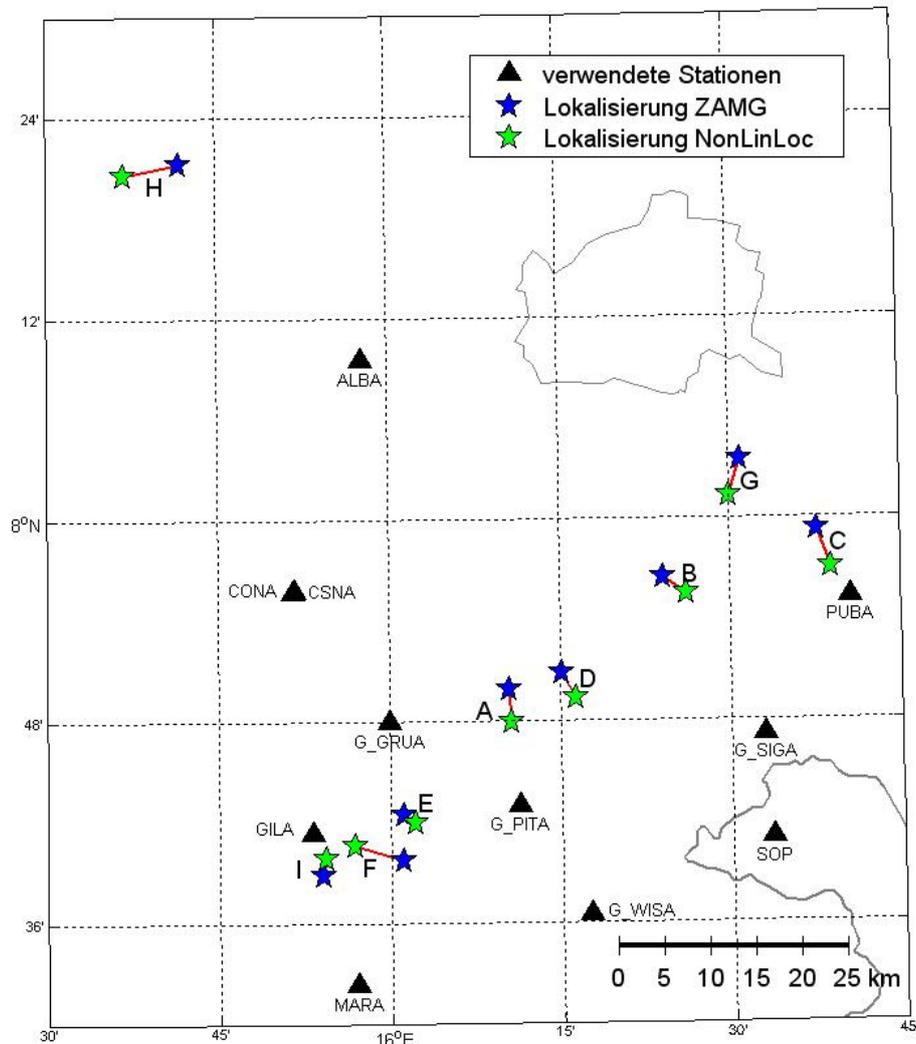


Abb. 6.5.4: Lokalisierungsvergleich ZAMG-NonLinLoc

Der Schnittpunkt wurde manuell in die Mitte der Kreisschnittpunkte gesetzt, da sich die zu den Kreisen gehörenden Hemisphärens unterirdisch schneiden. Wenn man die Ergebnisse der Kreismethode mit den Ortungen der ZAMG vergleicht, ergibt sich ein mittlerer Distanzunterschied von 4.6 km.

Die Geiger-Methode konvergierte nur für 5 der ausgewählten Erdbeben. Die mittlere Distanz zum ZAMG-Herd war aber mit 1.7 km geringer als bei der Kreismethode.

Die Ortung mit NonLinLoc ergab mittlere Distanzunterschiede von 4.6 km zu den Ortungen der ZAMG. Die Verschiebungen von ZAMG zu NonLinLoc sind in Abbildung 6.5.4 zu sehen. Dabei sind die beobachteten Lageverschiebungen der Sprengungen C, G und H mit 4.2 - 6.2 km größer als die der tektonischen Erdbeben mit nur 1.5 - 3.6 km. Eine Ausnahme ist Beben F, welches in der Mitte des Stationsnetzwerkes liegt und dessen Lage sich um 5.5 km ändert.

Weiters fällt auf das die Ortungen der ZAMG nahe den Bruchlinien im Untergrund liegen, jedoch von einem durchgehenden geraden Bruch weiter abweichen als die in dieser Diplomarbeit erstellten. Die Ortungen der Beben liegen auf einer Linie von rund 50 km mit Standardabweichung von nur 1.5 km. Im Gegensatz zur ZAMG mit einer Standardabweichung von 2.7 km. Bei den Tiefen ist bei den Relokalisierungen ein Abwärtstrend Richtung Nordosten sichtbar, welcher bei den ZAMG-Lokalisierungen nicht erkennbar ist.

7 Einfluss der Netzwerkkonfiguration auf die Lokalisierung

Mit genauen beobachteten Ankunftszeiten, genauen Stationskoordinaten und einem an dem Untergrund angepassten Geschwindigkeitsmodell ist die Lokalisierung unabhängig von der Lage und Anzahl der verwendeten Stationen, solange mindestens 3 verschiedene Stationen verwendet werden. In der Realität kommt es jedoch zu Fehlern bei der Beobachtung von Ankunftszeiten, begrenzt genau angegebenen Stationskoordinaten sowie einem Geschwindigkeitsmodell, welches nur eine Näherung des Untergrundes darstellt. Gute Fehlerabschätzungen und Überbestimmung durch zusätzliche Ankunftszeiten können helfen so entstandene Änderungen in der Lokalisierung zu vermeiden. Wenn jedoch Stationen ganz ausfallen, sich also die Netzwerkkonfiguration verändert, soll vermieden werden, dass sich solche Fehler systematisch auf die Lokalisierung auswirken.

Nachfolgend wird untersucht wie sich davor genannte Fehlereinflüsse auf die Lokalisierung auswirken, wenn die Netzwerkkonfiguration verändert wird. Dafür wurden 2 Szenarien gewählt:

1. Netzwerke verändern sich durch das Hinzukommen neuer Stationen, sowie durch den Ausfall oder Abbau alter Stationen. Im Rahmen des ALPAACT Projektes wurden Stationen für 1 Jahr von Bernd Schurr (GFZ Potsdam) aufgestellt, welche im April 2011 wieder entfernt werden. In Abschnitt 7.2 wird der Einfluss auf die Lokalisierung durch Wegfall dieser Stationen untersucht.
2. Schwächere Erdbeben verursachen geringere Amplituden und heben sich deswegen weniger stark vom Noise ab. Folglich werden so auf weniger Stationen Welleneinsätze detektiert als bei stärkeren Erdbeben. In Abschnitt 7.2 wird über eine Detektionsschwelle modelliert welche Laufzeiten an den Stationen bei anderen Magnituden als

den beobachteten sichtbar sind. Anschließend wird untersucht wie sich die Ortungen durch den so simulierten Magnitudenabfall verhalten.

7.1 Veränderte Netzwerkkonfiguration durch Stationsabbau

Von den 25 Stationen, welche für die Lokalisierung im Rahmen dieser Arbeit verwendet werden, sind nur 13 Observatorien. Für die 6 Stationen, welche vom GFZ Potsdam zur Verfügung gestellt worden sind, ist der Abbau bereits im April 2011 geplant: G_JOAA, G_JOAA, G_PITA, G_SIGA, G_VEIA und G_WISA. Um mögliche systematische Einflüsse durch den Wegfall dieser Stationen zu untersuchen, wurde zunächst eine Lokalisierung mit allen von den 25 Stationen verfügbaren Ankunftszeiten durchgeführt und danach ohne die Ankunftszeiten der GFZ-Stationen.

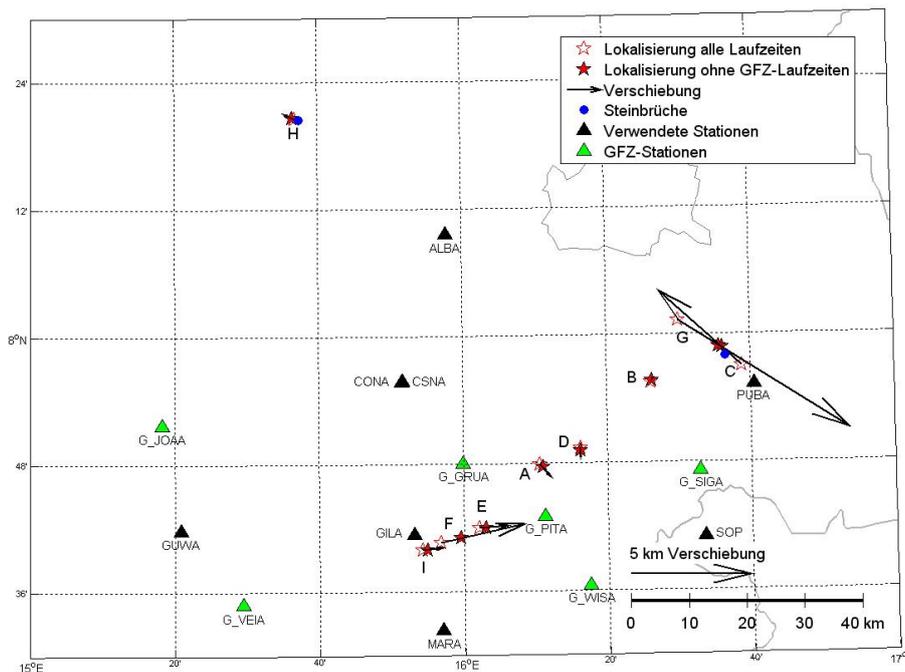


Abb. 7.1.1: Verschiebungen durch Relokalisierung ohne GFZ-Stationen

In Abbildung 7.1.1 sind die ursprünglichen Lokalisierungen mit NonLinLoc sowie die Relokalisierungen ohne GFZ-Stationen sichtbar. Im Durchschnitt verschoben sich die

Ortungen um 2.3 km in der Lage. Betrachtet man nur die tektonischen Erdbeben, variiert die Lage um weniger als 1.2 km, außer bei Erdbeben F welches sich um 3.6 km verschiebt.

Wenn die absolute Genauigkeit im Vergleich der lokalisierten Sprengungen in Steinbrüchen betrachtet wird, bringt die Verwendung weniger Stationen eine bessere Zuordnung zum Steinbruch in Mannersdorf der Sprengungen C und G. Die Verschiebungen von 4.7 km für Sprengung C und 8.5 km für Sprengung G sind wesentlich größere als die restlichen Verschiebungen. Mögliche Ursache der Verschiebungen bei den Sprengungen C und G, sind die Randlage im verdichteten Netzwerk. Zudem befindet sich in Richtung Osten nur das Observatorium ZST. Eine weitere Möglichkeit, um die verbesserte absolute Lage mit weniger als 2 km Abstand zum Steinbruch zu erklären, ist der Wegfall von Stationen mit größeren Fehlern bei der Ankunftszeitbestimmung als ursprünglich angenommen.

7.2 Veränderte Netzwerkkonfiguration durch Magnitudenabfall

Im ersten Schritt muss ein physikalisch sinnvolles Modell für die Auswirkung der Magnitude auf die Detektierbarkeit von Ankunftszeiten gefunden werden. Mit diesem Modell soll das Wegfallen von Stationen durch geringere Magnituden bei gleichem Herd beschrieben werden. Das Wegfallen von Stationen wird dann durch das Weglassen von Ankunftszeiten bei der Lokalisierung simuliert.

7.2.1 Detektionsschwelle

Wie bereits in Abschnitt 5.1 aufgezeigt, ist das ankommende Signal von Noise überlagert. Die Stärke und Art des Noise unterscheidet sich dabei von Station zu Station. Das Signal, also die an der Station ankommende Amplitude, ist abhängig von der Distanz, wie bereits unter anderen Richter (1958) gezeigt hat, aber auch vom Untergrund. Deswegen ist eine lokale Anpassung notwendig. Von der ZAMG wird für Österreich Gleichung 7.2.1 verwendet, mit Herddistanz Δ in [°] und Amplitude a in [nm/s].

$$M_l = -0.304 + \lg(a) + 1.66 * \lg(\Delta) \quad (7.2.1)$$

Für einen Beben mit lokaler Magnitude von 1.5 und gleichem Herd wie Erdbeben I ist die Abnahme der Amplituden in Abbildung 7.2.1 zu sehen. Für eine bessere Lesbarkeit sind die Werte in $\lg(\text{Amplitude}/(\text{nm/s}))$ angegeben.

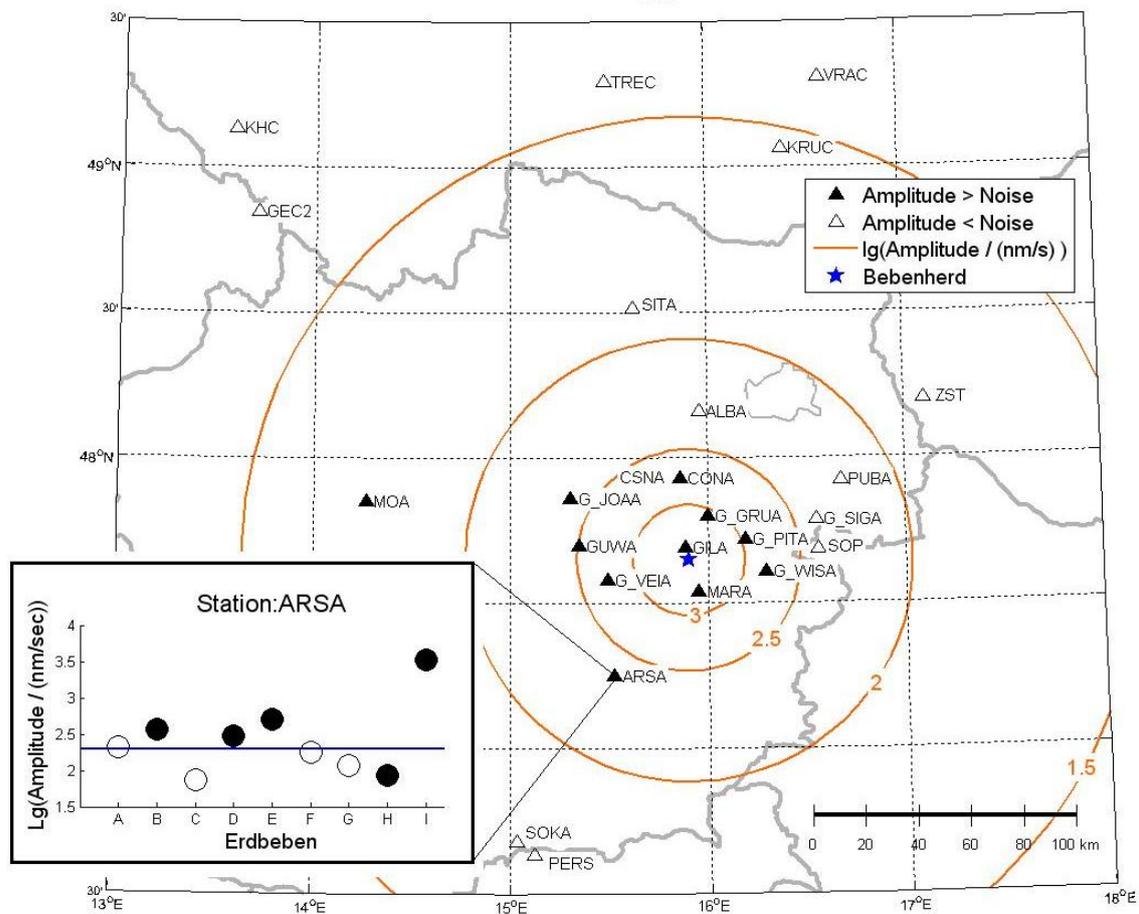


Abb. 7.2.1: Amplitudenabfall nach Gleichung 7.2.1 für $M_l = 1.5$ bei Herd I. Detail: Bestimmung der Detektionsschwelle für Station ARSA

Wenn sich das ankommende Signal nicht mehr vom Noise abhebt, können die Einsätze der Wellen nicht mehr vom Noise unterschieden, also nicht mehr identifiziert, werden. Diese Grenze wird als Detektionsschwelle bezeichnet. Für die Ermittlung der Detekti-

onsschwelle wurden für jede Station die tatsächlich beobachteten P-Ankunftszeiten den vorhandenen Daten gegenübergestellt. Dazu wird als erster Schritt die lokale Magnitude mit Gleichung 7.2.1 über die Distanz zum Bebenherd (Bulletin, ZAMG) auf die, an der Station ankommende Amplitude umgerechnet. Die berechneten Amplituden für jedes Erdbeben werden dann in Amplituden mit und ohne messbarer Ankunftszeit eingeteilt. Im letzten Schritt wird die Detektionsschwelle soweit erhöht, dass die Anzahl der nicht messbaren Ankunftszeiten über der Detektionsschwelle gleich der Anzahl der messbaren Ankunftszeiten unter der Detektionsschwelle ist.

In der Detailabbildung von Abbildung 7.2.1 ist dies für die Station ARSA sehen, wobei die gefüllten Kreise beobachtete Ankunftszeiten anzeigen. Bei dieser Station ist die Detektionsschwelle bei einer $lg(\text{Amplitude}/(\text{nm}/\text{s}))$ von 2.3: Hier konnte für Erdbeben H unter der Detektionsschwelle eine Ankunftszeit bestimmt werden und Erdbeben A über der Detektionsschwelle konnte keine Ankunftszeit bestimmt werden.

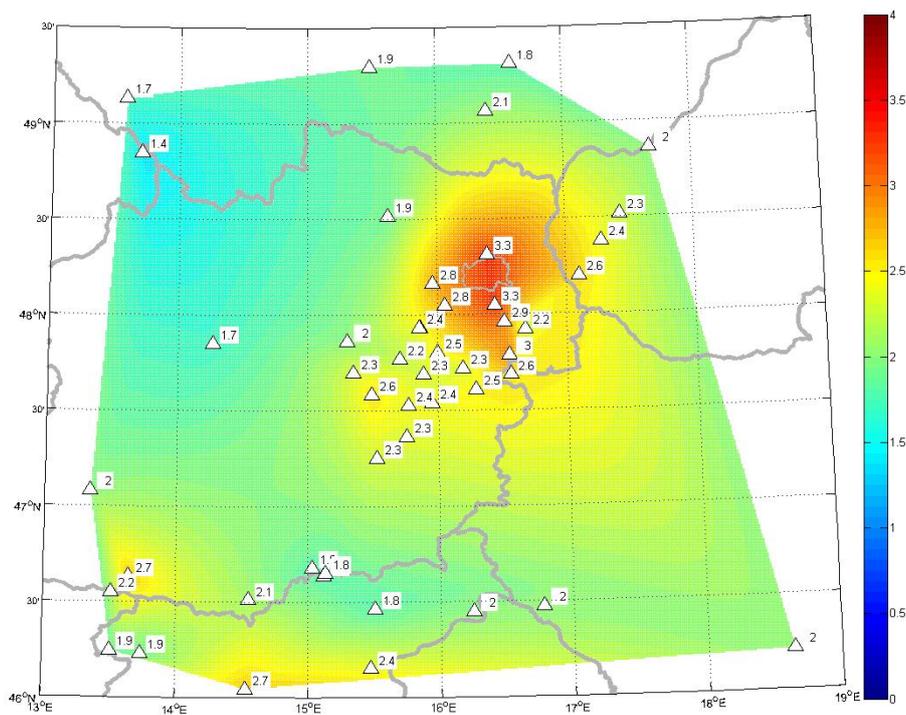


Abb. 7.2.2: Detektionsschwellen interpoliert für gesamtes Gebiet in $lg(\text{Amplitude}/(\text{nm}/\text{s}))$

Wenn auf Stationen für alle Erdbeben Ankunftszeiten bestimmt werden konnten, wurde angenommen, dass die schwächste Amplitude die Detektionsschwelle am besten annähert.

Für Stationen an denen keine Ankunftszeiten ermittelt werden konnten, wurde angenommen, dass die Detektionsschwelle zumindest $0.1 \lg(\text{Amplitude}/(\text{nm}/\text{s}))$ über der stärksten Amplitude ohne gemessene Ankunftszeit liegt. Anschließend wurde für Stationen für die keine Daten verfügbar waren interpoliert.

Die Detektionsschwellen für alle Stationen im Untersuchungsgebiet sind in Abbildung 7.2.2 abgebildet. Aus der Karte kann man klar erkennen, dass die Detektionsschwellen im Großraum Wien am höchsten sind. Mit einem Wert von 3.3 haben die Stationen BISA und G_VELA die höchsten Schwellen im gesamten Untersuchungsgebiet. Die Stationen ALBA und G_ALLA, welche rund 20 km von Wien entfernt sind, haben mit 2.8 ebenfalls eine vergleichsweise hohe Detektionsschwelle. Es ist anzunehmen, dass der starke Noise an den Statinen von der Stadt Wien verursacht wird. Die erhöhten Detektionsschwellen setzten sich in Richtung Südwesten und Nordosten entlang des Wiener Beckens fort.

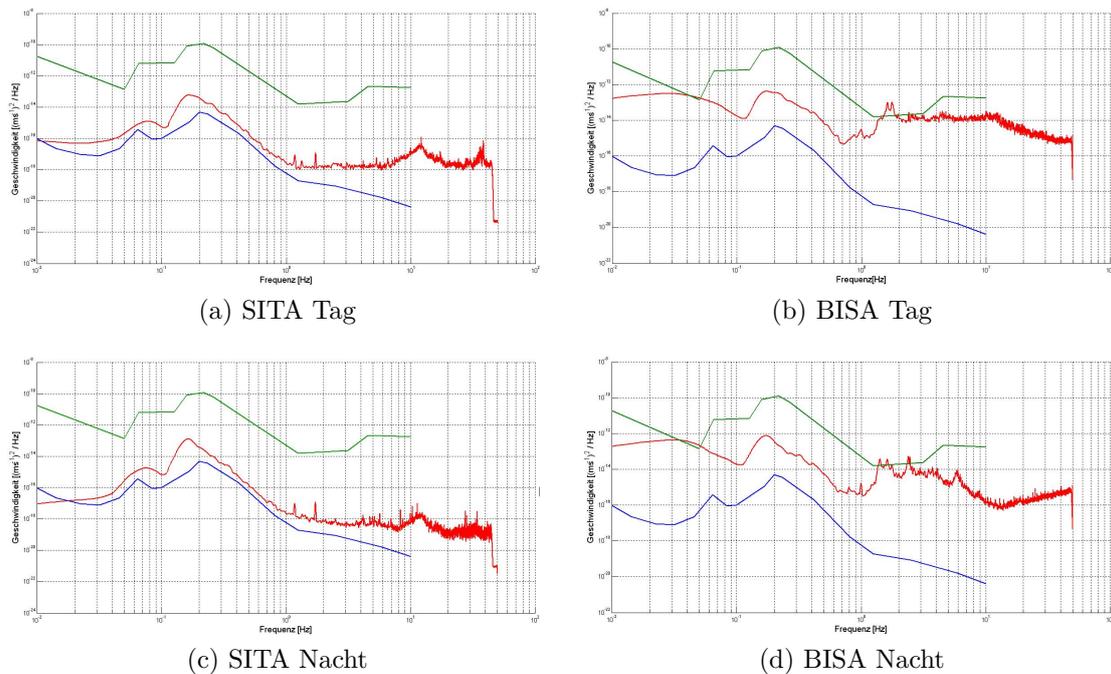


Abb. 7.2.3: Noiseanalyse: rot - geglättetes Spektrum Station, blau - New Low Noise Model (Peterson (1993)), grün - New High Noise Model(Peterson (1993))

Peterson (1993) untersucht den Noise auf seismischen Stationen und schließt dabei, dass der Noise einer Station von lokalen Einflüssen dominiert ist. Einerseits wird durch die

stationsnahe Umgebung, andererseits durch den Menschen Noise verursacht. Aus globalen Daten können jedoch Vergleichsdaten für seismisch ruhige und seismisch stark gestörte Stationen ermittelt werden. Die von Peterson (1993) ermittelten Modelle für niedrigen Noise (NLNM) und starken Noise (NHNM) wurden in Abbildung 7.2.3 im Vergleich zu den geglätteten Spektren der Stationen SITA und BISA bei Tag und Nacht dargestellt.

Die Station SITA für die eine Detektionsschwelle von 1.9 berechnet wurde, liegt nahe dem Modell für geringen Noise. Die Station BISA, die mit 3.3 eine hohe Detektionsschwelle hat, hat wesentlich stärkere Störungen und erreicht die Werte für NHNM in der Nacht. Die Annahme, dass die Station BISA durch antropogenen Noise gestört wird, kann man im Vergleich von Tag und Nacht überprüfen. Hier sind die Werte ab 1 Hz bei Tag wesentlich schlechter als bei Nacht. Auch die Station SITA enthält Noise in diesem Bereich, jedoch sind die Unterschiede zwischen Tag und Nacht geringer.

Vergleicht man die Noisepegel von BISA und SITA, kann man erkennen dass der Noisepegel der Station BISA insgesamt angehoben ist. Der angehobene Noisepegel wird hauptsächlich durch die Nähe zu Wien verursacht. Die ungünstigere geologische Lage der Station BISA am Rand des Wiener Beckens auf Löß kann zu einer zusätzlichen Verschlechterung führen. Die Station SITA setzt auf kristallinen Fels auf, welcher für seismische Untersuchungen besser geeignet ist.

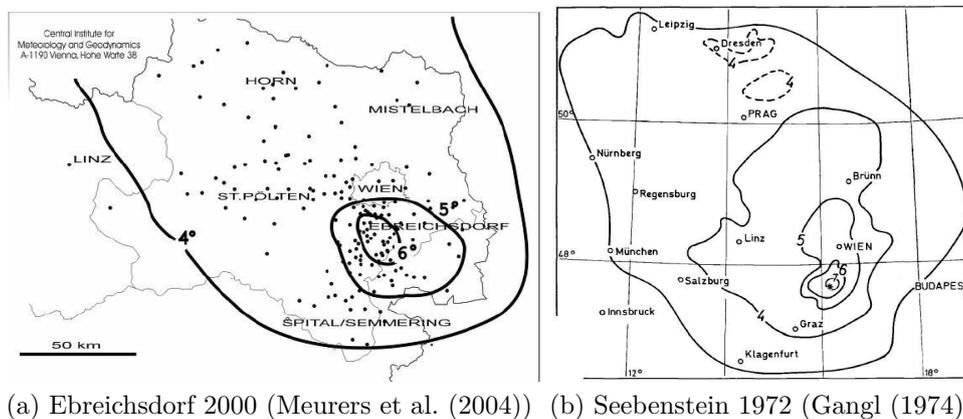


Abb. 7.2.4: Isoseisten

Erdbebenwellen übertragen die Bodenbewegung abhängig von geologischen Gegebenheiten im Untergrund. Isoseisten von Beben spiegeln dies wieder. Betrachtet man die Isoseisten

vom Erdbeben in Ebreichsdorf 2000 und Seebenstein 1972, welche in 7.2.4a und 7.2.4b zu sehen sind, kann man erkennen dasd sich die Beben vor allem in Richtung Norden ausbreiten. Dies passt sehr gut zu den niedrigen Detektionsschwellen in der böhmischen Masse. Vergleicht man die Werte der südlichen Stationen mit den nördlichen Stationen kann man erkennen, das die Detektionsschwellen im Norden geringer als im Süden sind.

7.2.2 Magnitude und verfügbare Stationen

Um aus den Detektionsschwellen die verfügbaren Stationen für eine vorgegebene Magnitude zu berechnen, muss auf Grund der Distanzabhängigkeit der Amplitude, als erstes ein Herd festgelegt werden. Dazu wurde der Herd der ersten Lokalisierung mit NonLinLoc angenommen.

Von jedem Herd ausgehend wurden nun Beben mit Magnituden von 0 bis 3 in 0.1-Magnitude-Schritten angenommen. Für jede Magnitude wurde die an den Stationen ankommende Amplitude mit Gleichung 7.2.1 berechnet und mit der Detektionsschwelle verglichen. Wenn die berechnete Amplitude an einer Station unter der Detektionsschwelle der Station lag, wurden die Ankunftszeiten der Station nicht verwendet. Wenn die berechnete Amplitude an einer Station über der Detektionsschwelle der Station lag, wurden die Ankunftszeiten der Station verwendet. Zusätzlich wurde überprüft ob das Beben im von den verbliebenen Stationen abgedeckten Gebiet lag.

Da nicht alle Erhöhungen der Magnitude zur Veränderung der verwendeten Ankunftszeiten führen, wurden Magnitudenänderungen welche zu keiner Änderung führten nicht separat ausgewertet. Als höchste Magnitude wurde somit die Magnitude angegeben in die alle tatsächlich beobachteten Ankunftszeiten einfließen. Wenn die Magnitude so gering war, das die Ankunftszeiten von weniger als 3 Stationen verwendbar waren oder das Beben außerhalb der verfügbaren Stationen lag, wurden diese Ortungen ebenfalls nicht durchgeführt.

Beispielhaft sind die verfügbaren Stationen für unterschiedliche Magnituden für den Bebenherd von F in Abbildung 7.2.5 dargestellt. Stationen ohne beobachtete Ankunftszeiten sind mit leeren Dreiecken dargestellt. Stationen mit beobachteten Ankunftszeiten sind färbig, entsprechend der erforderlichen Magnitude ab der sie für die Ortung verfügbar wären dargestellt. Eine Ortung ist für den Bebenherd von F ab Magnitude 0.8 mit 4 Stationen möglich. Erst ab einer Magnitude von 2.1 wären alle Stationen verfügbar.

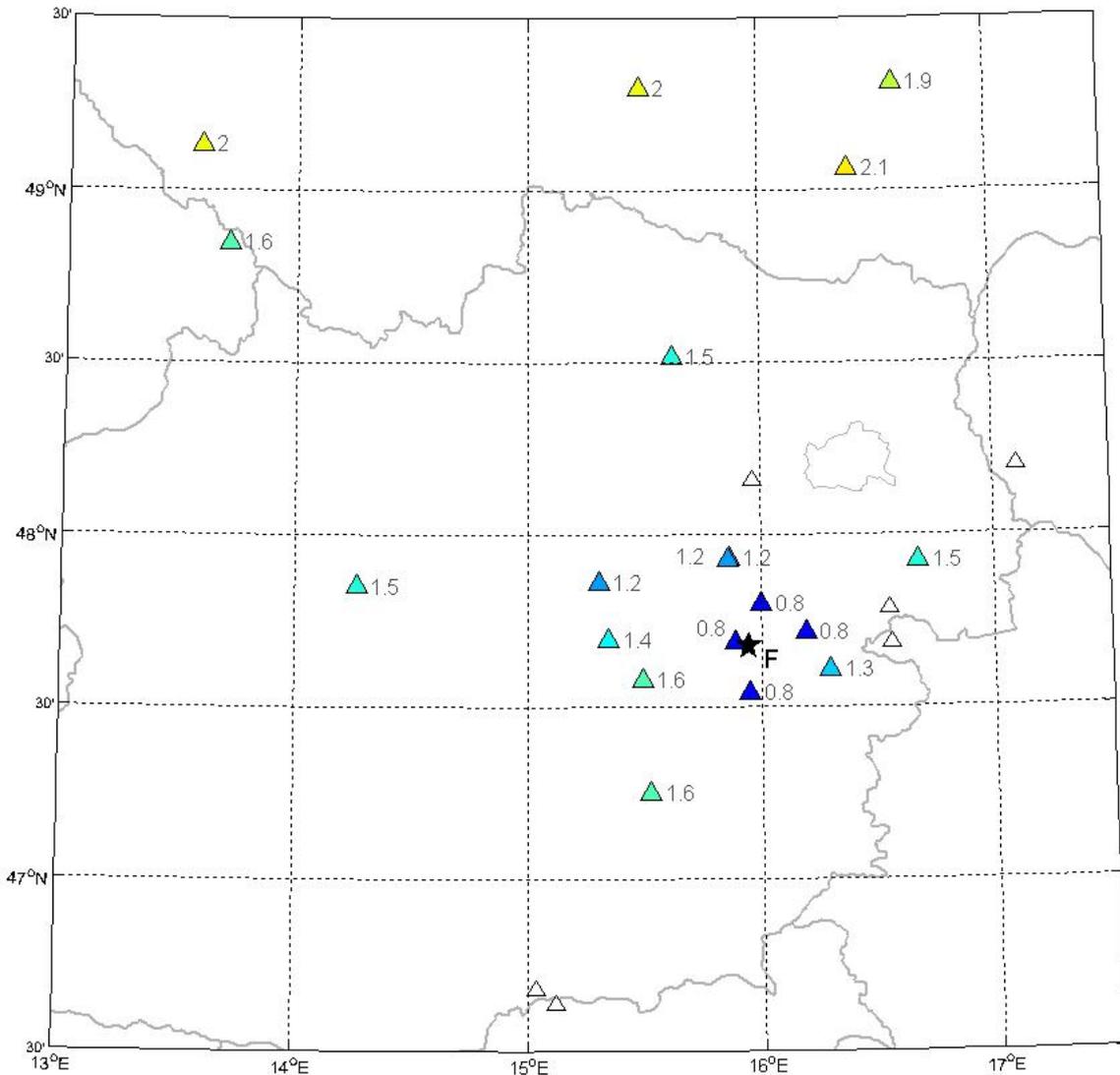


Abb. 7.2.5: Auswirkung auf das Stationsnetz für Erdbeben F bei Magnitudenabfall

7.2.3 Veränderung der Lokalisierung

Bei unterschiedlich starken Erdbeben, welche vom selben Herd ausgehen, verändert sich die Lage nach der Lokalisierung. Bei den analysierten Erdbeben veränderte sich die Lage im Mittel um 1.4 km. Die Tiefe veränderte sich durchschnittlich um 2.6 km. Eine Übersicht der Herdänderung der 9 Erdbeben und Sprengungen ist in Abbildung 7.2.6 zu sehen.

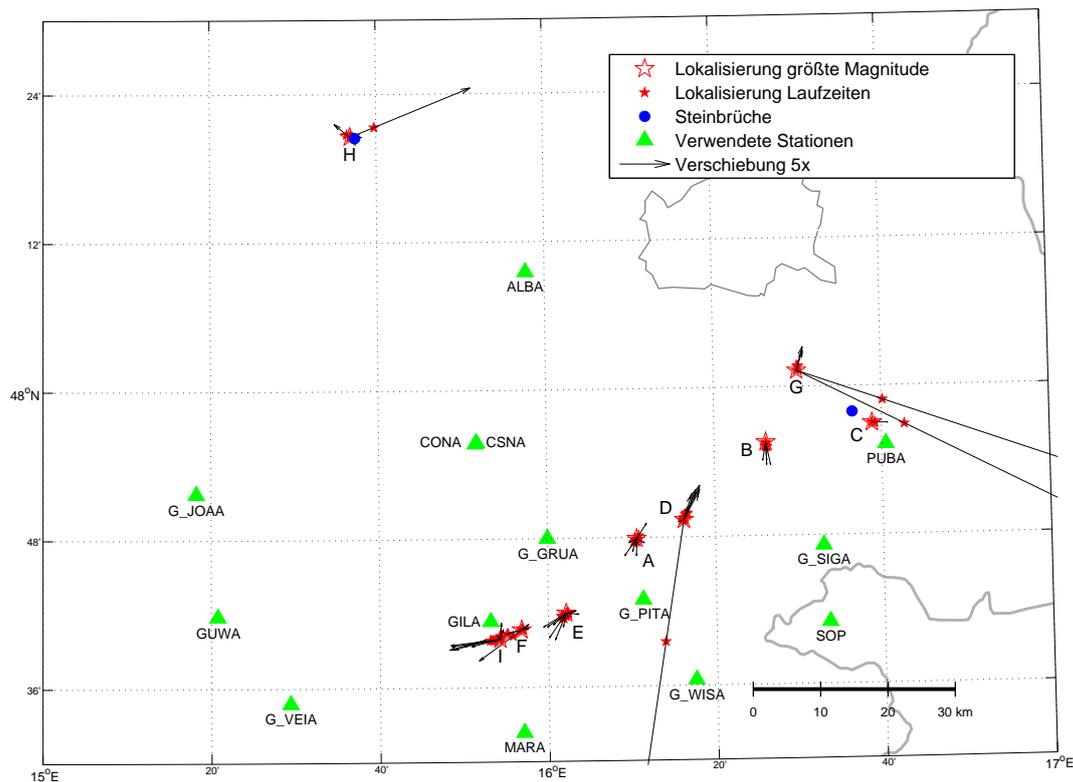
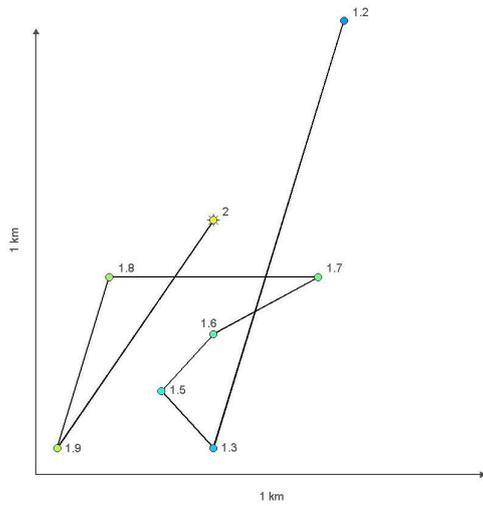
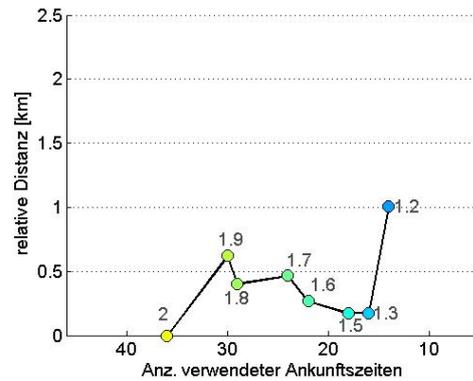


Abb. 7.2.6: Lageveränderung der Erdbeben bei Magnitudenreduktion

Die Lageänderung zwischen Lokalisierungen mit unterschiedlichen Magnituden ist für Erdbeben A in Abbildung 7.2.7a und für Erdbeben D in Abbildung 7.2.8a gezeigt. Die relative Lageänderung gegenüber der Anzahl der verwendeten Ankunftszeiten ist in Abbildung 7.2.7b für A und in Abbildung 7.2.8b für D zu sehen. Die Abbildungen für alle 9 Erdbeben sind gesammelt in Anhang B.

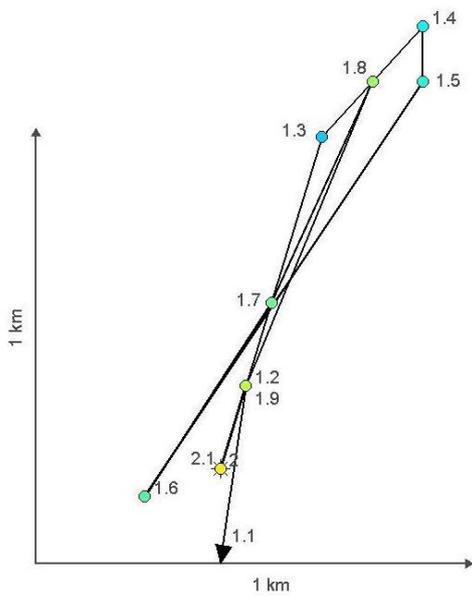


(a) relative und absolute Lageänderung

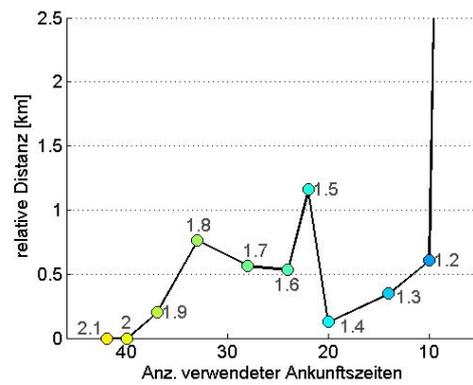


(b) relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Ankunftszeiten

Abb. 7.2.7: Veränderung der Lokalisierung Erdbeben A



(a) relative und absolute Lageänderung



(b) relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Ankunftszeiten

Abb. 7.2.8: Veränderung der Lokalisierung Erdbeben D

Erdbeben A verwendet ab Magnitude 2 alle vorhandenen Ankunftszeiten. Eine Magnitude von mindestens 1.2 wird für eine erste Lokalisierung benötigt. Die Lage verändert sich relativ zur nächst stärkeren bzw. schwächeren Magnitude im Durchschnitt um 500 m. Die größte Lageänderung ist zwischen den Magnituden 1.3 und 1.2 mit rund 1 km. Die zweitgrößte Lageänderung findet jedoch bereits bei Magnitude 2.0 auf 1.9 mit über 500 m statt.

Bei Erdbeben D verändert sich die Lage bis Magnitude 1.2 im Mittel um weniger als 500 m. Bei der Änderung von Magnitude 1.2 auf 1.1 ändert sich die Lage sprunghaft um 18 km. Der Vergleich der Anzahl der verwendeten Ankunftszeiten mit der relativen Lageänderung zeigt, dass die Lageänderungen größer werden umso weniger Ankunftszeiten verwendet werden.

8 Verbesserung der Laufzeitberechnung

In Kapitel 7 wurde gezeigt dass die Lokalisierung von den verwendeten Stationen beeinflusst wird. Damit die Lokalisierung weniger sensitiv auf die verwendete Netzwerkkonfiguration reagiert, wird versucht über Verbesserung der Laufzeitberechnung systematische Einflüsse zu reduzieren.

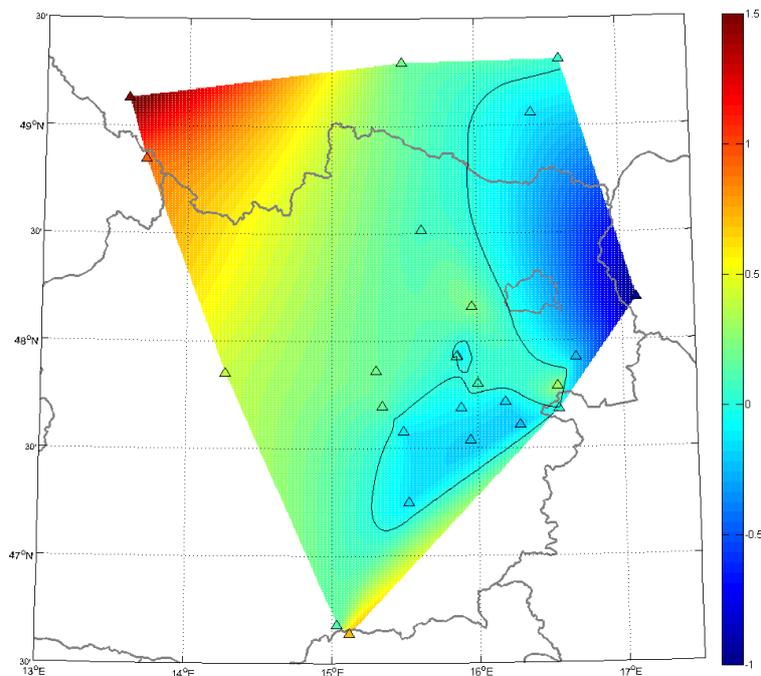


Abb. 8.0.1: gemittelte Residuen pro Station in [s]

Nach der Lokalisierung mit allen beobachteten Ankunftszeiten wurden die mittleren Residuen der 9 Erdbeben und Sprengungen für jede Station berechnet und in der Karte in Abbildung 8.0.1 aufgetragen. Zusätzlich wurden die Residuen nach Distanz zum Bebenherd in Abbildung 8.0.2 aufgetragen. Jede Station wurde mit einer anderen Farbe

gekennzeichnet.

Einerseits kann man in der Karte erkennen, dass nahe beieinander liegende Stationen ähnliche Residuen haben. Beispielsweise haben die Stationen GEC2 und KHC im Nordwesten. Andererseits ist in Abbildung 8.0.2 zu sehen, dass die Residuen mit der Distanz zunehmen.

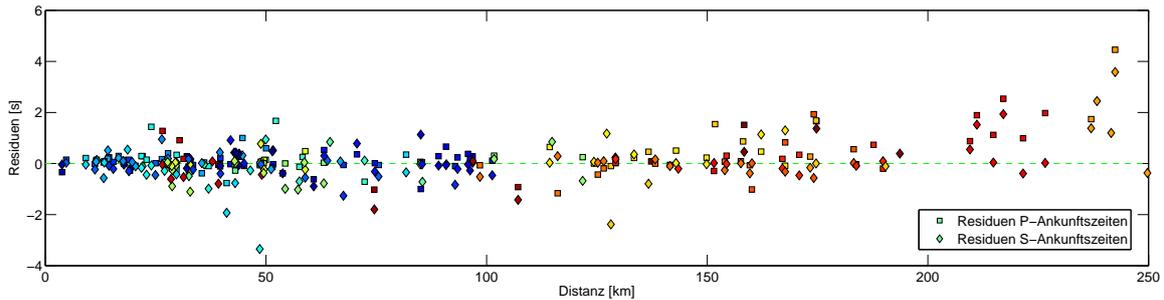


Abb. 8.0.2: Residuen nach Herddistanz

8.1 Dekomposition der Residuen

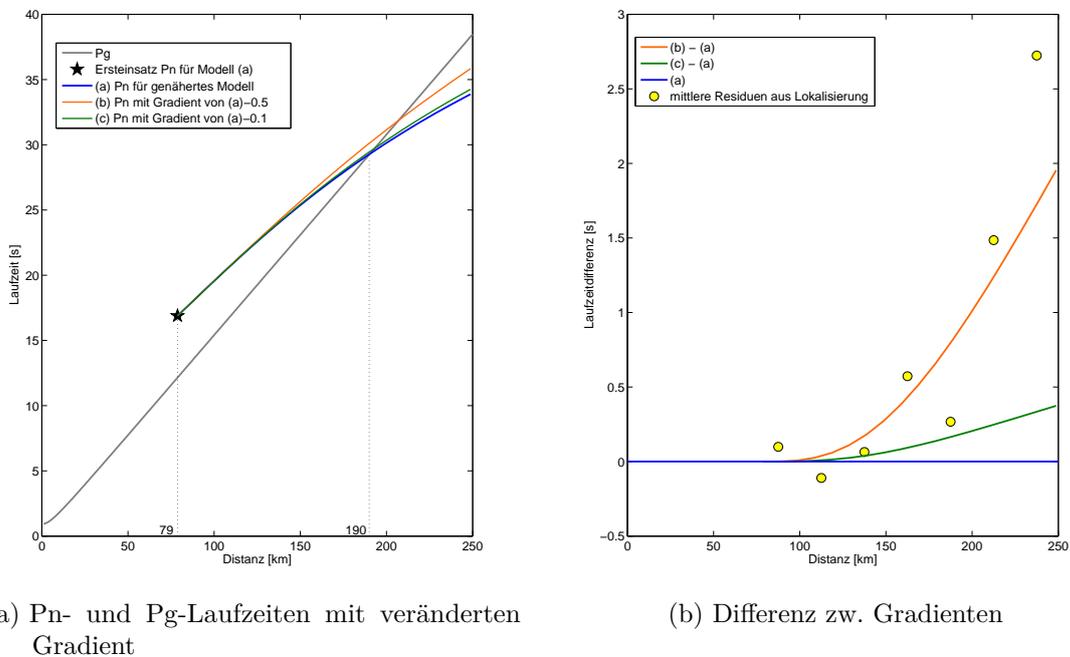
Residuen sind die Differenz von beobachteter und berechneter Laufzeit. Sie entstehen entweder durch Fehler bei der Beobachtung oder in der Berechnung. Fehler in der Berechnung werden durch Abweichungen des Geschwindigkeitsmodells vom tatsächlichen Untergrund verursacht und können in zwei Terme aufgeteilt werden:

Offset-Term: Ist das Geschwindigkeitsmodell schneller oder langsamer als der reale Untergrund, ist die daraus berechnete Laufzeit zu kurz oder zu lang. Dieser Fehler ist abhängig der Distanz zwischen Herd und Station.

Station-Term: Wenn die Auflösung des Geschwindigkeitsmodells zu gering ist, werden kleinräumige Variationen, wie zum Beispiel durch oberflächennahe Auflockerung des Untergrundes, nicht im Modell abgebildet. Jede Station erfährt dadurch für alle Beben die gleiche Laufzeitänderung.

8.2 Offset-Term

Der Offset-Term kann durch die Verwendung eines Untergrundmodells aus dem zu schnelle oder zu langsame Laufzeiten in der Moho berechnet werden, erklärt werden. Um abschätzen zu können, ob die berechneten Residuen durch einen schlecht angepassten Geschwindigkeitsanstieg in der Moho verursacht wurden, wurden 3 vereinfachte Modelle gerechnet und verglichen. Für die Modelle wurde die mittlere Krustengeschwindigkeit aus dem 3D-Untergrundmodell verwendet. Der Mantel wurde mit einem linearen Gradienten angenommen, welcher im ersten Modell als mittlere Gradient aus dem 3D-Untergrundmodell entnommen wurde und in den beiden Modellen verändert wurde.



(a) Pn- und Pg-Laufzeiten mit veränderten Gradient

(b) Differenz zw. Gradienten

Abb. 8.2.1: Laufzeiten und Laufzeitänderung für unterschiedliche Gradienten

Die Laufzeiten der Modelle sind in Abbildung 8.2.1 dargestellt. Modell (a) ist genähert für das vereinfachte Untergrundmodell berechnet. Grundlage für Modell (b) war das genäherten Untergrundmodell. Hier wurde nur der Gradient im Mantel um 0.5 verringert. Modell (c) wurde wie Modell (b) berechnet. Der Gradient wurde hier nur um 0.1 reduziert. Abbildung 8.2.1a zeigt die Laufzeiten nach Distanz für die 3 Modelle sowie Ersteinsatz von Pn-Welle

und den Überholpunkt von Pn- und Pg-Welle. In 8.2.1b sind die Laufzeitdifferenzen von Modell (b) und (c) zu Modell (a) dargestellt. Zusätzlich sind hier auch die mittleren Residuen aus der Lokalisierung unter Verwendung aller Ankunftszeiten zu sehen.

Es ist zu erkennen, dass die berechnete Laufzeitdifferenz zwischen Modell (a) und Modell (b) in der gleichen Größenordnung wie die Residuen aus der Lokalisierung liegt. Die Größenordnung der Gradientenänderung wurde zur Plausibilitätsprüfung mit dem Standardmodell AK135 für kontinentale Kruste (Kennett et al. (1995)) verglichen. In Abbildung 8.2.2 ist der Vergleich dargestellt. Man sieht, dass ein kleinerer Gradient, wie in den gerechneten Modellen (b) und (c), zwischen Modell (a), welches das 3D-Untergrundmodell annähert, und dem globalen Model liegt.

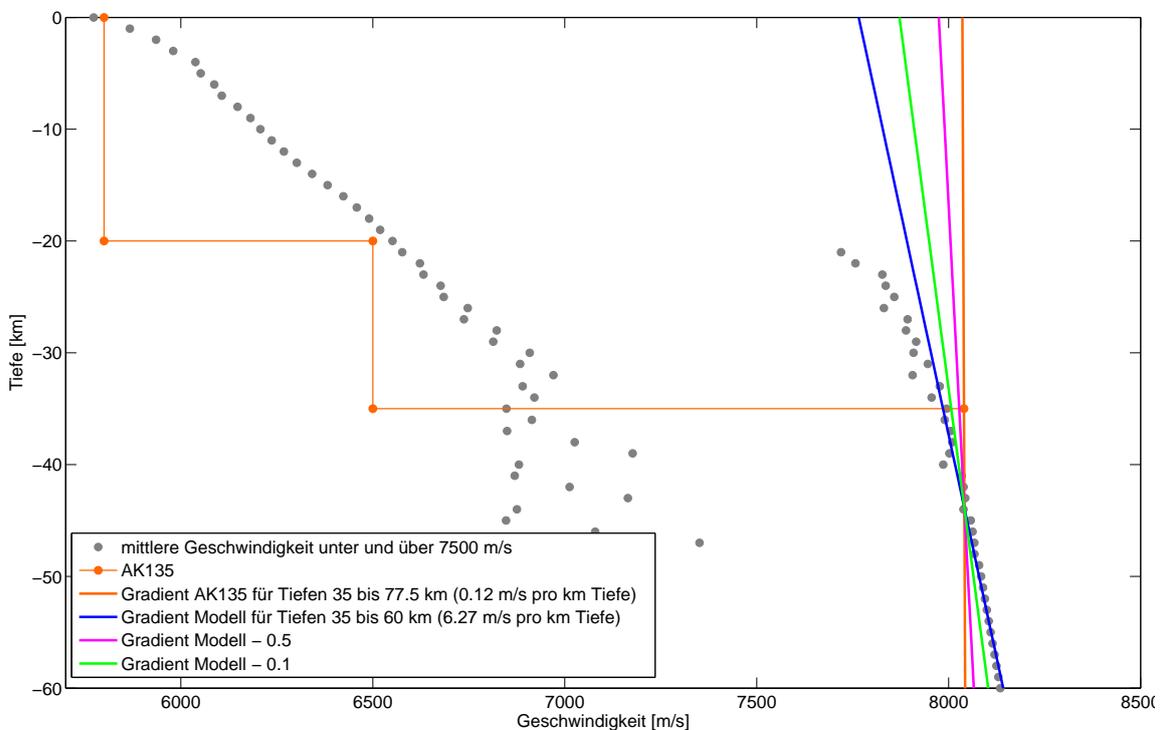


Abb. 8.2.2: Vergleich der Gradienten der unterschiedlichen Modelle (a), (b) und (c) mit AK135 (Kennett et al. (1995))

Für die Reduktion offset-abhängiger Einflüsse durch Abweichungen des Geschwindigkeitsmodells vom tatsächlichen Untergrund, sollte das Geschwindigkeitsmodell angepasst werden. Eine einfachere Methode zur Überprüfung, ist es distanzabhängige Korrekturen

für einen genäherten Bebenherd an den einzelnen Messungen anzubringen.

Für die Berechnung des Offset-Terms wurden die Residuen mit einem Polynom 3. Grades getrennt für P- und S-Welle angenähert, wie in Abbildung 8.2.3 dargestellt ist. Bei der Berechnung wurden Residuen im Bereich < 100 km mit mehr als 4 sec nicht berücksichtigt. Die um den Offset-Term verbesserten Residuen sind in Abbildung 8.2.4 dargestellt und werden Abschnitt 8.3 für die Berechnung des Station-Terms herangezogen.

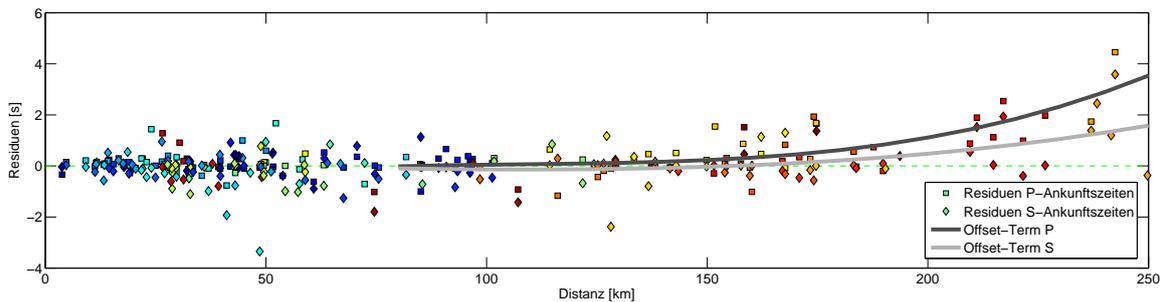


Abb. 8.2.3: Residuen mit Näherungspolynomen für P- & S-Offset-Term

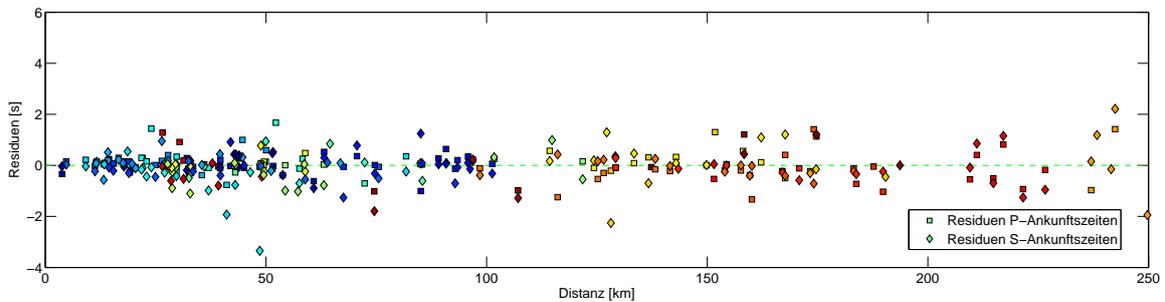


Abb. 8.2.4: Residuen nach Laufzeitverbesserung mit Offset-Term

8.3 Station-Term

Die Karte in Abbildung 8.3.1 zeigt die Residuen nach Laufzeitverbesserung um den Offset-Term. Dazu wurden die nach Abzug des Offset-Terms verbliebenen Residuen für jede Station gemittelt. In der Karte sind noch immer regionale Unterschiede zwischen den Residuen zu sehen, so haben die Stationen welche in südlicher Verlängerung des Wiener Beckens liegen alle ähnliche Residuen. Da nun keine distanzabhängigen Laufzeitfehler mehr enthalten sind, wurden diese Werte direkt als Station-Term verwendet.

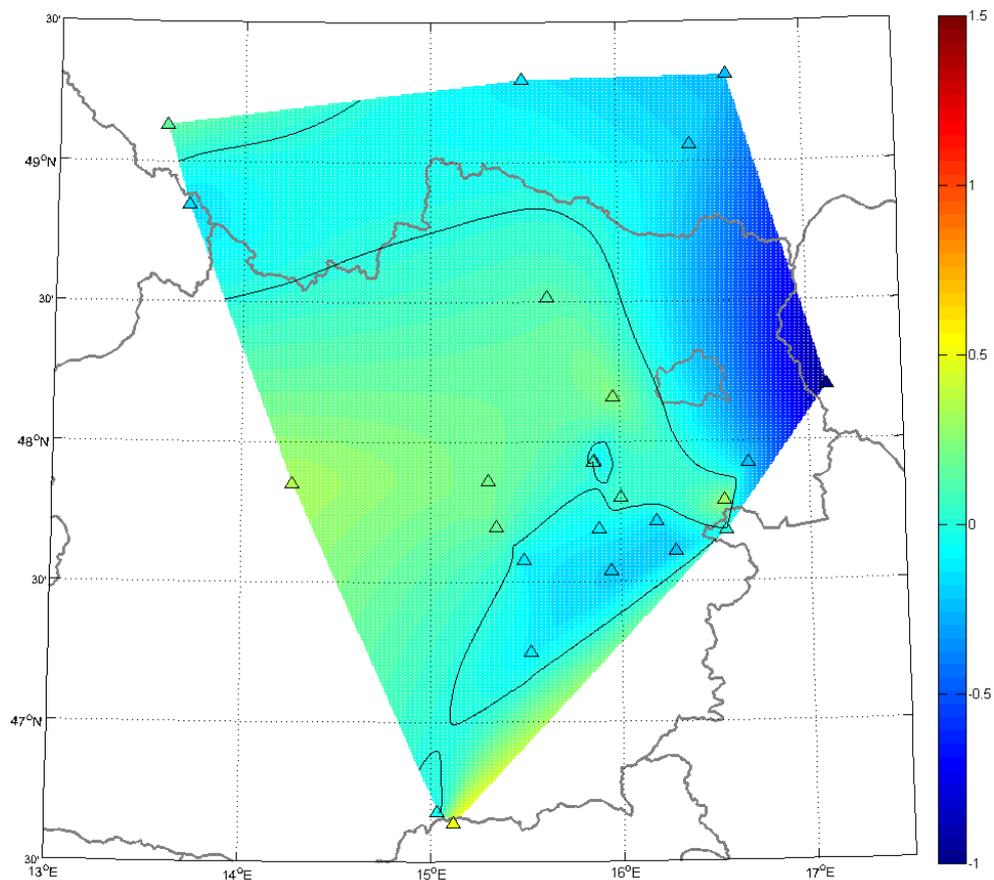


Abb. 8.3.1: Laufzeitresiduen [s] nach Offset-Korrektur

8.4 Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung

Einen Überblick über die Verschiebungen durch reduzierte Magnituden mit verbesserter Laufzeitberechnung gibt die Karte in Abbildung 8.4.1. Betrachtet man die relative Lageänderung im Vergleich zur ursprünglichen Laufzeitberechnung ergibt sich keine Verbesserung bei der mittleren relativen Lageänderung.

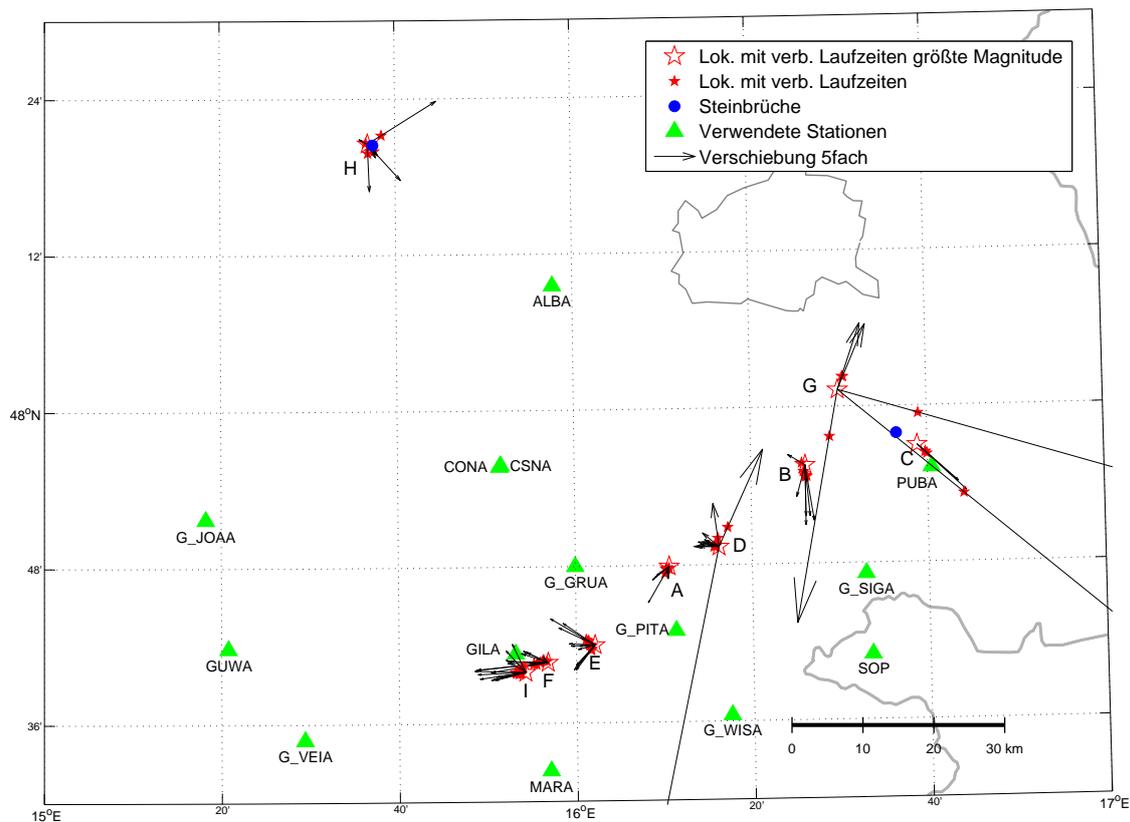


Abb. 8.4.1: Lageänderung der Erdbeben bei Magnitudenreduktion

Bei einigen Beben verringern sich die relativen Lageänderungen. Die Lageänderung vor und nach der Verwendung von verbesserten Laufzeiten von Erdbeben A ist in Abbildung 8.4.2 zu sehen. Hier halbiert sich die mittlere relative Lageänderung auf weniger als 250 m.

Betrachtet man den Herd absolut, bewegen sich die Lösungen vor und nach der Verbesserung in einem Umkreis mit weniger als 500 m Radius.

Bei Erdbeben D verändert sich die Lage zwischen der Magnitude 2.1 und 1.4 um weniger als 200 m, wie in Abbildung 8.4.3 dargestellt ist. Die Lage verändert sich erst ab Magnitude 1.3 stärker, bis die letzte Ortung bereits um 55 km verschoben ist. Die Lokalisierung vor der Laufzeitverbesserung zeigt ein ähnliches Bild, jedoch verändert sich die Lage zwischen 2.1 und 1.4 im Durchschnitt um rund 460 m, dafür variiert die Lage bei höheren Magnituden weniger stark.

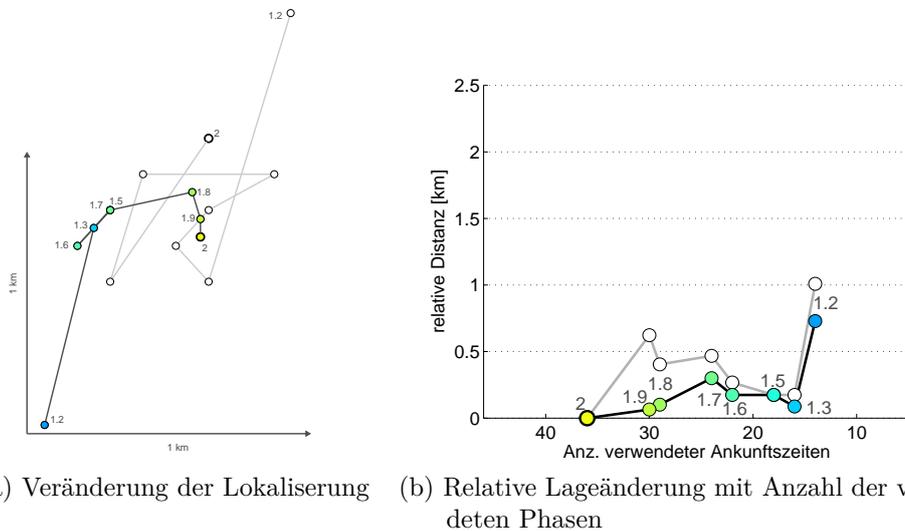
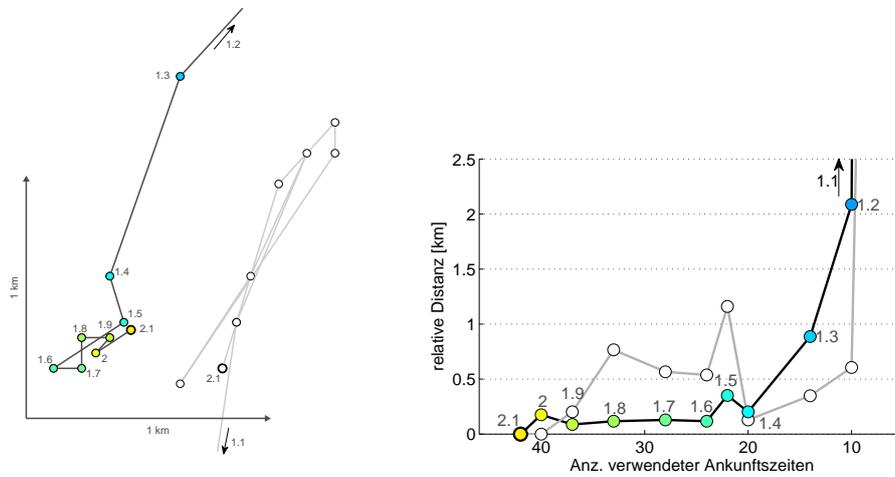


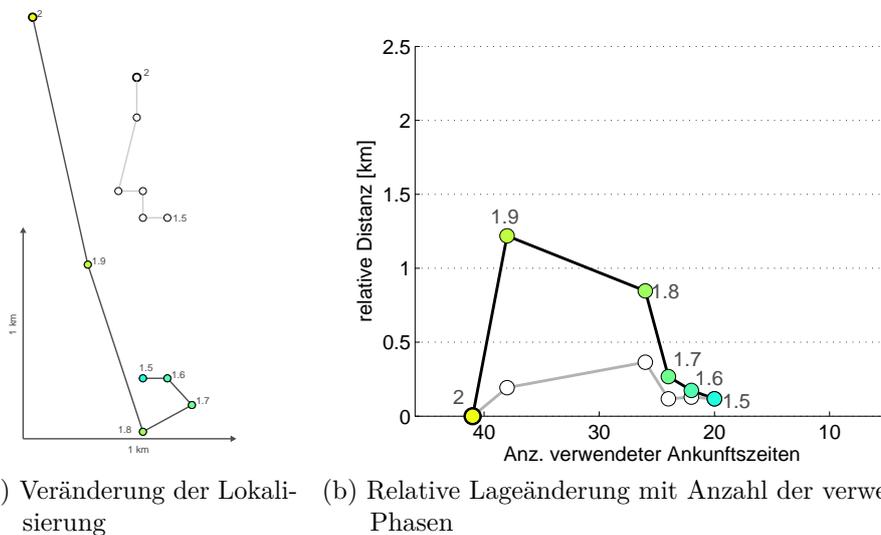
Abb. 8.4.2: Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung Erdbeben A

Erdbeben B zeigt ein anderes Bild. Vor der Verwendung von verbesserten Laufzeiten veränderte sich die Lage zwischen den Magnituden um weniger als 500 m, wie in Abbildung 8.4.4 zu sehen ist. Danach springt die Lage schon bei der Veränderung von Magnitude 2.0 auf 1.9 um mehr als 1 km, erst bei Magnituden < 1.7 beträgt die relative Lageänderung weniger als 500 m.



(a) Veränderung der Lokalisierung (b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. 8.4.3: Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung Erdbeben D



(a) Veränderung der Lokalisierung (b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. 8.4.4: Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung Erdbeben B

Stellt man die Residuen gegenüber, wie in Abbildung 8.4.5 gezeigt, geht der Mittelwert von 0.09 auf -0.01 und die Standardabweichung ergibt nur noch 0.55 statt 0.72.

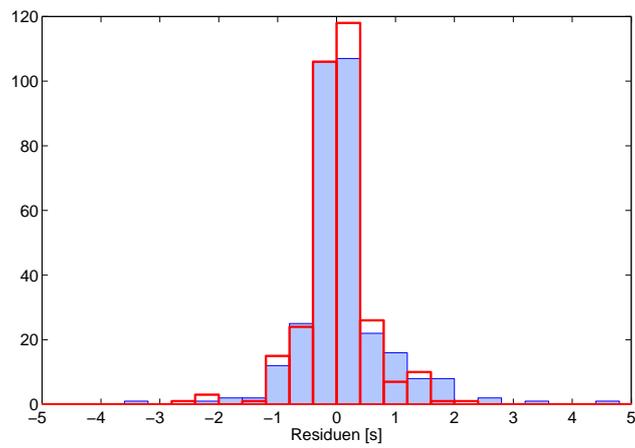


Abb. 8.4.5: Residuen vor der Laufzeitverbesserung (blau) und Residuen nach der Laufzeitverbesserung (rot)

9 Diskussion

In Abschnitt 8.4 wurden die Ergebnisse von Lokalisierung vor und nach der Verbesserung der Laufzeiten gegenübergestellt. Durch die Korrektur des Offset-Terms und des Station-Terms, also den berechneten Beobachtungen, konnte nur bei wenigen Beben eine Verbesserung erreicht werden. Daraus kann geschlossen werden, dass das Geschwindigkeitsmodell ausreichend genau ist und die Residuen nicht durch die berechneten Ankunftszeiten, sondern durch die beobachteten Ankunftszeiten verursacht werden.

9.1 Simulation von fehlerhaft beobachteten Ankunftszeiten

Um diese Annahme zu testen wurden die Auswirkung von Fehlern bei der Beobachtung für das Erdbeben D untersucht. Erdbeben D zeichnet sich durch eine geringe relative Lageänderungen von weniger als 200 m zwischen den Magnituden 2.1 und 1.4 aus, das bedeutet dass die beobachteten Ankunftszeiten genau bestimmt werden konnten. Es wurden zusätzliche Fehler mit Mittelwert 0 und Standardabweichung 1 Sekunde zu den beobachteten Ankunftszeiten addiert. Danach wurden die Korrekturen für Offset-Term und Station-Term, wie in Kapitel 8 beschrieben, angebracht und neu lokalisiert.

In Abbildung 9.1.1 ist die Lokalisierung aus Kapitel 8 sowie 5 Datensätze mit unterschiedlichen Fehlern in den beobachteten Ankunftszeiten gesammelt dargestellt. Auf der X-Achse ist die Anzahl der verwendeten Laufzeiten eingezeichnet. Die Y-Achse zeigt die relative Lageänderung zwischen Ortungen unterschiedlicher Magnitude. Die rote Linie zeigt die Erdbeben D. Die 5 grauen und türkisen Linien entsprechen den Daten mit zusätzlichen Fehlern in den beobachteten Ankunftszeiten.

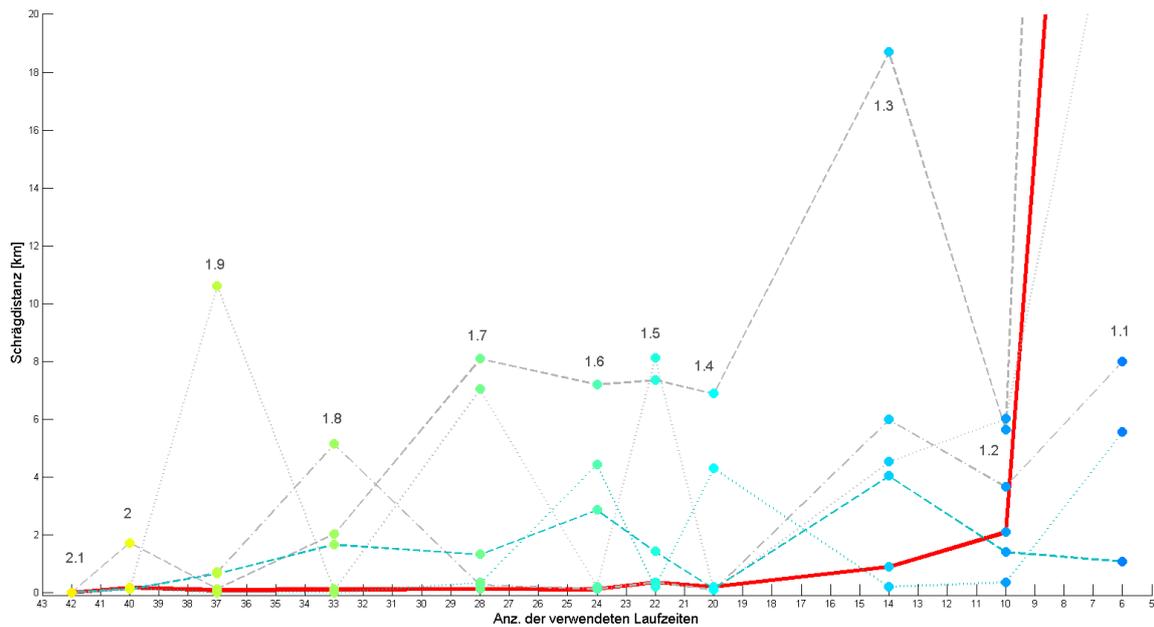


Abb. 9.1.1: relative Lageänderung durch Pickfehler bei Erdbeben D

Wie klar zu erkennen ist, führen die synthetischen Beobachtungsfehler in den Ankunftszeiten zu starken sprunghaften Lageänderungen zwischen den einzelnen Magnitudenschritten, auch wenn viele Laufzeiten vorhanden sind. Aus den simulierten Fehlern ist ersichtlich, dass die Lokalisierung sehr sensibel auf Fehler in den beobachteten Ankunftszeiten reagiert und die ursprünglich errechneten Residuen darauf zurückgeführt werden können. Mögliche Ursachen für fehlerhaft beobachtete Ankunftszeiten werden nachfolgend diskutiert.

Signal-Noise-Verhältnis

In Unterabschnitt 7.2.1 wurde gezeigt, dass die Detektierbarkeit eines Erdbebens von der Magnitude abhängt. Welleneinsätze von geringeren Amplituden sind im Vergleich zum Noise schwerer zu identifizieren. Das Signal nimmt mit der Distanz ab und ist deswegen auf weiter entfernten Stationen besonders schlecht erkennbar.

Separation von Pn- und Pg-Welle

Bei den im Durchschnitt am weitesten von den Bebenherden entfernten Stationen GEC2 und KHC sind die Residuen besonders hoch. Ein vereinfachtes Untergrundmodell mit 6100 m/s für die Kruste, 8100 m/s für den Mantel, einer Krustendicke von 35 km und mittlerer Herdtiefe von 6 km zeigt, dass ab einer Distanz von 80 km die Pn-Welle die Stationen erreicht. Ab rund 190 km erreicht die refraktierte Pn-Welle die Station vor der Pg-Welle, wie bereits in Abbildung 8.2.1a gezeigt wurde. Dadurch ist es möglich, dass nicht der Ersteinsatz beobachtet wurde. Dies würde auch die stärkere Streuung bei den Stationen GEC2 und KHC erklären.

Herdmechanismus

Herdlösungen für das Wiener Becken ergeben Südweste-Nordost orientierte linksdrehende Seitenverschiebungen wie unter anderem von Brückl (2008) beschrieben wurde. Die Abstrahlung der Herde aus Strike-Slip-Verschiebungen ist anisotrop. Je nachdem ob eine Station in der Richtung von Dilatation oder Kompression liegt, sind die Einsätze der Wellen unterschiedlich polarisiert und deswegen unterschiedlich stark. Für eine P-Welle mit einer Periode von 0.2 Sekunden, ergibt dies einen Fehler von 0.1 Sekunden, wenn statt dem tatsächlichen Einsatz die nächste Schwingung beobachtet wird. Weiters ist es möglich dass statt der P-Welle, die an der Oberfläche reflektierte pP- oder sP-Welle beobachtet wird.

9.2 Gewählte optimale Lokalisierung

Wenn die beobachteten Ankunftszeiten fehlerbehaftet sind, wird die beste Lokalisierung nicht durch Verwendung der meisten Ankunftszeiten erreicht. Betrachtet man zum Beispiel Erdbeben B, welches in Abbildung 9.2.1 abgebildet ist, erkennt man, dass die relative Lageänderung zwischen Magnitude 2 und 1.9 sowie 1.9 und 1.8 mit rund 1 km am Größten ist. Die Lageänderung zwischen den niedrigeren Magnituden 1.7 bis 1.5 bleibt jedoch unter 200 m. Das Ergebnis kann so interpretiert werden, dass bei den Magnitude 2.0 bis 1.8 noch stark fehlerbehaftete Ankunftszeiten für die Beobachtung verwendet werden und dies

ab Magnitude 1.7 nicht mehr der Fall ist. Erdbeben G gibt ein ähnliches Bild, hier springt das Beben bei Magnitude 1.9 auf 1.8 um 9 km und bei Magnitude 1.8 auf 1.7 auf den Herd von 1.9 zurück. Die Abbildungen dafür ist in Anhang C zu finden.

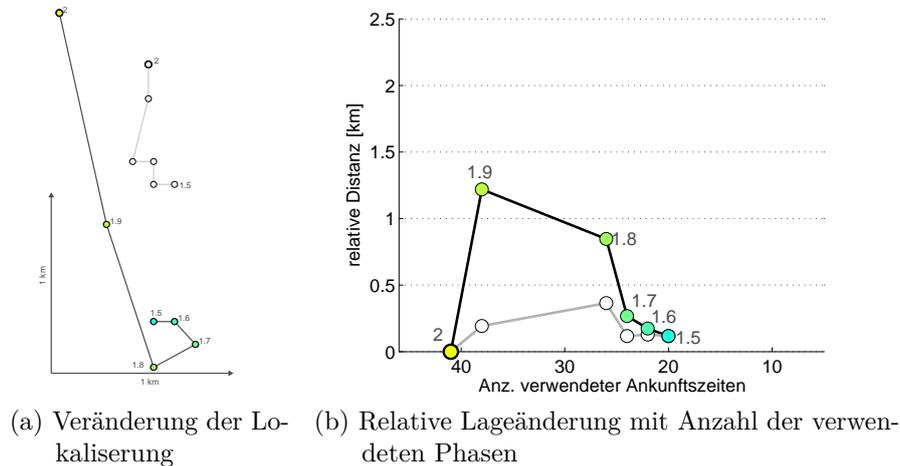


Abb. 9.2.1: Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung Erdbeben B

Erdbeben	Magnituden	Magnitude der gewählten optimalen Ortung
A	1.2 - 2.0	1.9
B	1.5 - 2.0	1.9
C	1.9 - 2.1	1.9
D	1.1 - 2.1	1.9
E	0.9 - 2.3	2.3
F	0.8 - 2.1	2.1
G	1.5 - 1.9	1.5
H	1.6 - 2.2	2.2
I	1.2 - 2.3	2.3

Tab. 9.1: Magnitude der gewählten optimalen Ortung

Als optimale Ortung wurde nun nicht mehr die Ortung mit allen Laufzeitbeobachtungen, sondern die Beste unter der Annahme, dass bei geringer relativer Lageänderung zwischen unterschiedlichen Magnituden die beste Lokalisierung gemacht wurde. Zusätzlich wurden

auch die relativen Tiefenänderungen miteinbezogen. In Tabelle 9.1 sind die Magnituden mit der so gewählten optimalen Lokalisierung eingetragen.

9.2.1 Vergleich ZAMG-Erdbebenkatalog

Der Vergleich von gewählter optimaler Lokalisierung und ZAMG-Lokalisierung ist in Abbildung 9.2.2 dargestellt. Zwischen den beiden Ortungen der Erdbeben ergibt sich eine Standardabweichung von 3.3 km. Unter der Annahme, dass sich die Erdbeben entlang einer Bruchfläche gruppieren, kann man den Vergleich mit einer mittleren Geraden durch drei tektonischen Erdbeben betrachten. Die 6 lokalisierten tektonischen Erdbeben, welche nach der Relokalisierung in einem Abstand von 49 km liegen, weichen von einer mittleren Linie im Mittel um 1.5 km ab, die Lokalisierungen der ZAMG um 2.7 km. Unter Voraussetzung einer geraden Bruchlinie ist hier eine Verbesserung erreicht worden.

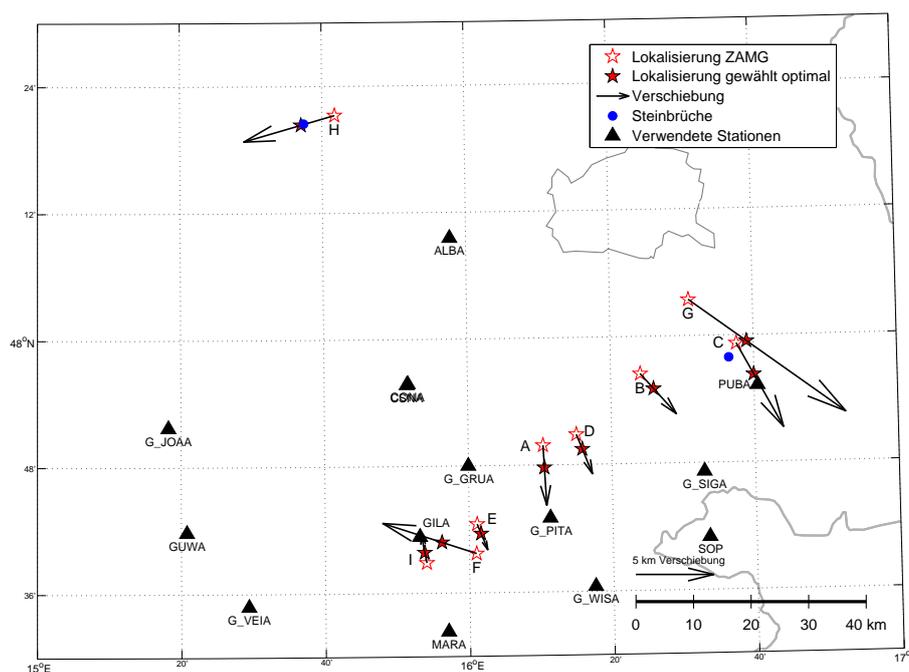


Abb. 9.2.2: Lokalisierungen: ZAMG Erdbebenkatalog mit NonLinLoc nach Laufzeitverbesserung und Auswahl

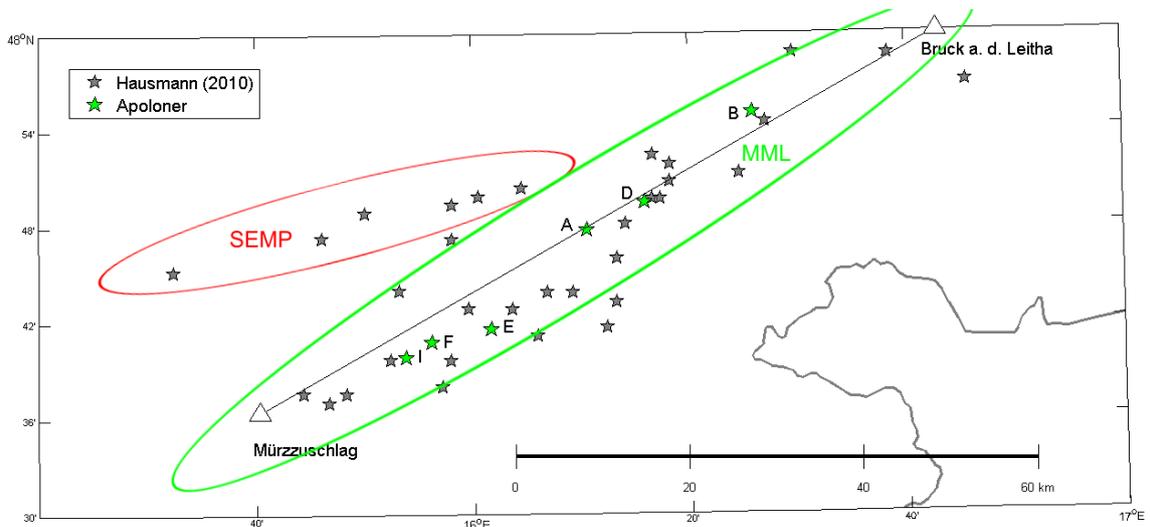
Für die Beurteilung der absoluten Genauigkeit können die Sprengungen herangezogen werden, da diese nahen Steinbrüchen zugeordnet werden können. Tabelle 9.2 zeigt die Abstände zur Sprengung in Kilometer. Sprengung C und G variieren bei jedem Magnitudenabfall sehr stark in Lage und Tiefe. Es ist anzunehmen dass beide vom Steinbruch in Mannersdorf ausgehen. Sie liegen somit am Rand des Untersuchungsgebietes und es wird eine geringere Ortungsgenauigkeit erwartet. Durch Wahl der Ortung mit den geringsten relativen Tiefen- und Lageänderung bei Erdbeben G ist die Lokalisierung näher dem Steinbruch. Die Sprengung H vom Steinbruch Paudorf/Hörfarthgraben liegt mit der Ortung wesentlich näher. Durch Offset-Korrektur und Wahl der geeignetsten Ortung kann hier nur eine geringe Verbesserung erreicht werden.

Sprengung	ZAMG	gewählte optimale Lokalisierung
C	2.8	5.3
G	12.3	4.2
H	5.5	0.6

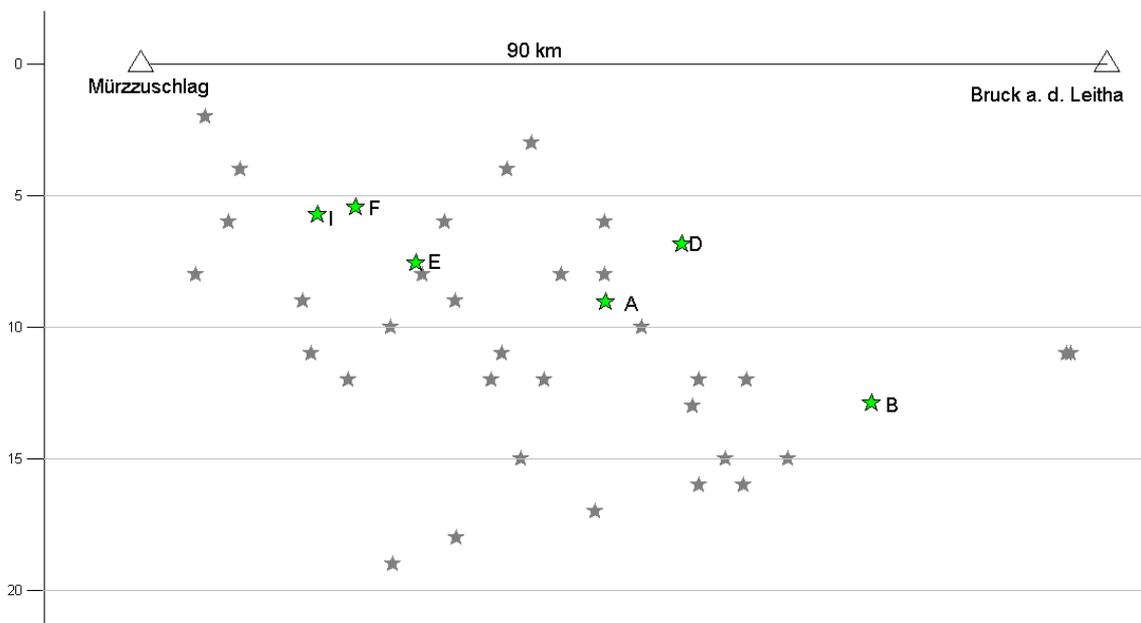
Tab. 9.2: Abstand Sprengung-Ortung in Kilometern

9.2.2 Vergleich Hausmann (2010)

Im letzten Schritt wurden die gewählten optimalen Ortungen mit den Ortungen aus Hausmann et al. (2010) verglichen. In Hausmann et al. (2010) wurden 44 Erdbeben im und um das Wiener Becken unter Verwendung des 3D-Geschwindigkeitsmodells relokalisiert. Hier zeigte sich bereits eine bessere Zuordnung zu Bruchlinien als bei den Ortungen der ZAMG. In Abbildung 9.2.3a sind die von Hausmann et al. (2010) relokaliserten Beben gemeinsam mit den gewählten besten Ortungen von tektonischen Erdbeben aufgetragen. Ähnlich der Lokalisierung Hausmann et al. (2010) gruppieren sich die Beben entlang einer Linie. Bei Betrachtung der Tiefen im Profil, wie in Abbildung 9.2.3b gezeigt, fällt auf, dass ein Abwärtstrend der Erdbebenherde entlang der MML in Richtung Nordosten sichtbar wird. In den Lokalisierungen der ZAMG ist dieser nicht festzustellen.



(a) Lage



(b) Profil

Abb. 9.2.3: Vergleich Hausmann mit gewählter optimaler Lokalisierung

10 Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden systematische Einflüsse auf die Lokalisierung von Erdbeben untersucht. Dafür wurde zunächst eine Detektionsschwelle für jede Station berechnet und so Erdbeben mit schwächeren Magnituden simuliert. Anschließend wurden mögliche Fehlerquellen in der Laufzeitberechnung analysiert. Für Offset-Term sowie Station-Term wurden Korrekturen berechnet und als statische Korrekturen in die Lokalisierung eingebracht. Abschließend wurde der Einfluss von fehlerhaft beobachteten Ankunftszeiten untersucht.

Bei der Reduktion des Stationsnetzwerkes bei simulierter Magnitudenabnahme verändert sich die Herdlage von seismischen Ereignissen im Bereich der erwarteten Ortungsgenauigkeit von $< 2\text{km}$ (Hausmann et al. (2010)). Nach der Korrektur des Offset-Term und des Station-Term konnte keine durchgehende Verbesserung festgestellt werden. Teilweise konnten die relativen Lageänderungen zwischen unterschiedlichen Magnituden verringert werden. Die relativen Lageänderungen vergrößerten sich blieben aber im Mittel unter 2 km.

Im Vergleich der Lokalisierungen mit bekannten tektonischen Bruchlinien ist zu erkennen, dass die Verwendung eines 3D-Untergrundmodells Ergebnisse erzielt, welche näher an bekannten tektonischen Bruchlinien liegen (siehe Abbildung 10.0.1). Die 6 lokalisierten tektonischen Erdbeben, welche nach der Relokalisierung in einem Abstand von 49 km liegen, weichen von einer mittleren Linie um weniger als 2.7 km ab. Ein Abwärtstrend in Richtung Nordosten, welcher aus den Daten der ZAMG nicht ersichtlich war, konnte nach der Relokalisierung ebenfalls festgestellt werden.

Weiters konnte gezeigt werden, dass Fehler in den beobachteten Ankunftszeiten einen größeren Einfluss auf die Lokalisierung darstellen als die Einflüsse durch das Geschwindigkeitsmodell. Selbst bei starker Überbestimmung kann es sein, dass die von NonLinLoc verwendete Gewichtung nicht ausreicht um Fehler in den beobachteten Ankunftszeiten gänzlich zu eliminieren.

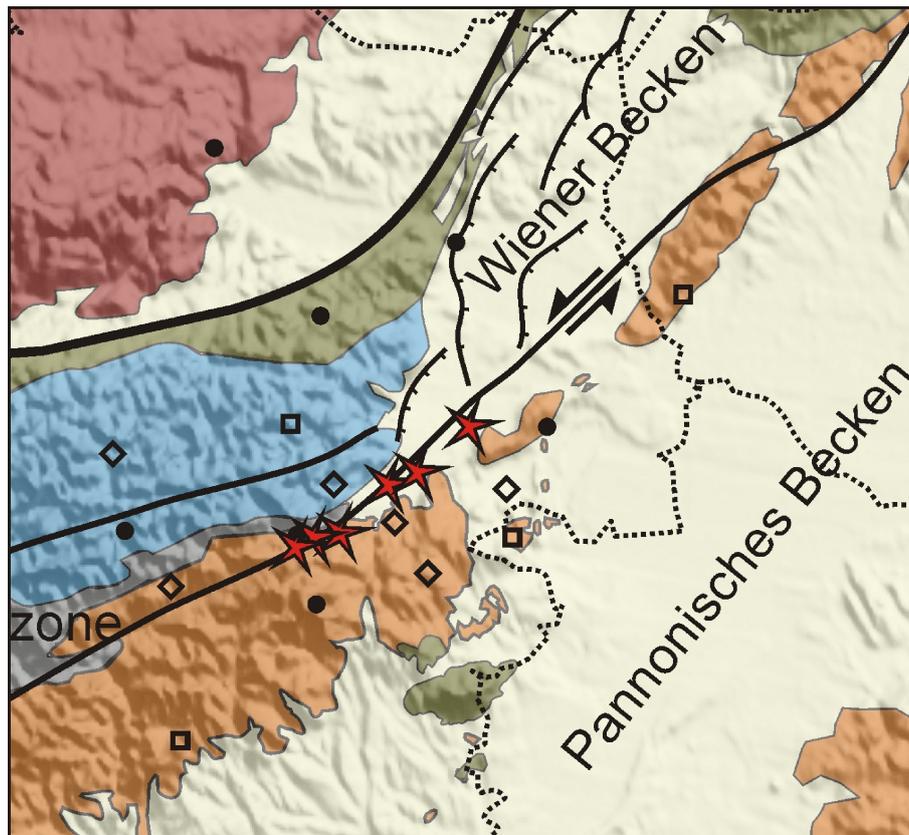


Abb. 10.0.1: Vergleich gewählte optimale Lokalisierung mit Geologie und Tektonik

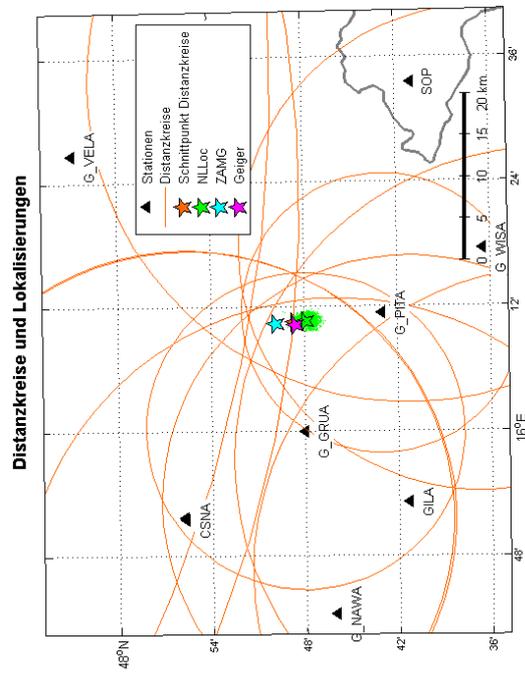
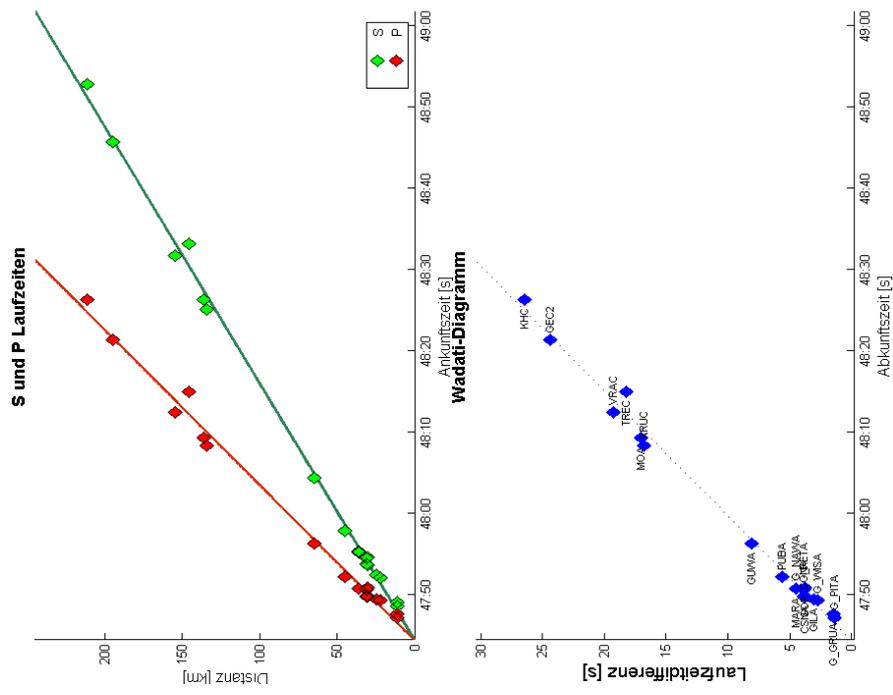
Folglich muss für eine Verbesserung der Genauigkeit bei der Bestimmung der Ankunftszeiten angesetzt werden. Denkbar wäre eine getrennte Bewertung der Genauigkeit für jede Beobachtung, welche zum Beispiel durch Polarisationsanalysen erstellt werden könnte. Ein anderer möglicher Ansatz ist die Korrelation von Spuren.

Die Sprengungen C und G, welche am Rand des Untersuchungsgebietes zeigen, dass die geforderte Genauigkeit nur bei einer ausreichenden räumlichen Überdeckung des Herdes durch Stationen gegeben ist. Um eine verbesserte Abdeckung in Richtung Nordosten zu erhalten, sollte zumindest eine zusätzliche Stationen in diese Richtung installiert werden.

Weiters sollte der, in der Diplomarbeit verwendete, Datensatz an Erdbeben vergrößert werden, damit Offset-Term und Station-Term besser bestimmt werden können. Die Lokalisierung von zusätzlichen Beben im Wiener Becken kann außerdem Aufschluss über Bruchflächen in den üblichen Bebeniefen geben.

Genau bestimmte Bruchlinien könnten auch bei zukünftigen Erdbeben als Referenz zur Abschätzung der absoluten Genauigkeit herangezogen werden. Weiters ist es auch denkbar eine große Anzahl von Erdbeben zur Prüfung des Geschwindigkeitsmodells zu verwenden und es über diesen Ansatz zu verbessern.

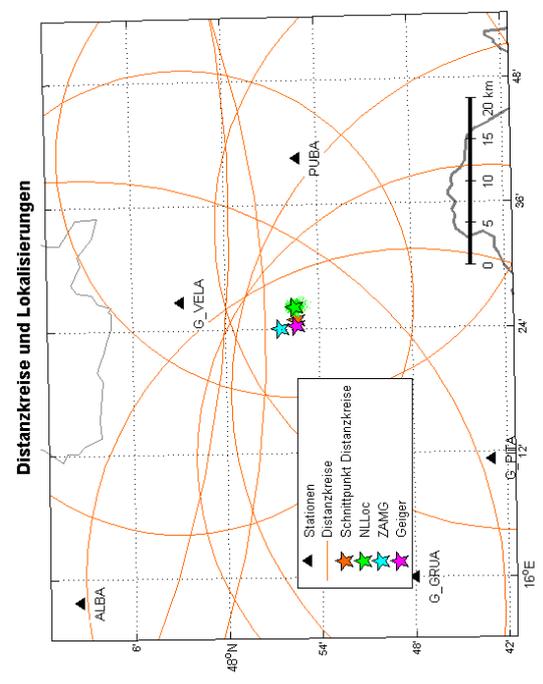
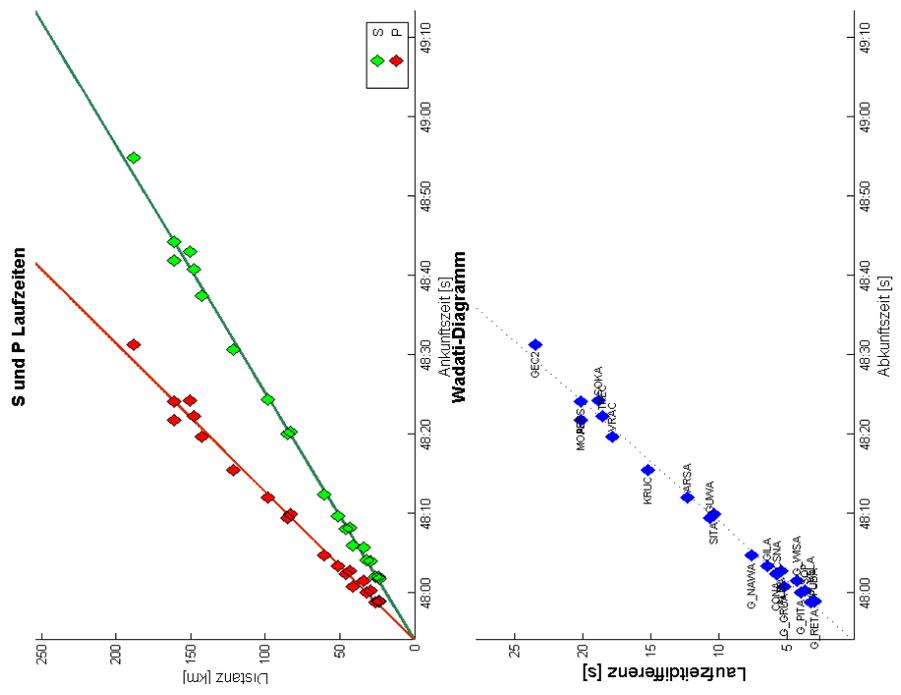
A Lokalisierung



Erdbeben A 11-6-2010 18:47:44

ZAMG: 16.1737° Lat= 47.8309° Z= -12.30km OT=18:47:44.280
 Geiger: 16.1703° Lat= 47.8096° Z= -12.64km OT=18:47:44.529 v=5838.68m/s
 Geiger-ZAMG: 2.38 km
 NLLoc: 16.1767° Lat= 47.7986° Z= -7.78km OT=18:47:44.776
 NLLoc-ZAMG: 3.60 km
 Anz. P-Picks: 19
 Anz. S-Picks: 20
 Distanzkreis: Lat= 47.8106° Z= -- km OT=18:47:44.253
 Distanzkreis-ZAMG: 2.27 km
 Durchschnittlicher VP/VS: 1.6551

Abb. A.0.1: Erdbeben A



Erdbeben B: 24-6-2010 17:47:54

ZAMG: 16.4021° Lat= 47.9413° Z= -12.50km OT=17:47:54.250
 Geiger: 16.4059° Lat= 47.9240° Z= -31.38km OT=17:47:52.803 v=5687.53m/s
 Geiger-ZAMG: 1.95 km
 NILoc: 16.4360° Lat= 47.9256° Z= -12.86km OT=17:47:54.758
 NILoc-ZAMG: 3.07 km
 Anz. P-Picks: 24
 Anz. S-Picks: 24
 Distanzkreis: Lat= 47.9242° Z= -- km OT=17:47:53.895
 Distanzkreis-ZAMG: 2.13 km
 Durchschnittlicher VP/VS: 1.6682

Abb. A.0.2: Erdbeben B

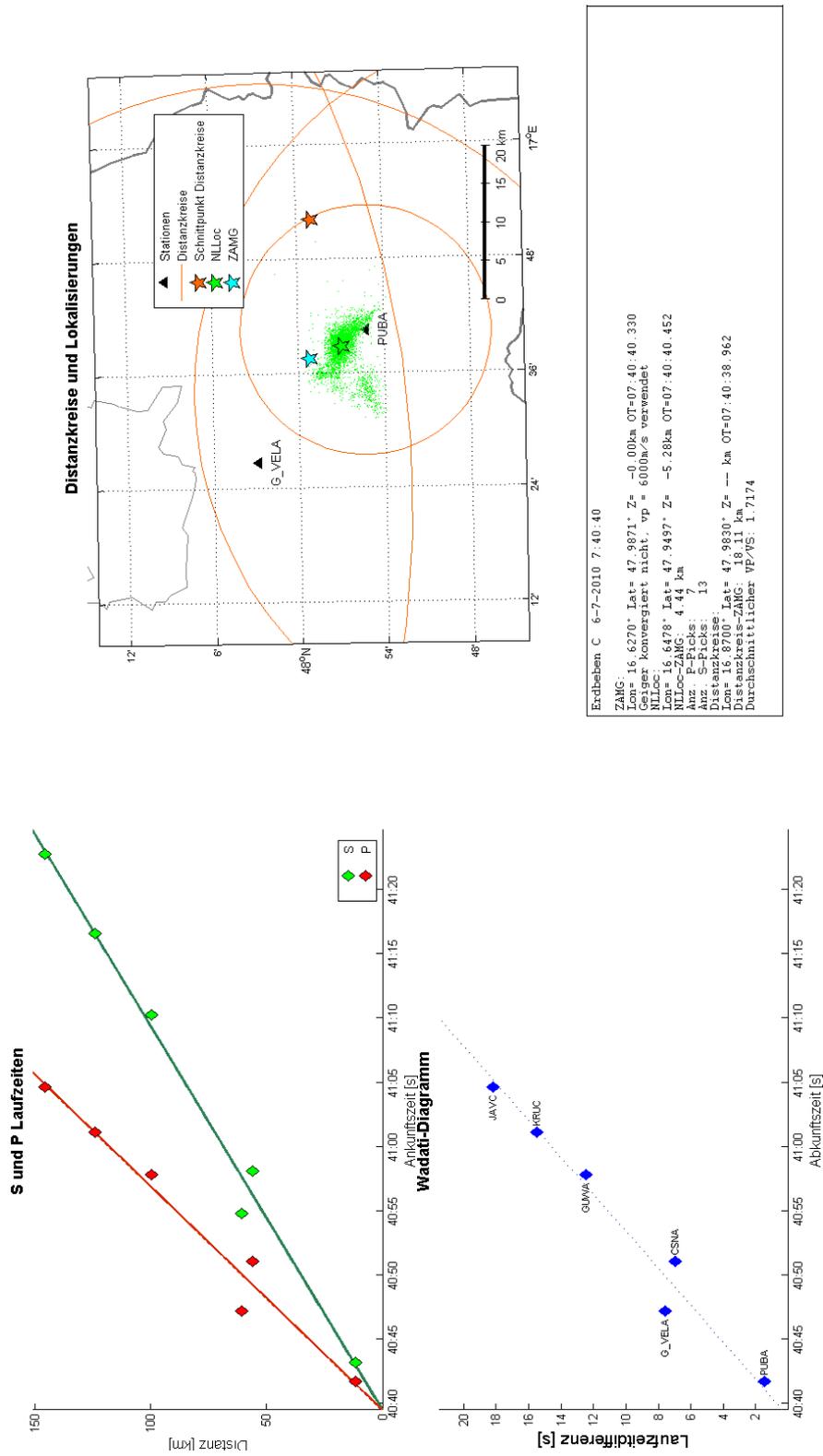
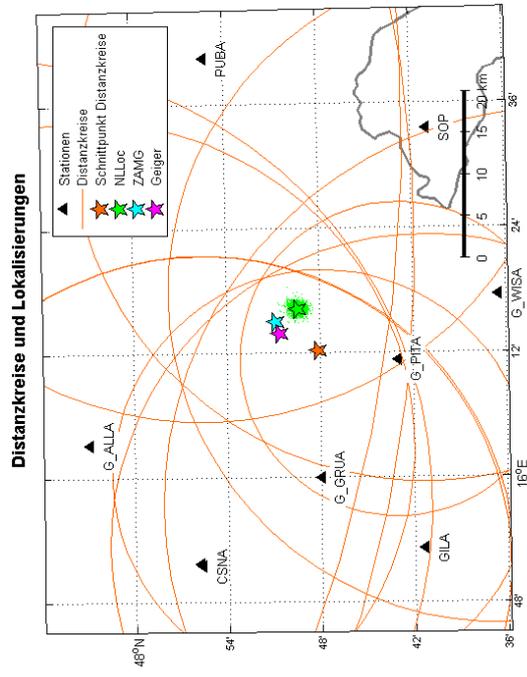
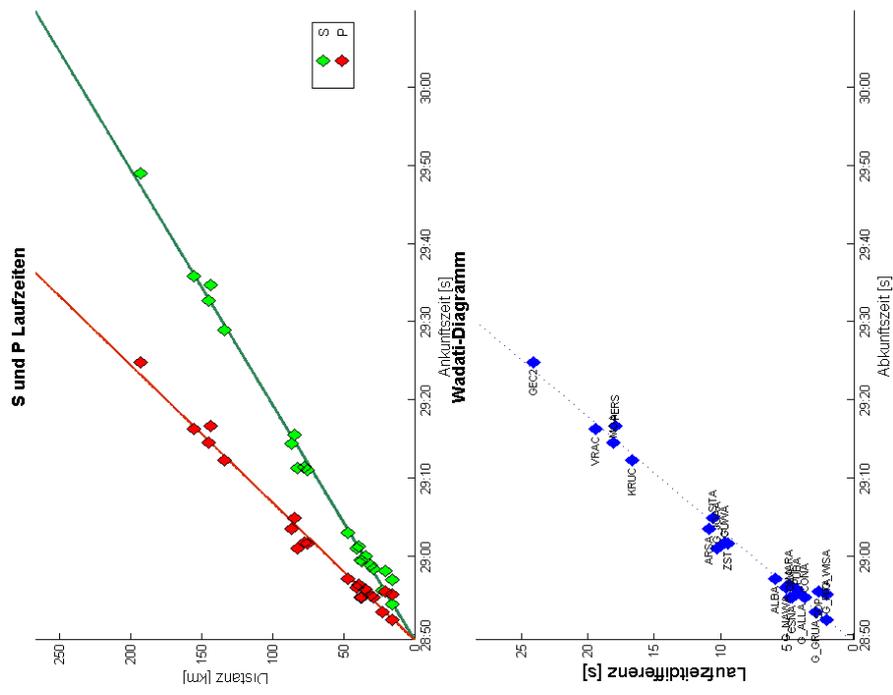


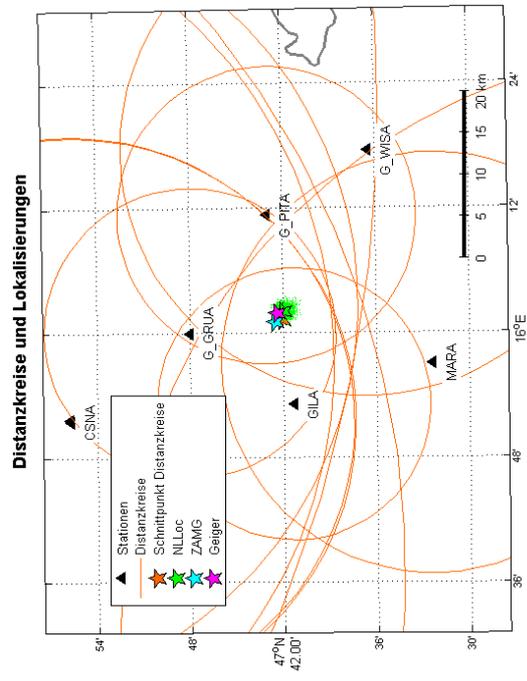
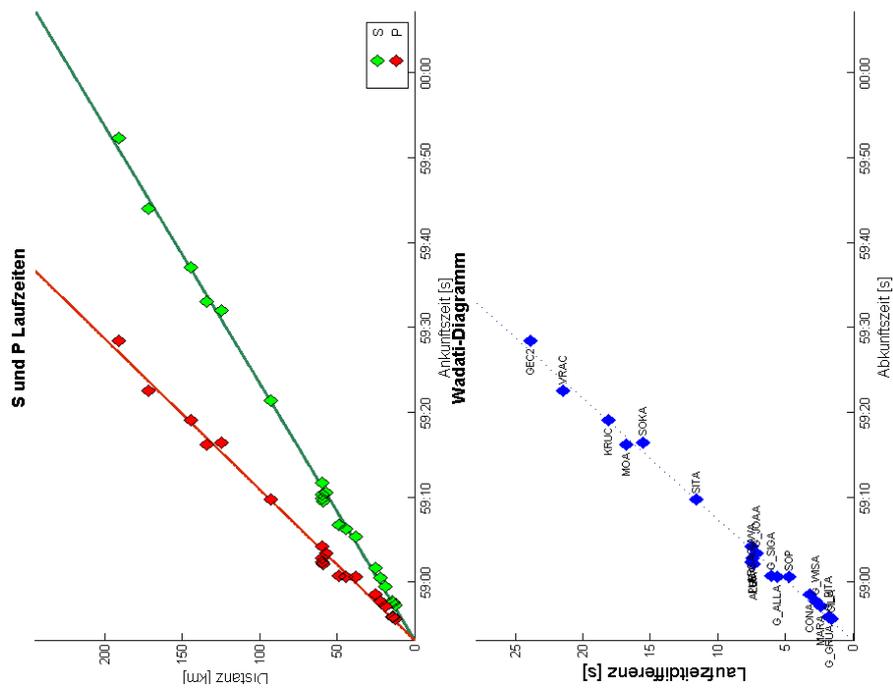
Abb. A.0.3: Erdbeben C



Erdbeben D 18-7-2010 8:28:48

ZAMG: 16.2515° Lat= 47.8474° Z= -8.20km OT=08:28:48.670
 Geiger: 16.2319° Lat= 47.8431° Z= -12.03km OT=08:28:51.513 v=6544.71m/s
 Geiger-ZAMG: 1.54 km
 NLLoc: 16.2710° Lat= 47.8231° Z= -6.17km OT=08:28:49.197
 NLLoc-ZAMG: 3.08 km
 Anz. P-Picks: 24
 Anz. S-Picks: 23
 Distanzkreis: Lat= 47.8003° Z= -- km OT=08:28:49.067
 Distanzkreis-ZAMG: 6.18 km
 Durchschnittlicher VP/VS: 1.7109

Abb. A.0.4: Erdbeben D



Erdbeben E 24-7-2010 15:58:52

ZAMG: Lat= 16.0186° Lon= -8.300km OT=15:58:52.780
 Geiger: Lat= 47.7082° Lon= -11.288km OT=15:58:54.416 v=6292.35m/s
 Geiger-ZAMG: 1.11 km
 NLLoc: Lat= 47.0326° Lon= -11.288km OT=15:58:54.416 v=6292.35m/s
 NLLoc-ZAMG: 1.58 km
 Anz. P-Picks: 23
 Anz. S-Picks: 23
 Distanzkreis-ZAMG: 0.92 km
 Distanzkreis-NLLoc: 1.11 km
 Distanzkreis-Geiger: 1.11 km
 Durchschnittlicher VP/VS: 1.705

Abb. A.0.5: Erdbeben E

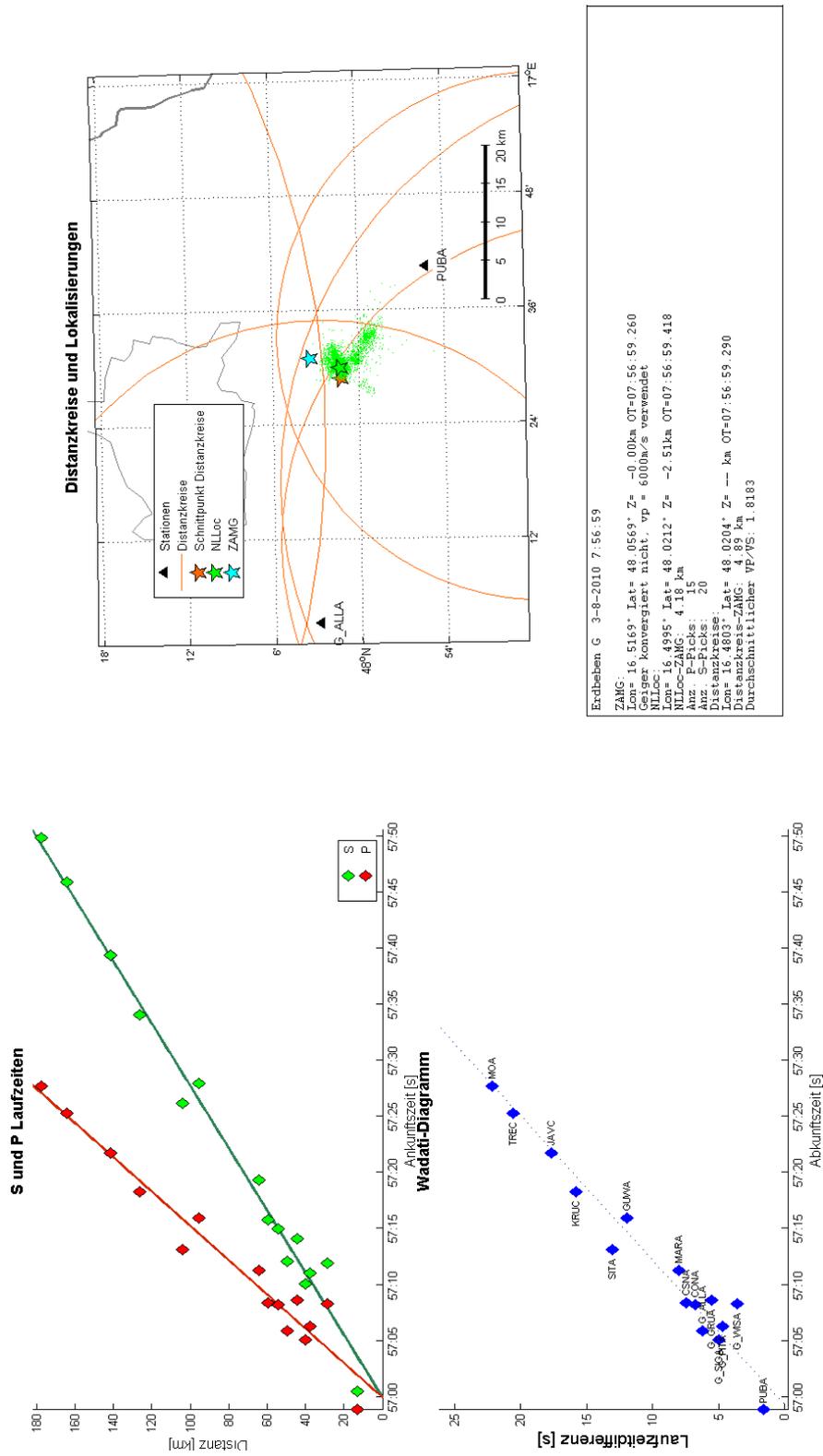
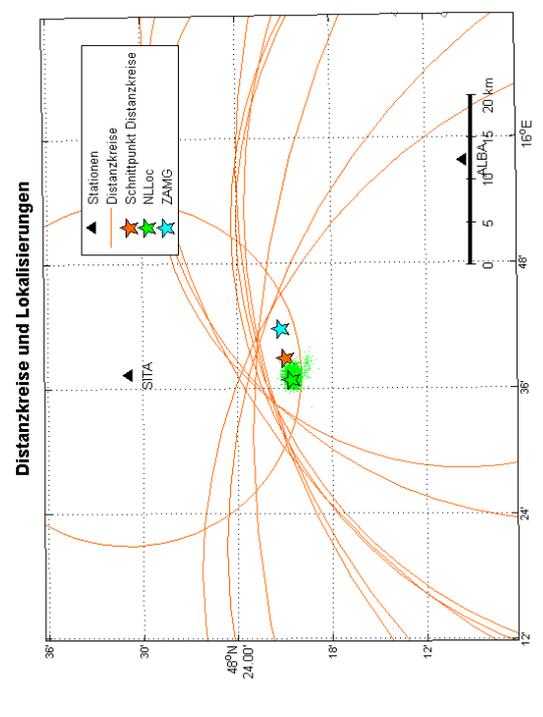
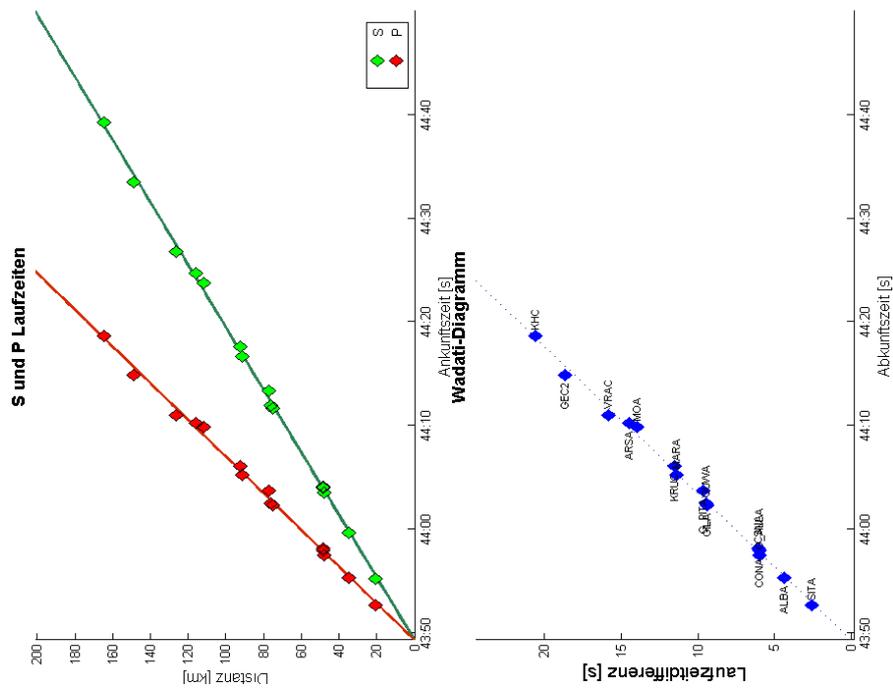


Abb. A.0.7: Erdbeben G



Erdbeben H 3-8-2010 14:43:48

ZAMG: Lat= 15.6963° Lat= 48.3541° Z= -0.00km OT=14:43:48.770
 Geiger konvergiert nicht. vp = 6000m/s verwendet.
 NLLoc: Lat= 15.6144° Lat= 48.3426° Z= -2.01km OT=14:43:49.547
 Locus: ZAMG: 6.13 km
 NLLoc: ZAMG: 6.13 km
 Anz. S-Picks: 19
 Distanzkreise: Lat= 48.3489° Lat= 48.3489° Z= -- km OT=14:43:49.199
 Distanzkreise-ZAMG: 4.8 km
 Durchschnittlicher VP/VS: 1.7061

Abb. A.0.8: Erdbeben H

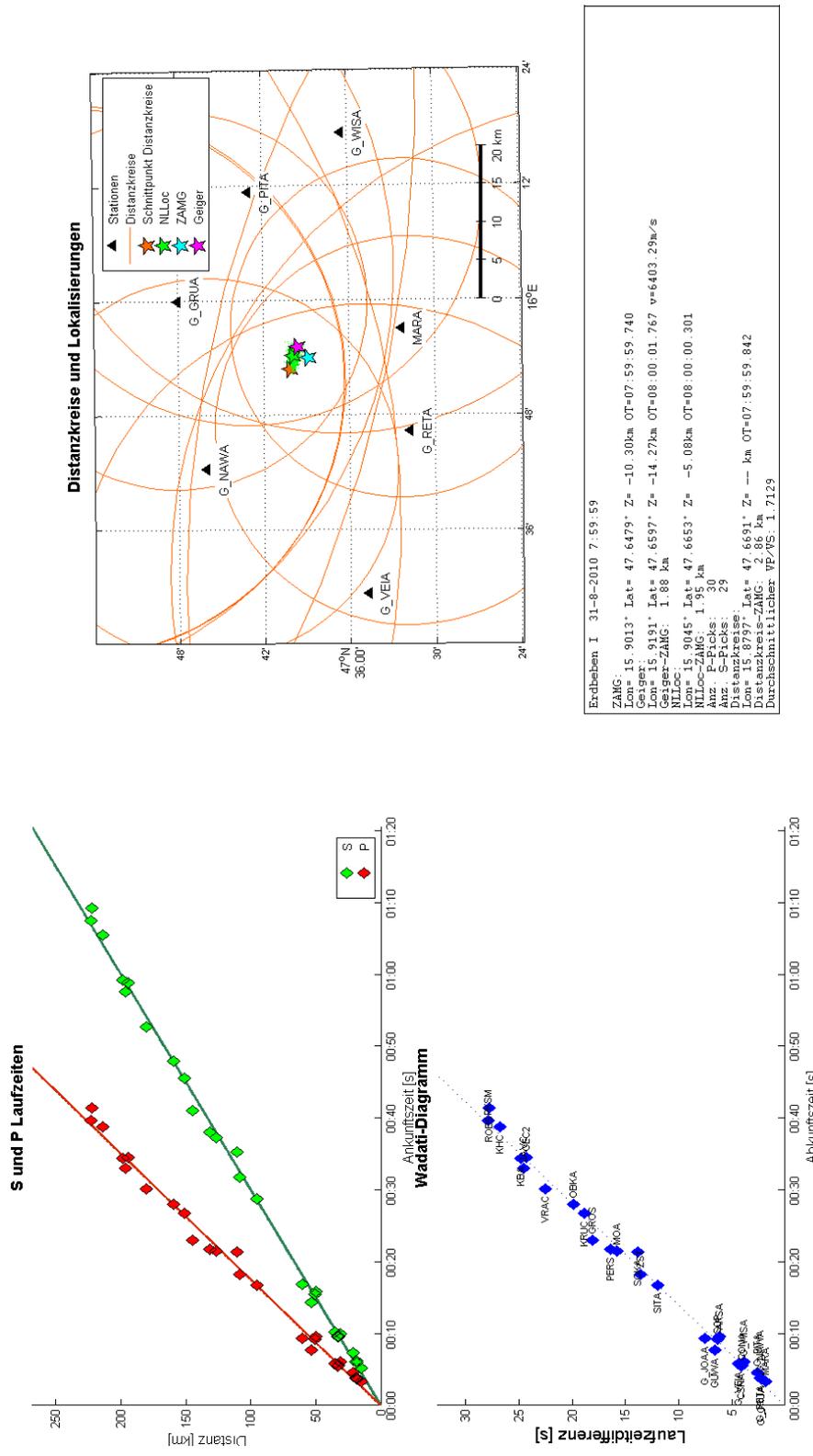
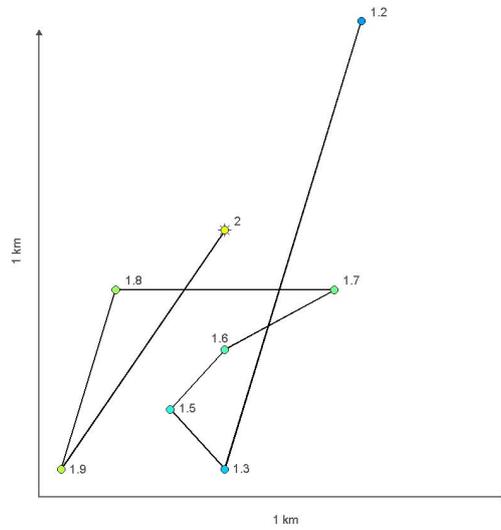
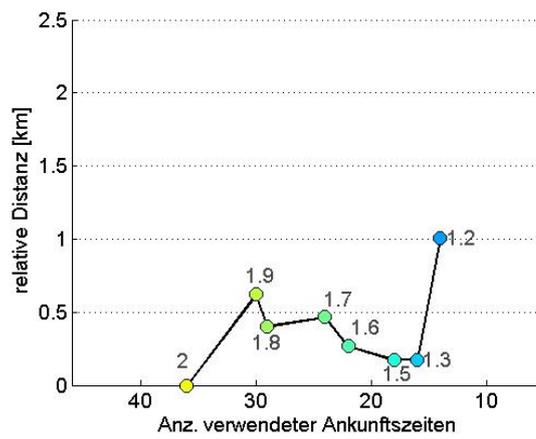


Abb. A.0.9: Erdbeben I

B Veränderung der Lokalisierung durch Magnitudenabfall

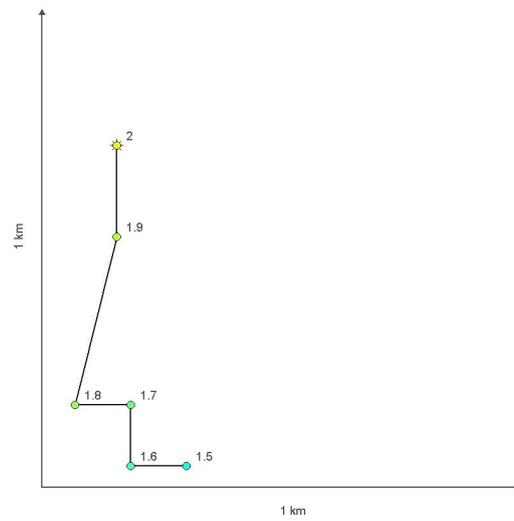


(a) Veränderung der Lokalisierung bei unterschiedlichen Magnituden

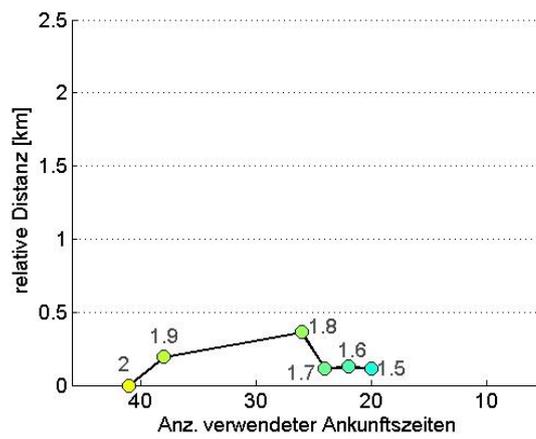


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. B.0.1: Erdbeben A

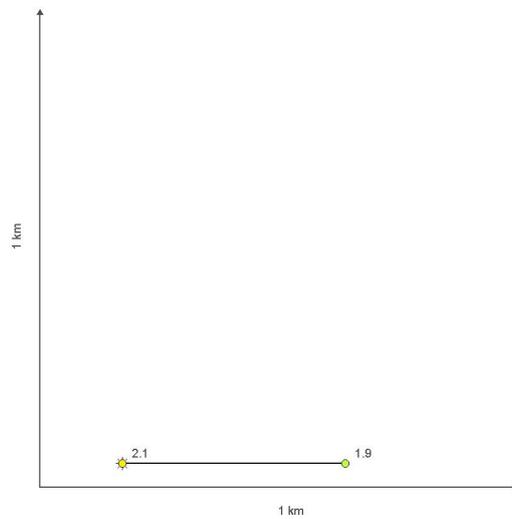


(a) Veränderung der Lokalisierung bei unterschiedlichen Magnituden

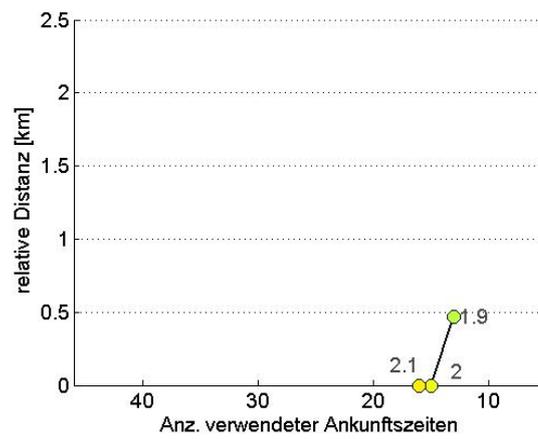


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. B.0.2: Erdbeben B

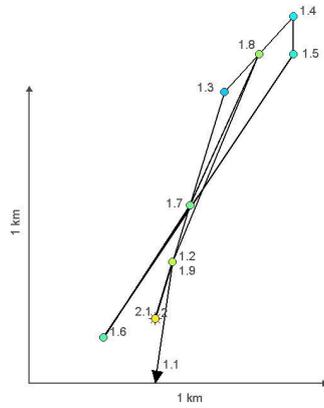


(a) Veränderung der Lokalisierung bei unterschiedlichen Magnituden

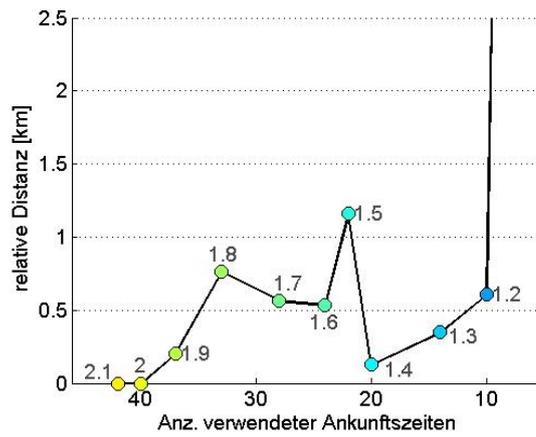


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. B.0.3: Erdbeben C

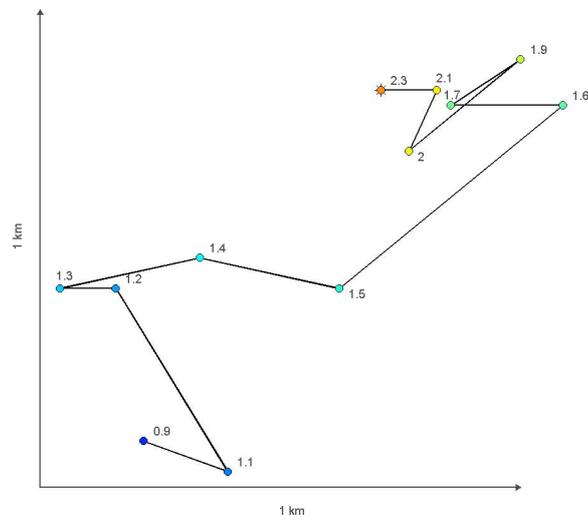


(a) Veränderung der Lokalisierung bei unterschiedlichen Magnituden

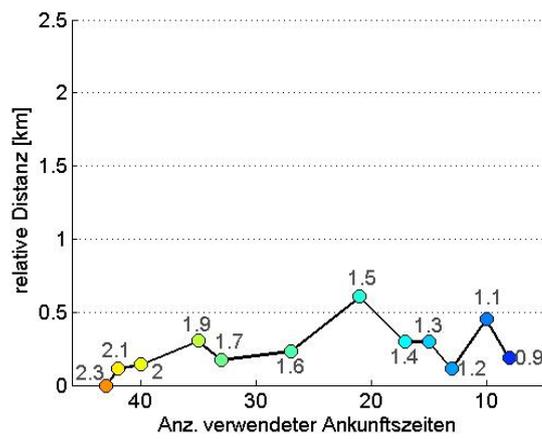


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. B.0.4: Erdbeben D



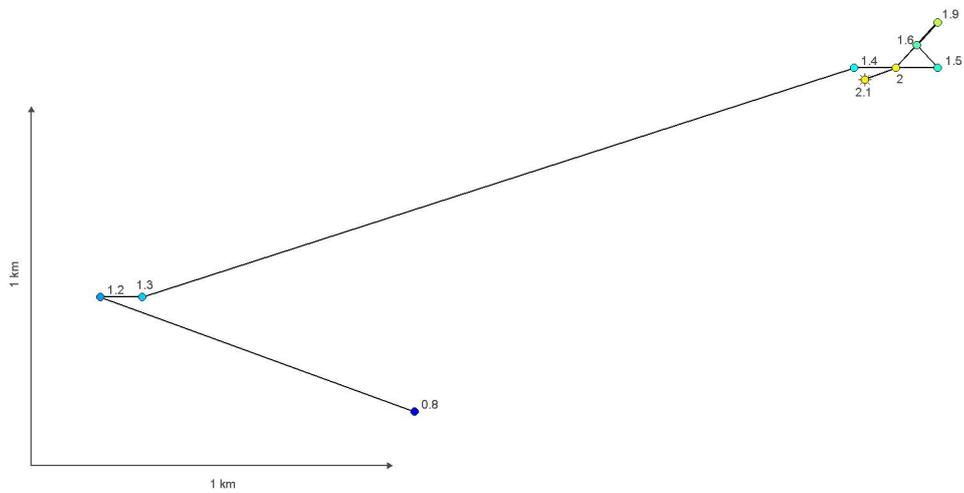
(a) Veränderung der Lokalisierung bei unterschiedlichen Magnituden



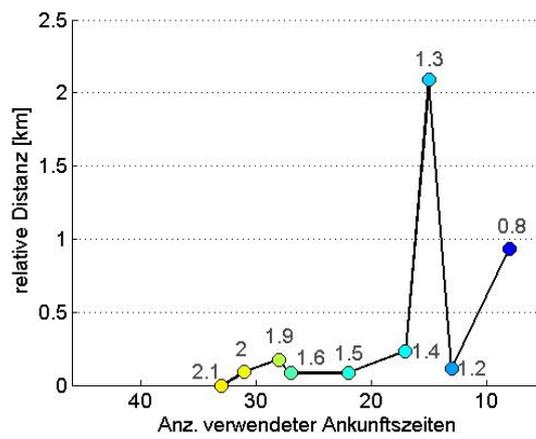
(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. B.0.5: Erdbeben E

B. Veränderung der Lokalisierung durch Magnitudenabfall

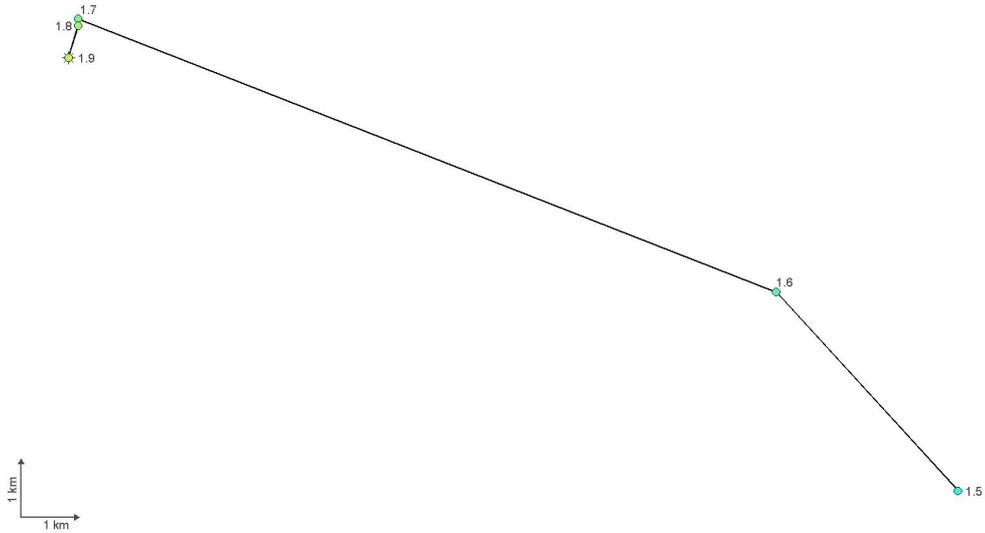


(a) Veränderung der Lokalisierung bei unterschiedlichen Magnituden

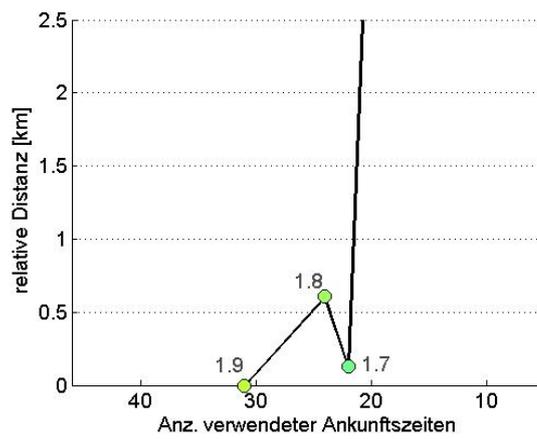


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. B.0.6: Erdbeben F

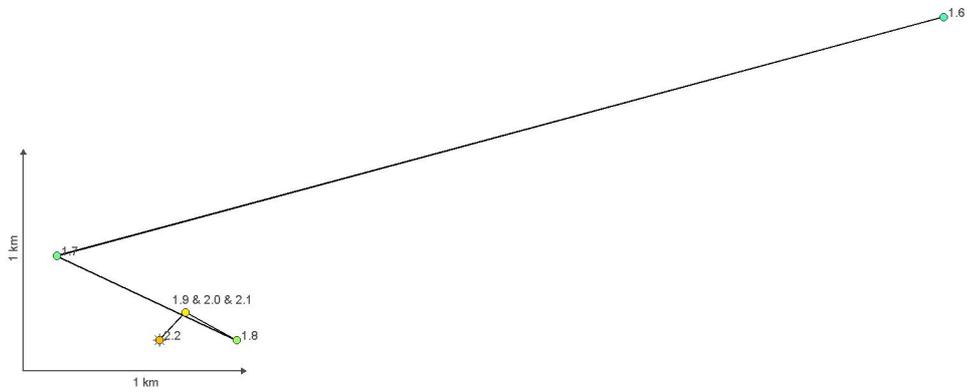


(a) Veränderung der Lokalisierung bei unterschiedlichen Magnituden

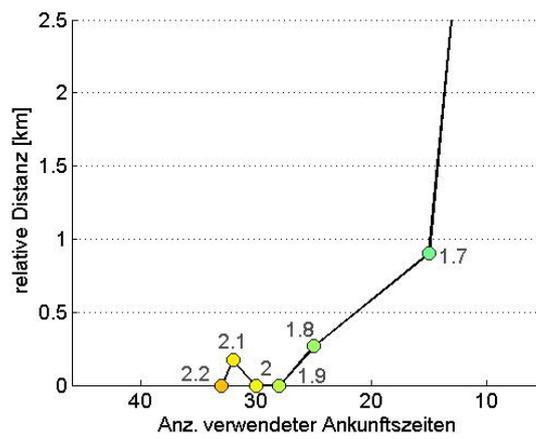


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. B.0.7: Erdbeben G

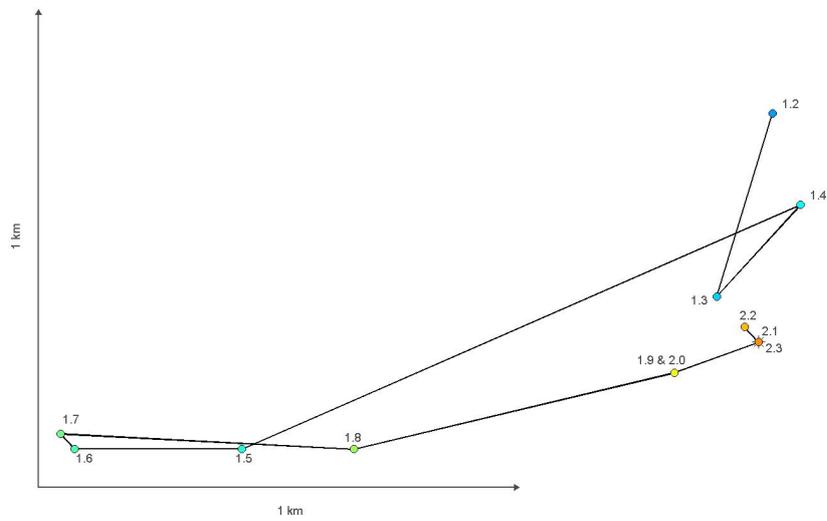


(a) Veränderung der Lokalisierung bei unterschiedlichen Magnituden

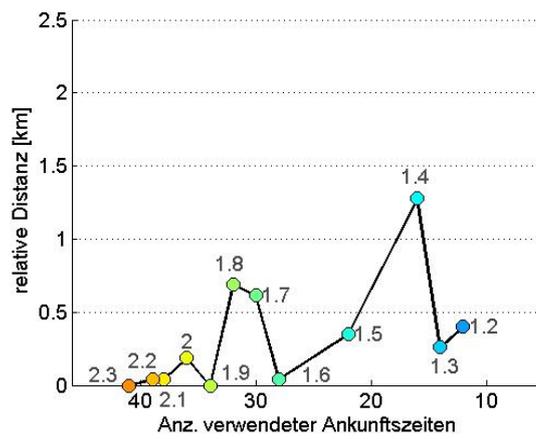


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. B.0.8: Erdbeben H



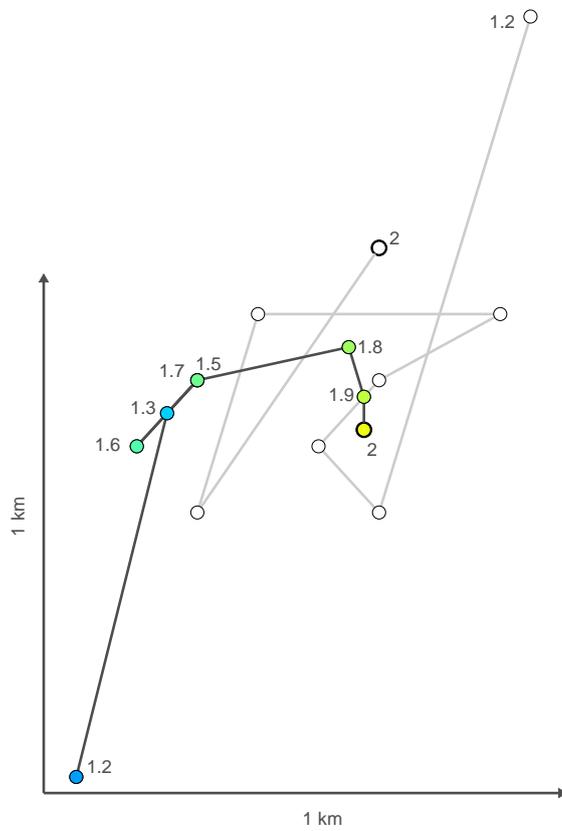
(a) Veränderung der Lokalisierung bei unterschiedlichen Magnituden



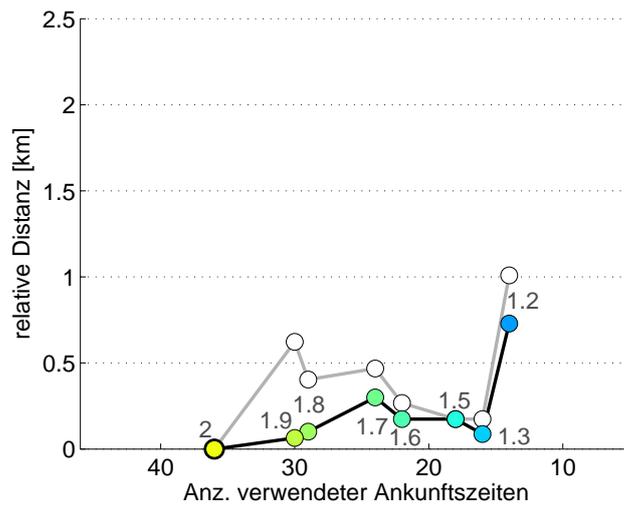
(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. B.0.9: Erdbeben I

C Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung

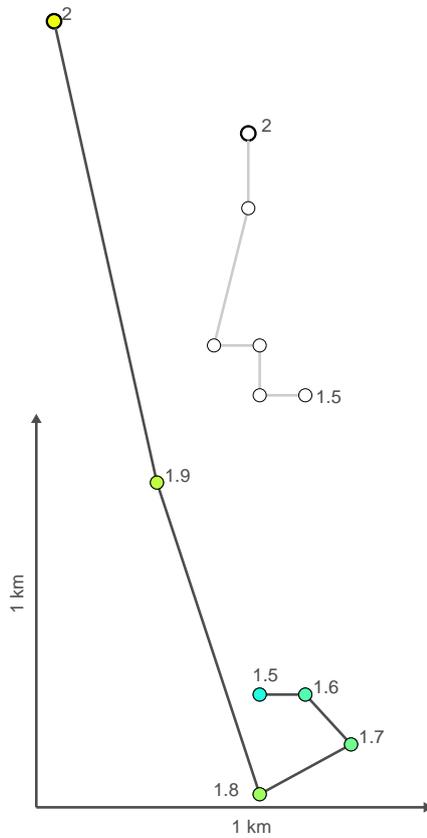


(a) Veränderung der Lokalisierung

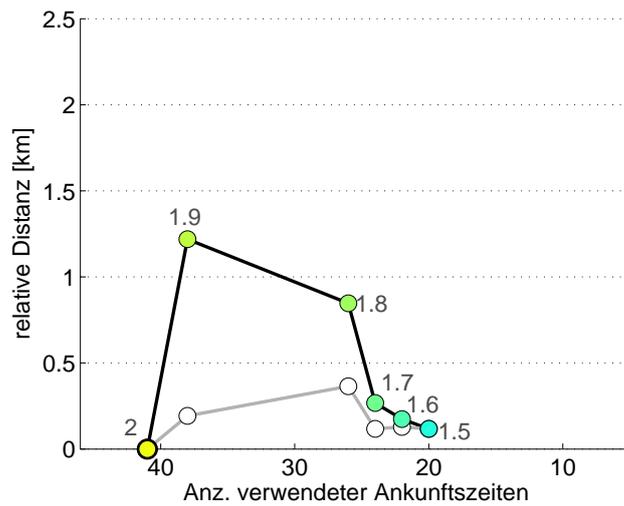


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. C.0.1: Erdbeben A

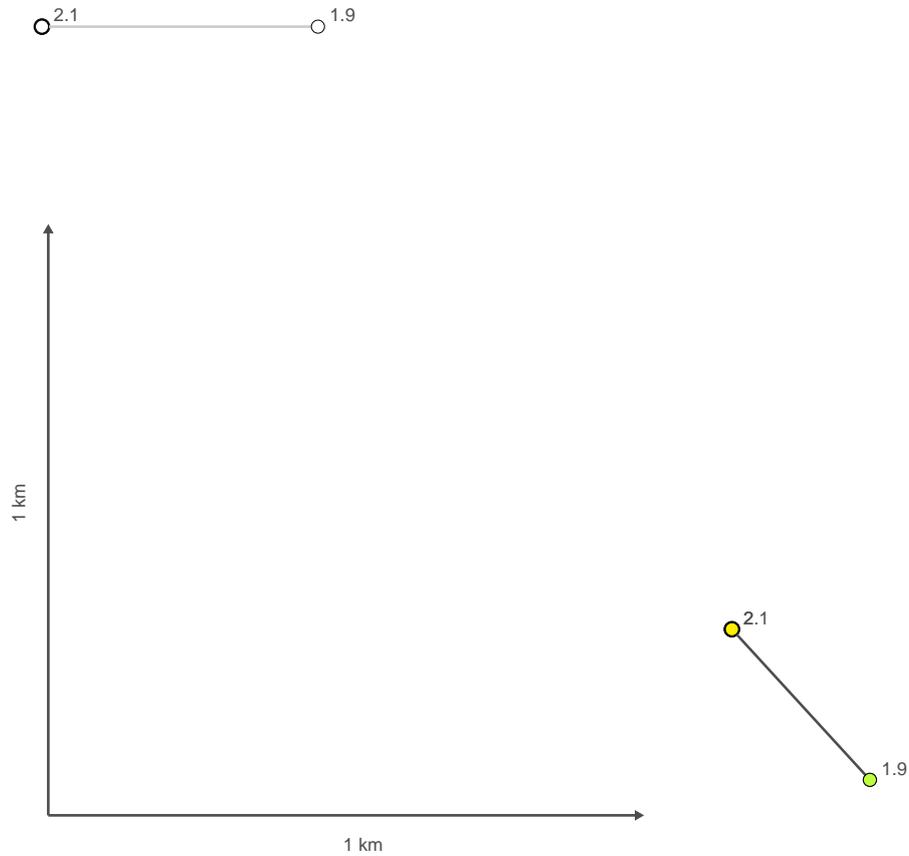


(a) Veränderung der Lokalisierung

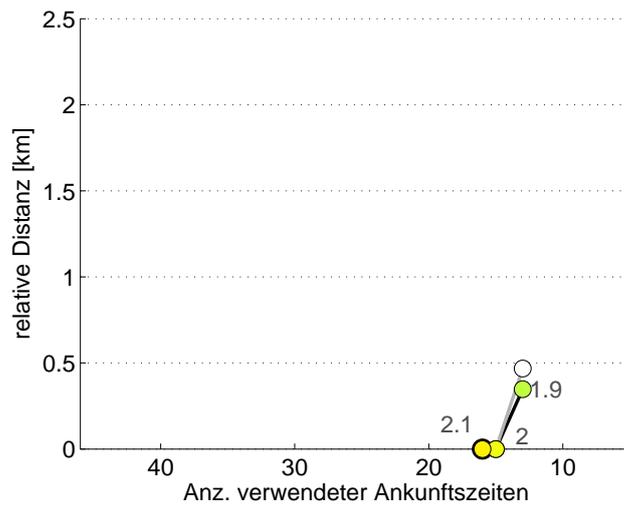


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. C.0.2: Erdbeben B

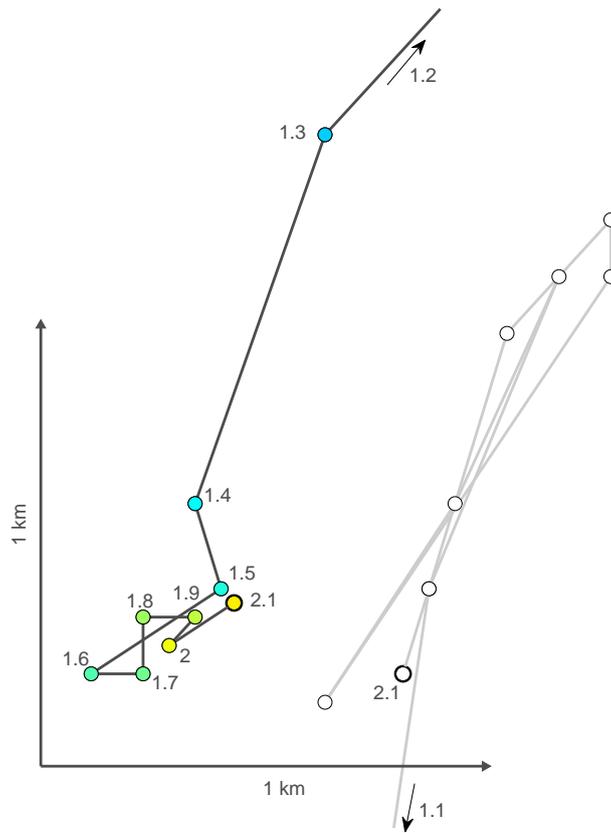


(a) Veränderung der Lokalisierung

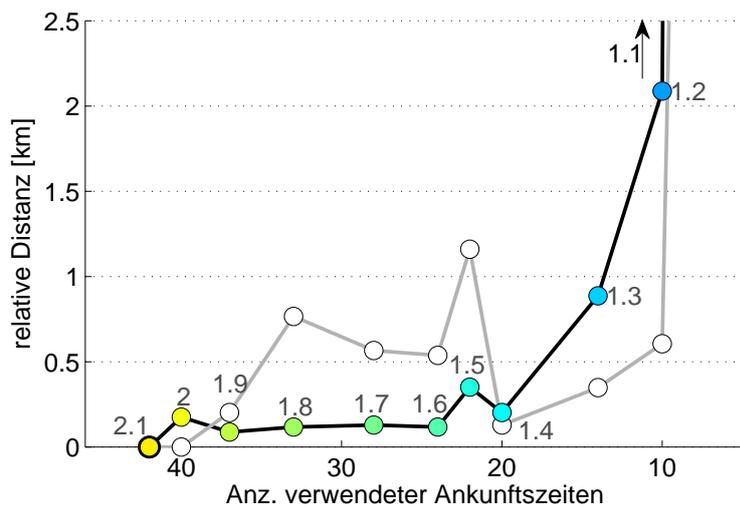


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. C.0.3: Erdbeben C

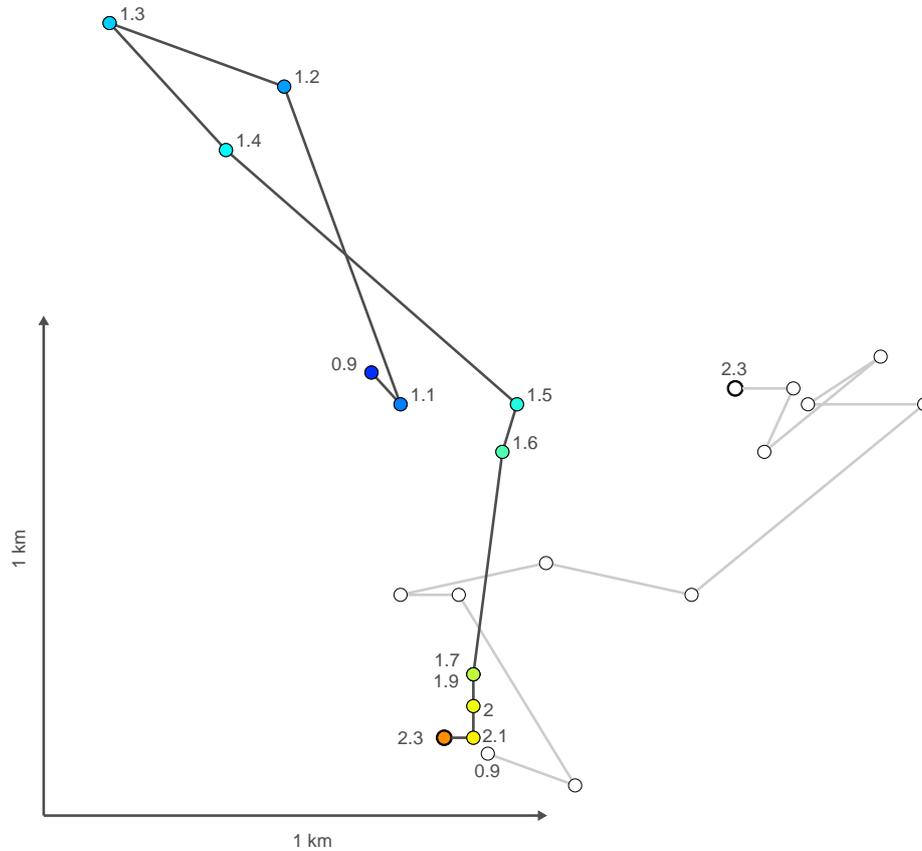


(a) Veränderung der Lokalisierung

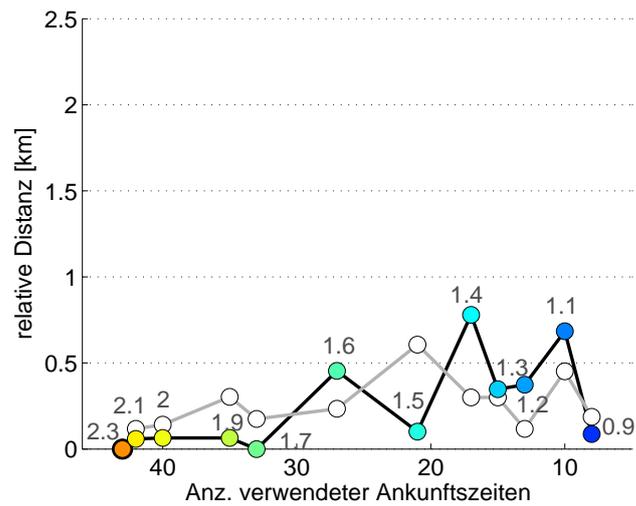


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. C.0.4: Erdbeben D

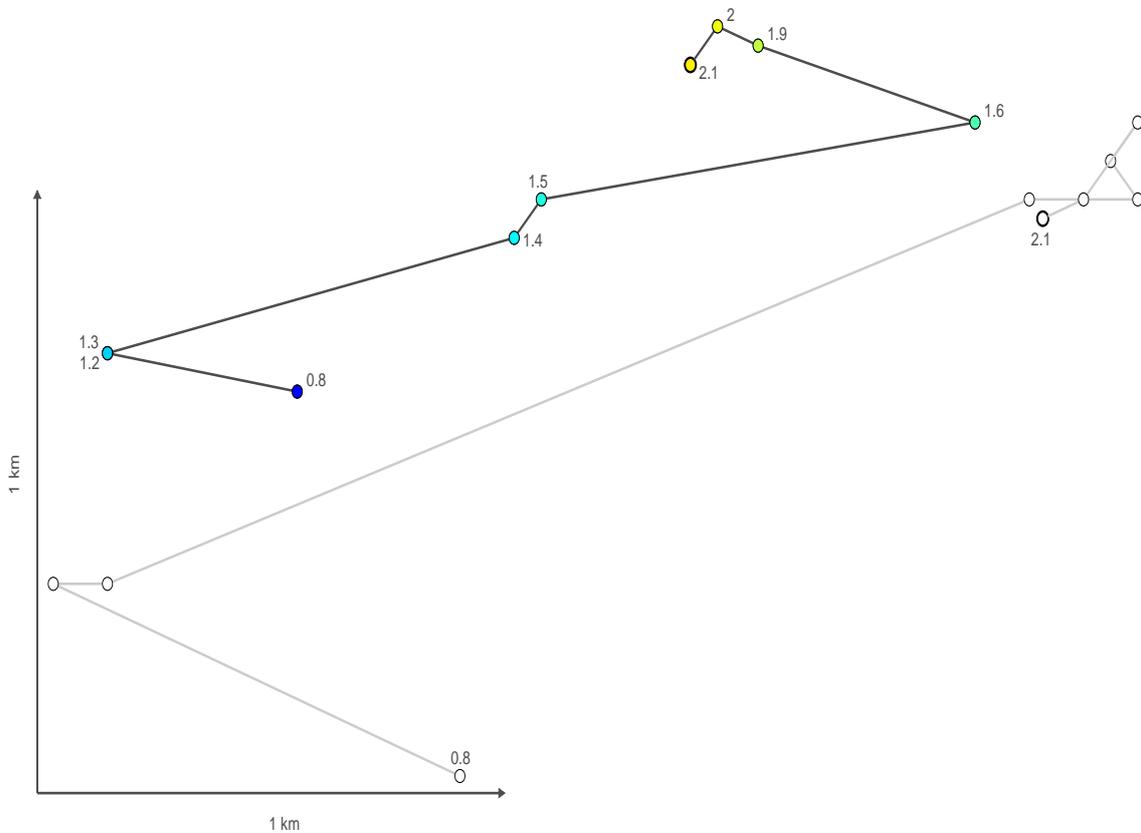


(a) Veränderung der Lokalisierung

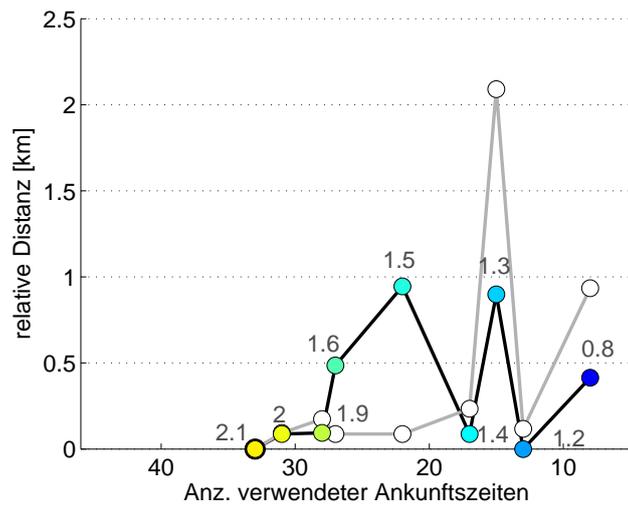


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. C.0.5: Erdbeben E

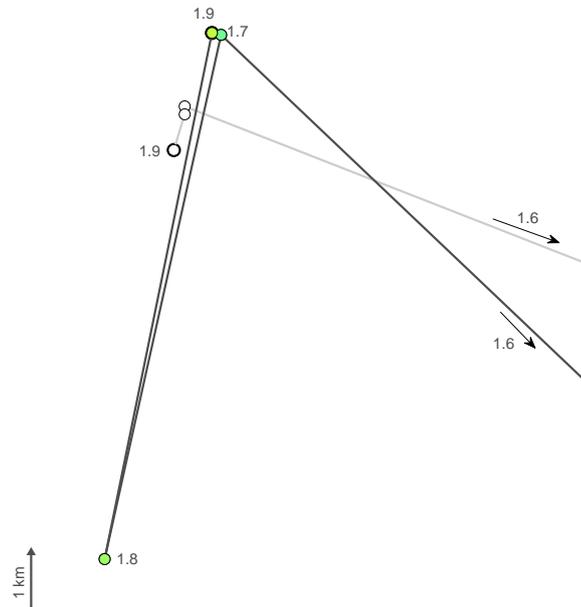


(a) Veränderung der Lokalisierung

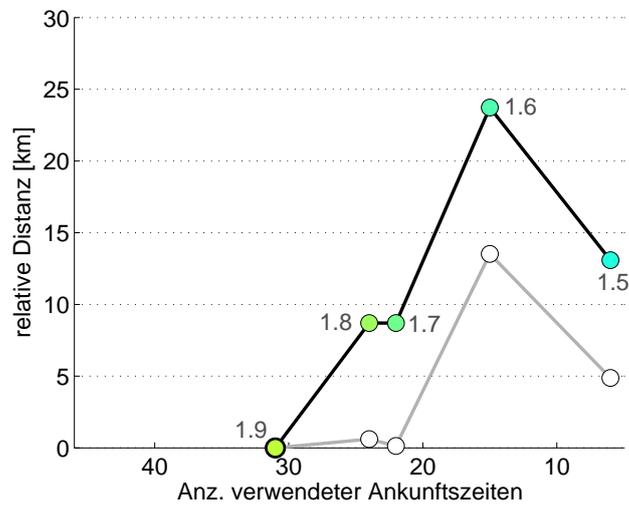


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. C.0.6: Erdbeben F

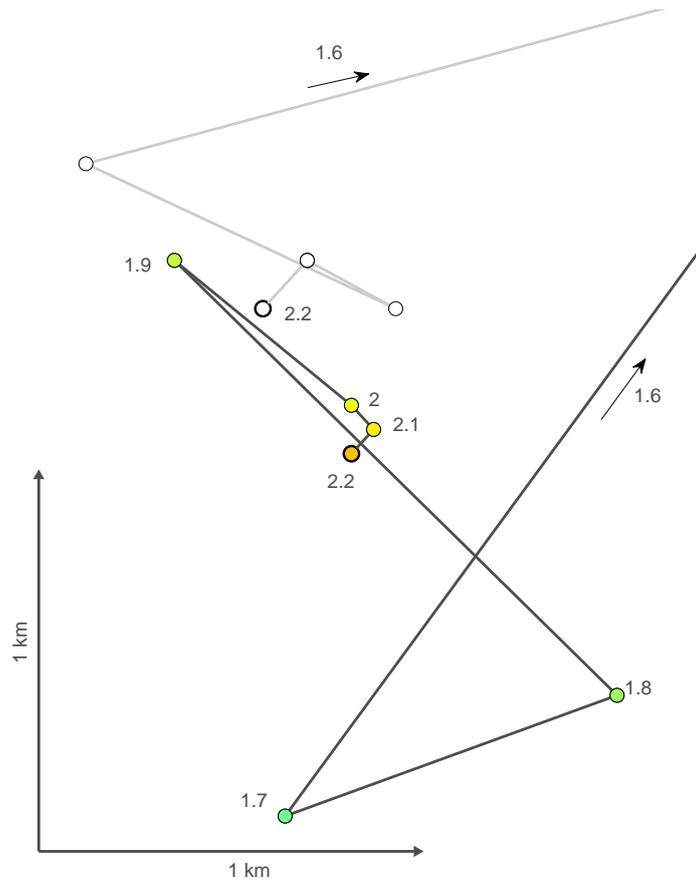


(a) Veränderung der Lokalisierung

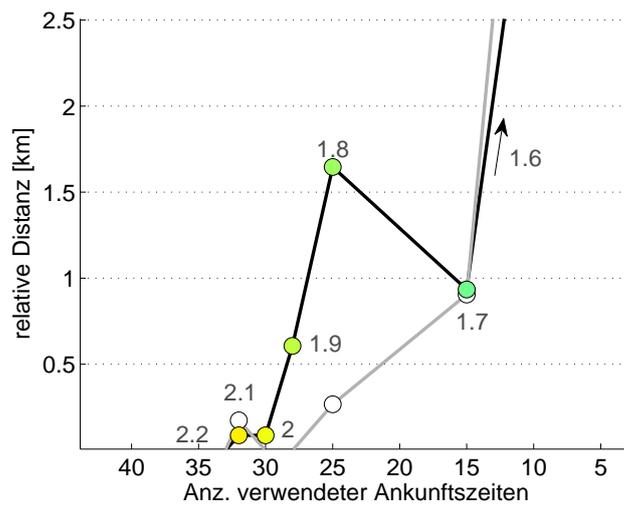


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. C.0.7: Erdbeben G

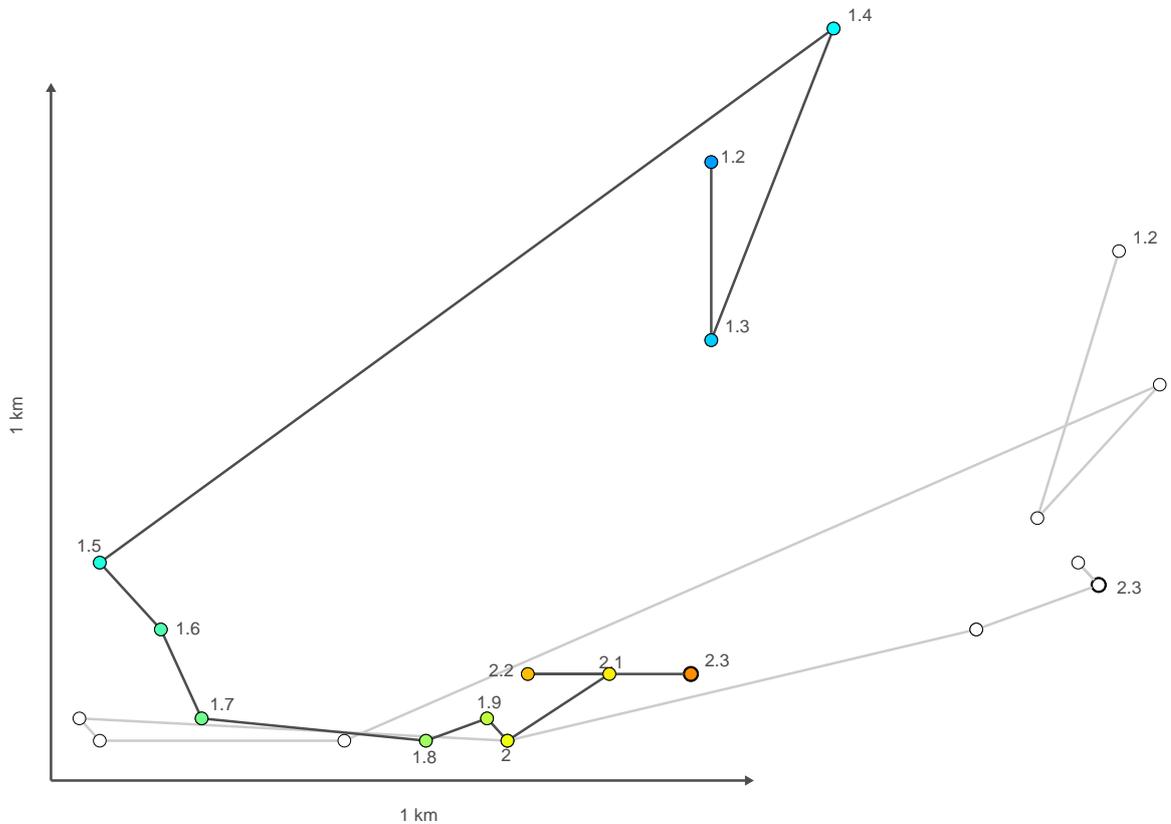


(a) Veränderung der Lokalisierung

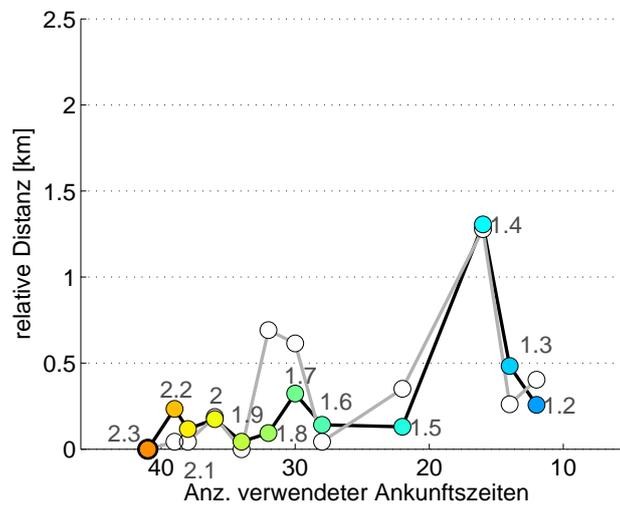


(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. C.0.8: Erdbeben H



(a) Veränderung der Lokalisierung



(b) Relative Lageänderung mit Anzahl der verwendeten Phasen

Abb. C.0.9: Erdbeben I

Literaturverzeichnis

- Behm, M., Brückl, E., Chwatal, W., Thybo, H., 2007a. Application of stacking and inversion techniques to three-dimensional wide-angle reflection and refraction seismic data of the Eastern Alps. *Geophysical Journal International* 170, 275–298.
- Behm, M., Brückl, E., Mitterbauer, U., 2007b. A New Seismic Model of the Eastern Alps and its Relevance for Geodesy and Geodynamics. *VGI Österreichische Zeitschrift für Vermessung & Geoinformation* 2, 121–133.
- Brückl, E., 2008. Application for Funding: Active Tectonics in a strike-slip and pull-apart Regime of the Eastern Alps monitored by Seismological and Geodetic Methods. Tech. rep., Austrian Academy of Sciences.
- Decker, K., Gangl, G., Kandler, M., 2006. The Earthquake of Carnuntum in the 4th Century AD - Archaeologic Results, Seismologic Scenario and Seismo-tectonic Implications for the Vienna Basin Fault, Austria. *Journal of Seismology* 10(4), 479–495.
- Decker, K., Peresson, H., 1996. Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: Links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: Wessely, G., Liebl, W. (Eds.), *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*, Spec. Publ. Vol. 5. Eur. Assoc. of Geosci. Eng., Houten, Netherlands, pp. 69–77.
- Fügenschuh, B., Seward, D., Mancktelow, N., 1997. Exhumation in a convergent orogen: The western Tauern Window. *Terra Nova* 9, 213–217.
- Gangl, G., 1974. Seismotektonische Untersuchungen am Alpenostrand. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* 66-67, 33–48.
- Gutdeutsch, R., Hammerl, C., 1988. Naturkatastrophen in der historischen Forschung - Am Beispiel des Neulengbacher Bebens von 1590. *Mitteilungen der Österreichischen Gesellschaft für Geschichte der Naturwissenschaften* 8(1-4), 52–69.

- Hausmann, H., Hoyer, S., Schurr, B., Brückl, E., Houseman, G., Stuart, G., 2010. New Seismic Data improve Earthquake Location in the Vienna Basin area, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences* 103/2, 2–14.
- Höggerl, N., 2001. Bestimmung von rezenten Höhenänderungen durch wiederholte geodätische Messungen. In: *Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik 1851-2001* (Ed.), Hammerl, Ch. Leykam, Graz, Austria, pp. 630–644.
- Hinsch, R., Decker, K., Peresson, H., 2005. 3-D seismic interpretation and structural modeling in the Vienna Basin: implications for Miocene to recent kinematics. *Austrian Journal of Earth Sciences* 97, 38–50.
- Hintersberger, E., Decker, K., Lomax, J., 2010. Largest Earthquake North of the Alps excavated within the Vienna Basin, Austria. *European Seismological Commission (ESC) 32nd General Assembly, Montpellier, France. Abstract T/Sd2/TU/05.*
- Kennett, B., Engdahl, E., Buland, R., 1995. Constraints on Seismic Velocities in the Earth from Travel Times. *Geophysical Journal International* 122, 108–124.
- Lay, T., Wallace, T., 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press, Ch. Seismogram Interpretation.
- Lomax, A., 2008. *The NonLinLoc Software Guide*. <letzter Zugriff: 30.01.2011>. URL <http://alomax.free.fr/nlloc>
- Mertl, S., 2010. *Seismon*. <letzter Zugriff: 30.01.2011>. URL <http://www.stefanmertl.com/science/category/software/seismon/>
- Mertl, S., Brückl, E., 2010. *ALPAACT Seismological and Geodetic Monitoring of Alpine-Pannonian Active Tectonics Annual Report - Research Year 2009*. Tech. rep., Austrian Academy of Sciences.
- Meurers, R., Lenhardt, W. A., Leichter, B., Fiegweil, E., 2004. Macroseismic Effects of the Ebreichsdorf Earthquake of July 11, 2000 in Vienna. *Austrian Journal of Earth Sciences* 95/96, 20–27.
- Moores, E. M., Twiss, R. J., 1995. *Tectonics*. W. H. Freeman and Com, Ch. The Alpine-Himalayan Orogenic Belt, pp. 337–352.
- Peterson, J., 1993. *Observation and modeling of seismic background noise*. Tech. rep., U.S. Department of interior geological survey.

- Podvin, P., Lecompte, I., 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International* 105, 271–284.
- Richter, C. F., 1958. *Elementary Seismology*. W. H. Freeman and Company, Inc.
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schuster, R., Schefer, S., Tischler, M., Ustaszewski, K., 2008. The Alpine Carpathian Dinaridic orogenic system: Correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal Geosciences* 101(1), 139–183.
- Statistik Austria, 2010. Bevölkerung am 1.1.2010 nach 2km Rasterzellen. ONLINE, <letzter Zugriff: 06.02.2011>.
URL http://www.statistik.at/web_de/static/bevoelkerung_am_1.1.2010_nach_2km_rasterzellen_054283.gif
- Tarantola, A., Valette, B., 1982. Inverse problems = quest for information. *Journal of Geophysics* 50, 159–170.
- ZAMG, 2009. ONLINE, <letzter Zugriff: 30.01.2011>.
URL <http://www.zamg.ac.at>

Abbildungsverzeichnis

1.0.1 Bevölkerungsdichte Österreich (Statistik Austria (2010))	1
2.1.1 Übersicht von Geologie und tektonischen Brüchen im Untersuchungsgebiet (Brückl (2008))	3
2.1.2 Tektonik der Ostalpen (Moores und Twiss (1995))	4
2.2.1 Seismizität in Österreich	5
3.0.1 ALPAACT erweitertes Interessengebiet und Untersuchungsgebiet mit Ob- servatorien und temporären Stationen	8
4.1.1 Datenbestand am 01.09.2010 für Beobachtungszeitraum 01.06 - 31.08.2010	12
4.2.1 Erdbeben im Untersuchungsgebiet und -zeitraum	14
4.3.1 Datensatz	15
5.1.1 Seismische Spuren für Erdbeben I an Station MARA und G_WISA	17
6.4.1 Lageausdehnung des 3D-Geschwindigkeitsuntergrundmodell	23
6.4.2 Vergleich der Eindringtiefen der P-Welle für vereinfachtes Untergrundmodell und AK135 Kennett et al. (1995)	24
6.5.1 Wadati-Diagramm für Erdbeben I	25
6.5.2 SP-Laufzeit-Diagramm für Erdbeben G	25
6.5.3 Lokalisierungsvergleich für Erdbeben I	26
6.5.4 Lokalisierungsvergleich ZAMG-NonLinLoc	27
7.1.1 Verschiebungen durch Relokalisierung ohne GFZ-Stationen	30
7.2.1 Amplitudenabfall nach Gleichung 7.2.1 für $M_l = 1.5$ bei Herd I. Detail: Bestimmung der Detektionsschwelle für Station ARSA	32
7.2.2 Detektionsschwellen interpoliert für gesamtes Gebiet in $lg(\text{Amplitude}/(\text{nm}/\text{s}))$	33

7.2.3 Noiseanalyse: rot - geglättetes Spektrum Station, blau - New Low Noise Model (Peterson (1993)), grün - New High Noise Model(Peterson (1993)))	34
7.2.4 Isoleisten	35
7.2.5 Auswirkung auf das Stationsnetz für Erdbeben F bei Magnitudenabfall	37
7.2.6 Lageveränderung der Erdbeben bei Magnitudenreduktion	38
7.2.7 Veränderung der Lokalisierung Erdbeben A	39
7.2.8 Veränderung der Lokalisierung Erdbeben D	39
8.0.1 gemittelte Residuen pro Station in [s]	41
8.0.2 Residuen nach Herddistanz	42
8.2.1 Laufzeiten und Laufzeitänderung für unterschiedliche Gradienten	43
8.2.2 Vergleich der Gradient der unterschiedlichen Modelle (a), (b) und (c) mit AK135(Kennett et al. (1995))	44
8.2.3 Residuen mit Näherungspolynomen für P- & S-Offset-Term	45
8.2.4 Residuen nach Laufzeitverbesserung mit Offset-Term	45
8.3.1 Laufzeitresiduen [s] nach Offset-Korrektur	46
8.4.1 Lageänderung der Erdbeben bei Magnitudenreduktion	47
8.4.2 Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung Erdbeben A	48
8.4.3 Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung Erdbeben D	49
8.4.4 Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung Erdbeben B	49
8.4.5 Residuen vor der Laufzeitverbesserung (blau) und Residuen nach der Laufzeitverbesserung (rot)	50
9.1.1 relative Lageänderung durch Pickfehler bei Erdbeben D	52
9.2.1 Lokalisierung mit verbesserter Laufzeitberechnung Erdbeben B	54
9.2.2 Lokalisierungen: ZAMG Erdbebenkatalog mit NonLinLoc nach Laufzeitverbesserung und Auswahl	55
9.2.3 Vergleich Hausmann mit gewählter optimaler Lokalisierung	57
10.0. Vergleich gewählte optimale Lokalisierung mit Geologie und Tektonik	59
A.0.1 Erdbeben A	62
A.0.2 Erdbeben B	63
A.0.3 Erdbeben C	64

A.0.4 Erdbeben D	65
A.0.5 Erdbeben E	66
A.0.6 Erdbeben F	67
A.0.7 Erdbeben G	68
A.0.8 Erdbeben H	69
A.0.9 Erdbeben I	70
B.0.1 Erdbeben A	72
B.0.2 Erdbeben B	73
B.0.3 Erdbeben C	74
B.0.4 Erdbeben D	75
B.0.5 Erdbeben E	76
B.0.6 Erdbeben F	77
B.0.7 Erdbeben G	78
B.0.8 Erdbeben H	79
B.0.9 Erdbeben I	80
C.0.1 Erdbeben A	82
C.0.2 Erdbeben B	83
C.0.3 Erdbeben C	84
C.0.4 Erdbeben D	85
C.0.5 Erdbeben E	86
C.0.6 Erdbeben F	87
C.0.7 Erdbeben G	88
C.0.8 Erdbeben H	89
C.0.9 Erdbeben I	90

Tabellenverzeichnis

3.1	Observatorien im erweiterten ALPAACT-Interessengebiet (Mertl und Brückl (2010))	9
3.2	Temporäre Stationen (Mertl und Brückl (2010))	10
4.1	Erdbeben im Untersuchungsgebiet und -zeitraum	14
9.1	Magnitude der gewählten optimalen Ortung	54
9.2	Abstand Sprengung-Ortung in Kilometern	56