

Die Erdbeben mit Momentmagnituden von 3,1-4,7 in Mecklenburg-Vorpommern und im Kaliningrader Gebiet in den Jahren 2000, 2001 und 2004

The M_w 3.1-4.7 earthquakes in Mecklenburg-Vorpommern and the Kaliningrad area in the years 2000, 2001 and 2004

GOTTFRIED GRÜNTAL, DIETRICH STROMEYER, KURT WYLEGALLA, RAINER KIND, RUTGER WAHLSTRÖM, XIAOHUI YUAN (alle Potsdam), GÜNTER BOCK†

key words: seismicity, southern Baltic Sea area, focal mechanisms, stress field, synthetic seismograms, magnitude frequencies, macroseismics

Kurzfassung

Das Gebiet südlich und östlich der Ostsee weist eine sehr geringe Bebenaktivität auf. Jedoch ist diese nicht vernachlässigbar klein, wie anhand der vier jüngsten Beben gezeigt wird, die Gegenstand dieser Untersuchung sind: in Mecklenburg-Vorpommern nahe Wittenburg, am 19. Mai 2000, $M_w = 3,1$ und Rostock am 21. Juli 2001, $M_w = 3,4$ sowie im Gebiet Kaliningrad (Russland) am 21. September 2004 zwei Beben mit $M_w = 4,6$ und $4,7$. Lokalisierungen, Magnituden (M_L und M_w) und Herdflächenlösungen wurden für die ersten beiden genannten Beben berechnet. Für die Kaliningrad-Beben konnte die Herdtiefe mittels synthetischer Modellierungen berechnet werden. Die Analyse der makroseismischen Beobachtungen zu den genannten Beben beruht auf der Anwendung einer neu entwickelten Inversionstechnik, die simultan die Lokalisierung sowie die Bestimmung der Herdtiefe und der Epizentralintensität erlaubt. Die anhand der Herdflächenlösungen erhaltenen Orientierungen der maximalen horizontalen Kompressionsspannungen sind in sehr guter Übereinstimmung mit dem bekannten regional unterschiedlich orientierten krustalen Spannungsfeld; d. h. maximale horizontale N-S Kompressionsspannung für das Wittenburg- und das Rostock-Beben und NNW-SSE für die Kaliningrad-Ereignisse. Mögliche Bruchstörungen, die ursächlich mit den Beben in Verbindung stehen könnten, werden diskutiert. Es wird gezeigt, dass die jüngsten Beben zu keinen signifikanten Änderungen der Magnituden-Häufigkeitsverteilungen führen.

Abstract

The area south and east of the Baltic Sea has very low seismic activity. However, this is not negligible, as shown by four earthquakes in recent years, which are analysed in this study: in Mecklenburg-Vorpommern near Wittenburg on May 19, 2000, $M_w = 3.1$ and Rostock on July 21, 2001, $M_w = 3.4$ as well as in the Kaliningrad area, Russia on September 21, 2004, two events with $M_w = 4.6$ and 4.7 . Locations, magnitudes (M_L and M_w) and focal mechanism solutions were determined for the first two shocks. The focal depth could be determined for the Kaliningrad events by applying synthetic modeling. Analysis of the macroseismic observations of the mentioned events is based on the application of a newly developed inversion technique giving simultaneously the location, and the determination of the focal depth and epicentral intensity. The orientations of the maximum horizontal compressive stresses obtained from the source mechanism solutions are in very good agreement with the known regional differently oriented crustal stress field, i.e., maximum horizontal N-S compressive stress for the Wittenburg and Rostock events and NNW-SSE for the Kaliningrad events. Possible faults which could have a causal relation to the events are discussed. It is demonstrated that the recent earthquakes do not significantly change the magnitude-frequency distributions.

1. Einführung

Das Gebiet der südlichen Ostsee sowie die angrenzenden nördlichen Teile Deutschlands und Polens inklusive der benachbarten nördlich angrenzenden Region gelten i. a. als frei von Erdbeben bzw. aseismisch. Durch eine weitgehend fehlende Seismizität sind auch der NW-deutsche Raum, die südliche Nordsee, der zentrale Teil Polens sowie Litauen gekennzeichnet.

Die Beben der letzten Jahre haben jedoch eindrucksvoll aufgezeigt, dass dieses Gebiet nicht aseismisch ist. Die Beben vom 19. Mai 2000 nahe Wittenburg (südwestlich von Schwerin), vom 21. Juli 2001 östlich Rostock und vom 21. September 2004 nordwestlich von Kaliningrad sowie vom 20. Oktober 2004 von Rotenburg/Wümme (östlich Bremen) machten deutlich, dass auch in diesem Teil der kontinentalen Erdkruste neotektonische Prozesse fort dauern und sich sogar als Beben äußern. Die jüngsten intensiven Diskussionen zur höchstwahrscheinlich nichttektonischen Ursache des Rotenburg-Bebens 2004 mit dem Bebenherd in einem aktiven Gasfördergebiet (DAHM et al., 2006), worauf hier nicht näher eingegangen wird, haben erneut dieses vermeintlich aseismische Gebiet in den Focus auch außerhalb der wissenschaftlichen Diskussionsforen gebracht.

Während die Kaliningrad-Beben von 2004 bereits Gegenstand aktueller Veröffentlichungen sind (z. B. WIEJACZ 2004, GREGERSEN et al. 2005, JÖELEHT 2005, WIEJACZ et al. 2006), in denen die Probleme der Bestimmung der Herdparameter und die Beschreibung der makroseismischen Befunde im Mittelpunkt stehen, konzentrieren wir uns bezüglich der Untersuchung der Kaliningrad-Beben auf Aspekte, die bisher nicht berührt wurden, wie z. B. die Herdtiefenbestimmung mit instrumentellen und makroseismischen Methoden und den Versuch der seismotektonischen Einordnung dieser Beben im südbaltischen Raum, d. h. dem Gebiet der südlichen Ostsee einschließlich der angrenzenden Festlandsbereiche.

Um die jüngste, instrumentell beobachtete Seismizität des Untersuchungsgebietes, d. h. den Raum der südlichen Ostsee von Mecklenburg-Vorpommern im Westen bis nach Kaliningrad und dem benachbarten Litauen im Osten, verstehen zu können, ist es in einem größeren territorialen Umfeld und im Bezug zur historischen Seismizität zu betrachten. Erst so erschließen sich die zum Verständnis notwendigen seismotektonischen Zusammenhänge und die zeitliche Einordnung der

jüngsten Seismizität. Damit relativiert sich die Sonderstellung dieser Beben bzw. sind diese als Bestandteil einer latenten seismischen Hintergrundaktivität zu sehen.

Aufgrund der großen Seltenheit von Beben im Untersuchungsgebiet erscheint es von Interesse, die Ergebnisse unserer Untersuchungen zu den genannten Beben vorzustellen. Sie belegen eine tektonische Ursache dieser Beben, d. h. Ursachen im Zusammenhang mit Salztektunik oder Auslaugungsprozessen bezüglich der Beben in Mecklenburg-Vorpommern oder aber eine Beziehung zur Ölförderung im Gebiet Kaliningrad sind auszuschließen.

Gegenstand dieses Beitrages ist es, (1) die Seismizität im Untersuchungsgebiet und dessen Umgebung darzustellen, (2) die Ergebnisse der seismologischen Untersuchungen der Beben von 2000, 2001 und 2004 zu präsentieren, (3) der Frage nachzugehen, wie sich die Bebenmechanismen in das regionale Spannungsfeld einordnen, (4) die Zuordnung der Beben zu lokalen tektonischen Störungen zu diskutieren sowie die Frage zu erörtern, (5) ob und in welchem Maße Magnituden-Häufigkeitsverteilungen von Beben durch die neuen Ereignisse eine Änderung erfahren.

2. Die Seismizität im Untersuchungsgebiet

Die Seismizität im Gebiet der südlichen Ostsee inklusive der südlich angrenzenden Festlandsbereiche ist außerordentlich gering. Im europäischen Maßstab gehören diese Gebiete zur Region mit der geringsten Bebenaktivität. Die Abb. 1 zeigt die Epizentren sämtlicher in historischer Zeit bekannt gewordener Erdbeben im Untersuchungsgebiet – eingebettet in einer weiteren Umgebung, in dem eine erhöhte Seismizität sowohl in nördlicher Richtung in Skandinavien als auch in südlicher Richtung im Bereich des Niederrheins sowie in Mitteldeutschland, genauer in Ost-Thüringen und West-Sachsen, deutlich wird. Datengrundlage für diese Epizentrenkarte ist der Erdbebenkatalog mit Magnituden $M_w^1 \geq 3,5$ von GRÜNTAL & WAHLSTRÖM (2003) beginnend mit dem Jahr 1300 – hier ergänzt durch Beben mit Magnituden $M_w < 3,5$

¹ M_L ist die Lokalmagnitude, die auf die ursprüngliche Definition der Magnitude nach Richter zurückgeht und ein logarithmisches Maß für die freigesetzte Energie ist. M_w ist die Momentmagnitude, welche auf einem physikalisch begründeten Konzept beruht. Für Gebiete in Mittel-, Nord- und Nordwest-Europa stellen GRÜNTAL & WAHLSTRÖM (2003) empirische Beziehungen zwischen M_L und M_w vor.

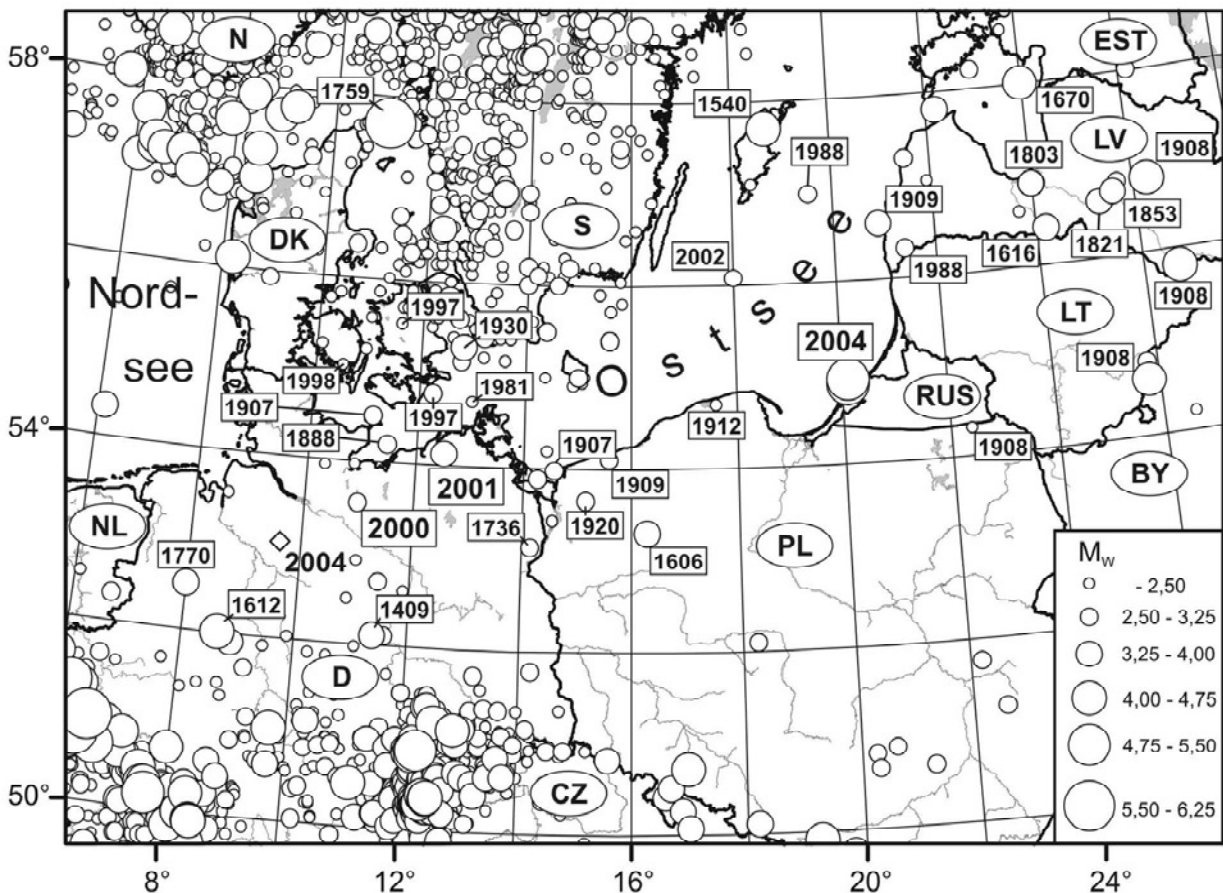


Abb. 1: Seismizität des Untersuchungsgebietes nach dem erweiterten Bebenkatalog von GRÜNTAL & WAHLSTRÖM (2003). Ausgewählte Beben sind mit ihrer jeweiligen Jahreszahl versehen. Die hier untersuchten Beben von 2000, 2001 und 2004 sind hervorgehoben. Das wahrscheinlich nichttektonische Beben von 2004, das im Text erwähnt ist, erscheint in anderer Signatur.

Fig. 1: Seismicity of the study area according to the expanded earthquake catalogue of Grünthal & Wahlström (2003). Selected events are denoted with their respective years of occurrence. The events in 2000, 2001 and 2004 treated in this study are highlighted. The probably non-tectonic event in 2004 mentioned in the text is marked differently.

und durch Beben bis einschließlich des Jahres 2004.

Um die jüngsten Beben in korrekter Weise im historischen Kontext zu betrachten, ist zu bemerken, dass sowohl die historischen, nur makroseismisch wahrgenommenen als auch die instrumentellen Beben, die für Mitteleuropa erst ab Mitte der 1970er Jahre hinreichend gut registriert und interpretiert worden sind, unvollständig katalogisiert sind. Für das Baltikum verzeichnen wir quasi bis heute eine nicht befriedigende Überdeckung durch seismische Netze. Die historischen, vor-instrumentellen Beben müssen, um erfasst werden zu können, wenigstens spürbar gewesen sein, d. h. in bewohnten Gebieten muss mindestens eine Intensität $I = III-IV$ erreicht worden sein, wobei in weiter zurückliegenden Zeiten auch stärkere Erschütterungen oftmals nur sporadisch in Chroniken oder an-

deren Quellen erscheinen. Der untere Magnitudenschwellenwert aktueller Registrierungen liegt für den Norden Deutschlands seit etwa 1985 bei $M_w = 2$, für den nördlichen Teil Polens und den Raum Kaliningrad hingegen bei ca. $M_w = 3$.

Die hier untersuchten Beben von 2000, 2001 und 2004 erscheinen in der Abb. 1 mit hervorgehobener Größe ihrer Jahreszahl. Auch das nicht-tektonische Beben von 2004 von Rotenburg/Wümme ist in der Abbildung besonders gekennzeichnet. Eine Auswahl weiterer Beben im Gebiet, das die Abb. 1 überdeckt, sind ebenso mit dem Jahr gekennzeichnet, in dem sie sich ereigneten. Die Parameter dieser Beben sind in Tab. 1 zusammengefasst.

Zuerst fällt auf, dass sich die singuläre Stellung der hier untersuchten Beben bei Einbeziehung eines weiteren Umfelds und bei Heranziehung histo-

Tab. 1: Parameter von ausgewählten Beben der Epizentralkarte (Abb. 1).**Table 1:** Parameters of selected events from the epicentral map (Fig. 1).

Datum	Koordinaten		Tiefe (km)	Int. I_0	M_w	Katalogreferenz und/bzw. Quelle
	Lat (°N)	Lon (°E)				
1409 08 24	52,1	11,4		6	4	G&W, 2003*; GRÜNTAL & MEIER, 1995
1540	57,7	18,7	5	7	4,2	G&W, 2003*; FENCAT, 2006
1606	53,3	16,3		5	3,3	PAGACZEWSKI, 1972
1612 11 07	52,0	8,65		6,5	4,3	G&W, 2003*; VOGT & GRÜNTAL, 1994
1616 06 30	56,4	24,2		6	3,6	G&W, 2003*; FENCAT, 2006
1670 02 01	58,0	24,0	8	7	4,3	G&W, 2003*; NIKONOV, 1992
1736 11	53,13	14,17		4	2,7	GRÜNTAL, 2006a
1759 12 22	57,7	11,1			5,6	G&W, 2003*; FENCAT, 2006
1770 09 03	52,5	8,0		6	4	G&W, 2003*; MEIER & GRÜNTAL, 1992
1803 02 23	56,9	24,0		3,5	2,1	BOBORIKIN et al., 1993
1821 02 20	56,6	25,3		6,5	4	G&W, 2003*; BOBORIKIN et al., 1993
1853 02 05	56,7	25,6		6	3,6	G&W, 2003*; BOBORIKIN et al., 1993
1888 05 16	54,2	11,45		4	2,7	GRÜNTAL, 1988
1907 04 30	54,45	11,17		3	2,1	GRÜNTAL, 1988
1907 08 29	53,97	14,58		4	2,7	GRÜNTAL, 1988
1908 12 29	56,8	26,3	12	7	4,4	G&W, 2003*; BOBORIKIN et al., 1993
1908 12 29	55,8	26,7		7	4,4	G&W, 2003*; BOBORIKIN et al., 1993
1908 12 30	54,3	22,4		3,5	2,4	PAGACZEWSKI, 1972
1908 12 30	54,6	25,8		7	4,4	G&W, 2003*; BOBORIKIN et al., 1993
1909 02 11	54,1	15,6		4,5	3	PAGACZEWSKI, 1972
1909 02 12	56,6	20,9		6	3,6	G&W, 2003*; BOBORIKIN et al., 1993
1912 12 01	54,7	17,6		3,5	2,4	PAGACZEWSKI, 1972
1920 09 13	53,65	15,17		4	2,7	GRÜNTAL, 1988
1930 10 31	55,3	12,8		5,5	3,4	WAHLSTRÖM & GRÜNTAL, 1994
1981 05 05	54,7	13,0			2,4	GRÜNTAL, 1988
1988 04 29	56,97	19,53	1		2,8	FENCAT, 2006
1988 04 29	56,32	21,40	7		2,6	FENCAT, 2006
1997 05 15	54,77	12,25	21		2,7	WYLEGALLA, 2005 (pers. Mitteilung)
1997 08 19	55,53	11,60			2,3	WYLEGALLA, 2002 (pers. Mitteilung)
1998 09 15	55,04	10,52			2,3	WYLEGALLA, 2002 (pers. Mitteilung)
2000 05 19	53,54	10,97	17		3,1	diese Untersuchung
2001 07 21	54,11	12,50	9	4,5	3,4	diese Untersuchung
2002 12 18	56,08	18,00	10	5	2,9	FENCAT, 2006
2004 09 21	54,87	20,14	13	6	4,6	diese Untersuchung, M_w nach ETHZ, 2004
2004 09 21	54,98	20,29	13	6	4,7	diese Untersuchung, M_w nach ETHZ, 2004
2004 10 20	53,04	9,54	5		4,4	DAHM et al., 2006

* G&W, 2003 = GRÜNTAL & WAHLSTRÖM, 2003

◊ Werte wie 6,5 bedeuten unsichere Intensitätsbewertungen wie 6-7 etc. (vgl. EMS-98, GRÜNTAL, 1998). Diese Konvention gilt im gesamten Beitrag.

rischer Zeiträume relativiert. Derartige größere Gebiete sind im Hinblick auf Seismizitätsbetrachtungen oder statistischen Analysen für sehr schwach seismisch aktive Regionen in jedem Fall zu betrachten. Ansonsten würde jedes einzelne Beben eine Singularität darstellen. Zu den Beben von 2004 im Raum Kaliningrad könnte man versucht sein, zwei zeitgenössisch berichtete Beben von 1303 bzw. 1328 im Gebiet des damaligen Preußen (dem späteren Ostpreußen im Bereich der heutigen Exklave Kaliningrad), das Gegenstand verschiedener Veröffentlichungen ist, als mögliche historische „Vorläufer“ anzusehen. Wie jedoch GRÜNTAL & RIEDEL (2007) zeigen, haben diese Beben in dem genannten Gebiet nicht stattgefunden.

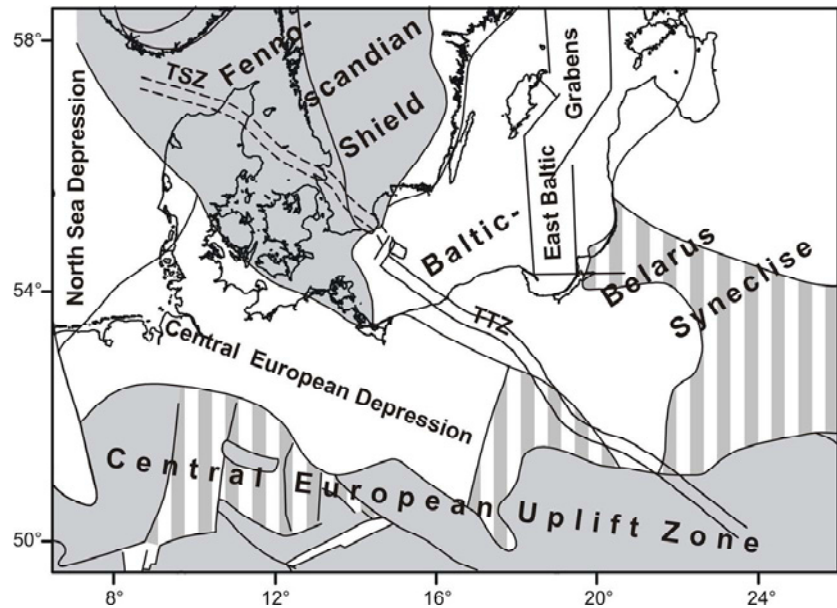
Unweit nördlich der Beben von 2000 und 2001

in Mecklenburg ereigneten sich u. a. Beben im Zeitraum von 1888 bis 1998. Die Beben von 1997 und dasjenige von 1998 – alle in Dänemark (vgl. Tab. 1) – wurden im Rahmen dieser Studie hinsichtlich Lokalisierung und Magnitude neu interpretiert. Vormalig hatten zwei von diesen ihre Herde im Raum des Darß. Der Küste von Süd-Schweden (Skåne) vorgelagert, ereignete sich 1930 ein Beben, das WAHLSTRÖM & GRÜNTAL (1994) eingehender betrachteten. Nach SW findet das durch sehr geringe Bebenaktivität gekennzeichnete Untersuchungsgebiet seine Begrenzung durch die Beben von 1409 (GRÜNTAL & MEIER, 1995), 1612 (VOGT & GRÜNTAL, 1994) sowie von 1770 (MEIER & GRÜNTAL, 1992).

Eine gewisse Häufung von Beben findet sich im Bereich der Mündung der Oder (GRÜNTAL,

Abb. 2: Strukturelle Untergliederung des Untersuchungsgebietes – vereinfacht nach AIZBERG et al. (2001) – in Absenkungsgebiete seit dem Beginn des Oligozäns (weiß), Absenkungsgebiete mit anschließender Hebung (weiß/grau gestreift) und Gebiete mit dominierender Hebung (grau). Zusätzlich sind schematisch der Verlauf der Tornquist-Sorgenfrei-Zone (TSZ), der Tornquist-Teisseyre-Zone (TTZ) und Teile des ostbaltischen Systems von Gräben nach LUDWIG (2001) dargestellt. Die Linienführung innerhalb der Hebungs- und Senkungsgebiete bezeichnen neotektonische Strukturen 2. und 3. Ordnung.

Fig. 2: Structural partition of the investigated area – simplified after AIZBERG et al. (2001) – in depressed areas since the beginning of the Oligocene (white), depressed areas followed by uplift (white-grey stripes) and areas with predominant uplift (grey). In addition the extension of the Tornquist-Sorgenfrei Zone (TSZ), the Tornquist-Teisseyre Zone (TTZ) and parts of the east Baltic graben systems are schematically depicted (after LUDWIG, 2001). The lines within the uplifted or depressed regions denote neotectonic structures of the 2nd and 3rd order.



2006a,b). Die nördlichen Teile Polens sind, abgesehen vom Beben 1606, durch sehr seltene und schwache Beben gekennzeichnet, die sich ausnahmslos auf das erste Viertel des 20. Jahrhunderts beschränken. Es stellt sich die Frage, ob für diesen Raum möglicherweise von einer besonderen Lückenhaftigkeit erfasster Beben Daten auszugehen ist.

Während das an die russische Exklave angrenzende Litauen frei von Bebenherden ist (entsprechend der verfügbaren Quellen), findet sich eine gewisse Häufung im Grenzbereich von Litauen zu Weißrussland und zu Lettland. Insgesamt ist die Seismizität Lettlands angesichts dessen Lage auf der Osteuropäischen Tafel durchaus bemerkenswert. Während das früheste Beben von 1616 datiert, zeigt das Jahr 1908 eine deutliche Häufung von Beben. Diese Clusterbildung für das Jahr 1908 ist auch für andere Teile der Welt und im Bereich des Ausschnittes der Abb. 1 auch für Sachsen belegt (vgl. GRÜNTAL, 1988). Besonders erwähnenswert scheinen die instrumentell belegten seismischen Ereignisse von 1988 und 2002 nördlich und nordwestlich der 2004 Kaliningrad-Beben. Al-

les in allem sind damit die hier speziell behandelten Beben von 2000, 2001 und 2004, wenn sie im entsprechenden größeren Umfeld betrachtet werden, zwar als relativ stark, jedoch in diesem insgesamt nur sehr schwach seismisch aktiven Gebiet als Bestandteil einer latenten Hintergrundseismizität zu betrachten.

Da wir die Seismizität, als Ausdruck der Aktuotektonik, mit der großräumigen neotektonischen Charakterisierung in Beziehung setzen wollen, zeigt die Abb. 2 eine neotektonische strukturelle Untergliederung der Untersuchungsgebietes nach AIZBERG et al. (2001) ergänzt um eine schematische Darstellung des ostbaltischen Grabensystems nach LUDWIG (2001). Da der Begriff Neotektonik hinsichtlich der zeitlichen Ausdehnung nicht einheitlich definiert ist, sei hier erläutert, wie er hier verwendet wird. Im Gebiet nördlich des Alpischen Raumes wird der geologische Zeitabschnitt ab dem Badenian (15 Ma) bis zur Gegenwart i. a. als Neotektonik bezeichnet (z. B. KVĚT, 1985, 1990; PAVLIDES, 1989). In weiten Teilen der Senkungsgebiete, die die Abb. 2 zeigt und in denen die hier untersuchten Beben lokalisiert sind,

bietet sich dagegen der deutlich ausgeprägte post-eozäne Rupelton-Horizont als Bezugshorizont zur Abgrenzung des neotektonischen Zeitraumes an (GARETSKY et al., 2001), womit der Abschnitt seit dem Beginn des Oligozäns (34 Ma) umrissen wird. Wir folgen daher hier GARETSKY et al. (2001) in der post-eozänen Fassung des Begriffs Neotektonik.

Die in der Karte der Abb. 2 ausgewiesenen Senkungsgebiete korrelieren mit den Gebieten geringster Bebenaktivität (Abb. 1). Die Kaliningrad-Beben haben ihren Herd im südöstlichsten Randbereich des ostbaltischen Systems von Gräben nach LUDWIG (2001).

Der Tornquist-Teisseyre-Zone (TTZ) und der Tornquist-Sorgenfrei-Zone (TSZ) kommen im Zusammenhang mit der neotektonischen Betrachtungsweise eine untergeordnete Bedeutung zu.

3. Instrumentelle Auswertungen der Beben 2000, 2001 und 2004

3.1 Lokalisierungen und Magnituden

Zur Lokalisierung der beiden Beben bei Wittenburg und Rostock wurden die Ankunftszeiten von P- und S-Wellen aus den digitalen Seismogrammen von Stationen des GRSN (German Regional Seismic Network), den dänischen Stationen BSD, COP und MUD sowie der BGR-Station GOR1 bestimmt. Eine Übersicht zu den hier verwendeten seismologischen Stationen gibt Tab. 2. Die Lokalisierungen erfolgten mit dem Programm HYPO71 (LEE & LAHR, 1972) unter Verwendung eines Krustenmodells, das aus den Ergebnissen des seismischen Profils BASIN96 (BAYER et al., 1999) abgeleitet wurde, welches derzeit die genaueste Geschwindigkeits-Tiefenstruktur im Bereich bei-

der Herdgebiete repräsentiert. Zu berücksichtigen ist, dass die seismischen Stationen auf unterschiedlichen geologischen Einheiten stehen, wodurch vor allem die Laufzeiten der in der Erdkruste laufenden Wellen beeinflusst werden. Weiterhin ist das Geschwindigkeitsverhältnis v_p/v_s weder in den Herdgebieten noch entlang der Wellenwege zu den Stationen bekannt. Das Verhältnis v_p/v_s ändert sich offensichtlich signifikant selbst für Wellenwege innerhalb des Norddeutschen Beckens, wie die Ankunftszeiten der Pg- und Sg-Wellen vom Wittenburg-Beben bei den nächstgelegenen Stationen BSEG und GOR1 zeigen. Obwohl beide Stationen mit 62 km gleich weit von Epizentrum entfernt sind, besteht in der Ankunftszeit von Pg eine Zeitdifferenz von -0,24 s zu BSEG, während die Sg-Ankunftszeit eine Differenz von 0,18 s aufweist. Die Lokalisierungsergebnisse können dadurch nicht unerheblich vom wahren Hypozentrum abweichen. Um die Hypozentren der lokalen Beben bei Wittenburg und Rostock dennoch möglichst genau bestimmen zu können und um einen Eindruck von der Ortungsgenauigkeit zu erhalten, wurden die Berechnungen zum einen nur mit den P-Ankunftszeiten, zusätzlich mit P- und S-Zeiten sowie weiterhin mit und ohne Stationskorrekturen ausgeführt. Die Stationskorrekturen ergeben sich aus den Stationshöhen und den bekannten Sedimentdicken unter den Stationen. Werden auch die S-Ankunftszeiten herangezogen, so erfolgten die Hypozentralberechnungen mit Variationen von v_p/v_s im plausiblen Bereich von 1,65 bis 1,85. Die Lokationsergebnisse mit den geringsten RMS (root mean square) der Laufzeitresiduen der P- und S-Wellen sollten dem wahren Hypozentrum am besten entsprechen.

Die Lokalmagnituden M_L sind für die einzelnen Stationen mit Standardalgorithmen bestimmt und gemittelt worden.

Netz	Station	Code	Koordinaten	
			lat °N	lon °E
DSSN, Dänemark	Bornholm	BSD	55.1139	14.9147
	Kopenhagen	COP	55.6853	12.4325
	Mønsted	MUD	56.4550	9.1733
GRSN, Deutschland	Bad Segeberg	BSEG	53.9353	10.3169
	Clausthal-Zellerfeld	CLZ	51.8416	10.3724
	Collm	CLL	51.3077	13.0026
	Ibbenbüren	IBBN	52.3072	7.7566
	Moxa	MOX	50.6447	11.6156
	Rüdersdorf	RUE	52.4759	13.7800
	Rügen	RGN	54.5477	13.3214
Gorleben, Deutschland	Trebel	GOR1	52.9903	11.3075

Tab. 2: Im Text und den Abbildungsunterschriften erwähnte seismologische Stationen, die für die instrumentelle Analyse des Wittenburg-Bebens von 2000 und des Rostock-Bebens von 2001 verwendet wurden.

Table 2: Seismological stations mentioned in the text and figures, used for instrumental analysis of the earthquakes in Wittenburg 2000 and Rostock 2001.

Abb. 3a: Breitbandaufzeichnung-Seismogramme der nächstgelegenen GRSN-Stationen, Wittenburg-Beben 2000. Die Zeitskala bezieht sich auf BSEG. Die Dilatation der P-Welle (abwärts gerichteter erster Einsatz) ist in den Spuren von BSEG, CLZ, CLL und MOX deutlich sichtbar.

Fig. 3a: Broadband instrument records at the closest located GRSN stations of the Wittenburg event in 2000. The time scale refers to BSEG. The P wave dilatation (downgoing first motion) is clearly observed for the traces BSEG, CLZ, CLL and MOX.

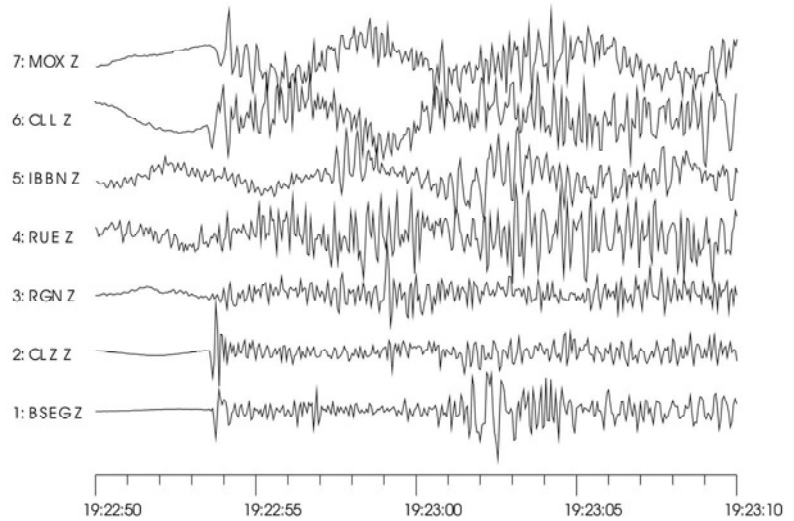
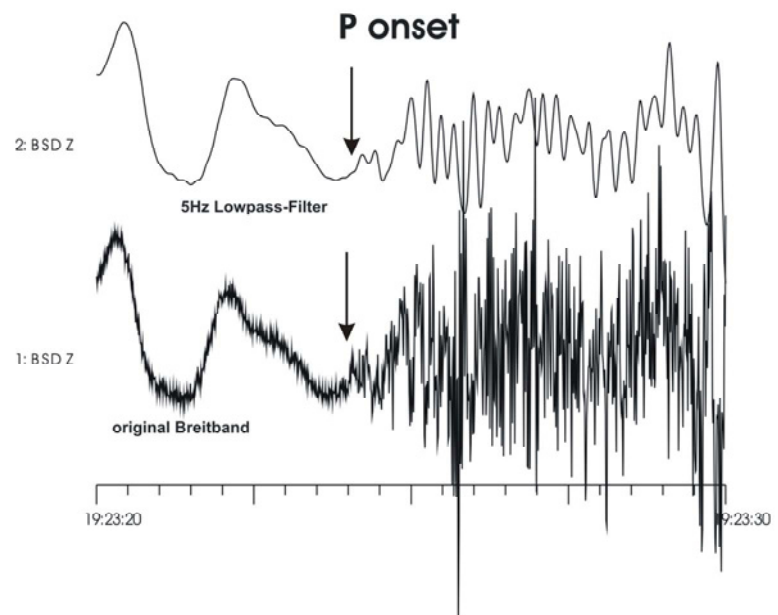


Abb. 3b: Originales und gefiltertes Seismogramm der Station BSD (Bornholm), Wittenburg-Beben 2000.

Fig. 3b: Original and filtered records at the station BSD (Bornholm) of the Wittenburg event in 2000.



Wittenburg-Beben 2000

Die Fehler der berechneten Epizentren der besten Lokationsergebnisse in der oben beschriebenen Weise betragen ± 2 km und die Herdtiefen sind mit einer Unsicherheit von ± 3 km behaftet. Die Fehlerellipsen überlappen einander, so dass das wahre Hypozentrum sicher innerhalb der mittleren Koordinaten $53,54^{\circ}\text{N}$, $10,97^{\circ}\text{E} \pm 2$ km und der Tiefe 17 ± 3 km liegt. Die relativ zuverlässige Tiefenbestimmung ist auf die geringe Hypozentralentfernung der Stationen BSEG und GOR1 zurückzuführen.

Kurz nachdem sich dieses Beben ereignet hatte, gingen erste Einschätzungen von einem Einsturz-

beben an einem Salzstock aus, da an den GRSN-Stationen nur deutliche negative P-Einsätze registriert wurden (siehe Abb. 3a). Erst die Auswertung der Registrierung der Station Bornholm (BSD), mit einem deutlich positiven Ersteinsatz der P-Welle, und die Bestimmung der Herdtiefe gaben die Hinweise auf ein tektonisches Beben (siehe Abb. 3b).

Fehlende makroseismische Befunde sind ein weiteres Indiz für eine relativ große Herdtiefe.

Die Lokalmagnituden M_L der einzelnen Stationen des GRSN ergeben im Mittel $M_L = 3,4$.

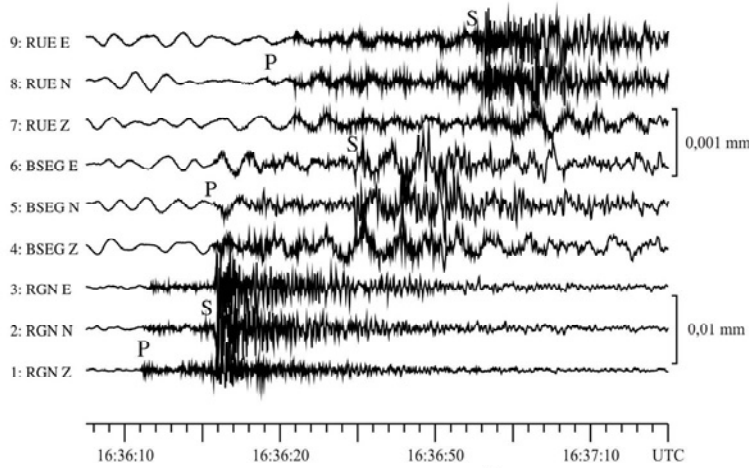


Abb. 4: Breitband-Seismogramme der nächstgelegenen GRSN-Stationen, Rostock-Beben 2001.

Fig. 4: Broadband records of the closest located GRSN stations of the Rostock event in 2001.

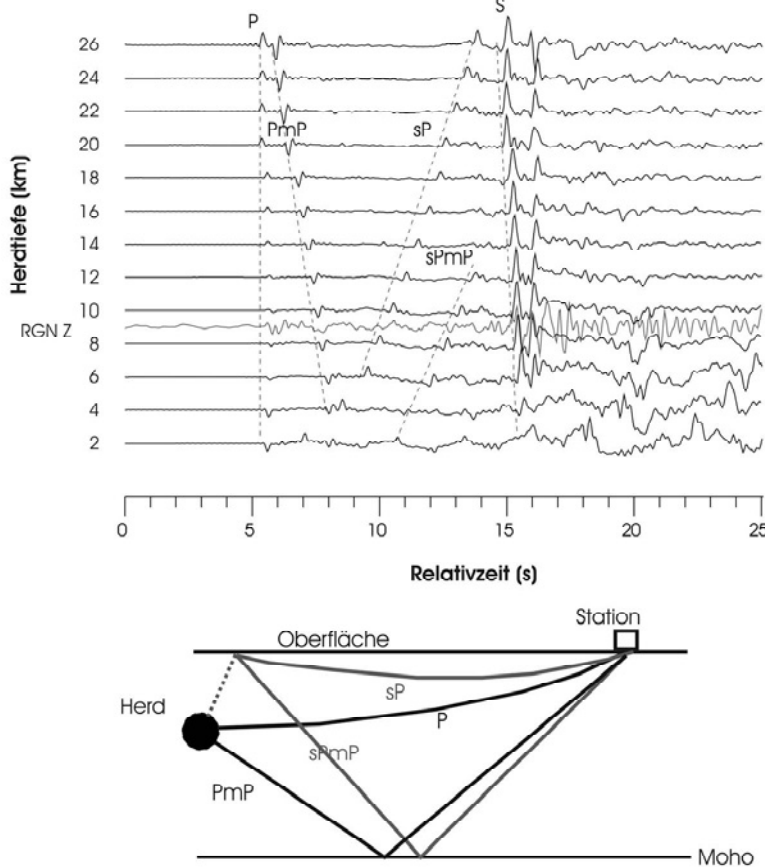


Abb. 5: Herdtiefenbestimmung mittels synthetischer Seismogramme für das Rostock-Beben 2001. Beobachtete und theoretische Seismogramme stimmen am besten bei einer Herdtiefe von 8-10 km überein.

Fig. 5: Focal depth determinations from synthetic seismograms of the Rostock event in 2001. Observed and theoretical seismograms show the best agreement for a focal depth of 8-10 km.

Rostock-Beben 2001

Die Lokalisierungen des Rostock-Bebens² von 2001 ergeben stabile Lösungen mit vertretbar geringem RMS, wenn die Ankunftszeiten der P- und S-Wellen von Stationen bis zu einer Epizentralentfernung von ca. 250 km verwendet werden. Das sind die sechs Stationen RGN, BSEG, GOR1, COP, BSD und RUE, die azimuthal gut um das Epizentrum

verteilt liegen. Als Epizentrum ergibt sich 54,11°N, 12,50°E ±3 km. Unter Hinzunahme entfernterer Stationen verbessert sich die azimuthale Verteilung nur unwesentlich, jedoch erhöht sich der Standardfehler des Epizentrums hierbei auf mehr als 4 km.

Abb. 4 zeigt die drei Komponenten der Breitbandregistrierungen der drei dem Epizentrum am nächsten gelegenen GRSN-Stationen RGN, BSEG und RUE. Die Ergebnisse für die Herdtiefe differieren recht stark. Sie liegen im Bereich von 11-24 km bei einem Standardfehler von 2-9 km. Eine bessere Herdtiefenbestimmung mittels klassischer

² Obwohl sich dieses Beben in einiger Entfernung von Rostock ereignete (vgl. Kapitel 4, Abb. 7), hat sich als dessen Bezeichnung der Begriff „Rostock-Beben“ durchgesetzt. Ausschlaggebend hierfür war, dass es sehr intensiv in Rostock verspürt wurde.

Abb. 6a: Seismische Registrierungen des Kaliningrad-Bebens am 21. September 2004 um 13:32 UTC an dicht benachbarten Stationen in Kirgistan (Kyrgyz Seismic Telemetry Network). Nach der zuerst ankommenden P-Welle ist deutlich eine zweite Phase zu erkennen, die als sP-Signal interpretiert wurde. Die Amplituden sind für jede Spur individuell normiert.

Fig. 6a: Seismic records of the Kaliningrad event on September 21, 2004 at 13:32 UTC at densely located stations in Kyrgyzstan (Kyrgyz Seismic Telemetry Network). After the first arriving P wave a second phase is clearly notable and interpreted as the sP phase. The amplitudes are individually scaled for each trace.

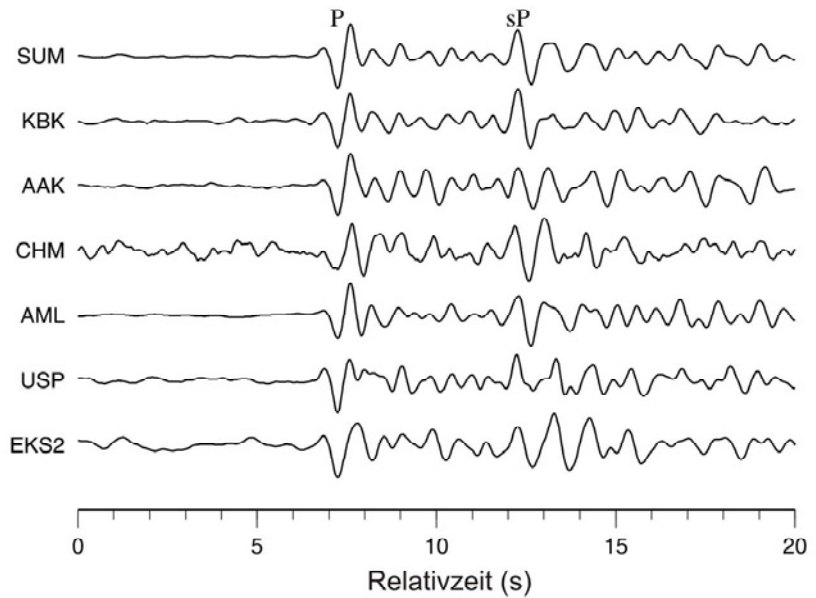
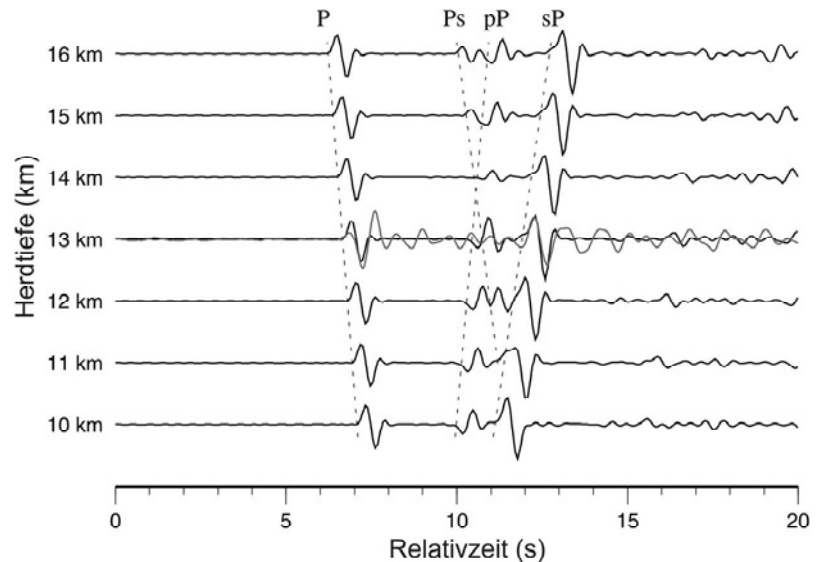


Abb. 6b: Vergleich theoretischer Seismogramme für verschiedene Herdtiefen mit den Summationsdaten der kirgisischen Stationen. Beobachtete und theoretische Seismogramme stimmen am besten bei einer Herdtiefe von 13 km überein.

Fig. 6b: Comparison of theoretical seismograms for different focal depths with the added data from the Kyrgyz stations. Observed and theoretical seismograms show the best agreement for a focal depth of 13 km.



Lokalisierung ist nicht möglich, da die Stationen zu weit von Epizentrum entfernt sind. Die nächstgelegene Station RGN ist ca. 73 km entfernt und BSEG liegt bereits in einer Entfernung von etwa 145 km. Zur genaueren Bestimmung der Herdtiefe wurden deshalb synthetische Seismogramme der Vertikalkomponente für die Epizentralentfernung 73 km und Herdtiefen zwischen 2 und 26 km mittels der Reflektivitätsmethode (KIND, 1979) berechnet und mit der Registrierung der Station RGN verglichen (Abb. 5). Die beste Übereinstimmung des Wellenfeldes bzw. der Einsatzzeiten der Sekundärwellen ergibt sich bei einer Herdtiefe von 9 km bei einem Fehler von etwa 1 km.

Der Mittelwert der Lokalmagnituden für die GRSN-Stationen beträgt $M_L = 3,4$. Die M_L -Werte

sind im Vergleich mit dem Wert für M_w (vgl. 3.2) gemäß der gut belegten empirischen Beziehung zwischen M_L und M_w (GRÜNTAL & WAHLSTRÖM, 2003) untypisch klein. Die makroseismisch bestimmten M_L -Magnituden (Abschnitt 3) ergeben einen um 0,6 Magnitudeneinheiten größeren Wert für M_L .

Kaliningrad-Beben 2004

Die instrumentelle Lokalisierung der Kaliningrad-Beben ist wegen der beträchtlichen Distanzen zu nächstgelegenen seismischen Stationen und der generell spärlichen seismischen Instrumentierung des baltischen Raumes mit erheblichen Fehlern verbunden. Diesbezüglich verweisen wir auf die Ergebnisse bei WIEJACZ (2004) und GREGERSEN et al. (2007).

Wir konzentrieren uns hier auf die Bestimmung der Herdtiefe mittels tiefer Phasen, die an weit entfernten Stationen gut aufgezeichnet werden können. Damit ist die hier verwendete Methode völlig unabhängig von den lokalen Stationen und deren Unzulänglichkeiten.

Abb. 6a zeigt die Registrierungen der P-Einsätze des Bebens um 13:32 UTC nahe Kaliningrad an einigen Stationen in Kirgistan. Die Unterschiede zwischen den Epizentralentfernungen und den Backazimuten der einzelnen Stationen betragen maximal $0,68^\circ$ ($36,64^\circ$ - $37,32^\circ$) bzw. ca. 1° ($307,9^\circ$ - $309,0^\circ$). Dies ermöglicht, die Daten der einzelnen Stationen zur Verbesserung des Signal-Stör-Verhältnisses zu summieren. Die Summationsspur ist als oberste Spur in Abb. 6a eingetragen. Deutlich ist eine zweite Phase (hier schon mit sP bezeichnet) etwa 5 s nach dem P-Einsatz zu beobachten. Wenn es gelingt, diese Phase tatsächlich als Tiefenphase zu identifizieren, ist eine sehr genaue Bestimmung der Tiefe des Hypozentrums möglich. Zu diesem Zwecke wurden theoretische Seismogramme mit der Reflektivitätsmethode für einen Dislokationsherd in einem geschichteten Halbraum berechnet (KIND, 1978). Als Orientierung der Dislokationsquelle dienten die in 3.2 genannten Parameter. Als Modell für die Struktur im Gebiet der seismischen Quelle wurde das EUROBRIDGE (1999) Modell benutzt.

Abb. 6b zeigt die erhaltenen theoretischen Seismogramme als Funktion der Herdtiefe. Die stärkste Tiefenphase ist die sP-Phase. Die Phase pP ist ebenfalls in den theoretischen Seismogrammen zu erkennen, sie ist allerdings viel schwächer als sP. Eine zusätzliche schwache Phase (Ps) ist ebenfalls sichtbar. Diese Phase ist der auf die Vertikalkomponente projizierte Anteil der Ps-Konversion an der Moho unter der Station. Sie hat einen relativ konstanten Abstand zu P und hängt nicht von der Herdtiefe ab. Bei einer Tiefe von 13 km stimmen die Wellenformdaten des Summations-Seismogrammes der Stationen in Kirgistan am besten mit den theoretischen Wellenformen überein. Daraus kann geschlossen werden, dass das Kaliningrad-Beben eine aus seismischen Wellenformdaten abgeleitete Herdtiefe von 13 km hatte. Auch in den Registrierungen des Yellowknife Arrays in Nordkanada lässt sich eine gute sP-Phase beobachten, die zur gleichen Herdtiefe führt. Das erste Beben um 11:05 UTC hat in Kirgistan sehr ähnliche Wellenformen wie das zweite stärkere Beben und hat demzufolge die gleiche Herdtiefe. Der Fehler dieser Bestimmung der Herdtiefe hängt zunächst von

der richtigen Identifikation der Tiefenphasen ab. Hierzu bestehen keine Zweifel, da der Vergleich der theoretischen Seismogramme mit dem beobachteten auf eine sehr klare Interpretation der Tiefenphase schließen lässt. Die zweite Fehlerquelle ist die Ungenauigkeit des seismischen Modells im Herdgebiet. Da in der Nähe seismische Messungen durchgeführt wurden, ist das Herdgebiet relativ gut bekannt (EUROBRIDGE, 1999). Oberhalb der Quelle wurde eine P-Wellengeschwindigkeit von 6,2 km/s benutzt mit einer 0,5 km mächtigen Deckschicht ($v_p = 5,0$ km/s). Als v_p/v_s -Verhältnis wurde 1,73 angenommen. Bei Annahme einer Modellunsicherheit von 10% oberhalb der Quelle, was sehr groß erscheint, liegt der daraus folgende Fehler in der Herdtiefe bei ca. einem Kilometer. An dieser Stelle sei erwähnt, dass die Herdtiefe, die aus den routinemäßig und automatisch durchgeführten Momententensor-Lösungen nach HARVARD (HMTS, 2004) für das Ereignis um 13:32 UTC mit 20 km bestimmt wurde, während mit der gleichen Methodik seitens des Schweizerischen Erdbebendienstes (SED) für beide Beben eine Tiefe von 15 km ermittelt wurde (ETHZ, 2000). Für das schwächere der beiden Kaliningrad-Beben liegt keine Tiefenbestimmung nach Harvard vor.

Ein Zusammenhang mit Ölförderungsaktivitäten in der Region (vgl. Abb. 13) ist anhand der Tiefe der Kaliningrad-Beben auszuschließen.

3.2 Herdflächenlösungen und M_w Magnituden

Die verfügbaren Polaritäten der P-Welleneinsätze reichten sowohl bei dem Wittenburg-Beben als auch bei dem Rostock-Beben nicht für eine eindeutige klassische Bestimmung des Herdmechanismus. Wir nutzten daher ein Inversionsprogramm FPFIT (REASENBERG & OPPENHEIMER, 1985), in dem neben den beobachteten P-Polaritäten zusätzlich die Amplituden der P- und S-Wellen verwendet werden (BOCK et al., 1994).

Wittenburg-Beben 2000

Zur Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses wurden die digitalen Seismogramme der Stationen BSEG, GOR1, CLZ, CLL, MOX und RGN mit einem Bandpass zwischen 0,3 und 2 Hz gefiltert. Unterhalb von 0,3 Hz waren keine zuverlässigen Amplitudenauswertungen möglich. Als Eingangsdaten für die Inversion wurden von BSEG und GOR1 die Pg- und Sg-Amplituden, ansonsten

Tab. 3: Instrumentelle Herdparameter der Beben bei Wittenburg und Rostock.

Table 3: Instrumental source parameters of the Wittenburg and Rostock events.

	Wittenburg			Rostock		
Herdzeit	19. Mai 2000 19:22:41,5 UTC			21. Juli 2001 16:35:57,8 UTC		
Epizentrum	53,54°N, 10,97°E ± 2 km			54,11°N, 12,50°E ± 3km		
Herdtiefe	17 km ± 3 km			9 km ± 1 km		
seismisches Moment	4,2 x 10**13 Nm			2,2 x 10**14 Nm		
M_w	3,1			3,4		
Herdflächenlösung	Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake
1. Nodalebene	292°	87°	-138°	224°	77°	-49°
2. Nodalebene	199°	48°	-4°	328°	43°	-161°
Hauptstressachsen	Trend	Plunge		Trend	Plunge	
P-Achse	164°	31°		173°	42°	
N-Achse	295°	48°		33°	40°	
T-Achse	58°	26°		284°	21°	

lediglich Sg verwendet. Bezüglich BSEG und GOR1 erhielten die vier anderen Stationen wegen ihrer großen Epizentralentfernung (> 185 km) nur ein Gewicht von 12,5%. Die Parameter der Herdflächenlösung sind in Tab. 3 angegeben. Die Abstrahlwinkel der Pn-Wellen zu den Stationen CLZ, CLL und MOX liegen sehr nahe der P-Achse, was die deutlichen negativen Ersteinsätze an diesen Stationen erklärt. Das berechnete seismische Moment basiert auf den Amplitudendaten von BSEG, CLZ und MOX und entspricht einer Momentmagnitude $M_w = 3,1$. Die aus der Missfit-Funktion abgeschätzten Fehler für die Strike- und Dip-Richtungen betragen 10°-20°.

Rostock-Beben 2001

Hier erfolgte die Inversion mit den P- und S-Amplituden der vier Stationen RGN, BSEG, COP und RUE. Die Erhöhung des Signal-Rauschverhältnisses ergab optimale Ergebnisse mit einem Bandpass von 0,5-3 Hz. Wegen ihrer größeren Epizentralentfernungen wurden die Gewichte von BSEG mit 17% sowie von COP und RUE mit nur 12% bezüglich RGN festgesetzt. Das Ergebnis der Inversion enthält Tab. 3. Aus dem dort angegebenen seismischen Moment errechnet sich mit der Beziehung nach HANKS & KANAMORI (1979) $M_w = 3,4$.

Kaliningrad-Beben 2004

Zu den Kaliningrad-Beben von 2004 existieren bereits standardmäßig bestimmte Momententensor-Lösungen von verschiedenen seismologischen Analysezentren, so dass hierzu keine eigenen Untersuchungen vorgenommen wurden. Wir verwenden hier die Lösung vom Schweizerischen Erdbebedienst mit folgenden Parametern: Hauptstoß: strike 26°, dip 86°, slip -5°, rake 26°, $M_w = 4,7$; Vorstoß: strike 29°, dip 86°, slip -5°, rake 23°, $M_w = 4,6$ (http://www.seismo.ethz.ch/moment_tensor/2004/homepage.html).

4. Makroseismische Auswertungen der Beben

Bestandteil seismologischer Auswertungen von Beben sind die makroseismischen Analysen, d. h. die Erfassung der flächenmäßigen Verteilung der Stärke der Schütterwirkungen und die Ableitung von Herdparametern, wie das makroseismische Epizentrum, die Herdtiefe sowie mit Hilfe geeigneter empirischer Beziehungen verschiedene Typen von Magnituden. Für historische, instrumentell nicht oder nur schlecht registrierte Beben lassen sich diese Parameter einzig und allein makroseismisch bestimmen. Im Falle jüngster Beben, die sich in schlecht instrumentierten Gegenden ereignen, für die aber reichhaltiges makroseismisches Beobachtungsmaterial vorliegt, kommt der Makroseismik diesbezüglich auch heute eine besondere Bedeutung zu. In der vorliegenden Arbeit trifft dies auf die Kaliningrad-Beben zu. Im Falle des Rostock-Bebens wird demonstriert, inwieweit, bzw. wie gut, instrumentell und makroseismisch ermittelte Parameter übereinstimmen.

Die Erfassung der makroseismischen Daten erfolgte in Zusammenarbeit mit dem Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommerns.

Wittenburg-Beben 2000

Spontane Wahrnehmungsmeldungen zum Beben am 19. Mai 2000 um 18:21 Uhr MESZ gingen nicht ein. Dies war erstaunlich, zumal Beben mit Momentmagnituden $M_w > 3$ in aller Regel in Mitteleuropa verspürt werden. Vorgenommene Recherchen bei Gemeindeämtern verliefen negativ (LEYDECKER, pers. Mitteilung) – allerdings war bei diesen Befragungen von den ersten Lokalisierungsergebnissen des Epizentrums ausgegangen worden, die im Vergleich zu den verfeinerten und erst später erfolgten Analysen weiter östlich liegen. Wie sich herausstellte

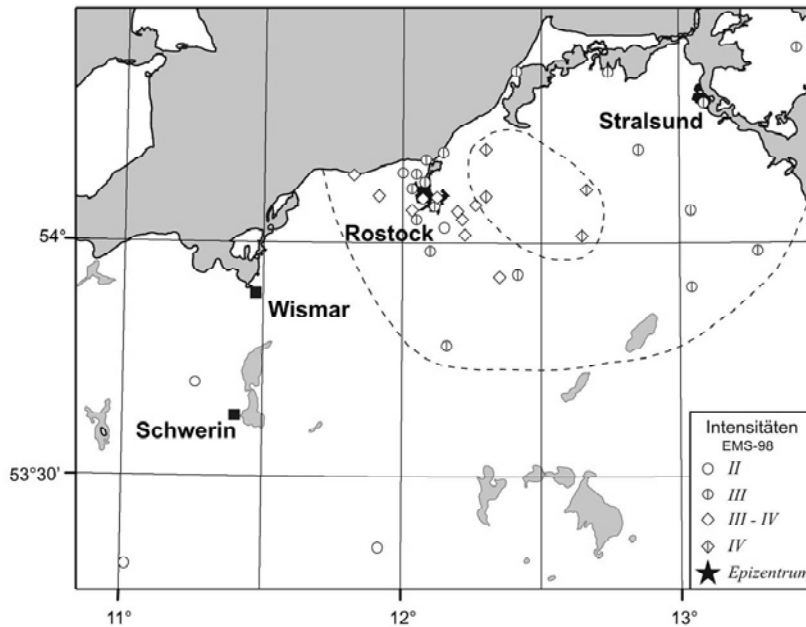


Abb. 7: Makroseismische Beobachtungen zum Rostock-Beben 2001.

Fig. 7: Macroseismic observations for the Rostock event in 2001.

(s. o.), liegt das Epizentralgebiet in einem dünn besiedelten Raum zwischen Zarrentin und Wittenburg. Es kann also nicht ausgeschlossen werden, dass (1) nicht doch Wahrnehmungen erfolgten, die nur nicht erfasst wurden, bzw. (2) dass in einem dichter bewohnten Gebiet makroseismische Beobachtungen gemeldet worden wären. Dennoch kann aus diesem letztendlichen Negativ-Resultat geschlossen werden, dass die Herdtiefe mindestens 15-20 km betragen und damit relativ groß sein müsste.

Rostock-Beben 2001

Das Beben nahe Rostock am 21. Juli 2001 um 15:46 Uhr MESZ ist von sehr vielen Personen deutlich wahrgenommen worden. Zahlreiche besorgte Anrufe gingen bei Feuerwehr und Polizei ein. Leider wurden in deren Lagezentren keine Aufzeichnungen zu Schüttermeldungen gemacht. Von den Personen, die sich zwecks Auskünften an den Norddeutschen Rundfunk, Landesfunkhaus Mecklenburg-Vorpommern, wandten, sind 19 der Augenzeugenberichte so detailliert, dass sie zur Intensitätsbewertung herangezogen werden konnten. Entsprechend den Aufrufen zur Mitteilung von Bebenwahrnehmungen in Lokalzeitungen Mecklenburg-Vorpommerns gingen insgesamt 82 auswertbare Beobachtungsberichte aus 31 Orten ein (Ortsteile von Rostock sind hier zur Rostock gehörig gezählt). Die weitaus meisten Meldungen liegen aus Rostock und Umgebung als dem am dichtesten bewohnten Teil des erschütterten Gebietes vor. Die Intensitätsbewertungen erfolgten mit der seit 1996 von der Europäischen Seismologischen

Kommission verbindlich eingeführten Europäischen Makroseismischen Intensitätsskala EMS-98 (GRÜNTAL, 1998). Im Annex 1 sind die einzelnen Daten mit den bewerteten Intensitäten genannt. Die Intensität IV (in Gelbensande, Thulendorf, Bad Sülze und Viecheln) wurde nicht überschritten. Die Erschütterungen in Rostock entsprechen insgesamt der Intensität III.

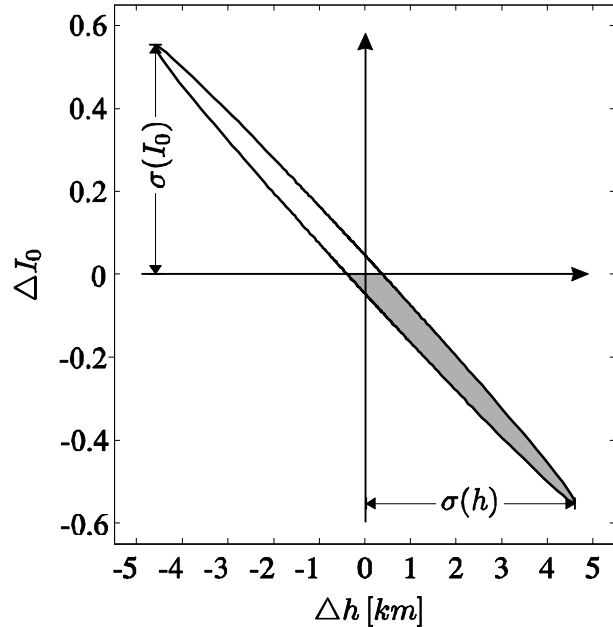
In Abb. 7 sind die makroseismischen Befunde kartenmäßig dargestellt. Es fällt auf, dass aus dem zentralen Bereich der mit Grad IV erschütterten Fläche keine Beobachtungsmeldungen eingingen, obwohl dem im Hinblick auf die Besiedlungsdichte nichts entgegen steht. Einleuchtende Gründe für das Fehlen der Beobachtungsmeldungen liegen nicht vor.

Wesentliche Voraussetzung zur makroseismischen Bestimmung von Herdparametern ist eine empirische Intensitätsdämpfungsrelation. Diese resultiert aus der Analyse makroseismisch und instrumentell gut untersuchter Beben der Region mit unterschiedlicher Bebenstärke und Herdtiefe. Für Norddeutschland lagen wegen der geringen Seismizität bisher keine verlässlichen Daten zur Ableitung einer solchen speziellen Dämpfungsbeziehung vor. STROMEYER & GRÜNTAL (2007) haben aus den Intensitätsdatenpunkten IDP von ca. 30 historischen und jüngeren mitteleuropäischen Beben die Dämpfungsparameter a und b im empirischen Modell von SPONHEUER (1960)

$$I_0 - I = a \log \left(\sqrt{\frac{R^2 + h^2}{h^2}} \right) + b \left(\sqrt{R^2 + h^2} - h \right)$$

Abb. 8: Formale Fehlerellipse von Herdtiefe h und numerischer Epizentralintensität I_0 für das Rostock-Beben 2001. Die Mittelwerte der Inversion, $h = 6,6$ km und $I_0 = 4,6$, bilden das Zentrum der Fehlerellipse. Die graue Fläche markiert den reduzierten Bereich für $I_0 < 4,63$, der aufgrund fehlender Intensitätswahrnehmungen im unmittelbaren Epizentralgebiet zur Abschätzung von h und I_0 (Tab. 4) herangezogen wurden.

Fig. 8: Formal error ellipse of focal depth h and numerical epicentral intensity I_0 for the Rostock event in 2001. The mean values of the inversion, $h = 6.6$ km and $I_0 = 4.6$, make up the centre of the error ellipse. The grey area marks the reduced range for $I_0 < 4.6$ which was used to estimate h and I_0 (Table 4) due to lack of intensity observations in the immediate epicentral area.



präzisiert und deren Fehlerbereiche diskutiert. Sowohl das Rostock-Beben als auch die Kaliningrad-Beben zeigen jedoch eine geringere Intensitätsabnahme mit der Epizentralentfernung R als die o. g. mitteleuropäischen Beben.

Daher wurden unter der Annahme ähnlicher Dämpfungseigenschaften im Schüttergebiet des Rostocker und der Kaliningrader Beben mit einem nach STROMEYER & GRÜNTAL (2007) modifizierten Inversionsverfahren aus den IDP spezifische Dämpfungsparameter $a = 2,032$, $b = 0,000$ und simultan die Epizentren, die Herdtiefen h und die Epizentralintensitäten I_0 ermittelt. Der Betrag von b charakterisiert die Intensitätsdämpfung im Fernfeld und kann hinreichend genau nur aus starken Beben abgeleitet werden. Er ist für die hier untersuchten Ereignisse de facto ohne Bedeutung. Die mit diesem Inversionsverfahren berechneten I_0 -Werte sind rechnerische Größen und keine Intensitätsgrade im eigentlichen makroseismischen Sinn.

Für die Beurteilung der Genauigkeit der so bestimmten makroseismischen Parameter ist die Angabe der formalen Vertrauensintervalle des Inversionsverfahrens nicht ausreichend. So ergeben sich große Unsicherheiten für I_0 ($4,6 \pm 0,54$) und h ($6,6 \pm 4,6$) für das Rostock-Beben, die eindeutig auf die fehlenden Beobachtungen im Epizentralbereich zurückzuführen sind. Eine genaue Untersuchung des gemeinsamen Fehlerbereichs von I_0 und h (Abb. 8) ermöglicht wegen der ausgeprägten Korrelation zwischen beiden Größen eine schärfere Eingrenzung der möglichen Wertebereiche. Un-

ter der berechtigten Annahme, dass wegen fehlender Intensitätsmeldungen im unmittelbaren Herdbereich die makroseismische Epizentralintensität den Wert $I_0 = \text{IV-V}$ nicht überschritten hat, reduziert sich der Fehlerbereich auf den unteren, grau unterlegten Teil in Abb. 8. Damit ergeben sich Fehlergrenzen für die numerische Epizentralintensität von $4,1 \leq I_0 \leq 4,6$ sowie für die Herdtiefe von $7 \text{ km} \leq h \leq 11 \text{ km}$. Für Rostock ist damit sowohl das makroseismisch bestimmte Epizentrum als auch die makroseismisch bestimmte Herdtiefe identisch mit den instrumentellen Ergebnissen (Tab. 4).

Aus den Isoseistenflächen A_I bzw. den Isoseistenradien R_{ISO} können Magnitudenwerte abgeschätzt werden. Hierfür entwickelte empirische Beziehungen zur Berechnung einer auf M_L kalibrierten makroseismischen Magnitude geben AHORNER (1983), MUSSON (1994) und SPONHEUER (1962). Die Relation nach JOHNSTON (1996) ergibt auf M_w kalibrierte makroseismische Magnituden. Diese Beziehungen gelten vorzugsweise für Beben im typischen kristallinen Tiefenstockwerk von ca. 7-20 km Herdtiefe. Herangezogen wurden die Daten für Flächen bzw. Radien der Isoseisten vom Grad III und IV, wie sie in Abb. 7 eingezeichnet sind. Danach ergibt sich als Mittelwert für die Lokalmagnitude $M_L = 4,0$ und für die Momentmagnitude $M_w = 3,5$. Insbesondere der Wert für M_w ist mit dem instrumentellen Wert von $M_w = 3,4$ nahezu identisch.

Kaliningrad-Beben 2004

Lediglich das stärkere der beiden Kaliningrad-

Tab. 4: Makroseismische Inversionsparameter der Beben bei Rostock und Kaliningrad.
Table 4: Macroseismic inversion parameters of the Rostock and Kaliningrad events.

Datum	Zeit (UTC)	Koordinaten		Tiefe (km)	Rechnerische Epizentralintensität
		Lat (°N)	Lon (°E)		I_0
21.07.2001	16:35	54,12 ± 2 km	12,50 ± 3 km	7-11 km	4,1-4,6
23.09.2004	11:05	54,87 ± 15 km	20,14 ± 15 km	13-17 km	5,7-5,9
23.09.2004	13:32	54,98 ± 15 km	20,29 ± 15 km	15-19 km	6,1-6,3

Beben vom 21. September 2004 um 13:32 Uhr UTC wurde innerhalb Deutschlands sehr schwach verspürt. Die Wahrnehmungsmittelungen in Wolgast, Waren/Müritz und Ivenack erreichten Intensitätswerte von II Grad (EMS-98). Die grenzüberschreitend harmonisierte Erfassung makroseismischer Daten und deren einheitliche Bewertung nach der Europäischen Makroseismischen Skala erfolgte von GREGERSEN et al. (2005) sowie in einer erweiterten Version von GREGERSEN et al. (2007). Diesen Arbeiten konnten wir freundlicherweise die Daten entnehmen, die die Grundlage für die hier erfolgte weiterführende makroseismische Auswertung analog zu der des Rostock-Bebens bildete. Die gesamte makroseismische Karte des stärksten Bebens mit den Intensitätsdatenpunkten zeigt Abb. 9. Die makroseismische Bestimmung der Epizentren, der Herdtiefen und der Epizentralintensitäten basiert auf der in Abschnitt 4.2 diskutierten Intensitätsdämpfungsrelation. Die Unsicherheiten für die Bestimmung des makroseismischen Epizentrums sind sicherlich größer als der formale Standardfehler (3 km) im Ergebnis des Inversionsverfahrens. Es gilt hier zu berücksichtigen, dass der gesamte Nordwesten des Nahbereichs, d. h. im Bereich der Ostsee, keine Intensitätsdaten aufweisen kann und auch die landgestützten bebennahen Intensitätspunkte kein klares homogenes Bild ergeben (vgl. Abb. 9). Modellrechnungen mit zufällig ausgewählten Teildatensätzen (80% der Kaliningrad-Daten) liefern Epizentrumsunterschiede von bis zu 11 km. Ein Ortungsfehler von 15 km in Länge und Breite sollte deshalb eine konservative Abschätzung sein (Tab. 4). Der Fehler der makroseismischen Ortung ist dennoch kleiner als der der instrumentellen Lokalisierungen. Als ein Maß für den Fehler der instrumentellen Ortung können die Differenzen zwischen den Resultaten unterschiedlicher seismologischer Zentren herangezogen werden. Wegen fehlender bebennaher Stationen betragen diese Differenzen bis zu 30 km (WIEJACZ et al., 2006). Zudem ist zu berücksichtigen, dass im Falle sich zeitlich eng beieinander ereignender

Beben, insbesondere zum Hauptstoß mit den stärksten Intensitäten die zuverlässigeren Intensitätsbeobachtungen übermittelt werden und sich schwächere Stöße hinsichtlich ihrer makroseismischen Parameter weniger gut analysieren lassen. Die Abschätzung von M_L und M_w erfolgte anhand der Schütterflächen und Radien für die Isoseisten vom Grad III und IV, die sich aus der ermittelten Dämpfungsrelation und den makroseismischen Bebenparametern in Tab. 4 berechnen lassen. Für das Beben um 11:05 UTC ergaben sich $M_L = 5,3$ und $M_w = 4,5$, für das Beben um 13:32 UTC $M_L = 5,8$ und $M_w = 4,8$. Wie schon beim Rostock-Beben zeigt ein Vergleich der Momentmagnituden (vgl. Tab. 1) eine sehr gute Übereinstimmung zwischen instrumentellen und makroseismischen Daten.

5. Kompressionsspannungsrichtungen der Beben und das rezente krustale Spannungsfeld

Angaben zum Spannungsfeld im seismogenen Bereich der mittleren Erdkruste gehen einzig auf Informationen zum Herdmechanismus von Beben zurück. Es ist daher von grundsätzlicher Bedeutung, ob bzw. inwieweit die Spannungsangaben aus den hier untersuchten vier Beben sich in das bisher vorliegende Spannungsbild einordnen.

Die Richtung maximaler horizontaler Kompressionsspannung S_{Hmax} weist im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes die seit Jahrzehnten gut belegte NW-SE-Richtung auf. Im Norden Deutschlands ist ab etwa 10°E in östlicher Richtung ein Umbiegen von S_{Hmax} in Richtung N-S bis NNE-SSW zu beobachten, was, gestützt durch numerische Modellierungen, bereits erstmals von GRÜNTAL & STROMEYER (1986) beschrieben wurde. Diese erste Interpretation des Umschwenkens der S_{Hmax} -Richtung wurde in GRÜNTAL & STROMEYER (1992, 1994) durch jeweils neue Beobachtungsbefunde und verbesserte Modellierungen nachhaltig bestätigt. Eine wesentliche Erweiterung

Abb. 9: Makroseismische Beobachtungen zum stärksten Kaliningrad-Beben am 21. September 2004 um 13:32 UTC (nach GREGERSEN et al., 2005, 2007).

Fig. 9: Macro seismic observations for the strongest Kaliningrad event on September 21, 2004 at 13:32 UTC (after GREGERSEN et al., 2005, 2007).

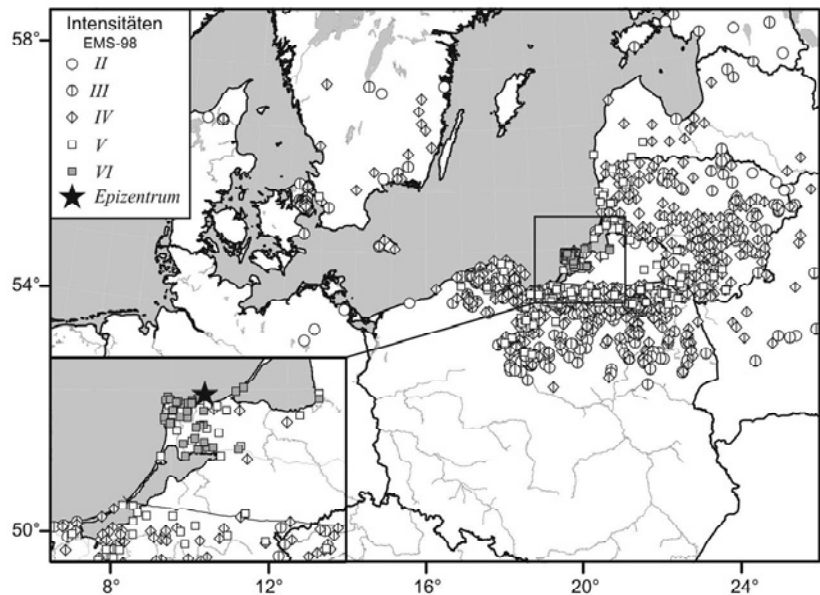
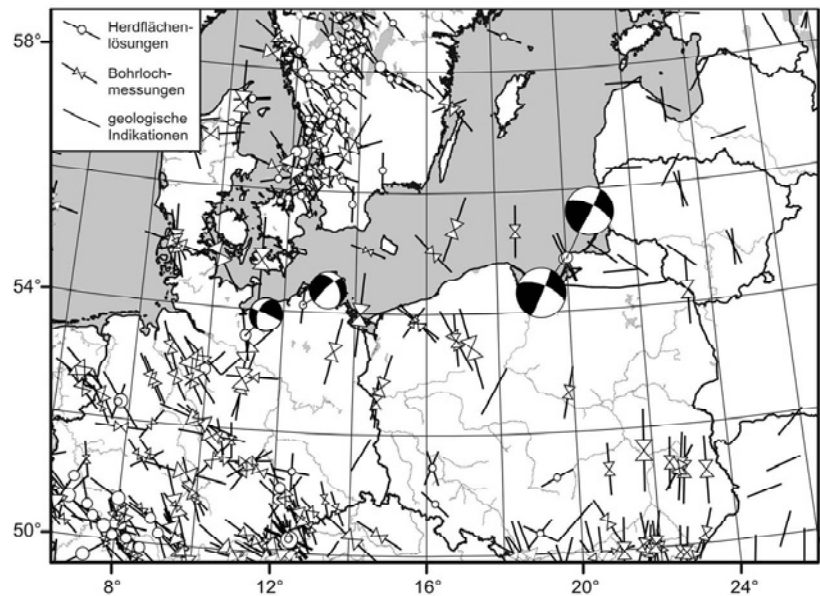


Abb. 10: Richtungen maximaler horizontaler Kompressionsspannungen S_{Hmax} in der Erdkruste anhand verschiedener Messverfahren (aktualisiert nach GRÜNTHAL & STROMEYER, 2003). Die Herdflächenlösungen und die S_{Hmax} -Richtungen der hier untersuchten Beben sind eingetragen. Erläuterungen im Text.

Fig. 10: Directions of maximum horizontal compressional stresses, S_{Hmax} , in the Earth's crust implied from different kinds of measures (updated after Grünthal & STROMEYER, 2003). The focal mechanism solutions and the S_{Hmax} -directions of the investigated events are specially indicated. Explanations in the text.



des Untersuchungsgebietes zur Analyse der S_{Hmax} -Ausrichtung erfolgte in GRÜNTHAL & STROMEYER (2001). Sie konnten eine Vielzahl neuer Beobachtungsdaten aus dem Gebiet der Baltischen Staaten und aus Weißrussland einbeziehen. Die Karte aus letztgenannter Arbeit bildete die Grundlage für die Abb. 10, in der zusätzlich die Herdflächenlösungen und die S_{Hmax} -Richtungen der hier untersuchten Beben von 2000, 2001 und 2004 dargestellt sind. Die Spannungsrichtungen der jüngsten Beben ordnen sich sehr gut in das durch bisherige Daten belegte Spannungsbild ein.

Während die Beben von 2000 und 2001 die N-S-Richtung von S_{Hmax} im NE Deutschlands bestätigen, zeigen die Spannungsrichtungen der Kaliningrad-Beben eine NNW-SSE-Richtung, die mit

Beobachtungen östlich und westlich dieser Beben im Einklang stehen.

Einzuräumen ist jedoch, dass die S_{Hmax} -Richtung des Bebens von 2000 nur eingeschränkt hinsichtlich der Angabe dieses Parameters herangezogen werden kann. Die Lage der Herdfläche erlaubt keine eindeutige Zuordnung zu einem tektonischen Regime im Sinne der Stresskriterien von ZOBACK (1992).

6. Mögliche Zuordnung der Beben zu tektonischen Bruchstörungen

Die Herdflächenlösungen der Beben (vgl. Abschnitt 4.3) stellen sowohl die Lage der Herdfläche

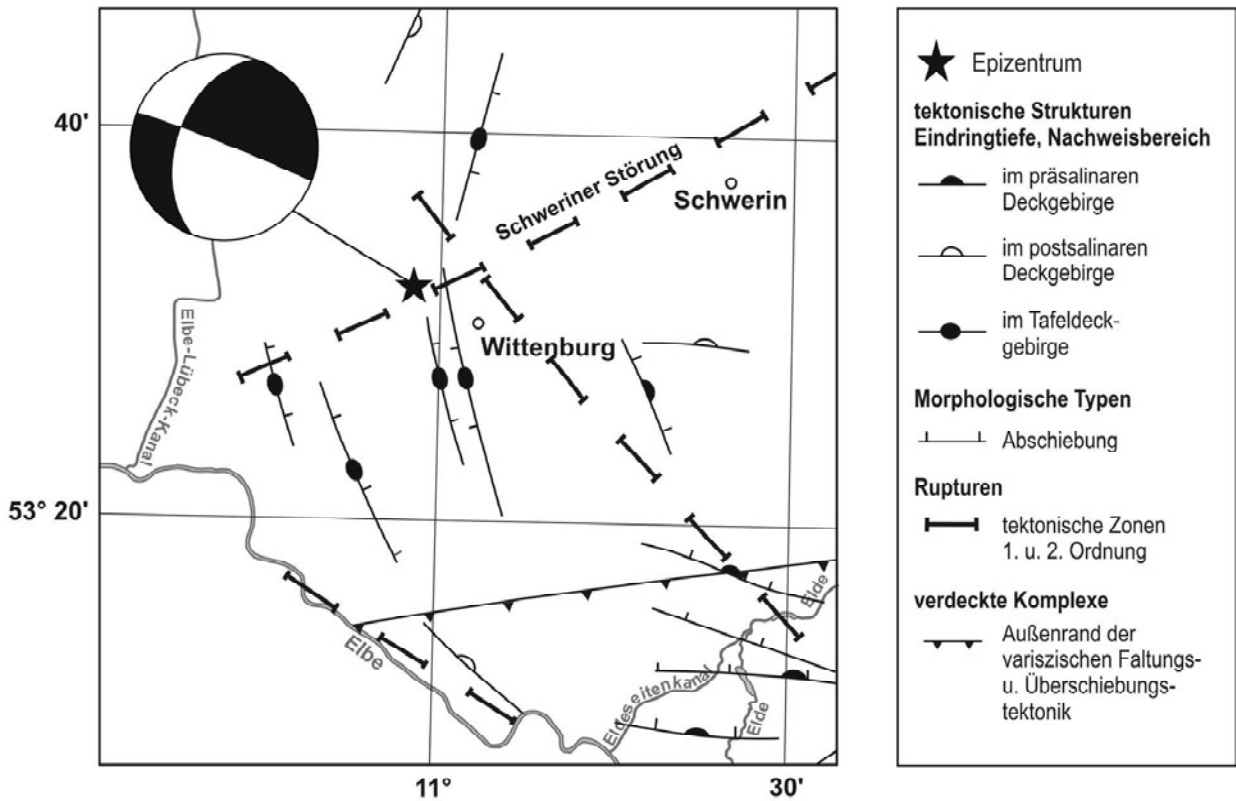


Abb. 11: Epizentrum und Herdflächenlösung des Wittenburg-Bebens 2000 in der Karte „Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik“ nach LANGE et al. (1990). Die mögliche Herdfläche dieses Bebens könnte mit der NNE streichenden Störungsindikation NNW vom Epizentrum korrespondieren. Weitere Einzelheiten im Text.

Fig. 11: Epicentre and focal mechanism solution for the Wittenburg event in 2000 in the map „Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik“ after LANGE et al. (1990). The possible focal planes of this event could correspond to the indicated NNE oriented fault NNW of the epicentre. Further details in the text.

im Raum sowie eine dazu senkrecht verlaufende Fläche dar. Im Folgenden soll diskutiert werden, inwieweit sich bekannte krustale Bruchstörungen anhand der Herdflächenlösungen als Herdorte der hier untersuchten Beben identifizieren lassen.

Allen Herdflächenlösungen der hier untersuchten Beben ist gemeinsam, dass sie schräge Seitenverschiebungen mit einer Abschiebungskomponente aufweisen. Der Abschiebungsanteil ist bei den Kaliningrad-Beben am wenigsten stark ausgeprägt.

Wittenburg-Beben 2000

Eine der beiden möglichen Störungsflächen für das Wittenburg-Beben zeigt eine Übereinstimmung mit einer NNW-SSE-Störung (Abb. 11; nach LANGE et al., 1990), die sowohl im oberflächennahen Bereich als auch im Subsalinar nachgewiesen ist und dort ca. 30 km aushält (GRÜNTAL & KATZUNG, 2004). Sie kreuzt hier die SW-NE verlaufende Schweriner Störung, die für den

tieferen Untergrund sowohl gravimetrisch als auch geomagnetisch nachgewiesen ist. Die zweite mögliche, herzynisch gerichtete Herdfläche zeigt keine Entsprechung mit bekannten Störungsbefunden. Inwieweit überhaupt bekannte Störungsflächen diesem Beben zugeordnet werden können, muss aufgrund dessen Tiefe in ca. 20 km fraglich bleiben.

Rostock-Beben 2001

Das Rostock-Beben mit dem Herd in ca. 9 km Tiefe weist dagegen bessere Interpretationsmöglichkeiten auf. Zu diesem könnten als mögliche Herdflächen eine NW-SE- sowie eine NE-SW-Richtung ausgewiesen werden. Das Epizentrum befindet sich im südwestlichen Teil einer etwa 75 km breiten Zone mit NW-SE bis NNW-SSE streichenden Störungen (Abb. 12; nach LANGE et al., 1990). Der Herd liegt etwa 5,5 km unterhalb der Basis des Zechstein-Salinars, südlich einer 75 km langen Störung (der Fortsetzung der Schweriner

Abb. 12: Epizentrum und Herdflächenlösung des Rostock-Bebens 2001 in der Karte „Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik“ nach LANGE et al. (1990) (Legende siehe Abb. 11). Die beiden möglichen Herdflächen des Bebens lassen sich mit erfassten Störungsrichtungen in Übereinstimmung bringen. Weitere Einzelheiten im Text.

Fig. 12: Epicentre and focal mechanism solution for the Rostock event in 2001 in the map “Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik“ after LANGE et al. (1990) (legend cf. Fig. 11). Both possible focal planes are consistent with the obtained fault directions. Further details in the text.

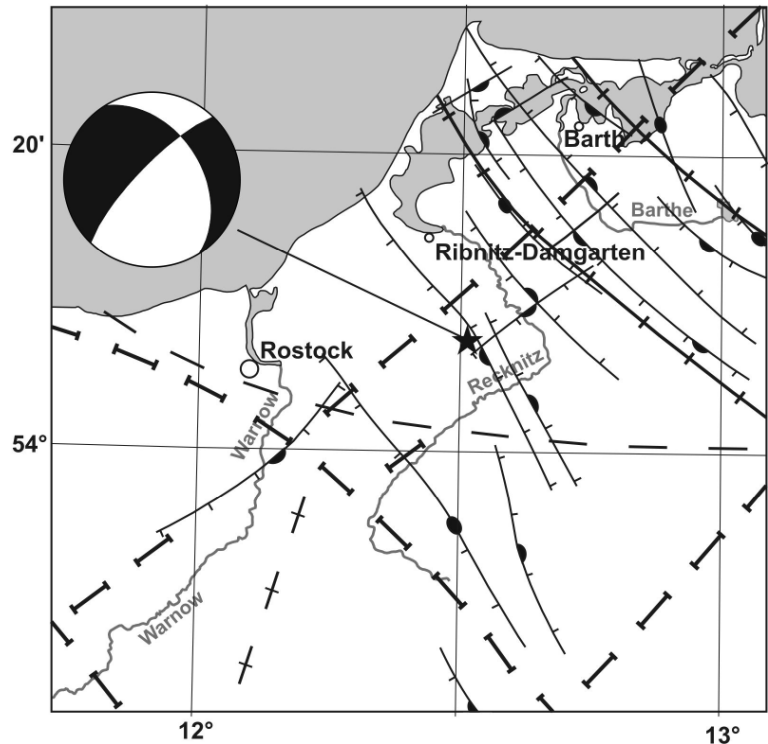
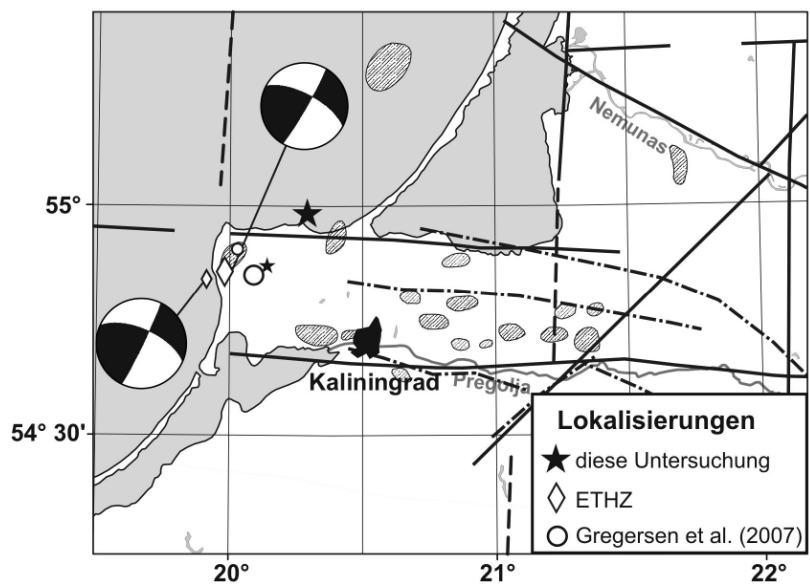


Abb. 13: Herdflächenlösungen nach ETHZ (2004), verschiedene Lokalisierungen der beiden Kaliningrad-Beben am 21. September 2004 sowie Störungsverlauf nach KARABANOV et al. (2001) als durchgezogene und gestrichelte Linien sowie nach ZUI et al. (1995) in Form strichpunktierter Linienführung. Die kleineren Symbole gehören zum schwächeren Vorstoß um 11:05 UTC sowie die größeren zum Hauptstoß um 13:32 UTC. Schraffierte Flächen bezeichnen Ölfelder (nach ENVOI, 2006).

Fig. 13: Focal mechanism solutions from ETHZ (2004), different location solutions for the two Kaliningrad events on September 21, 2004 and faults after KARABANOV et al. (2001) as full and dashed lines and after ZUI et al. (1995) as dot-dashed lines. The small symbols are related to the weaker foreshock at 11:05 UTC and the larger symbols to the main shock at 13:22 UTC. Hatched areas denote oil fields (after ENVOI, 2006).



Störung), die hier an der Basis des Subsalinars nachgewiesen ist (GRÜNTAL & KATZUNG, 2004). Es kann davon ausgegangen werden, dass an der zur N-S gerichteten maximalen Kompressionsspannung S_{Hmax} konjugierend angeordneten Schar von NW-SE-Störungen das Scherspannungspotential erhöht und damit die Möglichkeit für die Be-

benslösung gegeben ist.

Die Kaliningrad-Beben 2004

Zur möglichen Zuordnung der potentiellen Herdflächen beider Kaliningrad-Beben verwenden wir zunächst eine leider sehr kleinmaßstäbliche Karte der Bruchtektonik des Baltikums und Weißruss-

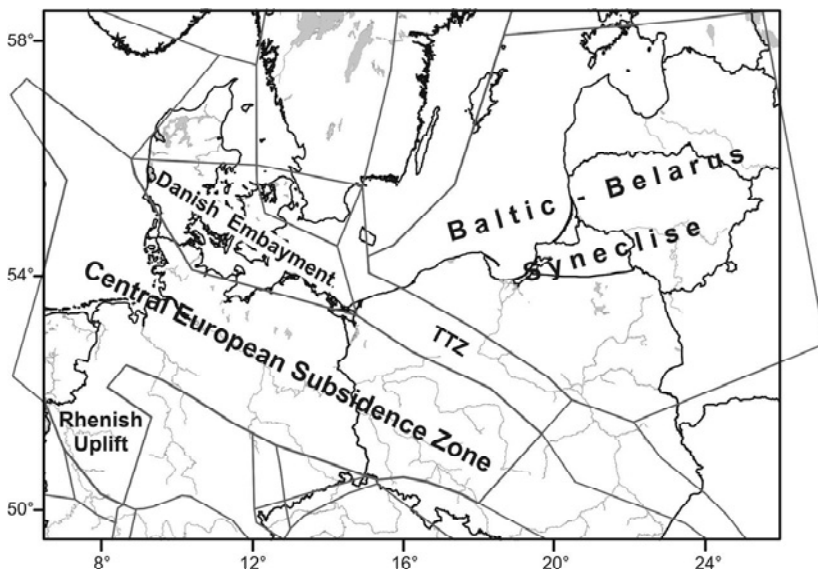


Abb. 14. Seismische Quellregionen für das Untersuchungsgebiet, welche eine Modifizierung des Quellregionenmodells bei GRÜNTAL et al. (1998, 1999) darstellen. TTZ – Tomquist-Teisseyre-Zone. Bezüglich weiterer Einzelheiten siehe Text.

Fig. 14. Seismic source regions for the investigated area, displaying a modification of the source region model by GRÜNTAL et al. (1998, 1999). TTZ - Tomquist-Teisseyre Zone. See the text for further details.

lands von ZUI et al. (1995). Danach queren mehrere ESE-WNW-Störungen die Kaliningrad-Exklave, welche schematisch in Abb. 13 übertragen wurden. Leider endet die Karte bei ZUI et al. (1995) unmittelbar östlich der Herdgebiete der beiden Kaliningrad-Beben. Dennoch ist zu vermuten, dass sich diese Störungen weiter nach W bis zur Westküste von Samland erstrecken. Zumindest stimmt die Ausrichtung der Störungen in etwa überein mit einer der potentiellen Herdflächen der Herdflächenlösungen.

In einer Karte der post-eozänen (Rupelian) vertikalen Krustenbewegungen und Bruchstörungen nach KARABANOV et al. (2001), die auf Daten von AIZBERG et al. (1997, 1999), GARETSKY et al. (1997) u. a. basiert, wird die etwa in E-W-Richtung in die Ostsee hereinragende Samland-Halbinsel in ihrem nördlichen und südlichen Küstenbereich von E-W- bis ESE-WNW-streichenden Störungen eingerahmt (Abb. 13). Diese Störungsrichtung stimmt jedoch nicht mit einer der potentiellen Herdflächen überein. AIZBERG et al. (1997, 1999) sowie GARETSKY et al. (1997) prognostizierten beide E-W-Elemente entlang der nördlichen und südlichen Küstenlinie Samlands nach der Methode von REISNER & JOHANSON (1993) als seismogene Zonen mit einer maximal erwarteten Magnitude von $M_{\max} = 4,0$ – ohne jeglichen damaligen Anhaltspunkt für tatsächlich aufgetretene Beben. Auch ARONOVA (2006) greift diese Idee wieder auf. Immerhin scheinen die oben aufgeführten tektonischen E-W-Elemente sowie die bei 20°E N-S- streichende Störung in Verlängerung der W-Küste des Samlands möglicherweise für den markanten Küstenverlauf der Halbinsel verantwortlich zu sein (vgl. Abb. 13). Immerhin befindet sich das Kali-

ningrader Gebiet in einer relativ schmalen Zone, in der sich die post-eozäne Absenkung des Baltischen Raumes in eine Hebung umkehrte (AIZBERG et al., 2001).

Es wäre nicht auszuschließen, dass die N-S- und die E-W-Störungen Schwächezonen darstellen, innerhalb derer die bei ZUI et al. (1995) gezeigten ESE-WNW-Elemente, falls sie sich bis in das Herdgebiet der Kaliningrad-Beben weiter verfolgen lassen, den Herdflächen der Kaliningrad-Beben entsprechen. Weitere Untersuchungen wären nötig, um diese Hypothese verifizieren zu können.

7. Magnituden-Häufigkeitsverteilungen

Nachdem sich signifikante Beben sowohl in schwach als auch stärker aktiven Gebieten ereigneten, stellt sich die Frage, ob bisherige Einschätzungen der Seismizität oder gar der Erdbebengefährdung einer Überarbeitung bedürften. Hierzu betrachten wir die Magnituden-Häufigkeiten von Beben für die Datensätze vor und nach den hier untersuchten Beben. Als Bestandteil der Eingabeparameter von Erdbebengefährdungsanalysen kann die Magnituden-Häufigkeitsverteilung einer zeitlichen Änderung unterworfen sein. Eine Erdbebengefährdungskarte, die das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit überdeckt, veröffentlichten GRÜNTAL et al. (1999).

Magnituden-Häufigkeitsverteilungen gemäß der Beziehung nach GUTENBERG & RICHTER (1944)

$$\log N = a - b M$$

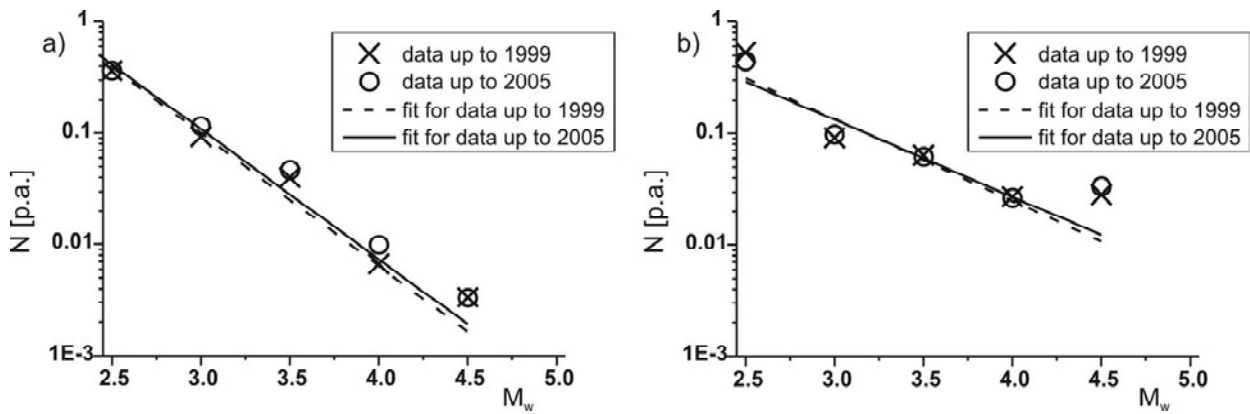


Abb. 15: Gegenüberstellung der jährlichen nicht-kumulativen declusterierten Magnituden-Häufigkeiten von Beben für die Daten bis 1999 sowie bis 2005 in ihren seismischen Quellregionen: a) „Central European Subsidence Zone“ und „Danish Embayment and Ringkøbing-Fyn High“ und b) „Baltic-Belarus Syneclise“ und „Tornquist-Teisseyre-Zone“ (vgl. Abb. 14). Dargestellt sind die Magnituden-Häufigkeiten und ihre Maximum-Likelihood-Anpassungen.

Fig. 15: Comparison of the annual non-cumulative declustered magnitude frequencies of events for the data until 1999 and also until 2005 in their seismic source zones: a) „Central European Subsidence Zone“ and „Danish Embayment and Ringkøbing-Fyn High“ and b) „Baltic-Belarus Syneclise“ and „Tornquist-Teisseyre-Zone“ (cf. Fig. 14). Depicted are the magnitude frequencies and their maximum likelihood.

quantifizieren die Seismizitätseigenschaften einer seismischen Quellregion. Diese werden nach neotektonischen, seismotektonischen und Seismizitätseigenschaften abgegrenzt, wobei primär die höher seismisch aktiven Regionen definiert werden. Die hier näher betrachteten Beben liegen mit ihren Herden dagegen in den schwach bis sehr schwach aktiven Gebieten und damit in seismischen Quellregionen, die den „Rest“ ausmachen und quasi als Gebiete verbleiben, nachdem die höher aktiven Gebiete abgegrenzt sind. Wie im Abschnitt 2 diskutiert (vgl. auch Abb. 2), stimmen die seismisch schwach aktiven Gebiete weitgehend mit den post-eozänen Senkungsräumen überein.

Die Abb. 14 zeigt das derzeit verwendete seismische Quellregionenmodell für das Untersuchungsgebiet (GRÜNTAL et al., 2006), welches aus den Modellen bei GRÜNTAL et al. (1998 und 1999) weiterentwickelt wurde.

Das Wittenburg-Beben hatte seinen Herd in der Quellregion „Central European Subsidence Zone“ (CES) (AIZBERG et al., 2001), dem in seinem westlichen Teil seismisch schwach aktive Regionen benachbarter Struktureinheiten zugefügt sind. Das Rostock-Beben gehört nach dieser Einteilung zur Quelle „Danish Embayment and Ringkøbing-Fyn High“ (DE) in der Abgrenzung oligomiozäner Struktureinheiten nach ZIEGLER (1990). Das Kaliningrad-Gebiet ist Bestandteil der „Baltic-Belarus Syneclise“ (BBS) nach AIZBERG et al. (2001; vgl. auch Abb. 2), deren südwestliche Ab-

grenzung die als seismische Quellregion ausgewiesene Tornquist-Teisseyre-Zone (TTZ) darstellt.

Um hinreichend gut statistische Auswertungen in Quellregionen schwach aktiver Gebiete vornehmen zu können, sind diese, falls deren Anzahl von Beben sehr klein ist (z. B. < 50), zusätzlich zu größeren Einheiten zusammenzufassen, was hier die Seismizitätsdaten einerseits von CES und DE sowie andererseits von BBS und TTZ betrifft.

Betrachtet werden hier die Parameter der nicht-kumulativen, declusterierten Magnituden-Häufigkeit N unter Heranziehung der Momentmagnituden M_w (Abb. 15). Als Datensätze werden verglichen (1) die Daten bis 1999 sowie (2) der bis einschließlich 2005 erweiterte Datensatz. Die Parameter der Magnituden-Häufigkeiten, $\log N(M_w) = a - b M_w$, wurden mit Hilfe der Maximum-Likelihood-Methode bestimmt. Hierfür erfolgte für die westliche Quellregion (CES und DE) die Anpassung der Daten für $M_w \geq 2,5$; für die östliche Quellregion (BBS und TTZ), wegen des weitestgehenden Fehlens von Beben in der Magnitudenklasse von 2,5-2,9, mit einem höheren Magnitudenschwellwert für $M_w \geq 3,0$.

Die Parameter der nicht-kumulativen Datenauswertung bis 1999 ergeben für die westliche Quellregionenkombination: $b = 1,19 (\pm 0,10)$, $a = 2,58 (\pm 0,26)$, wobei in Klammern jeweils die Standardabweichungen angegeben sind. Für die Daten bis einschließlich 2005 werden folgende Werte erhalten: $b = 1,17 (\pm 0,09)$, $a = 2,53 (\pm 0,24)$. Für die östliche Quellregionenkombination errechnen sich

für die Daten bis 1999: $b = 0,73 (\pm 0,11)$, $a = 1,33 (\pm 0,65)$ sowie für die Daten bis 2005: $b = 0,69 (\pm 0,10)$, $a = 1,20 (\pm 0,61)$.

Wie von uns erwartet, ergeben sich für die Datensätze bis 1999 nur marginal andere Werte für a und b im Vergleich zu den Daten bis 2005. Die Abweichungen in b sind z. B. in etwa um eine Größenordnung kleiner als deren Schätzfehler und damit keinesfalls signifikant voneinander verschieden. Das bedeutet, dass der Einfluss der jüngsten Beben auf die bisherigen Magnituden-Häufigkeitsrelationen sehr gering ist und diese stabile Langfristaussagen gestatten.

8. Schlussfolgerungen

- Die jüngsten Beben in den Jahren 2000-2004 im südlichen Randbereich der Ostsee zeigten nachhaltig, dass auch dieses Gebiet sehr geringer Seismizität keinesfalls frei von Erdbeben ist.
- Im Rahmen der detaillierten instrumentellen Auswertungen erfolgten Lokalisierungen der Beben von Wittenburg im Jahre 2000 und Rostock in 2001, die über die routinemäßig angewandten Prozeduren deutlich hinausgehen. Für das Wittenburg-Beben wurde eine Lokalisierungsgenauigkeit von ± 2 km und für das Rostock-Beben von ± 3 km erreicht.
- Die Herdtiefe konnte für das Wittenburg-Beben unter Verwendung herdnaher Registrierstationen zu 17 ± 3 km bestimmt werden, womit die tektonische Ursache eindeutig belegt ist. Wegen der ungünstigeren Stationsverteilung bezüglich des Rostock-Bebens erfolgten hierfür numerische Modellierungen des Wellenfeldes mit dem Ergebnis einer Herdtiefe von 9 ± 1 km.
- Die Kaliningrad-Beben von 2004 (Vor- und Hauptstoß) ereigneten sich in beträchtlicher Distanz zu nächstgelegenen seismischen Stationen, so dass die instrumentelle Bestimmung ihrer Epizentren prinzipiell mit großen Fehlern behaftet ist. Zur Ermittlung der Herdtiefe konnten wir jedoch an weit entfernten Stationen registrierte Tiefphasen bestimmen. Anhand der numerischen Modellierungen der entsprechenden Wellenfeldern ließ sich eine Herdtiefe von 13 km ableiten mit einem bemerkenswert kleinen Fehler von ± 1 km. Damit ist auch den Kaliningrad-Beben 2004 und ebenso dem Rostock-Beben 2001 zweifelsfrei eine tektonische Ursache zuzuschreiben.
- Im Hinblick auf die Berechnungen der Herdflächenlösungen und Momentmagnituden M_w konzentrierten wir uns auf die beiden Beben in Wittenburg und Rostock, da für die stärkeren Kaliningrad-Beben bereits gute Resultate anhand der Routine-Auswertungen seitens internationaler seismologischer Datenzentren vorliegen. Die aus den Herdflächenlösungen mittels Inversionsanalyse von P-Polaritäten und P- und S-Wellenamplituden abzuleitenden Richtungen maximaler horizontaler Kompression stimmen für die hier betrachteten Beben sehr gut mit dem regional variierenden Spannungsfeld überein. Sie zeigen sämtlich als Herdmechanismus schräge Seitenverschiebungen mit einer Abschiebungskomponente.
- Die möglichen Störungsflächen anhand der Herdflächenlösungen lassen sich beim Rostock-Beben auffällig gut bekannten Störungen zuordnen. Wegen der beträchtlichen Tiefe des Wittenburg-Bebens ist eine solche Zuordnung prinzipiell schwierig. Eine nachgewiesene NNW-SSE streichende Störung könnte mit dem Beben ursächlich in Verbindung stehen. Weniger schlüssig lassen sich die Kaliningrad-Beben den für das Gebiet beschriebenen, E-W und N-S laufenden Störungen zuordnen. Zumindest könnten diese Schwächezonen darstellen, die von ESE-WNW streichenden Störungen gequert werden. Letztere Streichrichtung stimmt mit einer der potentiellen Flächen der Herdflächenlösung überein.
- Die mittels Inversionen erhaltenen Momentmagnituden repräsentieren homogene Stärkeangaben. Sie betragen für das Wittenburg-Beben $M_w = 3,1$, für das Rostock-Beben $M_w = 3,4$ sowie für die Kaliningrad-Beben $M_w = 4,6$ (Vorstoß) und $M_w = 4,7$ (Hauptstoß).
- Makroseismische Auswertungen erfolgten für das Rostock-Beben und die Kaliningrad-Beben. Da das Wittenburg-Beben nicht wahrgenommen wurde, lässt sich aus diesem makroseismischen Befund ableiten, dass es bei der gegebenen Magnitude in einer Tiefe von mindestens 15-20 km stattgefunden haben muss.
- Zur Ableitung der makroseismisch ermittelten Epizentren und Herdtiefen konnte eine neu entwickelte Methodik zur Anwendung kommen, die nicht, wie sonst üblich, Daten zu wenigen Isoseisten nutzt, sondern die Vielzahl von sämtlichen Intensitätsdatenpunkten. Die so gewonnene makroseismische Lokalisierung des Rostock-Bebens stimmt völlig mit der instrumentellen

Lokalisierung überein – obwohl aus dem Epizentralgebiet keine makroseismischen Daten vorliegen. Auch die makroseismische Tiefenbestimmung mit dem neuen Verfahren ergibt 9 km, jedoch mit einem Fehler von ± 2 km. Die makroseismische Ortung der Kaliningrad-Beben ergibt Lösungen innerhalb des Streubereiches der instrumentellen Ergebnisse. Die makroseismisch bestimmten Herdtiefen von 13-17 km (Vorstoß) und 15-19 km (Nachstoß) liegen ebenso im Bereich der präzise bestimmten instrumentellen Werte.

- Die Magnituden-Häufigkeitsverteilungen von Datensätzen bis 1999 und bis 2005 (d. h. mit den neuen Beben) zeigen eine nahezu vollständige Gleichheit der Parameter bzw. sind ihre Differenzen ca. eine Größenordnung kleiner als ihre statistischen Schätzfehler. Diese Stabilität der Verteilungen im Hinblick auf neue Beben (auch in den größten belegten Magnitudenklassen) ist eine gewünschte Eigenschaft, von denen die Einschätzungen zur Erdbebengefährdungen profitieren und die damit weitestgehend persistent gegenüber neuen Beben sind.

9. Danksagung

Die Autoren sind den Herren Gregersen (Kopenhagen) und Wiejacz (Warschau) zu Dank verpflichtet für die Überlassung der von ihnen publizierten Daten der makroseismischen Beobachtungen zu den beiden Kaliningrad-Erdbeben von 2004 für unsere Untersuchung.

Sehr dankbar sind wir den Herren Hemmer, Iffland und Obst vom Geologischen Dienst Mecklenburg-Vorpommern für die gute Zusammenarbeit zur Erfassung der makroseismischen Beobachtungen der hier untersuchten Beben. Zu Dank verpflichtet sind die Autoren auch den Reviewern der Arbeit, den Herren Kraus und Obst, sowie einem anonymen Reviewer, für ihre ausführlichen und hilfreichen Kommentare.

10. Literatur

- AHORNER, L. (1983): Seismicity and neotectonic structural activity of the Rhine Graben system in Central Europe. - In: A. R. RITSEMA and A. GÜRPINAR (eds), Seismicity and seismic risk in the offshore North Sea area, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp. 101-111.
- AIZBERG, R. I., ARONOV, A. G., GARETSKY, R. G., KARABANOV, A. K., SAFRONOV, O. N. (1997): Seismotectonics of Belarus the Baltic region. - *Lithosphere*, **7**: 5-17, Minsk.
- AIZBERG, R., GARETSKY, R., ARONOV, A., KARABANOV, A., SAFRONOV, O. (1999): Seismotectonics of Belarus the Baltic region. - *Technika rozzukiwan geologicznych. Geosynoptika i Geotermia*, **XXXVIII/1** (195): 28-37, Krakow.
- AIZBERG, R., GARETSKY, R. G., KARABANOV, A. K., KOCKEL, F., LEVKOV, E. A., LUDWIG, A. O., LYKKE-ANDERSEN, H., OSTAFICZUK, S., PALIJENKO, V., SCHWAB, G.†, ŠLIAUPA, A., STACKEBRANDT, W. (2001): Neotectonic structural subdivision (Beginning of Oligocene until the Recent), Scale 1:5.000.000 - In: Supplement to Brandenburgische Geowiss. Beitr. **8** (1), respectively to Abh. Naturwiss. V. (NF) **35**; 2001, Map No. 8, edited by Geological Survey of Brandenburg/Germany, Kleinmachnow 1997/2000.
- ARONOVA, T. I. (2006): Seismotectonic features of the Kaliningrad earthquakes on September 21, 2004. - *Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*, **50/1**: 103-106.
- BAYER, U., SCHECK, M., RABELL, W., KRAWCZYK, C. M., GÖTZE, H.-J., STILLER, M., BEILECKE, Th., MAROTTA, A.-M., BARRIO-ALVERS, L., KUDER, J. (1999): An integrated study of the NE German basin. - *Tectonophysics*, **314**: 285-307.
- BOBORIKIN, A. M., GARECKIJ, R. G., EMELJANOW, A. P., CILDVEE, Ch. Ch., CUVEJEDIS, P. I. (1993): Sovremennoye sostoyaniye seismitsheskich nablyudeniyy i ich obobshtsheniyy. - *Semletryasseniya Belarussii i Pribaltiki*, 29-40, Minsk, Belorussia.
- BOCK, G., HANKA, W., KIND, R. (1994): EMSC rapid source parameter determination. - *CSEM/EMSC Newsletter*, **6**: 2-4.
- DAHM, T., KRÜGER, F., STAMMLER, K., KLINGE, K., KIND, R., WYLEGALLA, K., GRASSO, J.-R. (2006): The M_w 4.4 Rotenburg, Northern Germany earthquake and its possible relationship with gas recovery. - Submitted to *B. Seismol. Soc. Am.*
- ENVOI (2006): Offshore Latvia Baltic Basin, Licenses 1 & 2, Odin Energi A/s, Project Synopsis P117 (2006), 6 pp., <http://www.envoi.co.uk/P113OdinLatviaSyn.pdf>
- ETHZ (2004): Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Schweizerischer Erdbebendienst (SED), Zürich, Schweiz, Swiss Moments Tensor Solutions (SMTS).

- EUROBRIDGE SEISMIC WORKING GROUP (1999): Seismic velocity structure across the Fenno-scandia-Sarmatia suture of the East European Craton beneath the EUROBRIDGE profile through Lithuania and Belarus. – *Tectonophysics*, **314**: 193-217.
- FENCAT (2006): Data file of the Institute of Seismology, University of Helsinki, Helsinki, Finland.
- GARETSKY, R. G., ARONOV, A. G., AIZBERG, R. I., KARABANOV, A. K., SAFRONOV, O. N. (1997): General seismic zoning of the Belarusian-Baltic region. - *Doklady Akademii nauk Belarusi*, **41/4**: 98-102.
- GARETSKY, R. G., LUDWIG, A. O., SCHWAB, G.†, STACKEBRANDT, W. (eds.) (2001): Neogeodynamics of the Baltic Sea depression and adjacent areas. Results of IGCP project 346. – *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* **1**, Kleinmachnow.
- GREGERSEN, S., MÄNTYNIEMI, P., NIKONOV, A. A., GUTERCH, B., NIKULIN, V., PACES, A., WAHLSTRÖM, R., SCHWEITZER, J., KULHANEK, O., PUURA, V., ARONOV, A. G., ASSINOVSKAYA, B. A., APTIKAEV, F. F., ALESHIN, A. S., POGREBCHENKO, V. V., PONOMAREVA, O. N., WIEJACZ, P., DĘBSKI, W., ŠLIAUPA, S., GRÜNTAL, G., HOLMQUIST, C., VALL, T., KALLE, A., TALTS, K., VESKE, A., KESTLANE, U., SEROGLAZO, R. R., ARONOVA, T. I., KARPINSKY, V. V. AND HEINLOO, O. (2005): A 100-Year Earthquake in North Europe – Kaliningrad 2004. - Poster IUGG, Santiago de Chile.
- GREGERSEN, S., WIEJACZ, P., DĘBSKI, W., DOMANSKI, B., ASSINOVSKAYA, B., GUTERCH, B., MÄNTYNIEMI, P., NIKULIN, V. G., PAČESA, A., PUURA, V., ARONOV, A. G., ARONOVA, T. I., GRÜNTAL, G., HUSEBYE, E. S., ŠLIAUPA, S. (2007): The exceptional earthquakes in Kaliningrad district, Russia on September 21, 2004. - Submitted to *Phys. Earth Planet. Int.*
- GRÜNTAL, G. (1988): Erdbebenkatalog der Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik und angrenzender Gebiete von 823 bis 1984. - *Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde* **99**, Zentralinstitut für Physik der Erde, 178 pp., Potsdam.
- GRÜNTAL, G. (ed.) (1998): European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). - *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie* **15**, 88 pp., Luxembourg.
- GRÜNTAL, G. (2006a): Das Erdbeben von 1736 in der Uckermark. - *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, **13** (1/2): 173-175, Kleinmachnow.
- GRÜNTAL, G. (2006b): Die Erdbeben im Land Brandenburg und im östlichen Teil Deutschlands. - *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, **13** (1/2): 165-168, Kleinmachnow.
- GRÜNTAL, G., KATZUNG, G. (2004): Vertikale Krustenbewegungen und Erdbebengefährdung. In: KATZUNG, G. (ed.): *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*, Schweizerbart, Stuttgart, 468-476.
- GRÜNTAL, G., MEIER, R. (1995): Das „Prignitz“-Erdbeben von 1409. - *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, **2** (2): 5-27, Kleinmachnow.
- GRÜNTAL, G., RIEDEL, P. (2007): Zwei erfundene Erdbeben im Jahre 1303 und 1328 im Raum Königsberg. – *Z. geol. Wissenschaften* (in preparation).
- GRÜNTAL, G., STROMEYER, D. (1986): Stress pattern in central Europe and adjacent areas. - *Gerl. Beitr. Geophys.*, **95** (5): 443-452, Leipzig.
- GRÜNTAL, G., STROMEYER, D. (1992): The recent crustal stress field in central Europe - trajectories and finite-element modeling. - *J. Geophys. Res.*, **97** (B8): 11.805-11.820.
- GRÜNTAL, G., STROMEYER, D. (1994): The recent crustal stress field in central Europe sensu lato and its quantitative modelling. - *Geol. Mijnbouw*, **73** (2-4): 173-180, Dordrecht/Boston/London.
- GRÜNTAL, G., STROMEYER, D. (2001): Direction of recent maximal stress and epicentre map of tectonic earthquakes (maps 5 and 6): Results of IGCP project 346. - *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, **8** (1): 33-37, in Anlagen: Karten 5 und 6, Kleinmachnow.
- GRÜNTAL, G., STROMEYER, D. (2003): Direction of recent maximal stress and epicentre map of tectonic earthquakes (Maps 5 and 6). - *Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg* **40**: 97-104, Kelttern.
- GRÜNTAL, G., WAHLSTRÖM, R. (2003): An Earthquake Catalogue for Central, Northern and Northwestern Europe based on M_w Magnitudes. - *Scientific Technical Report STR 03/02*, 143 pp., GeoForschungsZentrum Potsdam.
- GRÜNTAL, G., MAYER-ROSA, D. and LENHARDT, W. (1998): Abschätzung der Erdbebengefährdung für die D-A-CH-Staaten - Deutschland, Österreich, Schweiz. – *Bautechnik*, **75** (10), 753-767.

- GRÜNTAL, G., GSHAP REGION 3 WORKING GROUP (1999): Seismic hazard assessment for central, north and northwest Europe: GSHAP Region 3. – *Ann. Geofis.*, **42** (6): 999-1011.
- GRÜNTAL, G., BOSSE, C., STROMEYER, D., WAHLSTRÖM, R. (2006): New Generation of Probabilistic Seismic Hazard Assessment of Germany. - 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (Geneva/Switzerland). Abstract Book of the 1st ECEES, SC-FO Engineering Seismology (Open Session-Posters only), p. 462.
- HANKS, T. C., KANAMORI, H. (1979): A moment magnitude scale. – *J. Geophys. Res.*, **84**: 2348-2350.
- HMTS (2004): Harvard Moment Tensor Solutions, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
- HAVSKOV, J., OTTEMÖLLER, L. (2003): SEISAN: The Earthquake Analysis Software. - Department of Earth Science, University of Bergen.
- JÖELEHT, A. (ed.) (2005): The Kaliningrad earthquake September 21, 2004. - Workshop Materials, 52 pp., Institute of Geology, University of Tartu, Tartu.
- JOHNSTON, A. C. (1996): Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions - II. Historical seismicity. - *Geophys. J. Int.*, **125**: 639-678.
- KARABANOV, A. K., LUDWIG, A. O., SCHWAB, G. † (2001): Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (Oligocene) 1:1500000, Map No. 1, East sheet. - Supplement to Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge **8** (1), ed. by Geological Survey of Brandenburg/Germany, Kleinmachnow.
- KIND, R. (1978): The reflectivity method for a buried source. - *J. Geophys.*, **44**: 603-612.
- KIND, R. (1979): Extensions of the reflectivity method. - *J. Geophys.*, **45**: 373-380.
- KVĚT, R. (1985): A new concept of the geological time table. - *Z. geol. Wiss.*, **13**: 149-157.
- KVĚT, R. (1990): About neotectonics. (In Czech) - *Zprávy Geogr. Úst. ČSAV*, **27** (2): 51-56.
- LANGE, G., SÖLLIG, A., RIPPEL, J. (1990): Tektonische Karte. – In: SÖLLIG, A., RÖLLIG, G. (geologische Hauptredaktion): Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik 1:500000, Zentrales Geologisches Institut, Berlin.
- LEE, W. H. K., LAHR, J. C. (1972): HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. - U.S. Geological Survey, Open File Report.
- LUDWIG, A. O. (2001): Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). Neogeodynamica Baltica IGCP-Project 346. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, **1**: 5-12, Kleinmachnow.
- MEIER, R., GRÜNTAL, G. (1992): Eine Neubewertung des Erdbebens vom 3. September 1770 bei Alfhäusen (Niedersachsen). - *Osnabrücker naturwissenschaftliche Mitteilungen*, **18**: 67-80, Osnabrück.
- MUSSON, R. M. W. (1994): Earthquake Catalogue of Great Britain and surroundings /Data file/. - British Geological Survey, Technical Report WL/94/04, Seismology Series, 99 pp.
- NIKONOV, A. A. (1992): Distribution of maximum observed tremors and zones of possible occurrence of earthquakes in Estonia. - *Izvestiya, Earth Physics*, **28** (5): 430-434, MAIK Nauka/Interperiodica.
- PAGACZEWSKI, J. (1972): Catalogue of earthquakes in Poland in 1000-1970 years. - Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences **51**, 61 pp.
- PAVLIDES, S. B. (1989): Looking for a definition of neotectonics. – *Terra News*, **1**: 233-235.
- REASENBERG, P. A., OPPENHEIMER, D. (1985): FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computerprograms for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. - US Geo Survey, Open-file report 85-739, 109 pp.
- REISNER, G. I., JOHANSON, Z. I. (1993): Seismic potential of Western Russia and other countries of the CIS and the Baltic region. - *Seismicity and seismic zoning of Northern Eurasia*, *Vypusk 1*: 186-195.
- SPONHEUER, W. (1960): Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. - *Freiberger Forschungshefte C88*, 117pp., Akademie-Verlag Berlin.
- SPONHEUER, W. (1962): Untersuchungen zur Seismizität von Deutschland. - Veröffentlichungen des Instituts für Bodenmechanik und Erdbebenforschung in Jena, **72**: 23–52.
- STROMEYER, D., GRÜNTAL, G. (2007): Attenuation relations of macroseismic intensities of Central Europe considering uncertainties. – *J. Seismol.* (submitted)
- VOGT, J., GRÜNTAL, G. (1994): Die Erdbebenfolge vom Herbst 1612 im Raum Bielefeld - Ein bisher unberücksichtigtes Schadenbeben. – *Geowissenschaften*, **12** (8): 236-240, Heidelberg.

- WAHLSTRÖM, R., GRÜNTAL, G. (1994): Seismicity and seismotectonic implications in the southern Baltic Sea area. - *Terra Nova*, **6**: 149-157, Blackwell Publishing.
- WIEJACZ, P. (2004): Preliminary investigation of the September 21, 2004, earthquakes of Kaliningrad region, Russia. - *Acta Geophysica Polonica*, **52** (4): 425-441, Krakow.
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd Edition. – Shell International Petroleum Mij. B. B. and Geol. Soc., 293 pp., London.
- ZOBACK, M. L. (1992): First and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. - *J. Geophys. Res.*, **97** (B8): 11703-11728.
- ZUI, V. I., BOBORYKIN, A. M., URBAN, G. I., ZHUK, M. S. (1995): Heat flow and seismicity within western part of the East European Platform. – *Lithosphere*, **3**: 114-125, Minsk.

Eingereicht am 06.12.2006

Angenommen am 18.04.2007

Anschriften der Autoren:

Gottfried Grünthal (corresponding author: ggrue@gfz-potsdam.de), Dietrich Stromeyer, Kurt Wylegalla, Rainer Kind, Rutger Wahlström, Xiaohui Yuan
GeoForschungsZentrum Potsdam
D-14473 Potsdam

Annex 1

Ortsliste makroseismischer Auswertungen zum Rostock-Beben vom 21. Juli 2001

<i>Ort</i>	<i>Intensität EMS-98</i>
Althagen	3
Bad Doberan	3-4
Bad Sülze	4
Barth	3
Bergen	3
Brodersdorf	3-4
Creemower See	2
Demmin	3
Diedrichshagen	3-4
Dummerstorf	3-4
Elmenhorst	3
Garlitz	2
Gehlsdorf	3-4
Gelbensande	4
Grimmen	3
Güstrow	3
Heiligendamm	3-4
Hucksdorf	3
Kösterbeck	3-4
Kritznow	3
Laage	3-4
Malow	2
Markgrafenheide	3
Müggenthal	3
Niex	2
Roggentin	3-4
Rostock	3
Rostock-Lütten Klein	3
Rostock-Reutershagen	3-4
Rostock-Süd	3
Rostock-Schmarl	3
Sievershagen	3
Stralsund	3
Thulendorf	4
Trissow	3
Viecheln	4
Wardow	3
Warnemünde	3