

# Auswertung sehr naher Sprengungen am Beispiel der Stationen MOX und HWTS

Detailed interpretation of very nearby blasts  
e.g. at the stations MOX and HWTS

Horst Neunhöfer & Albrecht Ziegert

## Zusammenfassung

Gewerbliche Sprengungen, die in der Nähe der seismischen Stationen MOX und HWTS erfolgen, werden untersucht. Die registrierten Wellenformen werden geeignet modifiziert, um Reflexionen aus der oberen Erdkruste gut nachweisen zu können. Zusätzlich werden Wellengruppen, die in der Unterkruste und an der Mantelgrenze reflektiert werden, klar erkannt. Es wird ein lokales Modell der Erdkruste, MOX14, vorgeschlagen. Zusätzlich werden bis etwa 240 s später im Seismogramm Wellen der Coda nachgewiesen und untersucht.

## Summary

Commercial blasts performed near the seismic stations MOX and HWTS are investigated. The recorded wave forms are successfully processed to easily distinguish reflexions inside the upper crust. Additionally, wave groups can be clearly detected which are reflected in the lower crust and the boundary to the mantle. A local model of the earth's crust, MOX14, is proposed. Furthermore, an approximately 240 sec long wave coda was detected and investigated.

## Schlagwörter

Steinbruchsprengungen, seismische Wellen, Reflexionen, Coda, Erdkruste, Thüringen

## Key words

Quarry blasts, seismic waves, reflections, coda, Earth's crust, Thuringia

## 1. Einleitung

Die Auswertung gewerblicher Sprengungen führt in der Seismologie ein untergeordnetes Dasein. Sie ist im Vergleich den tiefenseismischen Untersuchungen unterlegen, denn die Lage von Steinbrüchen ist zwar recht genau bekannt, aber sie lässt sich nur in seltenen Fällen einer konkreten wissenschaftlichen Aufgabenstellung zuordnen. Gleichermäßen nachteilig fällt ein Vergleich mit lokalen Erdbeben aus, denn die Aufzeichnung einer Sprengung ist komplexer als die eines Erdbebens. Es kommt noch schlimmer: Sprengungen können den Nachweis von lokalen Erdbeben erschweren, wenn der Auswerter nicht über einen genügend umfangreichen Erfahrungsschatz zur Unterscheidung beider voneinander verfügt. Seit langem, die Seismogramme waren noch analog, wurden die Aufzeichnungen von Steinbruchsprengungen zur Ableitung lokaler bzw. regionaler Laufzeitkurven für  $P_g$ -Wellen benutzt (Wiechert, 1929). Später wurde gern auf Informationen hingewiesen, die in Aufzeichnungen von kommerziellen Sprengungen verborgen sein können (Reinhardt, 1954). Versuche, sie offen zu legen, sind dann sehr häufig im Sande verlaufen. Nicht vergessen werden darf jedoch ein Vorteil von Sprengungen gegenüber lokalen Erdbeben: die Lage des Herdes ist a priori bekannt, während sie bei einem Erdbeben berechnet werden muss, was heute meist gut möglich ist.

Die Autoren benutzen die heute öffentlich zugänglichen digitalen seismischen Daten dazu, auf einige der Informationen hinzuweisen, die in einer routinemäßigen Registrierung naher Sprengungen enthalten sind. Die *gesamte* in der Aufzeichnung *nachweisbare Coda* wird in die Untersuchungen einbezogen. Es werden jene Orte mit relativ starken gewerblichen Sprengungen in Thüringen ausgewählt, in deren Nähe eine seismische Station arbeitet. An den diskutierten Beispielen soll gezeigt werden, welchen Einfluss die lokale Struktur der Erd-

kruste, vielleicht auch die des obersten Erdmantels, auf die Wellenform hat. Schließlich werden seismologisch weniger erfahrene Interpretatoren von Seismogrammen auf diese oder jene seismologische 'Binsenweisheit', nachfolgend ebenso wie methodische Hinweise zu meist kleingedruckt, hingewiesen.

Die vorliegende Arbeit schließt eine Quasi-Trilogie der Autoren ab, die sich mit den seismischen Aufzeichnungen von sehr nahen Quellen befasst. Den Anfang bildete die Untersuchung von reflektierten Rayleighwellen (Neunhöfer & Ziegert (2011)). Der zweite Teil beschäftigte sich mit der Aufzeichnung von Meteoriten an seismischen Stationen (Neunhöfer & Ziegert, 2013).

## **2. Die Ausgangsdaten**

Ganz am Anfang wird ein Überblick über solche seismische Quellen - Sprengorte, einige Erdbeben - und seismische Stationen gegeben, die sich prinzipiell für die Untersuchung in dem gesetzten Rahmen eignen. Die dazu gehörenden Koordinaten und spezifische Details wurden im Anhang in der Tab. A1 zusammengestellt. Dazu gehört auch der sog. *gain*, dessen Größe dem Wert eines bits in der digitalen Messreihe entspricht. Die Abb.1 zeigt die Lage der Quellen und Stationen im Freistaat Thüringen bzw. in Relation dazu. Lila Punkte - S1 bis S6 - sind Steinbrüche, acht rote Dreiecke, mit einem Buchstabencode versehen, seismische Stationen, drei blaue Punkte Erdbeben. Die Darstellung erfolgt vor dem grünen Hintergrund des Freistaates Thüringen. Sie wird ergänzt, indem die seismogeografische Region Vogtland / Westböhmen durch eine gelbe Umrandung und relativ junge tiefenseismische Profile durch braune Linien hervorgehoben werden.

Die detaillierten Untersuchungen beziehen sich auf die Sprengorte S1 und S2, weil sie nahe an der Station Moxa (MOX) und zwangsläufig nahe an der Station Hohenwartelsperre (HWTS) liegen. Am ebenfalls nahe gelegenen Ort S3 sind die Sprengungen generell zu schwach. MOX gehört zum Deutschen Seismischen Regionalnetz (GRSN) und ist von den hier verwendeten Stationen am zuverlässigsten. Die Umgebung von Moxa ist im Teil A der Abb. 1 vergrößert dargestellt worden. Ergänzend wurden die im Detail untersuchten Laufwege eingezeichnet. Die Sprengungen in S1 sind die stärksten Ereignisse. Davon wurden 20 ausgewählt, an deren Beispiel auch das methodische Vorgehen demonstriert wird. Von den schwächeren Sprengungen in S2 wurden 44 ausgesucht. An S1 baut das Burgker Hartsteinwerk Grauwacke ab, an S2 werden Grauwacke und Dolomit gewonnen. Die Daten der verwendeten Sprengungen sind im Anhang in den Tabellen A3 bzw. A4 aufgezählt. Die Stärke einer jeden Sprengung durch ihre lokale Magnitude zu beschreiben, wäre sehr formal und wenig sinnvoll. Sie hat am Ort S1 ganz grob geschätzt im Maximum etwa den Wert 1 und ist dort im Mittel um etwa 0,45 größer als am Ort S2. Damit die Sprengungen an einem Ort wenigstens untereinander bezüglich ihrer relativen Stärke verglichen werden können, wird die gemessene maximale Doppelamplitude in Bits angegeben.

Digitale Daten von deutschen seismischen Stationen werden von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) als Breitband-Wellenformen ins Netz gestellt. Aus diesem Datenpool wird für jede zu berücksichtigende Sprengung und die entsprechende registrierende Station ein bis zu sechs Minuten langer Abschnitt entnommen. Er soll möglichst nicht später als 30 Sekunden vor dem ersten Einsatz der P-Welle beginnen. Die Abtastrate ist 100 Hz.

Eine zweite, weitgehend externe Vorgabe betrifft ein Modell von Erdkruste und Erdmantel, das in einer späteren Interpretation zu modifizieren ist. Zuerst ist das globale Erdmodell IASP91 von Kennett (1991) für P- und S-Wellen zu nennen. Die dort festgeschriebenen Diskontinuitäten im Erdmantel in 410 und 660 km Tiefe spielen in den folgenden Untersuchungen kaum eine Rolle. Die Erdkruste wird global als kontinental oder ozeanisch definiert. Diese globale Sicht ist für ein spezielles Untersuchungsgebiet, wie es hier betrachtet wird, zu grob. Eine Einbeziehung der vorhandenen Vorstellungen über die wirkliche lokale Krusten-

struktur im Gebiet, das die Abb. 1 umfasst, also von Thüringen und Umgebung (ohne Vogtland), ist unbedingt notwendig.

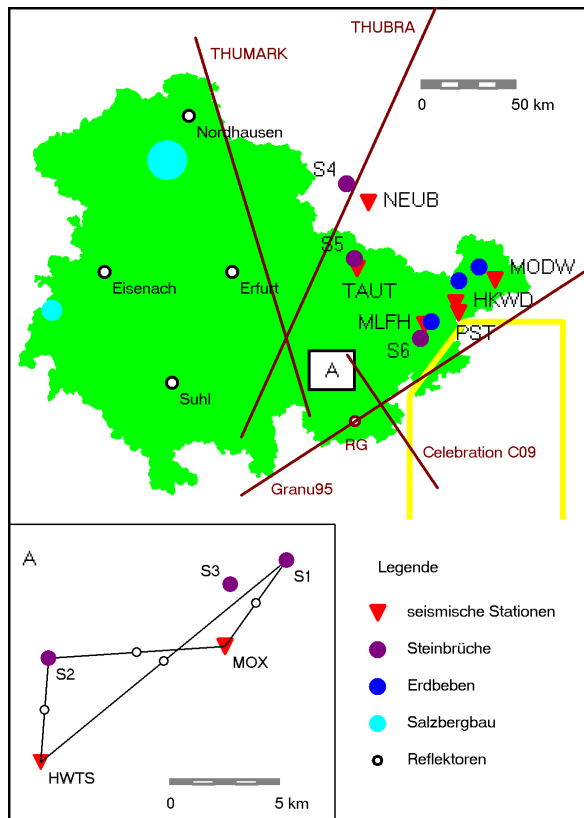


Abb. 1: Lage potentieller Steinbrüche, seismischer Stationen, und einiger Erdbeben; Lage einiger bekannter tiefeismischer Profile (braune Linien). Die grüne Fläche ist das Territorium des Freistaates Thüringen. Die gelbe Linie umrandet die seismogeografische Region Vogtland / Westböhmen. Das vergrößerte Fenster A, in der linken unteren Ecke, ist die Fläche A in der Abbildung darüber. Im Fenster werden die tatsächlich untersuchten Wege zwischen Sprengorten und seismischen Stationen gezeigt.

Fig. 1: Position of potential quarries, seismic stations, and some earthquakes. The position of a few known deep seismic profiles (brown lines). The green area is the territory of the Freestate of Thuringia. The yellow line outlines the seismogeographic region Vogtland / Western Bohemia. The enlarged window A, in the bottom left hand corner, is the area A found on the main map. Inside the window, the actual investigated paths between the quarry sites and seismic stations are shown.

Es wird daran erinnert, dass das Gebiet der Abb. 1 auf Grund der Seismizität, dem Auftreten von Erdbeben, mehreren seismogeografischen Zonen angehört (s. Neunhöfer, 2009). Unter ihnen nimmt die Region Vogtland/Westböhmen wegen der dort auftretenden Schwarmbeben eine besondere Rolle ein. Sie ist im SE-Teil der Karte als gelbes offenes Polygon angedeutet. Dort wurden die Krusten- und teilweise die Mantelstruktur besonders intensiv untersucht (s. DECORP Research Group (1994) und Geißler (2004), in einer Zusammenstellung bei Hemmann (2002), auch Hrubcová et al. (2005)). Leider ist es wenig angebracht, diese detaillierten Ergebnisse auf benachbarte Zonen wie die in Thüringen zu übertragen. Hinweise auf die Tiefenstruktur in der Nähe der Station Moxa geben Bormann et al. (1989) und Schulze & Lück (1992), indem sie u.a. zwei tiefeismische Profile (THUMARK und THUBRA) diskutieren, die mehr oder weniger nahe an unserem Untersuchungsgebiet vorbeilaufen. Neuere Kenntnisse vermitteln das tiefeismische Profil *Granu95*, das von Enderle (1998) behandelt worden ist, und das Teilprofil C09 von *Celebration 2000* (Hrubcová et al., 2005). Ersteres verläuft etwa 25 km südöstlich von der Station MOX und kommt ihr im Punkt RG am nächsten. Es macht Aussagen über die gesamte Kruste und hinein in den obersten Erdmantel. Das zweite Profil beginnt nahe der Station MOX und macht an dieser Stelle nur einen Vorschlag für die Wellengeschwindigkeit bis in 8 km Tiefe. Die Lage aller genannten Profile kann der Abb. 1 entnommen werden. Die relevanten  $v_p$ -Tiefen-Verläufe von *Granu95* und *Celebration 2000* sind in Abb. 5 angedeutet. Die entsprechenden Verläufe für THUMARK und THUBRA bestätigen sie qualitativ.

### 3. Schätzwerte für einen ideal elastischen Körper

Schon mehreren Generationen von Seismologen ist bekannt, dass die Entfernung  $e$  sehr naher Ereignisse in Kilometern aus der Zeitdifferenz des S<sub>g</sub>- und P<sub>g</sub>-Wellen-Einsatzes,  $t_{S-P}$ , gemessen in Sekunden, grob geschätzt werden kann, und zwar nach der Formel  $e = 8 * t_{S-P}$ . Das setzt einen isotropen ideal elastischen Körper voraus, für den die beiden Lamé-Konstanten  $\lambda$  und  $\mu$  gleich sind, folglich die Poisson-Zahl den Wert 0,25 hat und die Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen ( $v_P$  bzw.  $v_S$ ) durch die Relation  $v_P = v_S * \sqrt{3}$  miteinander verknüpft sind. Außerdem gilt für die Laufzeit der P-Welle  $t_P = t_{S-P} / (-1 + \sqrt{3})$ , womit aus der Aufzeichnung an einem einzigen Ort allein die Herdzeit geschätzt werden kann.

In unserem Fall ist der Abstand zwischen Herd und Station, also  $e$ , bekannt;  $t_{S-P}$  wird gemessen. Es kann für den direkten Laufweg der mittlere Wert von  $v_P$  nach  $v_P = (-1 + \sqrt{3}) * e / t_{S-P}$  geschätzt werden. In Tab. 1 sind die groben Schätzwerte, die beobachteten Werte  $t_{S-P}$  sowie die auf deren Basis berechneten Laufzeiten  $t_P$  und die mittlere Geschwindigkeit  $v_P$  zusammengestellt worden, ergänzt durch die Anzahl  $N$  der verwendeten Ereignisse und deren mittlerer Magnitude.

Tab. 1: Basisbeobachtungen für die untersuchten Herd-Stations-Kombinationen  
Table 1: Basic observations with respect to the investigated focus-station combination

1. Wellenweg	2. Entfernung $e$ in km	3. $t_{S-P}$ theoret. in s	4. Laufzeit $t_P$ theoret. in s	5. $t_{S-P}$ gemessen in s	6. Laufzeit $t_P$ extrapoliert in s	7. Geschwindigkeit $v_P$ in km/s	8. Anzahl der Ereignisse	9. Relative Vergrößerung
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
S1 - MOX	<b>5,445</b>	0,68	0,93	<b>0,73</b>	0,99	5,455	20	1.0
S2 - MOX	<b>9,532</b>	1,19	1,69	<b>1,24</b>	1,75	5,625	44	1.0
S1 - HWTS	<b>16,663</b>	2,08	2,84	<b>2,25</b>	3,07	5,431	17	0.5
S2 - HWTS	<b>5,207</b>	0,65	0,89	<b>0,7</b>	0,99	5,445	30	0.5

## 4. Auswertung

### 4.1 Wellenformen

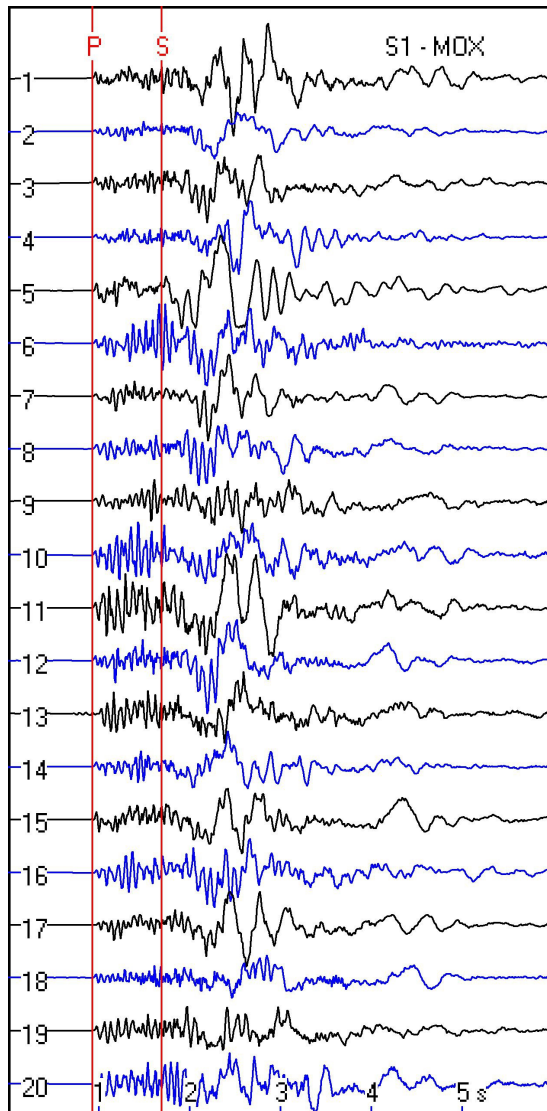


Abb. 2: Z-Seismogramme aller Sprengungen, die an der Station MOX vom Steinbruch S1 berücksichtigt wurden. Die Zeitskala beginnt bei der Sprengzeit. P- und S-Wellen-Einsätze sind markiert.

Fig. 2: Z-seismograms of all blasts taken into consideration at MOX station from the quarry S1. The time scale is related to the time of blasting. P and S-wave onsets are indicated.

Die Wellenformen aller Sprengungen aus vier Jahren am Ort S1, insgesamt 20, werden in Abb. 3 dargestellt. Die Zeitskala beginnt bei der geschätzten Herzzeit. P- und S-Einsatz sind durch rote Linien markiert. Trotz des nahezu gleichen Wellenwegs unterscheiden sich die Formen im Detail. Bei allen haben die Oberflächenwellen zwar die größte Amplitude, aber das Verhältnis der Amplituden von Oberflächen- zu Raumwellen schwankt beträchtlich. Die P-Einsätze sind, wie zu erwarten, durchweg Kompressionen. Der Einsatz von S ist in den meisten Fällen in der P-Wellen-Coda schwer erkennbar. Die unterschiedlichen Wellenformen entstehen durch unterschiedliche Herdvorgänge, die wiederum von der Anordnung der Ladungen und dem jeweils gewählten Verzögerungsschema zwischen ihnen abhängen.

Wie sich die Aussagekraft dieses Satzes von Aufzeichnungen verbessern lässt, soll die Abb. 3 zeigen. Oben ist zunächst ein Einzelseismogramm gezeichnet. Darunter dasselbe Seismogramm, nachdem es mit einem Hochpass der Grenzfrequenz 2 Hz gefiltert worden ist. An dritter Stelle wird das Ergebnis der Stapelung aller 20 Seismogramme dargestellt und unten das gefilterte Stapelseismogramm. Die Amplitudenskala eines jeden Seismogramms ist so gewählt, dass die Maximalauslenkung aller im Bild in etwa gleich ist. Die Filterung soll die

Oberflächenwellen im Bild zurückdrängen. Das gelingt, betrachten wir nur ein einzelnes Ereignis, offenbar nur wenig. Jedoch ist das Seismogramm nach der Stapelung klarer strukturiert. P- sowie auch S-Einsatz sind gut zu erkennen und die Oberflächenwellen zeigen nunmehr auf den ersten Blick eine normale Dispersion. Mit etwa 1,5 s Verzögerung wird eine reflektierte Gruppe von Oberflächenwellen aufgezeichnet. Neunhöfer & Ziegert (2011) haben einen Weg beschrieben, solche reflektierte Wellen prinzipiell zu deuten.

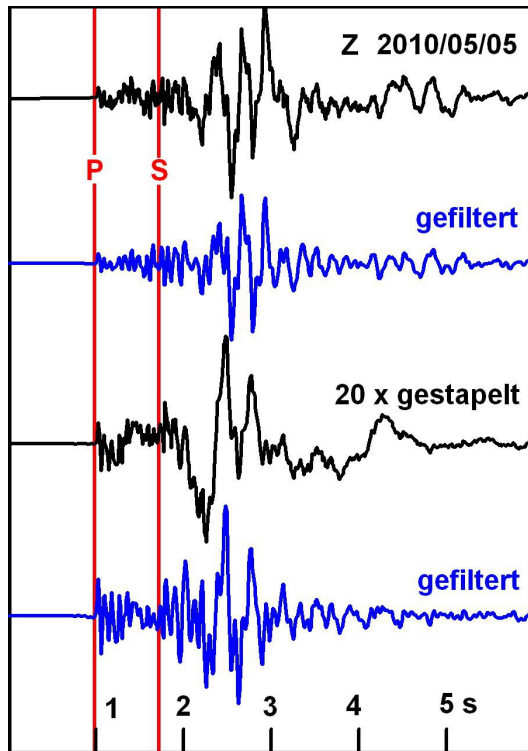


Abb. 3: Beispiel für verschiedene Stufen der Bearbeitung für den Ort S1 und die Z-Komponente. Von oben nach unten: Seismogramm einer einzelnen Sprengung, das gleiche nach der Filterung mit einem Hochpass, 20 Ereignisse gestapelt, das Ergebnis ebenfalls Hochpass-gefiltert.

Fig. 3: Example for different processing steps applied to site S1 and the Z-component. From top downwards: Record of a single blast, the same after high-pass filtering, 20 events stacked, and also after high-pass filtering.

Zwischen P- und S-Einsatz, z.T. auch noch später und dann mit S-Wellen interferierend, sind weitere Einsätze erkennbar, die mit Hilfe der Abb. 4a untersucht werden können. Beginnend bei der Herdzeit wird dort ein 12 Sekunden langes Zeitintervall gewählt. Für vier Wellenwege sind die gestapelten und danach gefilterten Wellenformen aller Komponenten, Z (schwarz), N-S (blau) und E-W (grün), dargestellt. Die Herdentfernung nimmt von oben nach unten zu. Die Einsätze der direkten P- und S-Wellen sind sicher zu identifizieren und durch rote vertikale Linien markiert. Weitere Einsätze, die zu Reflexionen in der oberen Kruste gehören, sind zu erkennen. Besonders deutlich in den Seismogrammen für S1-HWTS, wo sie nicht mit den S-Wellen interferieren. Dafür werden die vier Einsätze ( 1 ... 4), die P folgen, ausgewertet. Horizontale Schichtung vorausgesetzt, werden sie mit Hilfe des Modells MOX14, das weiter unten erklärt wird, auf die anderen Wellenwege extrapoliert. Den so bestimmten Zeiten entsprechen die vertikalen purpurfarbenen Linien 1 bis 4. Wie man unschwer sehen kann, decken sich die extrapolierten Zeiten im Großen und Ganzen mit wirklich existierenden Einsätzen, wenn auch die Interferenz mit S-Wellen teilweise sehr stört. Eine zweite Extrapolation setzt ideal elastisches Medium voraus. Sie gibt Vorschläge für die Ankunftszeit von zu erwartenden Reflexionen von S-Wellen (braune Linien). Das Ergebnis ist weniger deutlich, auch weil ankommende Oberflächenwellen störend interferieren.

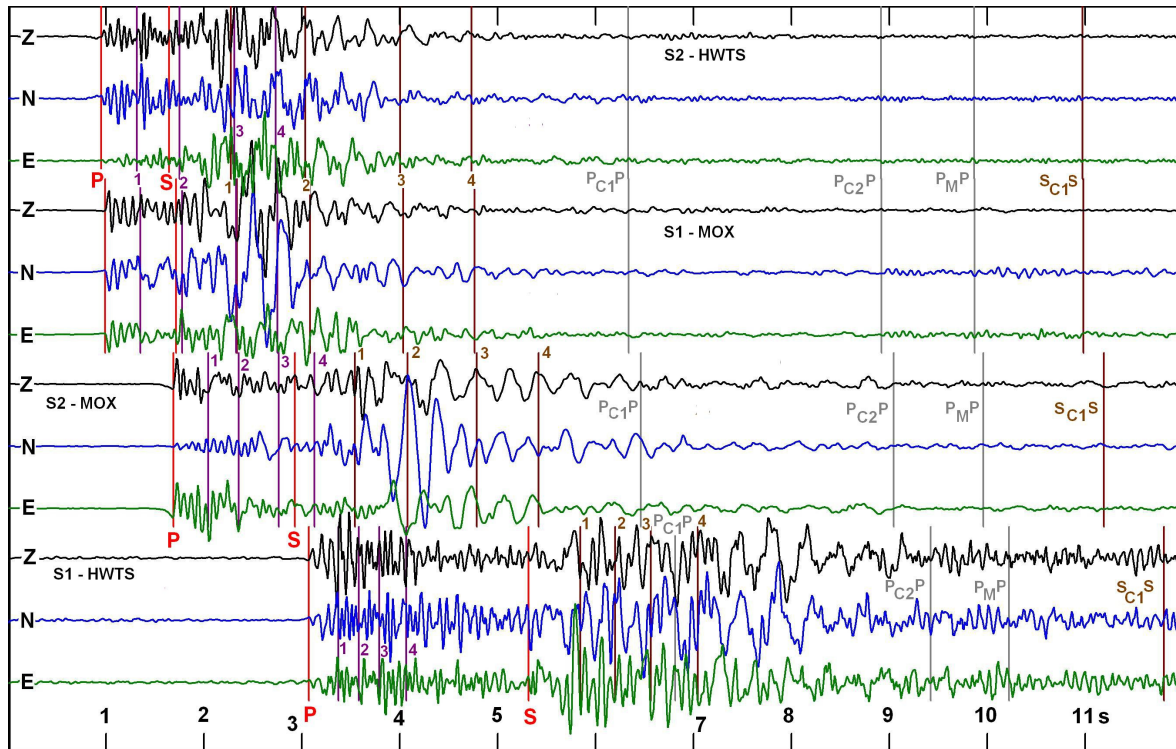


Abb. 4a: Wellenformen – gestapelt, Hochpass-gefiltert, in drei Komponenten, für vier Wege -. Von oben nach unten wachsende Herdentfernung. Die Zeitskala beginnt bei der Herdzeit.

Fig. 4a: Wave forms – stacked, high-pass filtered, in three components for four paths. The focal distance increases from the top downwards. The time scale starts at the focal time.

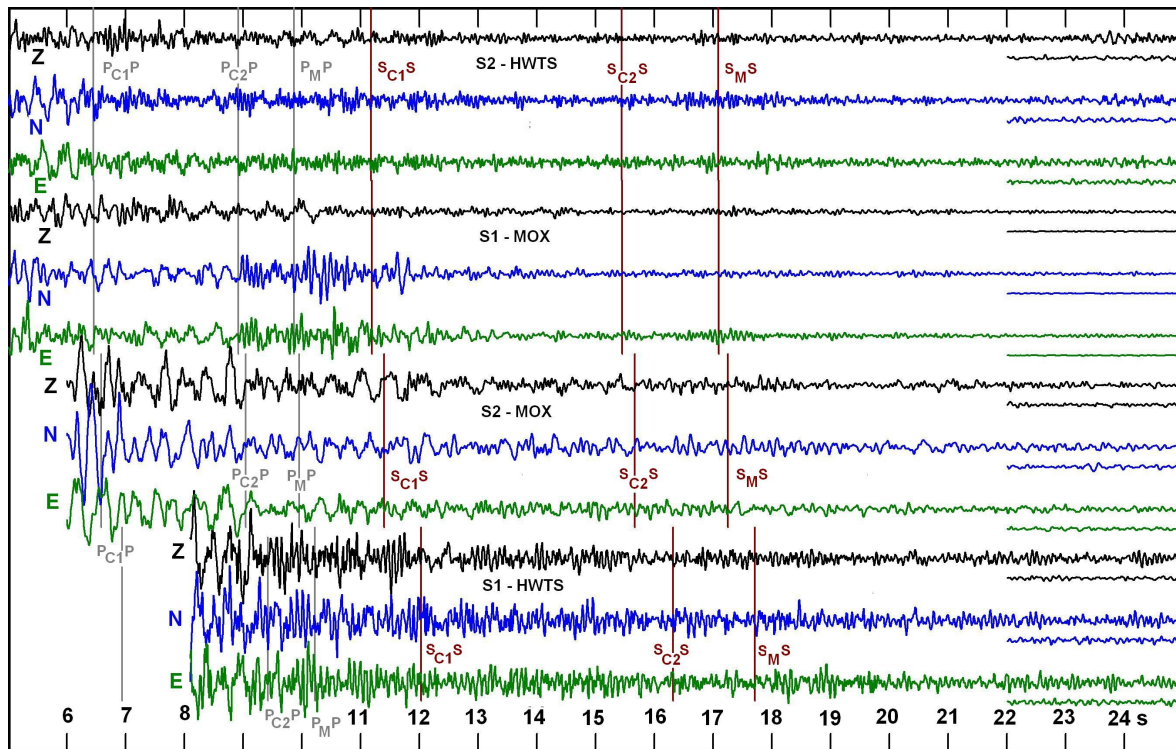


Abb. 4b: Gleiche Darstellung wie in Abb. 4a, aber für Laufzeiten von 5 bis 25 s. Rechts sind dreiminütiger Ausschnitte der Unruhe eingefügt, wie sie kurz vor dem ersten P-Einsatz aufgezeichnet wurden,

Fig. 4b: Same picture as in fig. 4a, but for travel times from 5 to 25 seconds. On the right hand side there are shown 3 minute long parts of the noise recorded immediately before the first P onset.

In Abb. 4a sind auch Wellengruppen von tieferen Reflexionen aus der mittleren und unteren Kruste erkennbar, aber in diesem Maßstab wenig deutlich sichtbar. Sie werden in Abb. 4b besser betont, indem jener Teil der Wellenformen ausgeblendet wird, den kurzperiodische Oberflächenwellen dominieren. Zudem wird die Zeitskala ein wenig komprimiert und die Vergrößerung erhöht. Die Interpretation basiert auf dem Modell MOX14 (s. Abb. 5), dessen Ableitung im Anschluss diskutiert wird. Mit ihm werden insbesondere die Einsatzzeiten geschätzt, mit denen Reflexionen an einer zweigeteilten Conrad-Diskontinuität,  $P_{C1}P$  und  $P_{C2}P$ , und an der Mohorovičić-Diskontinuität (Moho),  $P_{MP}$ , die Beobachtungspunkte erreichen. Auf sie verweisen die grauen vertikalen Linien in beiden Teilen der Abb. 4. An der rechten Seite von Abb. 4b ist ein drei Minuten langer Abschnitt der Unruhe, gemessen vor dem P-Wellen-Einsatz, dargestellt. 25 Sekunden nach der Sprengung ist die Coda noch mindestens dreimal so stark wie die Unruhe. Der  $P_{C1}P$ -Einsatz ist undeutlich. Klar ausgeprägt sind die Einsätze von  $P_{C2}P$  und  $P_{MP}$ : Was  $P_{MP}$  betrifft, so scheint sich die von Enderle (1998) thematisierte Erfahrung zu bestätigen, dass die Reflexion an der Moho von einer prominenten zwei Sekunden dauernden Coda gefolgt wird. Verantwortlich dafür, so führt er aus, ist eine wenig scharfe Ausbildung der Diskontinuität. Eine  $S_{MS}$ -Wellengruppe wird ohne Zweifel ebenfalls beobachtet. Es verwundert nicht, dass sie wegen unserer idealisierten Annahmen für das durchlaufene Medium zeitverschoben ist. Leider stößt die Zahl der gestapelten Ereignisse zur Zeit an eine Grenze, so dass die  $S_{MS}$ -Gruppe nicht genauer untersucht werden kann. Das trifft auch auf eventuelle zweifach Reflexionen an der Moho zu.

#### 4.2 Vorschlag für ein Krustenmodell der Wellengeschwindigkeit

In relativer Nähe zu unserem Untersuchungsgebiet sind bisher vier tiefenseismische Profile vermessen worden:

THUMARK und  
 THUBRA (Schulze & Lück, 1992),  
 Granu95 (Enderle, 1998),  
 Celebration C09 (Hrubcová et al., 2005).

Ihre Lage folgt aus Abb. 1. Hier wird auf die beiden zuletzt genannten zurückgegriffen. Celebration C09 beginnt im Untersuchungsgebiet. Das bei Hrubcová et al., 2005) angegebene Modell reicht dort nur bis in eine Tiefe von 10 km, wird von uns aber als relativ zutreffend eingeschätzt (gelbe Linie in Abb. 5). Granu95 passiert die Station Moxa süd-östlich in etwa 25 Kilometer Entfernung (s. Kreis RG auf Profil). Die Übernahme der Tiefenparameter an diesem Punkt (graue Linie) ist approximativ. Das schließlich verwendete Modell MOX14 (schwarze Linie) vermittelt zwischen beiden, indem es

- 1 im Einklang mit Tab. 1 eine mittlere Geschwindigkeit der P-Welle an der Oberfläche von 5,45 km/s annimmt,
- 2 auf Grund unserer Beobachtungen vier Reflektoren in der oberen Kruste zulässt und
- 3 sich ab 7 km Tiefe stark an Granu95 anlehnt. Geringfügige Unterschiede in diesem Tiefenbereich zu Granu95 beruhen auf der Auswertung der in den Abb. 4 gezeigten Seismogramme.
- 4 Weiterhin wird ad hoc postuliert, dass in Oberflächennähe die Annäherung an Granu95 von Schicht zu Schicht besser wird, also keine Schicht besonders hoher Geschwindigkeit existiert, wie sie von Enderle (1998) für das Granulitgebirge als typisch nachgewiesen worden ist.

MOX14 unterteilt die Erdkruste in die obere Erdkruste. Sie reicht bis etwa 7 km Tiefe. Es schließen sich an die mittlere Erdkruste bis in etwa 20 km Tiefe und untere Erdkruste bis zur Moho in etwa 29/30 km Tiefe.

Unterhalb der Moho gelte das Modell IASP91 von Kennett (1991). Es definiert im oberen Erdmantel zwei Diskontinuitäten, in 410 und 660 km Tiefe. Reflexionen an ihnen würden sehr spät in der Coda versteckt sein. Die Stellen, wo das passiert, werden der Vollständigkeit halber in einigen Abbildungen markiert. Ungeachtet der Tatsache, dass unsere seismischen Quellen viel zu schwach, um sie trotz der vorgenommenen Stapelung nachzuweisen.



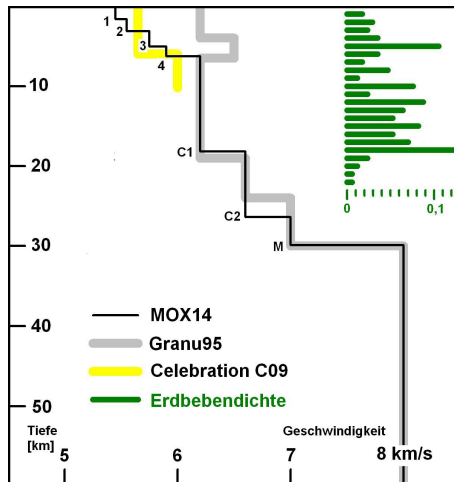


Abb. 5: Drei Modelle der Erdkruste: Celebration C09, Granu95 und MOX14. Rechts oben: Häufigkeitsdichte von Erdbeben in Thüringen als Funktion der Tiefe.

Fig. 5: Three models of the Earth's crust: Celebration C09, Granu95 and MOX14. Right corner at top: Frequency density of earthquakes in Thuringia as function of depth.

(1)	(2)
-0,4	5,45
1,7	5,45
1,7	5,55
3,2	5,55
3,2	5,75
5,1	5,75
5,1	5,90
6,3	5,90
6,3	6,20
18,2	6,20
18,2	6,60
26,4	6,60
26,4	7,00
29,9	7,00
29,9	8,00

Tab. 2: Krustenmodell MOX14

Linke Spalte (1): Tiefe in km unter NN

Rechte Spalte (2): P-Wellen-Geschwindigkeit in km/s

Table 2: Crust model MOX14

Left hand row (1): depth in km below sea level

Right hand row (2): P-wave velocity in km/s

Die Abb. 5 wird ergänzt durch die Häufigkeits-Tiefen-Verteilung der Erdbeben in Thüringen nach Ziegert (2013). Die weitaus meisten Erdbeben ereignen sich in der mittleren Kruste. Am Übergang von mittlerer zu unterer Kruste verringert sich die Wahrscheinlichkeit, dass Erdbeben auftreten, besonders markant.

### 4.3 Die Coda einer Sprengung

Weiter oben, in Abb. 4b, wurde gezeigt, dass 25 Sekunden nach einer Sprengung noch Auslenkungen im Seismogramm registriert werden, die zu dem untersuchten Ereignis gehören. Im Vergleich zum gemessenen Maximalausschlag klein zwar, jedoch deutlich erkennbar: die Coda! Sie hat, zumindest auf den ersten Blick, eine ungeordnete Struktur. Multipel reflektierte und gestreute Wellengruppen sind

ihre Bestandteile. Nachfolgend soll für das Beispiel der Kombination S1-MOX die Frage beantwortet werden, über welches Zeitintervall hinweg eine Coda hier überhaupt praktisch nachgewiesen werden kann. Dabei muss die Kompatibilität der Aufzeichnungen gewährleistet sein, indem für alle die Parameter des Seismografen gleich sind und die ausgewählten Wellenformen in gleicher Weise bearbeitet worden sind.

#### 4.3.1 Methodisches

Viele Ereignis-Detektoren basieren auf dem sog. Langzeitmittel: englisch als LTA abgekürzt. Ein angehängter Index  $L$ , wie in  $LTA_L$ , gebe zusätzlich die Länge des Mittelungsintervalls in Sekunden an. Das Langzeitmittel ist die mittlere absolute Auslenkung eines Seismogramms in einem Intervall von definierter Länge  $L$ . Der errechnete Wert wird von uns der Mitte des Intervalls zugeordnet. Der formale Verzicht auf die Mittelung führt zur Langzeit-summe LTS. Sie wird nachfolgend, beginnend zu einem definierten Zeitpunkt, kontinuierlich als Funktion der Zeit für das gesamte zu untersuchende Seismogramm berechnet. Sie ist monoton steigend.

Für eine quasistationäre mikroseismische Unruhe ist  $LTA_L$  im Mittel konstant, während LTS im Mittel linear ansteigt (Unruhe-Gerade  $G$ ). Wenn die Unruhe mit einem Signal interferiert, werden Konstanz wie Linearität gestört. Wenn  $G$  von LTS abgezogen wird, bleibt dann ein Rest übrig, der mit dem interferierenden Signal korrespondiert. In unserem Fall sei die Coda einer Sprengung solch ein Signal.

In Abb. 6 wird dieser Sachverhalt schematisch demonstriert. Die obere Spur sei die als Sinuskurve gedachte Unruhe. An zweiter Stelle werden zwei zeitlich begrenzte sinusförmige Signale dargestellt. Darunter die Interferenz von Unruhe mit den beiden Signalen als ein Beispiel für ein synthetisches Seismogramm. In praxi ist die Bodenbewegung nicht einfach harmonisch. Das Signal 2 könnte dann bei visueller Betrachtung durchaus in der Unruhe verborgen bleiben. An vierter Stelle folgt LTS und ganz unten LTS vermindert um  $G$ .

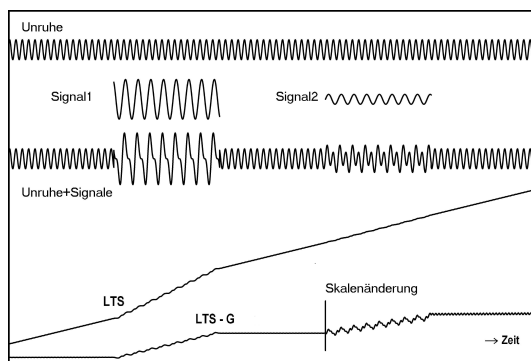


Abb. 6: Schema, wie ein Signal in der mikroseismischen Unruhe nachgewiesen werden kann. Von oben nach unten: Unruhe, zwei Signale, Unruhe plus Signale als synthetisches Seismogramm, dessen Langzeit-Summe LTS und LTS vermindert um die Unruhegerade  $G$ .

Fig 6: Scheme of how a signal, superposed with noise, can be detected. From top to bottom: noise, two signals, noise plus signals as synthetic seismogram, long-term sum LTS of it and LTS minus noise line  $G$ .

#### 4.3.2 Beobachtungen

Abb. 7 zeigt retrospektiv betrachtet die Verläufe der LTS für zwei Sprengungen am Ort S1 und das Erdbeben E1. Sie sind einander bis auf die Amplitude ähnlich und werden in drei Abschnitte unterteilt. Von links nach rechts:

- 1 Ein langer flacher Abschnitt, in welchem die Coda eines jeden Ereignisses enthalten ist. Gefolgt von
- 2 einem etwa 25 Sekunden langen steilen Abschnitt, zu dem maßgeblich direkte und in der Erdkruste reflektierten Wellen, wie sie in den Abschnitten 4.3.1 und 4.3.2 behandelt wurden, beitragen. Schließlich ganz rechts
- 3 der flache, linear ansteigende Abschnitt der Unruhe vor dem ersten Einsatz.

Abb. 8 zeigt im Detail den langen flachen Abschnitts der Coda für die Z-Komponente von 12 willkürliche ausgewählten Sprengungen. Alle Sprengungen erfolgten am Ort S1 und wurden in MOX registriert. Die Skala der y-Achse variiert von Beispiel zu Beispiel, damit sich die Kurven nicht zu häufig schneiden. Der angefügte Parameter ist die Nummer des Ereignisses. Die Daten dazu sind in Tab. A3 zusammengestellt.

Auf den ersten Blick gibt es zwei Gruppen von Kurven: Entweder sie scheinen über die gesamte Länge nahezu gleichmäßig anzusteigen (Typ I) oder sie enthalten Abschnitte mit überproportionalem Anstieg (Typ II). Der Typ II entspricht dem Schema von Abb. 6, er ist *Störsignal-verseucht* und sofort von weiteren Untersuchungen der Coda auszuschließen. Selbst unter dem Typ-I- gibt es Beispiele, die auf den zweiten Blick als *Störsignal-verseucht* erkannt und nicht berücksichtigt werden dürfen. Die Ausschlussquote liegt bei über 50%.

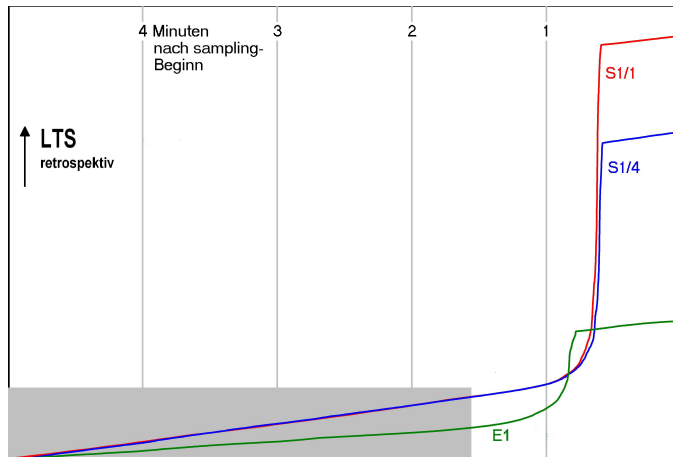


Abb. 7: LTS für drei fünf Minuten lange Seismogramm-Ausschnitte, zwei davon sind von Sprengungen und eine von einem Erdbeben. Grau hinterlegt ist der Zeitbereich, der in Abb. 8 berücksichtigt wurde.

Fig. 7: LTS of three five minutes long seismogram sections, two of them are from quarry blasts one from an earthquake. The gray background marks the time range from Fig. 8.

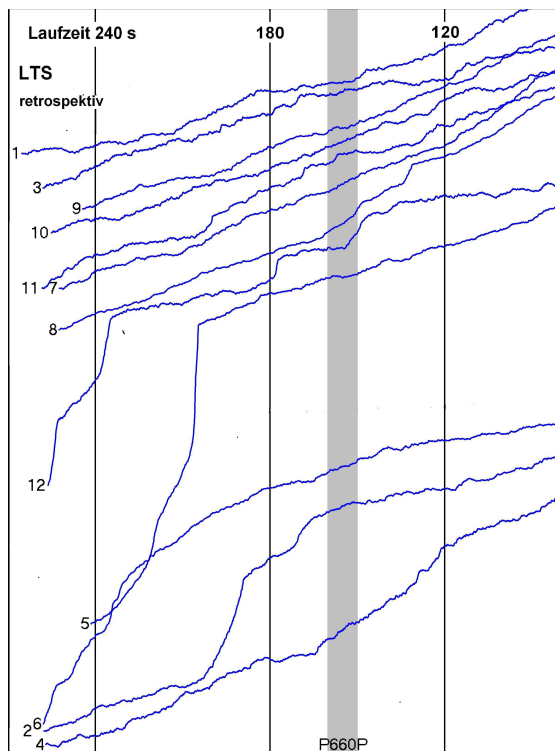


Abb. 8: Verlauf der LTS für 12 Sprengungen am Ort S1 registriert an der Station MOX. Z-Komponente.

Fig. 8: Course of the LTS of 12 quarry blasts at the the site S1 recorded at MOX station. Z-component.

Mit den verbleibenden Beispielen können wir uns der Frage nähern, über welche Zeit hinweg die Coda überhaupt nachzuweisen ist. Abb. 9 zeigt das Ergebnis, ergänzt durch drei Erdbeben. Folgende Übereinkünfte wurden getroffen:

- 1 Das Seismogramm wird in umgekehrter Zeitrichtung, also retrospektiv, betrachtet. Aus dieser Sicht entspricht dem nachzuweisenden Ende der Coda ihr nachweisbarer scheinbarer Beginn.
- 2 Es werden  $LTA_{50}$  berechnet, und zwar beginnend am Ende der ausgelösten Wellenform und aneinander anschließend. Die  $LTA_{50}$  verschiedener Ereignisse haben relativ zur Herdzeit unterschiedliche Referenzzeiten.

- 3 Das Ende der Coda gelte dann als nachgewiesen, wenn  $\Delta LTA_{50}$ , das ist die Differenz zweier benachbarter Werte  $LTA_{50}$ , in normaler zeitlicher Betrachtung einen Wert unter 8 hat. Das Mittel aus den entsprechenden beiden Werte definiere die Unruhe am so nachgewiesenen Ende der Coda und somit auch G.
- 4 Für alle Punkte lässt sich nunmehr  $LTS_{50}$ -G berechnen. Das sind die violette Kreise für Sprengungen und die blauen Punkte für Erdbeben.
- 5 Besonders für die Sprengungen streuen die Werte von  $LTS_{50}$ -G. Zu vier Clustern werden die Schwerpunkte (rote Punkte) berechnet.

Die Einhaltung der im Punkt 3 aufgestellten Bedingung garantiert eine große Empfindlichkeit. Ein Vergleich: die Unruhe hat im Mittel ein Niveau von 135. Die Definition für das Ende der Coda entspricht einer Änderung von etwa 6% davon. Diese strenge Definition ist auch ein Grund dafür, dass eine relativ große Zahl von Ereignissen nicht berücksichtigt werden dürfen, weil die Unruhe durch andere versteckte kleine Ereignisse gestört ist.

Die Seismogramme der Erdbeben sind von anderen seismischen Stationen aufgezeichnet worden als die der Sprengungen. Der tendenziell gleiche zeitliche Verlauf der Beobachtungen in Abb. 9 entspricht der Erwartung. Das mit Rücksicht auf eine statistische Streuung der Werte ein nahezu identisches Niveau beobachtet wird, überrascht zunächst. Ihm sollte aber wenig Bedeutung zugesprochen werden, denn die sog. Gain-Konstanten sind nicht herausgerechnet.

Für alle hier gezeigten Beispiele endet die Nachweisbarkeit der Coda etwa 230 s nachdem ein Ereignis stattgefunden hat. Der Herd der betrachteten Erdbeben liegt mehrere Kilometer tief. Erdbeben generieren deshalb im betrachteten Periodenbereich keine messbaren Oberflächenwellen, weshalb ihre Coda mit Sicherheit aus Raumwellen besteht. Die gleiche Abnahme der Coda nach Sprengungen legt den Schluss nahe, dass auch sie vorwiegend von Raumwellen dominiert wird. Legt man eine einmalige Wellenstreuung/Reflexion zu Grunde, so läge für P-Wellen potentielle Streuelemente bzw. potentielle Reflektoren in einem Umkreis mit einem Radius von bis zu 800 km (für S-Wellen bis in 450 km). Bei mehrfacher Streuung/Reflexion wird der Radius entsprechen kleiner.

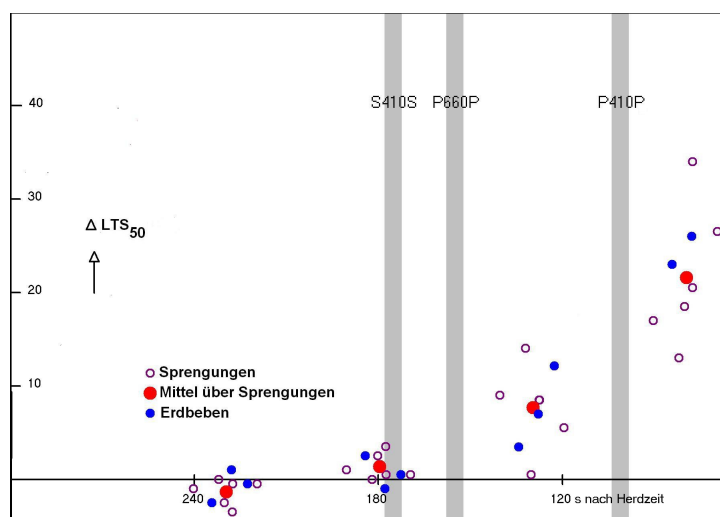


Abb. 9:  $\Delta LTS_{50}$  in Abhängigkeit von der Laufzeit für Sprengungen am Ort S1 und drei Erdbeben.

Fig. 9:  $\Delta LTS_{50}$  as a function of the travel time for blasts at the site S1 and three earthquakes.

## 5. Schlussfolgerungen

- Obwohl Sprengungen nahezu am gleichen Ort stattfinden, unterscheiden sich die Wellenformen signifikant. Eine Einzelsprengung ist zudem schwer zu interpretieren. Nach einer Stapelung erhält man klarere, besser interpretierbare Wellenformen.

- Basierend auf relativ deutlichen Einsätzen werden vier Reflektoren in der oberen Erdkruste festgelegt.
- Reflexionen, die der mittleren und unteren Kruste zuzuordnen sind, sind vorhanden, aber oft schlecht zu deuten.
- Das Krustenmodell MOX14 erklärt die Beobachtungen.
- Neben den untersuchten Kombinationen von Sprengort und seismischer Station gibt es in Thüringen (und Sachsen-Anhalt) noch weitere, wie S4 – NEUB, S5 – TAUT und S6 – MLFH. Sehr wahrscheinlich bietet das SXNET weitere Möglichkeiten.
- Eine Coda ist mit der verwendeten Methodik etwa 230 s lang nachweisbar. In der Tendenz auch nicht anders für ein Erdbeben mit einer Magnitude, die um mindestens 3 mal größer ist, als die der verwendeten Sprengungen.
- Das Abklingen der Coda bei Sprengungen und Erdbeben ist sehr ähnlich. Weil die betrachteten Erdbeben wegen ihrer Herdtiefe im betrachteten Periodenbereich keine messbaren Oberflächenwellen generieren, muss die Coda aus Raumwellen bestehen.

#### Dank

Die Autoren danken den Betriebsleitern Herrn A. Kastner in Kamsdorf und Herrn Th. Scheffel in Döbritz für ihre Kooperation bezüglich der Sprengdaten. Mr. A. Brown, Jena, sei für die Korrektur der englisch geschriebenen Texteinschübe herzlich gedankt.

#### Literatur

BGR – [www.szgrf.bgr.de/www\\_requests.html](http://www.szgrf.bgr.de/www_requests.html)

Bormann, P., Bankwitz, P., Conrad, W. & Oelsner, Ch. (1989): Crustal structure and development in Central Europe. – *Gerl. Beitr. Geophysik* **98** (5), 353-367, Leipzig

DECORP Research Group (1994): Crustal structure of the Saxothuringian Zone: Results of the deep seismic profile MVE-90 (East). *.Z. geol. Wiss.* **22**, 647-769, Berlin.

Enderle, Uwe (1998): Signaturen in refraktionsseismischen Daten als Abbild geodynamischer Prozesse. – Dissertation an der Universität (TH) Karlsruhe, [digbib.ubka.uni-karlsruhe.de/volltexte/documents/3065](http://digbib.ubka.uni-karlsruhe.de/volltexte/documents/3065)

Geissler, Wolfram H. (2004): Seismic and Petrological Investigations of the Lithosphere in the Swarm-Earthquake and CO<sub>2</sub> Degassing Region Vogtland/NW-Bohemia. – Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium des Fachbereichs Geowissenschaften der Freien Universität Berlin  
[http://www.diss.fu-berlin.de/diss/receive/FUDISS\\_thesis\\_000000001603?lang=en](http://www.diss.fu-berlin.de/diss/receive/FUDISS_thesis_000000001603?lang=en)

Hemmann, Alexander (2002): Relativlokalisierung von Schwarmbeben in der saxothuringischen Seimotektonischen Provinz. – Dissertation an der Friedrich-Schiller-Universität Jena, Chemisch-Geowissenschaftliche Fakultät.

Hrubcová P., P. Šroda, A. Špičák, A. Guterch, M. Grad, R. Keller, E. Brückl & H. Thybo (2005): Crustal and uppermost mantle structure of the Bohemian Massif based on data from CELEBRATION 2000 Experiment. - *J. Geophys. Res.* **110** B11305, doi:10.1029/2004JB003080.

Kennett, (1991): Seismological tables. - Research School of Earth Sciences, National University Canberra, IASPEI 1991.

Neunhöfer, Horst (2009): Erdbeben in Thüringen, eine Bestandsaufnahme. *.Z. geol. Wiss.* **37** 1-2, 1-14, Berlin.

Neunhöfer, Horst & Ziegert, Albrecht (2011): Beispiele für die separate Aufzeichnung einer Gruppe reflektierter Raleighwellen. – *Beiträge zur Geologie von Thüringen N.F.* **18**, 151-159.

Neunhöfer, Horst & Ziegert, Albrecht (2013): Meteore – an seismischen Stationen aufgezeichnet. – Digitale Bibliothek von Thüringen (DBT)

Reinhardt, Hans-Günter (1954): Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tieferen Untergrundes. – Freiburger Forschungshefte C15, 91 S.

Schulze, A. & Lück, X. (1992): Some results of deep seismic investigations in Eastern Germany. – Phys. Earth Planet. Inter. **69**, 231-238.

Wiechert, E. (1929): Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen. – J. Geophysik **5**, 159-162.

Ziegert, Albrecht (2013): Erdbeben in Thüringen und angrenzenden Gebieten - eine Übersicht. Digitale Bibliothek Thüringen.

## Anhang:

Tab. A1 : Koordinaten der in Abb. 1 eingezeichneten seismischen Stationen und Sprengorte  
Table A1: Co-ordinates of seismic stations und sites of quarries shown in Fig. 1

(1) Code der Station bzw. des Sprengortes (2 – 4) Koordinaten der Station bzw. des Sprengortes  
(5) Netzzugehörigkeit der Station (6) gain-Konstante

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
MOX	50,645 °N	11,616 °E	455 m	GRSN	0,397 nm/s
HKWD	50,830 °N	12,268 °E	308 m	TSN	1,059 nm/s
HWTS	50,593 °N	11,475 °E	555 m	TSN	0,802 nm/s †
MODW	50,943 °N	11,468 °E	240 m	TSN	
PST	50,863 °N	12,253 °E	310 m	OTSN	?
TAUT	50,982 °N	11,711 °E	330 m	OTSN/TSN	
NEUB	51,208 °N	11,775 °E	200 m	SXNET	
MLFH	50,790 °N	12,081 °E	232 m	TSN	
S1	50,684 °N	11,663 °E	360 m		
S2	50,640 °N	11,481 °E	380 m		
S3	50,685 °N	11,556 °E	230 m		
S4	51,272 °N	11,656 °E	200 m		
S5	51,015 °N	11,699 °E	220 m		
S6	50,743 °N	12,060 °E	270 m		

† Normwert, 32 mal empfindlicher in der Zeit vom 07.03. – 26.05.2011.

Tab. A2 Erdbeben  
Table A2: Earthquakes

(1) Laufende Nummer (2) Datum (3) Herdzeit  
(4 - 6) Herdkoordinanten (7) Magnitude (8) registrierende Station

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
E1	2007 05 20	22 54 45,70	50,94 °N	12,27°E	13 km	1,9	PST
E2	2007 10 19	04 42 01,89	50,80 °N	12,12°E	6 km	2,9	REU
E3	2010 03 09	11 33 00,48	50,99 °N	12,36°E	17,9 km	1,4	HKWD

Tab. A3: Liste der untersuchten Sprengungen aus dem Steinbruch in S1, zeitlich geordnet  
 Table A3: Listing of the investigated blasts from the quarry S1 in time order

(1) Laufende Nummer (2) Datum (3) Zeit des P-Einsatzes in MOX, Herzzeit ist 0,99 s früher  
 (4) Doppelamplitude MOX in counts (5) registriert an HWTS (6) Doppelamplitude HWTS in counts  
 (7) gain-Konstante

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
1	2010 05 05	11 19 35,66	72716	HWTS	10677	
2	2010 09 06	12 30 43,21	47630	HWTS	8574	
3	2010 08 25	12 51 42,91	30129	HWTS	6032	
4	2010 10 06	12 02 03,9	60510	HWTS	13003	
5	2010 11 10	10 57 59,4	43773			
6	2011 04 12	12 05 03,3	34638	HWTS	105866	gain / 32
7	2011 05 03	11 45 48,46	66358	HWTS	266576	gain / 32
8	2011 07 07	10 23 28,39	39642	HWTS	6821	
9	2011 07 15	11 20 56,5	56006	HWTS	2808	gain * 4
10	2011 07 28	09 48 05,78	53020	HWTS	9910	
11	2011 09 01	09 53 12,57	60510			
12	2011 09 14	10 55 44,7	39328			
13	2012 04 12 †	13 19 27,16	46055	HWTS	8029	
14	2012 06 22	11 25 57,01	37161	HWTS	7548	
15	2012 07 30	11 44 49,91	42015	HWTS	4985	
16	2012 10 08	10 05 01,62	44649	HWTS	6713	
17	2013 03 14	13 04 02,24	48770	HWTS	4519	
18	2013 04 22 ††	11 04 24,48	27596			
19	2013 05 29	10 57 36,41	27924	HWTS	5218	
20	2013 08 07	10 58 58,51	40021	HWTS	8421	

† etwa 5 ½ s später erfolgt eine zweite Sprengung

†† etwa 17 s vorher ist eine schwache Sprengung registriert worden



Tab. A4: Liste der untersuchten Sprengungen aus dem Steinbruch S2, zeitlich geordnet.  
 Table A3: Listing of the investigated blasts from the quarry S2 in time order

(1) Laufende Nummer (2) Datum (3) Zeit des P-Einsatzes in MOX, Herdzeit ist 1,75 s früher  
 (4) Doppelamplitude MOX in counts (5) registriert an HWTS (6) Doppelamplitude HWTS in counts  
 (7) gain-Korrekturen

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
1	2011 01 31	14 01 43,6	15747			
2	2011 05 09	10 48 39,53	8757	HWTS	277935	gain /32
3	2011 06 07	09 47 13,78	3851	HWTS	7170	
4	2011 06 30	09 00 52,7	7239	HWTS	7249	
5	2011 07 04	06 28 34,4	2700			
6	2011 07 12	07 49 44,25	3397			
7	2011 07 26	10 58 25,03	9110	HWTS	15120	
8	2011 08 04	08 02 05,67	13317	HWTS	10007	
9	2011 08 23	07 31 54,12	9379	HWTS	7082	
10	2011 08 25	10 50 39,18	9279	HWTS	7996	
11	2011 08 30	10 47 34,22	20573			
12	2011 09 12	08 33 23,23	5617			
13	2011 09 12	10 33 16,8	7423			
14	2011 09 21	11 10 46,89	13618			
15	2011 10 06	10 35 21,05	21907	HWTS	17898	
16	2011 10 20	08 34 49,48	5179	HWTS	7184	
17	2011 10 26	08 48 42,26	2841			
18	2011 11 01	14 01 07,8	18065	HWTS	15466	
19	2011 11 15	09 57 09,79	10920			
20	2011 11 16	09 14 51,78	6817			
21	2011 11 21	10 53 15,4	7429			
22	2011 11 23	10 52 57,3	8517			
23	2011 11 29	09 57 54,57	7646			
24	2011 12 01	14 04 49,4	12485			
25	2012 01 04	14 02 59,58	10105	HWTS	8341	
26	2012 01 24	11 48 25,99	8799	HWTS	7810	
27	2012 03 22	09 51 26,61	8293	HWTS	7084	
28	2012 04 05	10 49 50,60	4434	HWTS	6534	
29	2012 04 26	11 03 16,33	22975	HWTS	14581	
30	2012 06 27	11 00 54,39	4689	HWTS	4424	
31	2012 07 09	08 52 35,53	5361	HWTS	4870	
32	2012 08 01	10 57 37,76	4829	HWTS	6186	
33	2012 08 15	09 59 54,38	5168	HWTS	5521	
34	2012 08 22	09 59 33,44	4267	HWTS	4300	
35	2012 09 18	10 54 39,74	6119	HWTS	6144	
36	2013 02 04	09 59 55,15	6427	HWTS	7930	
37	2013 02 19	14 03 07,91	12438	HWTS	10609	
38	2013 04 25	09 04 19,51	5171			
39	2013 05 04	08 47 30,83	7987	HWTS	5779	
40	2013 06 05	13 11 04,16	7361	HWTS	5344	
41	2013 07 02	10 25 09,47	4541	HWTS	5995	
42	2013 07 03	12 57 41,96	19248	HWTS	15405	
43	2013 07 29	10 56 08,69	6566	HWTS	5785	
44	2013 08 13	08 56 42,63	3981	HWTS	4141	