

## 4) Datenbearbeitung: Die Suche nach Krustenbeben

### 4.1) Definition von seismischen Bereichen und Selektionskriterien

In diesem Kapitel wird diskutiert, welche Kriterien und Methoden geeignet sind, um Erdbeben in der Oberplatte identifizieren zu können.

Es kann davon ausgegangen werden, dass in den kontinuierlich registrierten PISCO-Daten Aufzeichnungen von Beben enthalten sind, deren Herde in der Oberplatte der zentralen Anden liegen. Ihre kleine Magnitude und ihre geringe Zahl von ca. 2 Beben/Tag im Vergleich zur Zahl der Beben in der Benioff-Zone (ca. 100 Beben/Tag) erschweren das Erkennen dieser Beben. In den von *Graeber (1997)* ausgewerteten PISCO-Daten deutete sich an, dass es Krustenseismizität besonders im Bereich der Prä-Kordillere und präandinen Depression bis zu einer Tiefe von 60 km gibt. Eine ausführliche Bearbeitung dieser Daten wurde jedoch in den bisherigen Arbeiten nicht durchgeführt, da diese Beben in der Oberplatte nur von wenigen Stationen (< 5) registriert wurden und deshalb nicht vom automatischen Trigger erfasst wurden (*Asch et al., 1995; Graeber, 1997*).

Aus dem PISCO-Katalog und unter dem Aspekt der Entstehung von seismischen Ereignissen lassen sich im Untersuchungsgebiet verschiedene seismische Bereiche bzw. Quellen unterscheiden:

- |                        |     |                                    |
|------------------------|-----|------------------------------------|
| 1) Oberplattenbereich: | (a) | Küstenkordillere und Längstal      |
|                        | (b) | Präkordillere                      |
|                        | (c) | präandine Depression               |
|                        | (e) | vulkanischer Bogen                 |
|                        | (f) | Sprengungen (Minen und Bohrlöcher) |
|                        | (g) | Tiefere Bereiche (Mantelkeil)      |
| 2) Benioff Zone        | (a) | Seismogene Zone (< 70 km)          |
|                        | (b) | 70-250 km Tiefenbereich            |
| 3) Fernbeben           | (a) | weltweit                           |

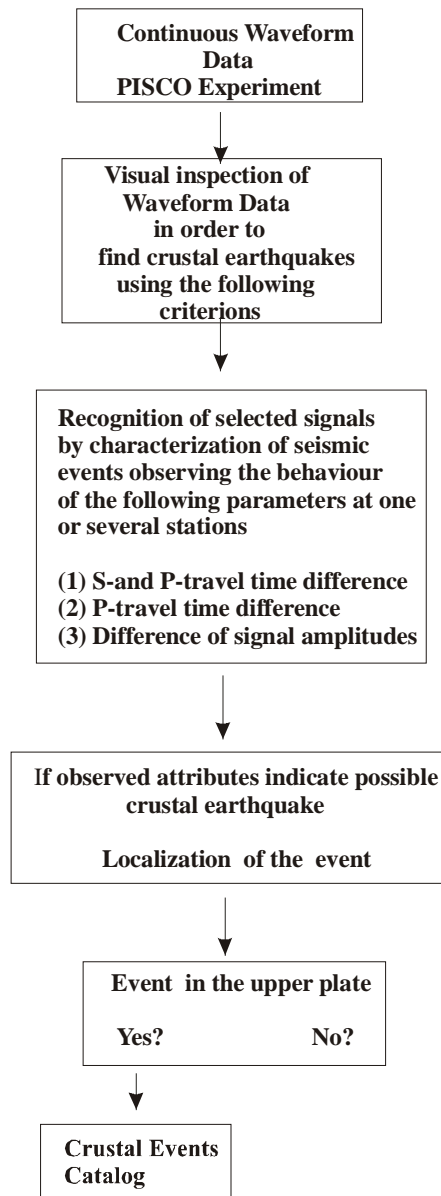
Da es das Ziel der vorliegenden Arbeit ist, Beben zu identifizieren, die in der Oberplatte entstehen und nicht im PISCO-Katalog verzeichnet sind, werden in diesem Kapitel verschiedene Kriterien untersucht, um Beben in der Oberplatte von denen in der Benioff-Zone liegenden zu diskriminieren. Für diesen Zweck muss bekannt sein, in welcher Weise die einzelnen Parameter das Signal aus den verschiedenen seismischen Bereiche beeinflussen.

Die Charakterisierung der Seismizität in den verschiedenen Regionen des Untersuchungsgebiets kann u.a. durch die Betrachtung der folgenden Parameter beschrieben werden:

- (1) S- und P-Laufzeitdifferenzen
  - (a) unter Verwendung von nur einer Station,
  - (b) unter Verwendung von zwei Stationen,
- (2) P-Laufzeitdifferenzen und Signalamplituden,
- (3) Frequenzspektrum.

Die Untersuchung der Variation dieser Parameter auf die Vertikalkomponente zeigte, dass das erste Kriterium die erfolgreichste Methode für die Erkennung von Krustenbeben bietet.

Im Diagramm 4.1 sind die Schritte, welche bei der Suche nach Krustenbeben durchlaufen wurden, dargestellt.



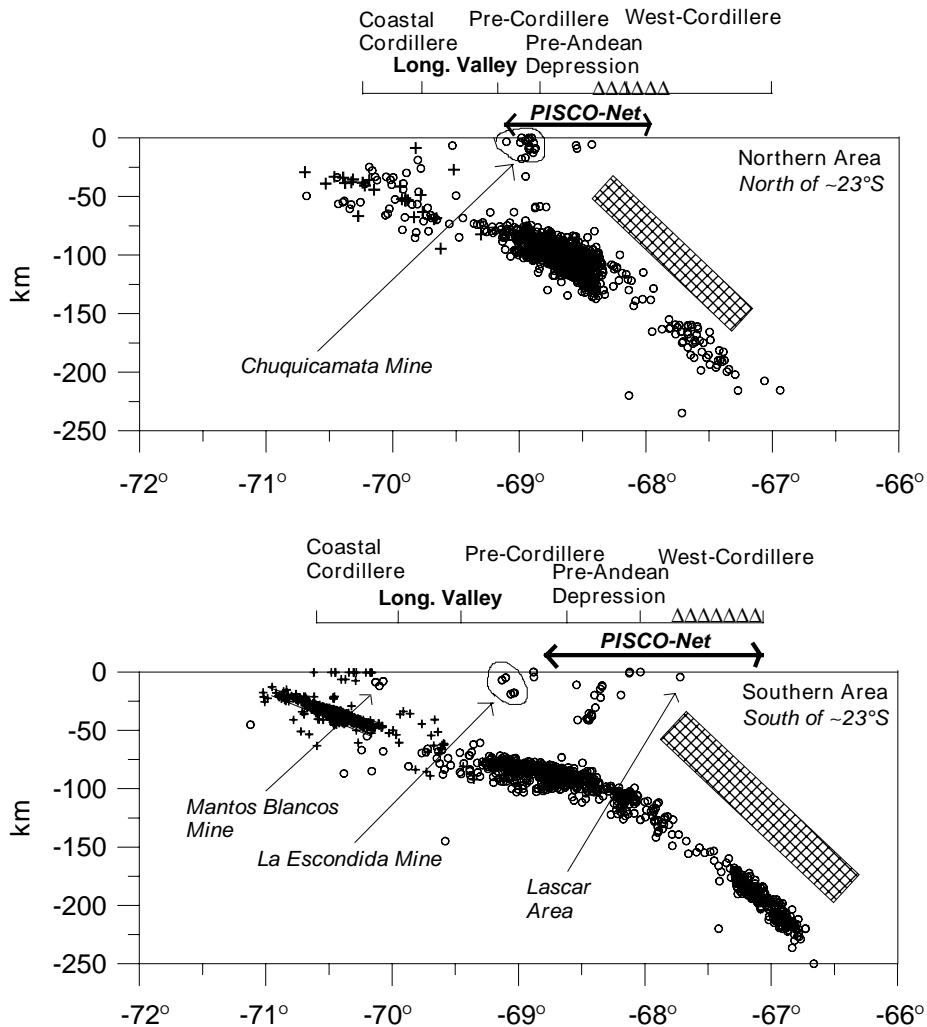
**Diagramm 4.1**

Das Diagramm beschreibt die Folge der verwendeten Schritte für die Suche nach Krustenbeben unter Verwendung des pdis-Programms.

This diagram resumes the steps for the search of crustal earthquakes applying of pdis-program.

Ausgehend von der Kenntnis, dass es im Untersuchungsgebiet eine schwache Krustenseismizität mit bislang unbekannter Verteilung gibt, werden in der vorliegenden Arbeit alle oberhalb der Benioff-Zone auftretenden Beben als krustale Signale bezeichnet (*tektonisches Erdbeben, vulkanisches Erdbeben sowie Sprengungen*). Neben der unterschiedlichen Tiefenlage muss die Frage gestellt werden, durch welche weiteren Kriterien sich die Krustenbeben von den Beben aus der Benioff-Zone unterscheiden.

Das Untersuchungsgebiet wird auf der Breite von  $\sim 23^{\circ}\text{S}$  in zwei Zonen unterteilt. Auf dieser Breite ändert sich die Morphologie der Zentralen Anden. Nördlich von  $\sim 23^{\circ}\text{S}$  krümmt sich der vulkanische Bogen nach Westen und, die präandine Depression verengt sich (*Abb. 2.2 und 4.1*). Das Stationsnetz verengt sich auch von ca. 200 km Breite südlich von  $23^{\circ}\text{S}$  bis ca. 90 km Breite nördlich von  $23^{\circ}\text{S}$ . In der Tiefe deutet die Seismizität in der Benioff-Zone ( $\sim 100$  km Tiefe) nördlich von  $23^{\circ}\text{S}$  auf eine leichte Verminderung des Abtauchwinkels hin. Eine oberhalb des Slabs vorhandene starke Dämpfungszone für seismische Wellen verschiebt sich nördlich von  $\sim 23^{\circ}\text{S}$  ebenfalls nach Westen und orientiert sich an der Lage des vulkanischen Bogens (*s. Abb. 7.9*). Diese Änderungen spielen eine wichtige Rolle zur seismischen Charakterisierung der Krustenseismizität. In der *Abbildung 4.1* sind die beschriebenen Merkmale dargestellt.



**Abbildung 4.1**

Zwei W-E-Profile nördlich und südlich von  $\sim 23^\circ\text{S}$  zeigen die aus PISCO '94 (Kreise) und CINCA '95 (Kreuze) abgeleitete Seismizität. Die durch eine Kreuzsignatur gekennzeichnete Fläche stellt eine für seismische Wellen starke Dämpfungszone dar (Haberland, 2000). Dargestellt sind die Breite des Stationsnetzes, die geomorphologischen Einheiten und der vulkanische Bogen (Dreiecke).

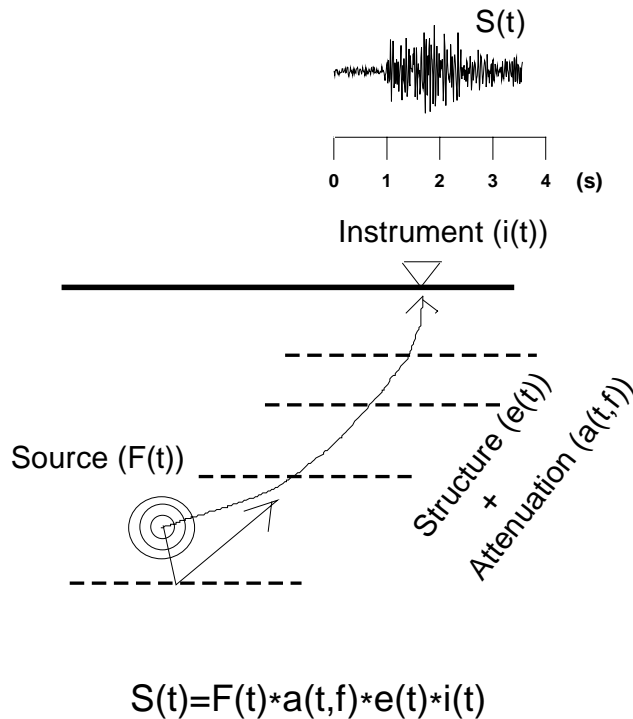
Two W-E-profile north and south of  $\sim 23^\circ\text{S}$  show the seismicity obtained from PISCO '94 (circles) and CINCA '95 (crosses). Cross-dashed rectangle represents strong attenuation zone for seismic waves. The width of PISCO-net, geomorphological unities and volcanic arc (triangles) are shown.

#### 4.2) Seismische Registrierungen

Qualität und Charakter einer seismischen Registrierung hängen von vielerlei Faktoren ab. In erste Linie sind dies: die Energie der seismischen Wellen, die Abstrahlcharakteristik der Quellen, die Dämpfung und Streuung im Untergrund, die Herdentfernung, die Tiefe des Hypozentrums, die Bodenunruhe (besonders Wind mit einer charakteristischen Frequenz von ca. 1 Hz) und die technischen Spezifikationen der Registriersysteme (Abb.4.2). Lokale Beben sind im allgemeinen durch eine Frequenz zwischen 1 und 20 Hz, einer Dauer unter einer Minute und einer Magnitude  $< 3,5$  gekennzeichnet. Außer den Raumwellen (P- und S-Wellen) ist bei oberflächennahen Beben die Anregung von Oberflächenwellen (Love- und Rayleigh-Wellen) typisch. Bei oberflächennahen Beben bilden sich Oberflächenwellen deutlicher aus als bei Beben in größerer Tiefe (Kuhlhánek, 1990). Sie werden durch die Wechselwirkung der Raumwellen mit oberflächennahen Strukturen erzeugt.

Die Raumwellen oberflächennaher Beben werden von der Quelle des Bebens als direkte Phasen und als refraktierte Phasen prominenter Diskontinuitäten in alle Richtungen ausgestrahlt. Die direkten Phasen werden als P und S bzw.  $P_g$  und  $S_g$  bezeichnet. An der Moho refraktierte Phasen werden als  $P_n$  und  $S_n$  bezeichnet. Für lokale Beben (Epizentraldistanz  $< 80-100$  km) erscheinen sie in den seismischen Registrierungen meist nach den

direkten Phasen. Entsprechend der bekannten Geschwindigkeitsstruktur und der Geometrie des PISCO-Netzes werden die refraktierten Phasen eines in ca. 20 km Tiefe liegenden Refraktors jedoch nicht vor den direkten P- und S-Phasen für Epizentraldistanzen < ca. 120 km erwartet. Daher sollten die Signale eines Krustenbebens stark von direkten Phasen geprägt werden, und innerhalb einer bestimmten Laufzeitdifferenz der S- und P-Wellen liegen.



**Abbildung 4.2**

*Parameter, die eine seismische Registrierung steuern. Zeit und Frequenz als t und f.*

*Parameters to characterize the seismic register. Time and frequency as t and f.*

Die Qualität einer Registrierung kann durch das Verhältnis zwischen den Amplituden des Signals und des Rauschens dargestellt werden. Bei kleinen Rausch-Amplituden sind Beben in den PISCO-Daten bis zu einer Magnitude 0,5 zu erkennen. Im folgenden wird kurz über die Bedeutung der Lage des Stationsnetzes in Bezug auf die Qualität des seismischen Signals und des Einflusses der starken Dämpfungszonen diskutiert.

In Anlehnung an die tektonische Gliederung der zentralen Anden lassen sich folgende Teilnetze unterscheiden:

- a) Westkordillere
- b) präandine Depression und Präkordillere

Die am Ostrand des PISCO-Netzes auf vulkanischen Gesteinen liegenden Stationen (entlang der Vulkankette) registrieren die Signale aus dem Tiefenbereich um 100-250 km. Die Signale dieser Beben sind sehr stark gedämpft, da die Strahlen den magmatischen Bogen durchlaufen (Abb.4.1). Für sehr flache Krustenbeben deren Herd oberhalb 20 km liegen ist die Dämpfung gering, da die Oberkante der stark dämpfenden Zone nur bis zu ca. 20 km Tiefe reicht (Brasse, 1996; Lessel, 1997; Haberland, 1999; Schurr, 2001).

Die in der präandinen Depression und in der Präkordillere liegenden Stationen zeigen ein besseres Signal/Noise-Verhältnis im Vergleich zu den Stationen in der Westkordillere.

Daher sind kleine und flache Beben ( $m_b < 2,5$ ) nur in den Registrierungen der Stationen der Präkordillere zu erkennen.

### 4.3) Selektionskriterien

Die Selektionskriterien haben das Ziel, eine möglichst große Zahl von krustalen Ereignissen zu erkennen. Sie stützen sich auf die P-Laufzeiten, S- und P-Laufzeitdifferenzen, die Signalamplituden und das Frequenzspektrum.

Im allgemeinen sind lokale Beben ( $d < 50-100 \text{ km}$ ) von kurzen S- und P-Laufzeitdifferenzen, großen Amplituden, kurzen Codaformen und hohen Frequenzen geprägt. Dagegen weisen regionale Beben ( $d \sim 100-400 \text{ km}$ ), längere S- und P-Laufzeitdifferenzen, kleinere Amplituden, längere Codaform und niedrigere Frequenzen auf. Fernbeben ( $d > \sim 400 \text{ km}$ ) sind durch niedrige Frequenzen und eine lange Coda charakterisiert.

Die Unterscheidung zwischen lokaler und regionaler Seismizität ist jedoch nicht immer ohne weiteres möglich. Deswegen werden auch unterschiedliche Laufzeitdifferenzen an zwei Stationen, sowie die Amplituden und Wellenformen in einzelnen Teilnetzen als Kriterien herangezogen.

In den folgenden Betrachtungen werden die Eigenschaften der angewandten Parameter theoretisch dargestellt.

#### 4.3.1) Laufzeiten und Signalamplituden

##### 4.3.1.1) Hauptkriterium: S- und P-Laufzeitdifferenzen unter Verwendung einer Station

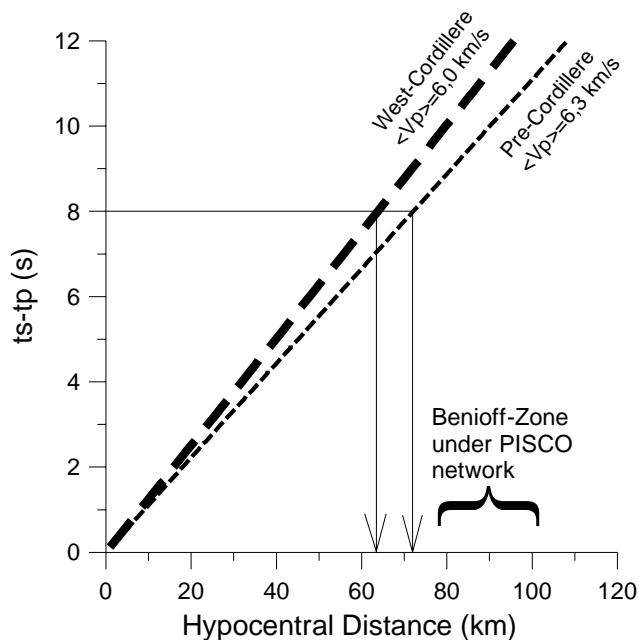
Die Beziehung zwischen dem Laufzeitunterschied der S- und P-Wellen an einer Station und der Hypozentraldistanz ergibt sich aus der Geschwindigkeitsstruktur

$$t_s - t_p = \left[ \frac{(V_p/V_s - 1)}{V_s} \right] D \quad (\text{G. 4.1})$$

wobei

$$\begin{aligned} V_p/V_s &= 1.73 \\ D &= \text{Hypozentraldistanz} \end{aligned}$$

Aus einem vorgegebenen Geschwindigkeitsmodell und der Differenz  $t_s - t_p$  resultiert die Entfernung zwischen Quelle und Registrierstation (Abb. 4.3).



**Abbildung 4.3**

Die Hypozentraldistanz abgeleitet aus der Differenz  $t_s - t_p$  für zwei Durchschnittsgeschwindigkeiten:  $V_p = 6,3 \text{ km/s}$  (Präkordillere) und  $V_p = 6,0 \text{ km/s}$  (Westkordillere).

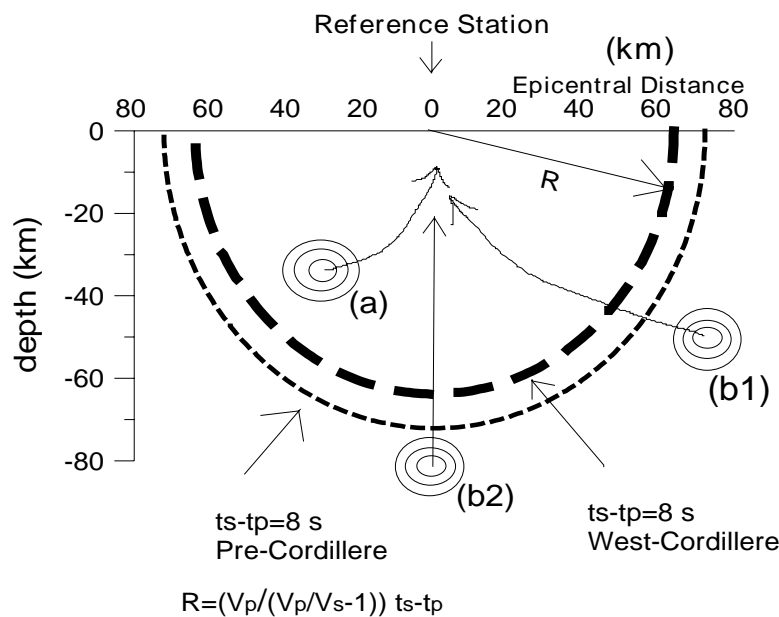
The hypocentral distance obtained from the difference  $t_s - t_p$  using two average velocities:  $V_p = 6,3 \text{ km/s}$  (Pre-Cordillere) and  $V_p = 6,0 \text{ km/s}$  (West-Cordillere).

Die Benioff-Zone liegt in ca. 70-80 km Tiefe unter dem PISCO-Netz und daraus ergibt sich die kürzest mögliche Laufzeitdifferenz zwischen Herd und Station von ca. 8 s (Abb. 4.3). Daraus folgt, dass Laufzeitdifferenzen kleiner als 8 s eine Herdtiefe zugeordnet werden können, die in der Oberplatte liegt (hier als Krustenbeben bezeichnet). Ist die Laufzeitdifferenz  $t_s - t_p > 8$  s, so kann der Herd in der Oberplatte oder Unterplatte liegen

Weitet man diese Untersuchung auf andere Stationen aus, so kann der Fall auftreten, dass eine Laufzeitdifferenz  $< 8$  s ein Hinweis dafür ist, dass es sich um ein Krustenbeben handelt. Ist es an allen Stationen jedoch die Laufzeitdifferenz  $> 8$  s, muss es gerechnet werden, dass der Herd in der Unterplatte liegt. Diese Betrachtung gilt für den 2-D und 3-D Fall.

Das gesuchte Hypozentrum liegt auf einer Halbkugel um den Stationsort. Zur Vereinfachung wird für die beiden Geschwindigkeitsmodelle jeweils eine konstante Krustengeschwindigkeit angenommen. (6,0 km/s für die Westkordillere und 6,3 km/s für die Präkordillere). Abbildung. 4.4 zeigt zwei Halbkreise, welche sich aus diesen Geschwindigkeiten ergeben. Die Beben in der Benioff-Zone unter dem PISCO-Netz liegen in einer Tiefe von ca. 80-100 km und die zeigen daher eine charakteristische Laufzeitdifferenz von ca. 8 s (Abb.4.3 und 4.4). Das heißt, alle Beben mit einer Laufzeitdifferenz  $t_s - t_p < 8$  s mindestens an einer Station können als Krustenbeben angesehen werden. Falls die Laufzeitdifferenz  $> 8$  s ist, kann der Herd dieses Beben entweder unterhalb der Benioff Zone oder in der Oberplatte liegen (z.B. Oberflächennahes Beben, (b1 und b2) in der Abb.4.4) Unter der Annahme eines konstanten Geschwindigkeitsmodells gilt diese Überlegung für den 2-D und 3-D Fall.

Da die Bestimmung dieses Parameters ( $t_s - t_p$ ) direkt auf der Seismogrammspur auf den Bildschirm durchgeführt werden kann, bietet diese Methode das einfachste Hauptselektionskriterium.



#### Abbildung 4.4

Beide Halbkreise stellen die Hypozentraldistanz dar, die sich aus der Beziehung  $t_s - t_p = 8$  s ergeben. Die Lage (a) und (b) deuten auf Ereignisse innerhalb bzw. außerhalb der Halbkreise hin. Unter Verwendung der Laufzeitdifferenzen zwischen S- und P-Einsätzen an einer Station würde das Ereignis (a) als mögliches Krustenbeben angesehen werden, die Ereignisse (b1) und (b2) dagegen nicht.

Both half-sphere represent the hypocentral distance obtained from the relationship G.4.1 for  $t_s - t_p = 8$  s (a) and (b) refer to events inside and outside of the half-sphere. By using the criterion of travel time differences between S- and P-onsets at one station, event (a) would be considered as a crust event, and events (b1) and (b2) would be refused.

### 4.3.1.2) Zusatzkriterium: S- und P-Laufzeitdifferenzen unter Verwendung zweier Stationen

Wenn der Herd eines Krustenbebens außerhalb des PISCO-Netzes liegt, kann die Betrachtung der doppelten Laufzeitdifferenz weiterhelfen. Der Unterschied zwischen den Laufzeitdifferenzen der S- und P-Wellen ( $\Delta(ts-tp)$ ) an zwei Stationen wird als doppelte Laufzeitdifferenz bezeichnet. Diese doppelte Laufzeitdifferenzen bilden Hyperbelscharen mit den Stationen  $s_1$  und  $s_2$  als Brennpunkte

Geht man von einem durchschnittlichen Abstand der Stationen beim PISCO-Experiment von ca. 50 km aus, so kann man die doppelte Laufzeitdifferenz  $\Delta(ts-tp)$  an zwei Stationen bestimmen. In der *Abbildung 4.5.a* sind zwei Stationen mit ihren entsprechenden 8 s-Halbkreisen dargestellt. Zwei Beben (*a* und *b*) liegen außerhalb der Halbkreise. Nach dem obigen Kriterium würden beide nicht mehr im Betracht gezogen werden. Liegt das Hypozentrum eines Bebens in der Mitte zwischen den beiden Stationen (*Beben (a) in der Abb.4.5.a*), so resultiert daraus eine Laufzeitdifferenz gleich 0. Liegt das Hypozentrum des Bebens außerhalb der Mittellage, so wird die doppelte Laufzeitdifferenz immer größer. Der Extremfall ist gegeben, wenn der Herd in geringer Tiefe und außerhalb der betrachteten Kreise ( $ts-tp > 8$  s) liegt (*Beben (b) in der Abb. 4.5.a*). Hier erreicht die doppelte Laufzeitdifferenz ein maximales Wert von ca. 6,1 s. Dies entspricht dem Abstand zwischen beiden Stationen (*Abb. 4.5.b und 4.5.c*). Die Erfahrung zeigt, dass doppelte Laufzeitdifferenzen größer als 5 s einwandfrei zu erkennen sind.

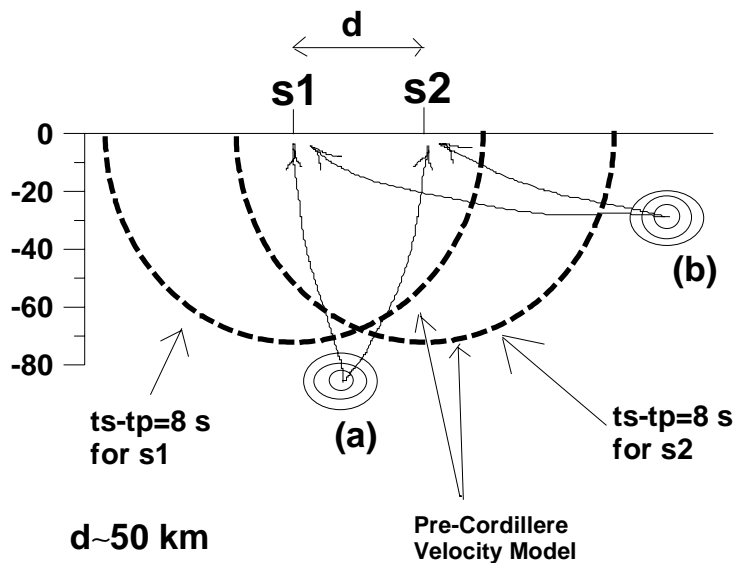


Abbildung 4.5.a

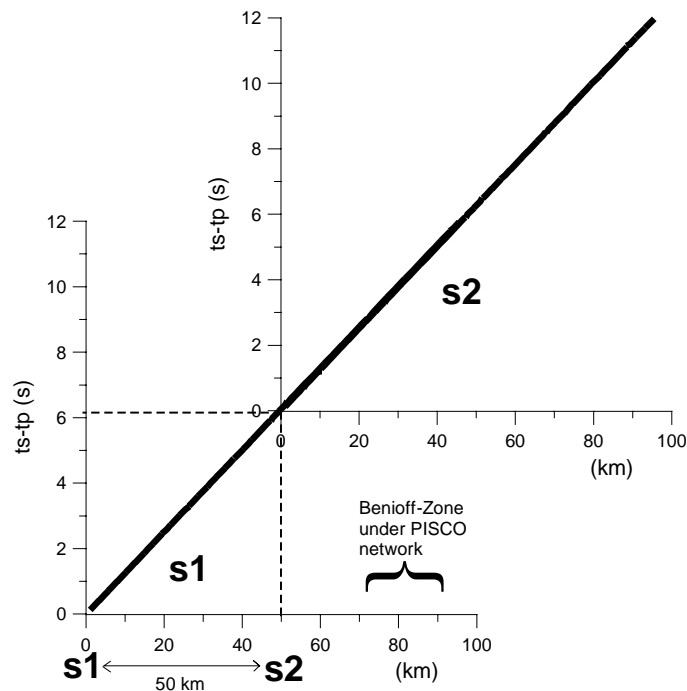


Abbildung 4.5.b

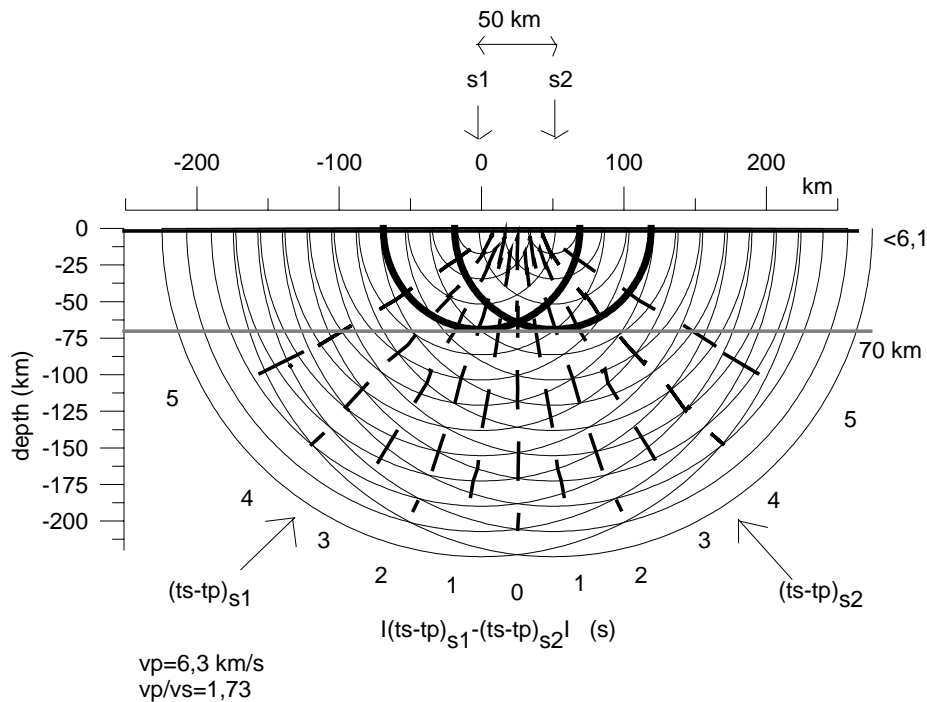


Abbildung 4.5.c

Abbildungen 4.5.a.,b, c

In der oberen Abbildung (4.5.a) zeigen (a) und (b) Ereignisse, die außerhalb des Betrachtungsbereichs ( $ts-tp > 8$  s) liegen. Beide Halbkreise stellen die Hypozentraldistanz zu 2 Stationen  $s_1$  und  $s_2$  dar, die einer Differenz ( $ts-tp$ )=8 s entspricht. Nach der obigen Kriterien würden beide Ereignisse (a) und (b) nicht mehr im Betracht gezogen. Der Abstand zweier Stationen ist d.

In der unteren Abbildung (4.5.c) sind theoretische Kurven für die doppelte Laufzeitdifferenz  $\Delta(ts-tp)$  zwischen  $s_1$  und  $s_2$  dargestellt (gestrichelte Linien mit Sekunden). Die dünnen Halbkreise stellen die Differenz zwischen S- und P-Einsätzen ( $ts-tp$ ) an jeder Station ( $s_1$  und  $s_2$ ) alle 2 s dar, die dicken Halbkreise zeigen den Fall  $ts-tp=8$  s, ebenso sind doppelte Laufzeitdifferenzen  $> 5$  s zu erkennen. Theoretisch zeigt der Wert von  $\sim 6,1$  s eine obere Grenze für  $\Delta(ts-tp)$  mit einer Stationsabstand von ca. 50 km (s. Abb. 4.5.b).

At the top (Fig. 4.5.a) (a) and (b) refer to events which lie outside of the contemplation area  $ts-tp > 8$  s. Both half circles represent the hypocentral distance to each station corresponding to a travel time difference  $ts-tp=8$  s. Stations  $s_1$  and  $s_2$  are to be used under applying the double travel time difference  $\Delta(ts-tp)$  criterion. According to the previous criterion both events (a) and (b) would not be taken into consideration.

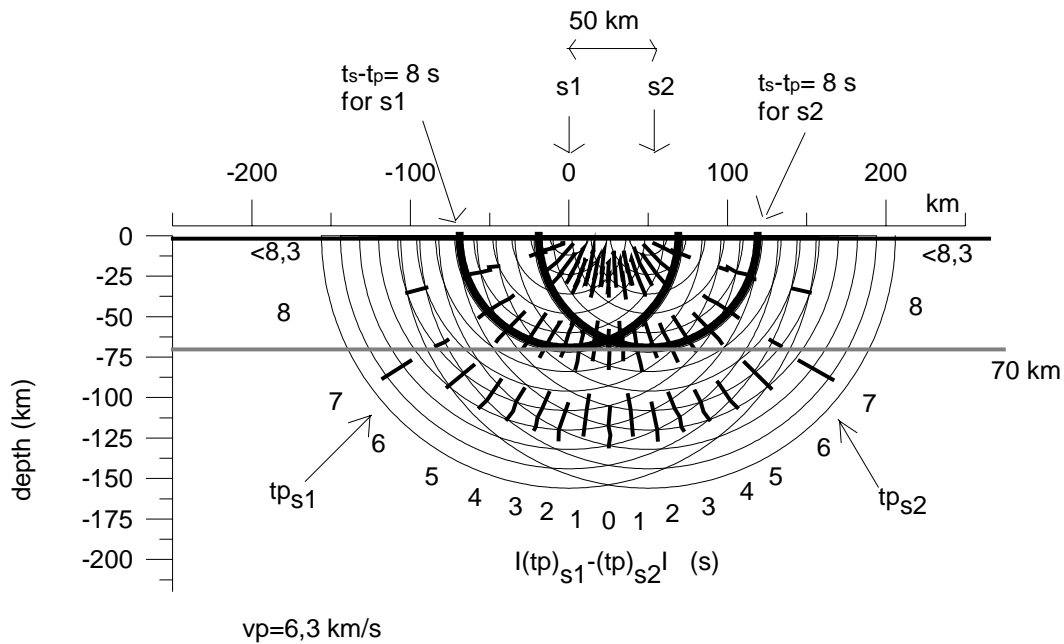
At the bottom (Fig. 4.5.c) theoretical curves for the double travel time difference  $\Delta(ts-tp)$  between stations  $s_1$  and  $s_2$  are presented (dotted lines and single numbers in seconds). Thin half circles represent the difference between S-and P-onsets ( $ts-tp$ ) at each station ( $s_1$  and  $s_2$ ) every 2 s, thick half circles emphasize the case  $ts-tp=8$  s. The experience shows that double travel time differences  $> 5$  s are to be recognized. Theoretical the value of  $6,1$  s indicates an upper boundary for  $\Delta(ts-tp)$  (s. Fig. 4.5.b).

Bei Anwendung dieses Kriteriums müssen zwei Annahmen berücksichtigt werden. (1) Die Verbindungslinie zwischen beiden Stationen und die Z-Achse bilden eine Ebene. Falls ein Hypozentrum außerhalb dieser Ebene in derselbe Tiefe liegt, wird die doppelte Laufzeitdifferenz stetig kleiner, bis das Hypozentrum die Senkrechte Ebene zur der vorigen erreicht (3-D Effekt). (2) Aufgrund der Lage der Stationen an der Erdoberfläche wird davon ausgegangen, dass diese Achse durch die 2 Stationen horizontal liegt.

4.3.1.3) Zusatzkriterien: P-Laufzeitdifferenzen und Signalamplituden

Des weiteren kann die Laufzeitdifferenz der P-Wellen zwischen mehreren Stationen als Erkennungsmerkmal für Krustenbeben herangezogen werden. Aufgrund der Geometrie weisen große Laufzeitunterschiede zwischen den Einsatzzeiten der P-Wellen an verschiedenen Stationen auf Krustenbeben hin (Abb. 4.6). Bei diesem Fall kann eine Laufzeitdifferenz der P-Wellen von mindestens 7 s auf ein Krustenbeben hindeuten und nicht mehr als  $\sim 8,3$  s erreichen.





**Abbildung 4.6**

Abbildung 4.6 wird ähnlich wie Abb. 4.5.b interpretiert. Dünne Halbkreise deuten die P-Einsatzzeiten an jeder Station  $s_1$  und  $s_2$  an. Gestrichelte Linien und einzelne Sekundenwerte stellen die Laufzeitdifferenz zwischen den P-Einsätzen an jeder Station dar

Figure 4.6 will be interpreted similar as 4.5.b. Thin half circles refer to P-travel times at each station  $s_1$  and  $s_2$ . Dotted lines and single numbers represent the travel time difference between P-onsets at each station

Der große Unterschied in der Signalamplitude insbesondere von oberflächennahen Beben an verschiedenen Stationen wird deswegen als qualitatives Kriterium verwendet. Bei flachen Beben (Tiefe < 20 km) zeigen die herdnahen Stationen extrem große Amplituden im Vergleich zu den Registrierungen der übrigen weiter entfernten Stationen. Ein anderes Verhalten gilt für die Registrierungen tieferer Beben. An verschiedenen Stationen zeigen die Amplituden keine großen Unterschiede.

### 4.3.2) Das Frequenzspektrum als mögliches Selektionskriterium

Im folgenden werden die Frequenzspektren sowie Sonogramme dargestellt. Aufgrund der zu erwartenden Absorption eines Erdbebens aus großen Entfernungen insbesondere bei hohen Frequenzen wurde versucht, das Frequenzspektrum des ganzen Seismogramms (sog. Sonogramm) an einer Station als Selektionskriterium zu verwenden. Dafür wurde das SONODET-Programm (Joswig, 1990;1996) benutzt, welches einen Vergleich zwischen einem Mustersonogramm und einem beliebigen Seismogramm durchführt. Als Mustersonogramm werden Krusten sowie Beben aus der Benioff-Zone definiert.

#### 4.3.2.1) Das Erdbebenspektrum

Da die Absorption von der Laufzeit abhängt und für höheren Frequenzen stärker als für tiefere Frequenzen sein sollte, ist es zu erwarten, dass aus dem Frequenzspektrum eines Bebens Rückschlüsse auf die Herdentfernung gezogen werden könnte. Damit wäre es möglich, krustale Beben zu identifizieren. Das Frequenzspektrum eines Bebens wird aber von verschiedenen Faktoren bestimmt: Bruchprozess, Absorption, Struktur des Laufweges und Registriersystem. Mathematisch bedeutet dies die Konvolution der verschiedenen Faktoren als Zeitfunktionen (Abb.4.2). Würde sich der Effekt der Absorption im Frequenzspektrum bemerkbar machen, so wird dies eine Möglichkeit zur Bestimmung der Herdentfernung bieten.

Die Quelle eines Bebens kann auf verschiedene Weise modelliert werden. Weit verbreitet ist das Modell der Scherdislokation, welches von einem plötzlichen Bruchprozess entlang einer Fläche ausgeht, der bei Überschreitung eines gewissen Schwellenwertes in einem tektonischen Spannungsfeld entsteht (Kanamori, 1994). Nach Brune (1970,71) kann das Spektrum unter Verwendung des Plateauwertes  $\Omega_0$  folgendermaßen beschrieben werden:

$$S(f) = \Omega_0 / (1 + f^2 / f_c^2) \quad (G.4.2)$$

wobei  $f$  die Frequenz und  $f_c$  die Eckfrequenz sind.

Die Dämpfung einer seismischen Welle wird in einem Medium durch den Qualitätsfaktor  $Q$  bestimmt, der ein Maß für die Effizienz der Wellenausbreitung ist. Wird ein Material einer periodischen Spannung der Frequenz  $\omega$  ausgesetzt, so ist das Maß für die Absorption ( $1/Q$ ) gegeben durch die pro Periode verlorene Energie im Verhältnis zur Gesamtenergie (Aki und Richards, 1980). Der Qualitätsfaktor  $Q$  ist dimensionslos und ist groß für geringe Absorption und umgekehrt. Es kann gezeigt werden, dass das Amplitudenspektrum einer seismischen Welle nach einer bestimmten Laufzeit  $t$  der Beziehung folgt:

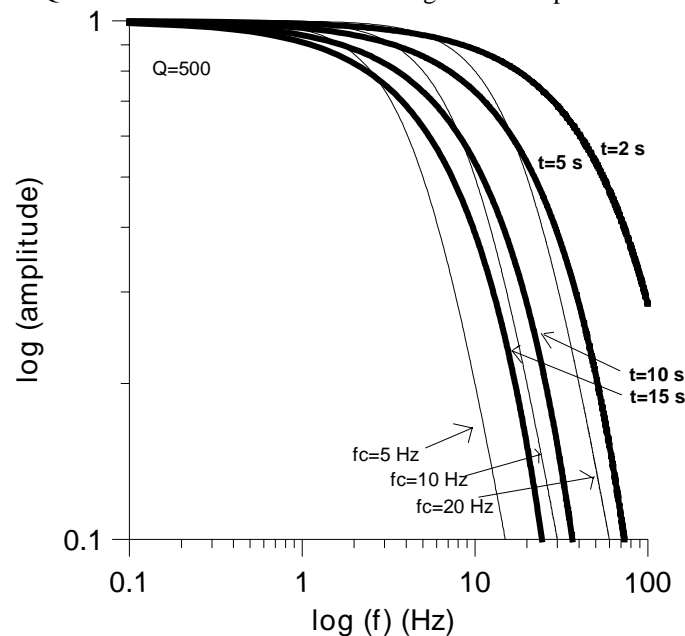
$$A(f) = \exp^{-(\pi f / Q) t} \quad (G.4.3)$$

wobei  $f$  die Frequenz,  $Q$  der Qualitätsfaktor und  $t$  die Laufzeit sind.

In der *Abbildung 4.7* ist die Quellfunktion  $S(f)$  (dünne Kurven) und der Dämpfungseffekt  $A(f)$  (dicke Kurven) für einen konstanten  $Q$ -Wert gleich 500 für verschiedene Laufzeiten dargestellt. Es ist zu beobachten, dass der Abfall des Erdbebenspektrums durch den Quelleffekt (Eckfrequenzen) beherrscht wird. Der Abfall des Erdbebenspektrums wird durch Quellfunktion und Herdentfernung bestimmt. Da beide Effekte in demselben Frequenzbereich liegen und daher nicht getrennt werden können, kann das Frequenzkriterium nicht verwendet werden.

Für höhere Eckfrequenzen und große Laufzeiten kann der Effekt der Entfernung eine entscheidendere Rolle spielen. Für niedrige Eckfrequenzen (am unteren Rand des verwendbaren Frequenzbandes) ist die Absorption schwierig zu bestimmen. Da die  $Q$ -Werte unter der Präkordillere sowie der präandinen Depression über 500 liegen (Haberland, 1999), würde das Erdbebenspektrum für Eckfrequenzen kleiner als 20 Hz stark vom Quelleffekt geprägt werden.

Die Identifizierung eines lokalen Signals (Hypozentraldistanz < 150 km) mit Hilfe seines Spektrums ist dann schwierig durchzuführen. Falls der Abfall des Quelleffekts steiler als des Absorptionseffekt ist, wird das Frequenzspektrum von der Quelle dominiert und es ist schwierig den Absorptionseffekt zu erkennen.



**Abbildung 4.7**

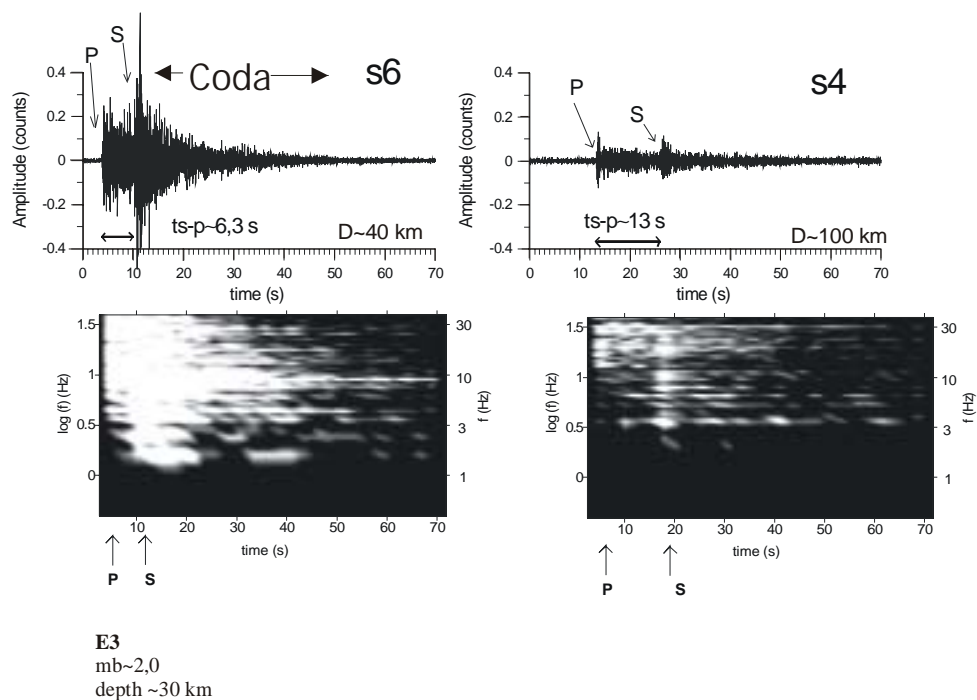
Verlauf der Dämpfungsfunktion (G.4.3) für verschiedene Werte der Laufzeit  $t$  und  $Q=500$  (dicke Linien). Dünne Kurven stellen den Verlauf der Quellfunktion für verschiedene Eckfrequenzen dar. Es wird eine Wellengeschwindigkeit von 6,0 km/s benutzt.

Shape of attenuation function (G.4.3) for different values of travel time  $t$  and  $Q=500$  (thick lines). Thin curves represent the source function for different values of corner frequencies. It will be used a P-Velocity of 6,0 km/s.

#### 4.3.2.2) Darstellung eines Sonogramms

Im folgenden Abschnitt wurde untersucht, ob der Spektralgehalt als Funktion der Zeit charakteristisch für krustale Ereignisse ist und wie dieser von der Herdentfernung abhängt. Die Darstellung des Frequenzinhalts der vollständigen seismischen Registrierung als Funktion der Zeit wird als Sonogramm bezeichnet. Ein Sonogramm beruht auf einer „Fast Fourier“ Transformation und ermöglicht es, die Signalenergie bei Einzelspursesismogrammen in der Zeit-Frequenz Ebene darzustellen. Das Sonogramm ist eine pro Frequenzband mit eigenem STA/LTA („Short Time Amplitude/Long Time Amplitude“) bewertete Energiedichtematrix. Die Verarbeitungsschritte nehmen an, dass sich die registrierten Seismogramme als eine Überlagerung von Rausch- und Signalenergie beschreiben lassen. Das Verhältnis zwischen Signal- und Rausch-Amplituden im Frequenzspektrum bestimmt das Sonogramm. Überschreitet das Verhältnis Signal/Rausch für ein bestimmter Zeit- und bestimmter Frequenzbereich ein gegebenes Schwellenwert (1-10-100), wird dieser Bereich durch ein Wert (1 bis 6) identifiziert. Damit bildet man eine „Energimatrix“, welche auf die Zeit-Frequenz-Ebene im Weiß herausgehoben wird.

In der Abbildungen 4.8.a.b und c sind Sonogramme auf 2 Stationen für ein oberflächennahes Beben, Beben aus der Benioff-Zone und Beben aus dem Mantel der Unterplatte dargestellt. Der Bereich im Weiß entspricht einem Verhältnis Signal/Rausch im Frequenzspektrum  $> 10$  und Werte in der Energimatrix zwischen 3 und 6. Obwohl sie im Seismogramm anhand der Laufzeitdifferenz deutlich unterschieden werden können, zeigen sie im Sonogramm eine signifikante Einfluss der S- und P-Phasen sowie der Magnitude des Bebens. Die Absorption des Frequenzgehalts im Lauf der Zeit ist schwierig zu interpretieren. Eine signifikante Dämpfung der hohen Frequenzen ist nur deutlich bei den extremen Fall des ganz entfernten Herdentfernung (*tiefes Beben an der Station 20*). Für die Lage der Beben siehe Abbildung 4.9.



**Abbildung 4.8.a**

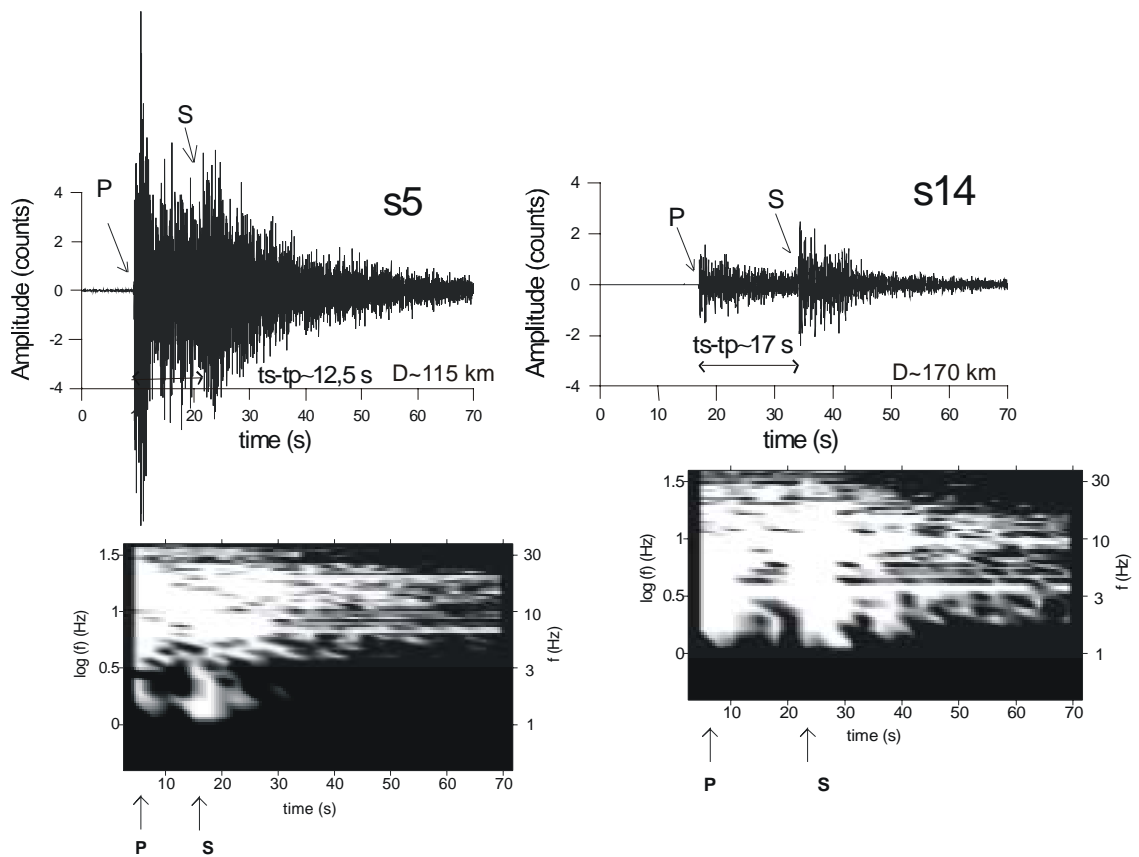
Darstellung der Sonogramme an zwei Stationen eines Krustenbebens ( $mb \sim 2,0$ ) in einer Tiefe von ca. 30 km unter dem Westrand des Salar de Atacama-Beckens. Die Hypozentraldistanz ( $D$ ) zur Station 6 erreicht ca. 40 km und zur Station 4 ca. 100 km. Die Intervalleinheit der Zeitskala der Sonogramme entspricht 2,56 s.

P- und S-Einsätzen sind deutlich zu identifizieren. S-Einsätze liegen in einem niedrigeren Frequenzbereich als die P-Einsätze. Die Coda an der Station 6 ist sowohl im höheren als auch im niedrigen Frequenzbereich deutlich gedämpft. Eine starke Absorption des gesamten Sonogramms ist an der Station 4 zu beobachten. Dafür ist der Effekt des Laufweges (Laufzeit) ein sehr wahrscheinlicher Grund.

Sonogramm representation for a crust earthquake ( $mb \sim 2,0$ ) at  $\sim 30$  km depth under the west edge of Salar de Atacama-basin. The hypocentral distance is about 40 km to station 6 and 100 km to station 4. The interval time in the sonogram time scale is 2,56 s

P- and S-onsets are clear to be identified. S-onsets appear to be accompanied by lower frequencies than P-onsets. A gradual attenuation of both high and low frequencies characterizes the coda. A strong attenuation in

the whole sonogram can be observed at the station 4. Probably this is caused by the travel path effect.

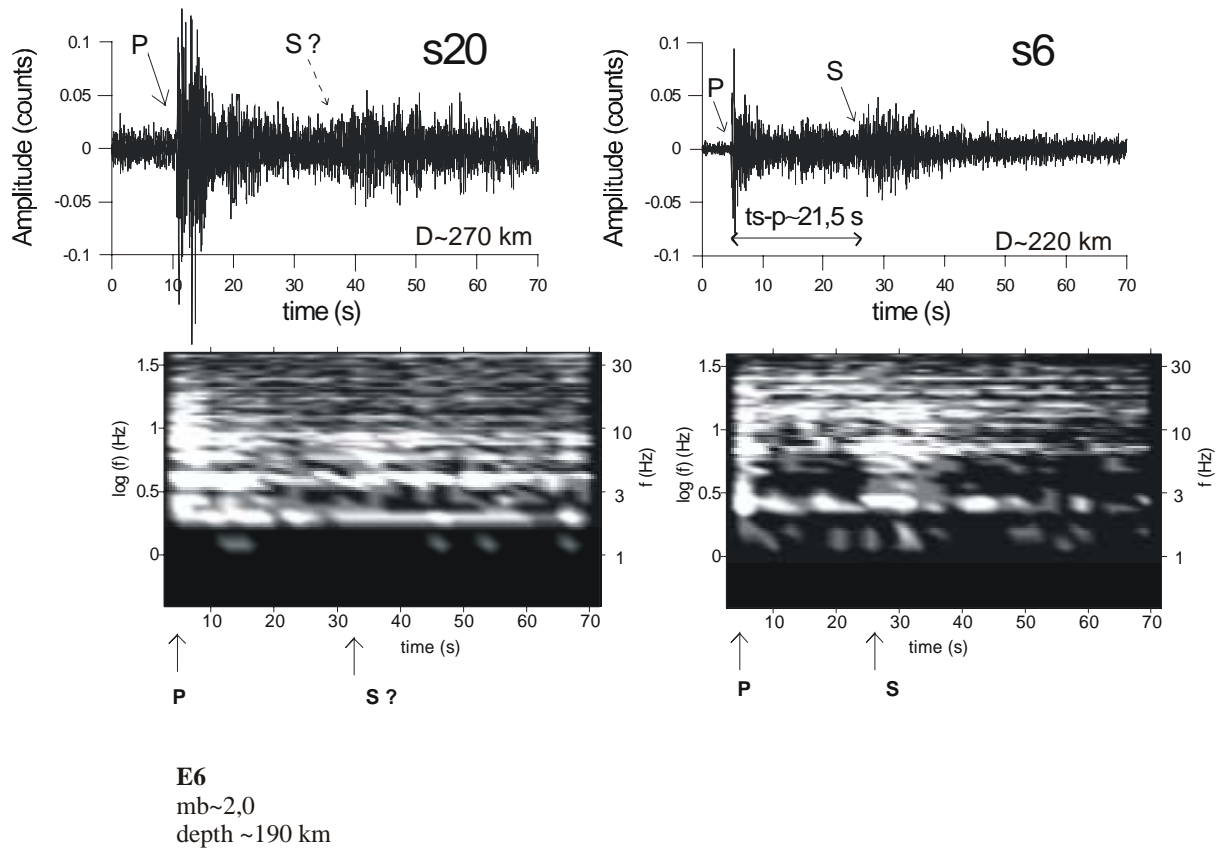


**E5**  
mb~3,0  
depth ~86 km

**Abbildung 4.8.b**

Sonogramme eines Beben (mb~3,0) in ca. 90 km Tiefe unterhalb der Präkordillere. Die Sonogramme sind durch hohe Amplituden geprägt. Im Bezug auf das Beispiel in der Abb. 4.8.a (links) zeigt das Sonogramm an der Station 5 stärkere Dämpfung im Codabereich

Sonogram of an earthquake (mb~3,0) which lies at about 90 km depth under the Pre-Cordillere. Sonogramms show a probably strong effect caused by the strong magnitude. Regarding to previous example (Abb. 4.8.a, left) the sonogram at the station 5 shows stronger attenuation in the coda.



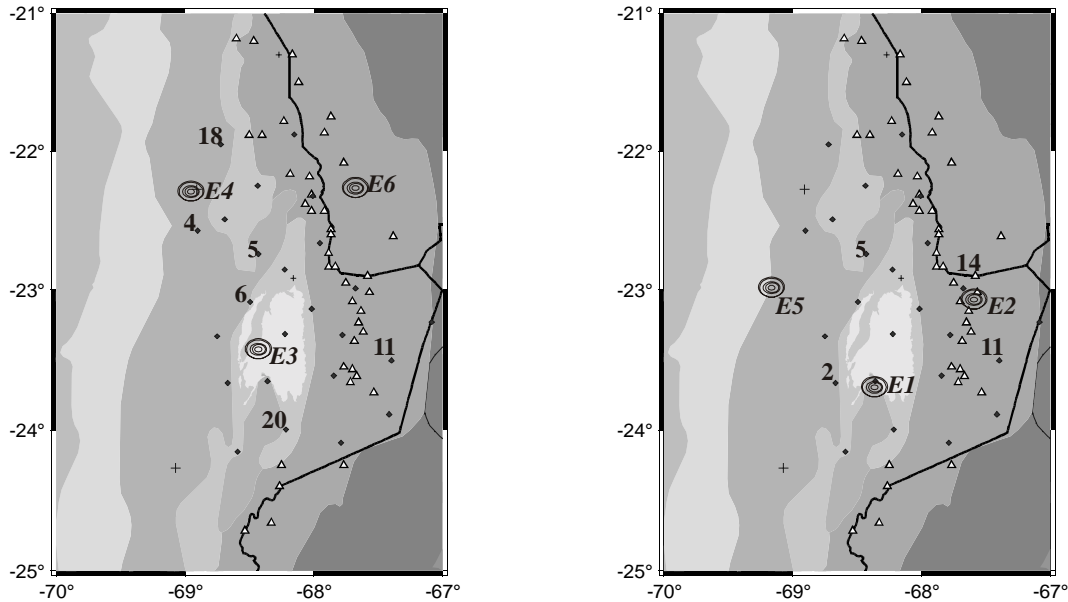
**Abbildung 4.8.c**

Sonogramme eines Bebens (mb~2,0) aus einer Tiefe von ca. 190 km unter der Westkordillere. S- und P-Wellen heben sich durch ihren niedrigen Frequenzgehalt heraus. Die Dämpfung der hohen Frequenzen im Bereich der P- sowie der S-Wellen wird durch die große Laufzeit oder/ und große Dämpfung des Laufweges verursacht.

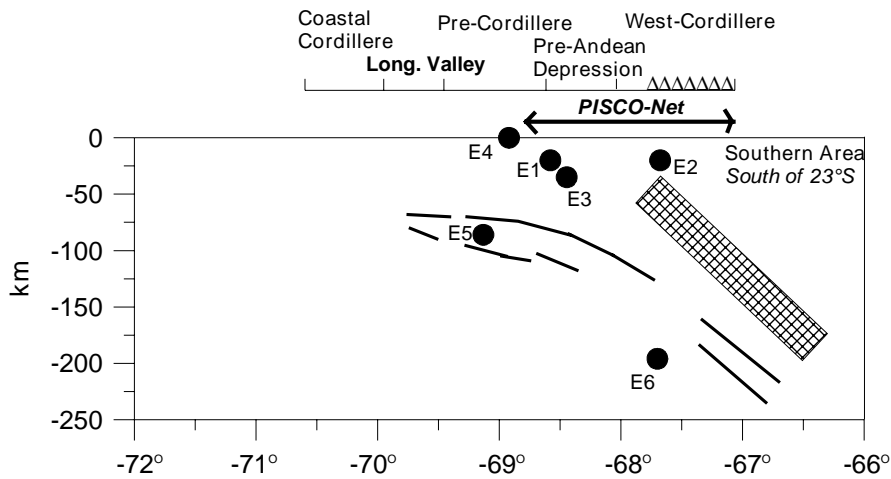
Sonogram of a deep earthquake (mb~2,0) which lies at about 190 km depth under the West-Cordillere. S- and P-waves are to be identified through their low frequency content. The attenuation of high frequencies at P- and S-waves could be caused by the travel time or/ and the travel path attenuation effect.

#### 4.4) Beispiele: Seismogramme und Frequenzspektren

In folgenden werden Laufzeitdifferenzen, Signalamplituden und Frequenzspektren von 6 Beispielen in Hinblick auf die Eignung als Selektionskriterium dargestellt. In der *Abbildung 4.9.a* ist die Lage der Epizentren und der ausgewählten Stationen dargestellt. In der *Abbildung 4.9.b* sind diese Ereignisse in einem W-E-Profil aufgetragen.



**Abbildung 4.9.a**

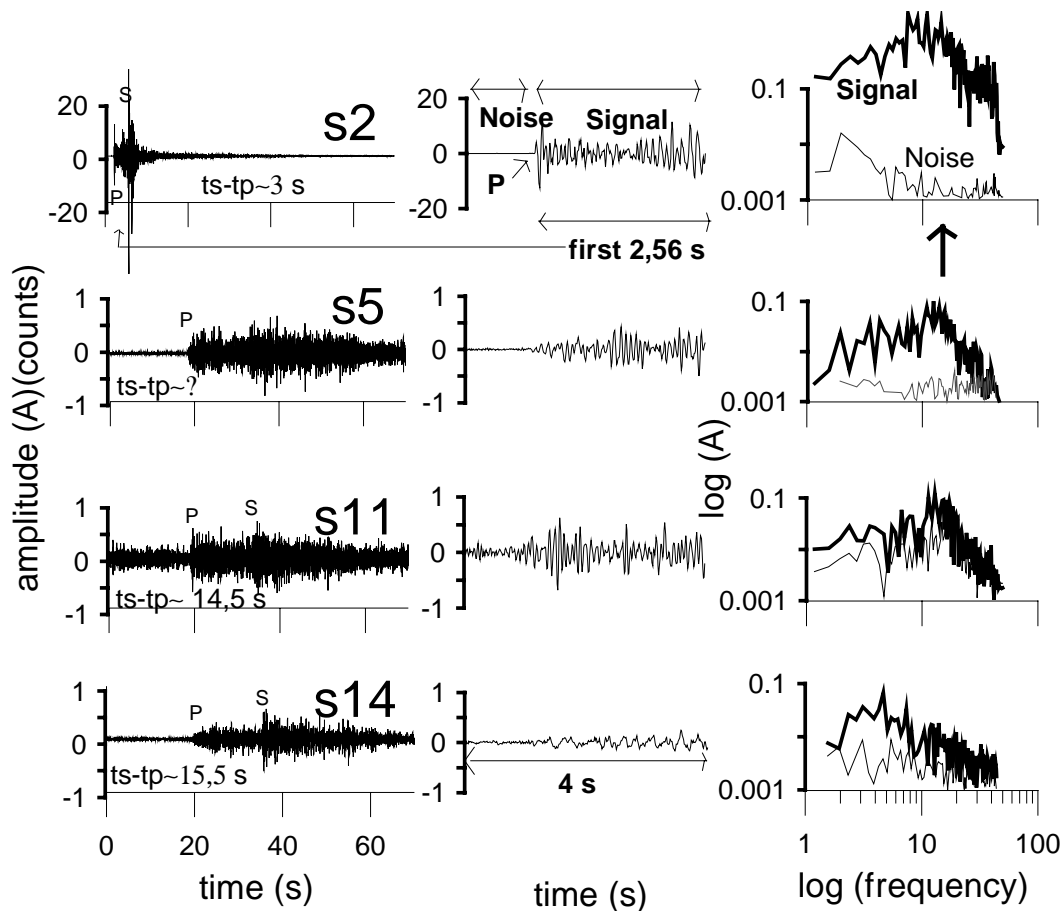


**Abbildung 4.9.b**

#### **Abbildung 4.9.a,b**

*Epizentren der Ereignisse (Beispiele) und die Lage der Stationen, die diese Ereignisse registriert haben (4.9.a). Es wird die Position der Ereignisse, die als Beispiel dargestellt werden, gezeigt (4.9.b).*

*Epicenters of events (examples) with locations of the recording stations (4.9.a). The position of events which are presented as examples are shown (4.9.b).*



**E1 Crustal Event**

Depth ~10 km  
 Lat ~ 23,8°S  
 Long ~ 68,6°W  
 mb ~ 2,7  
 94.04.04 23:25

**Abbildung 4.10.1 Ereignis 1 (E1)**

Jedes Beispiel besteht aus den seismischen Registrierungen (vertikale Komponente) (links) sowie einem 4-Sekunden-Ausschnitt um den P-Ersteinsatz (Mitte) mit dem entsprechenden Frequenzspektrum (rechts) von 2,56 s des Signals (dicke Linie) und das Rauschen (dünne Linie) an ausgewählten Stationen. Die Spuren sind nach zunehmender Herdentfernung angeordnet. Der Pfeil unter dem ersten Frequenzspektrum weist auf die wahrscheinliche Lage der Eckfrequenz aus.

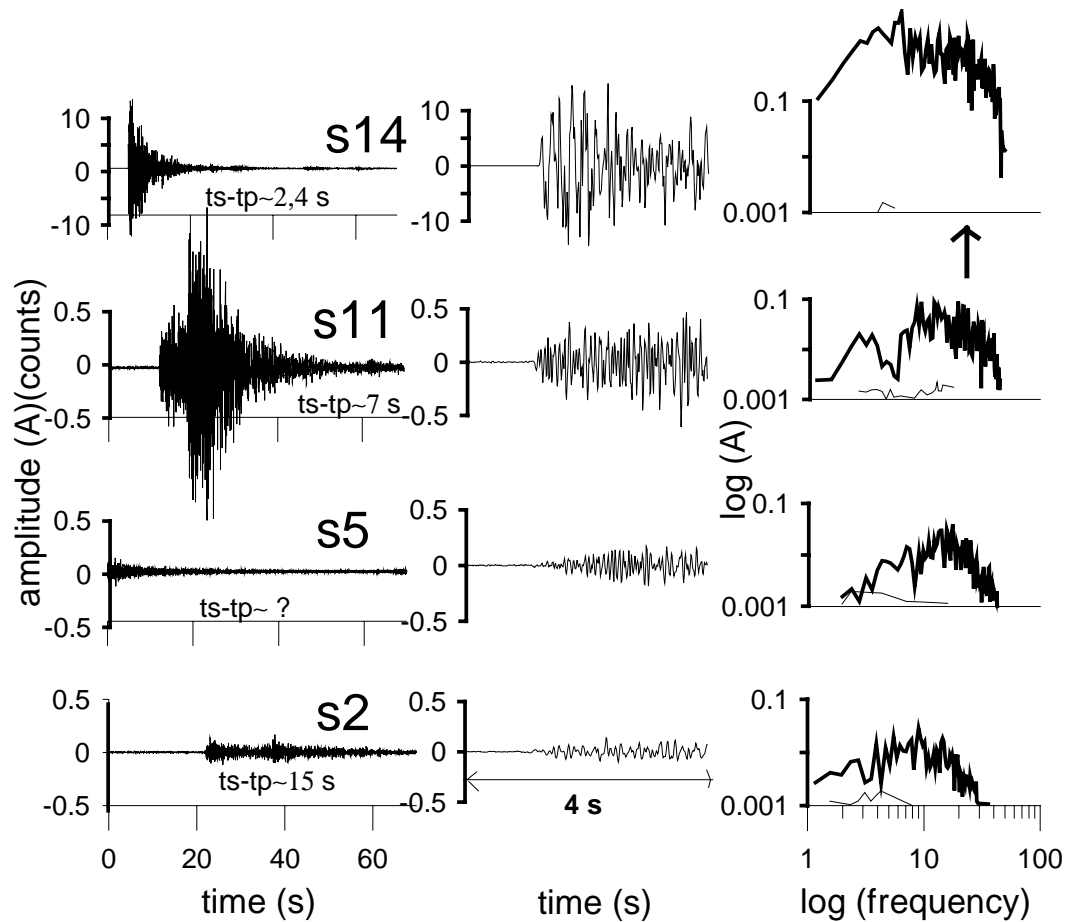
Dieses Ereignis liegt am südlichen Rand des Salar de Atacama-Beckens in einer Tiefe von ~10 km mit mb~2,7 und liegt sehr nah der Station 2 (S-P- ca. 3 s). Die sehr unterschiedlichen Signalamplituden (beachtet die verschiedene Amplitudenskala zwischen s2 einerseits und s5,s11,s14 andererseits) deuten auf klare Unterschiede zwischen nahen und fernen Stationen hin. Große P-Laufzeitdifferenzen sind zwischen Station 2 und den anderen drei Stationen deutlich zu sehen.

Die starke Absorption des Hochfrequenzbereichs ( $f > 10$  Hz) an Stationen 11 und 14 weist vermutlich auf die Zone erhöhter krustaler Absorption unter der Westkordillere hin. Obwohl die Strahlen zu den Stationen 5 und 2 sehr verschiedene Laufzeiten aufweisen, sind ihre Frequenzspektren sehr ähnlich; nur ihre Signalamplitude sind unterschiedlich.

On the left waveforms of all observations (~1 min, vertical component), in the middle 4 s showing the P-onset, and on the right the respective frequency spectral related to the first 2,56 s-signal (thick line) and noise (thin line). The arrow under the first frequency spectral indicates the possible corner frequency.

This event is located at the southern edge of Salar de Atacama-basin at about 10 km depth with mb~2,7. Travel time difference between S- and P-wave is about 3 s at the station 2. Signal amplitudes point out expressive differences between near and far stations. Large P-travel time differences can be seen between Station 2 and the

other three. The strong attenuation of high frequencies ( $f > 10$  Hz) at stations 11 and 14 refers most likely to the absorption zone under the West-Cordillere. Although stations 5 and 2 are at different hypocentral distances their frequency spectral show only little differences with respect of their shape.



**E2 Volcanic Event**

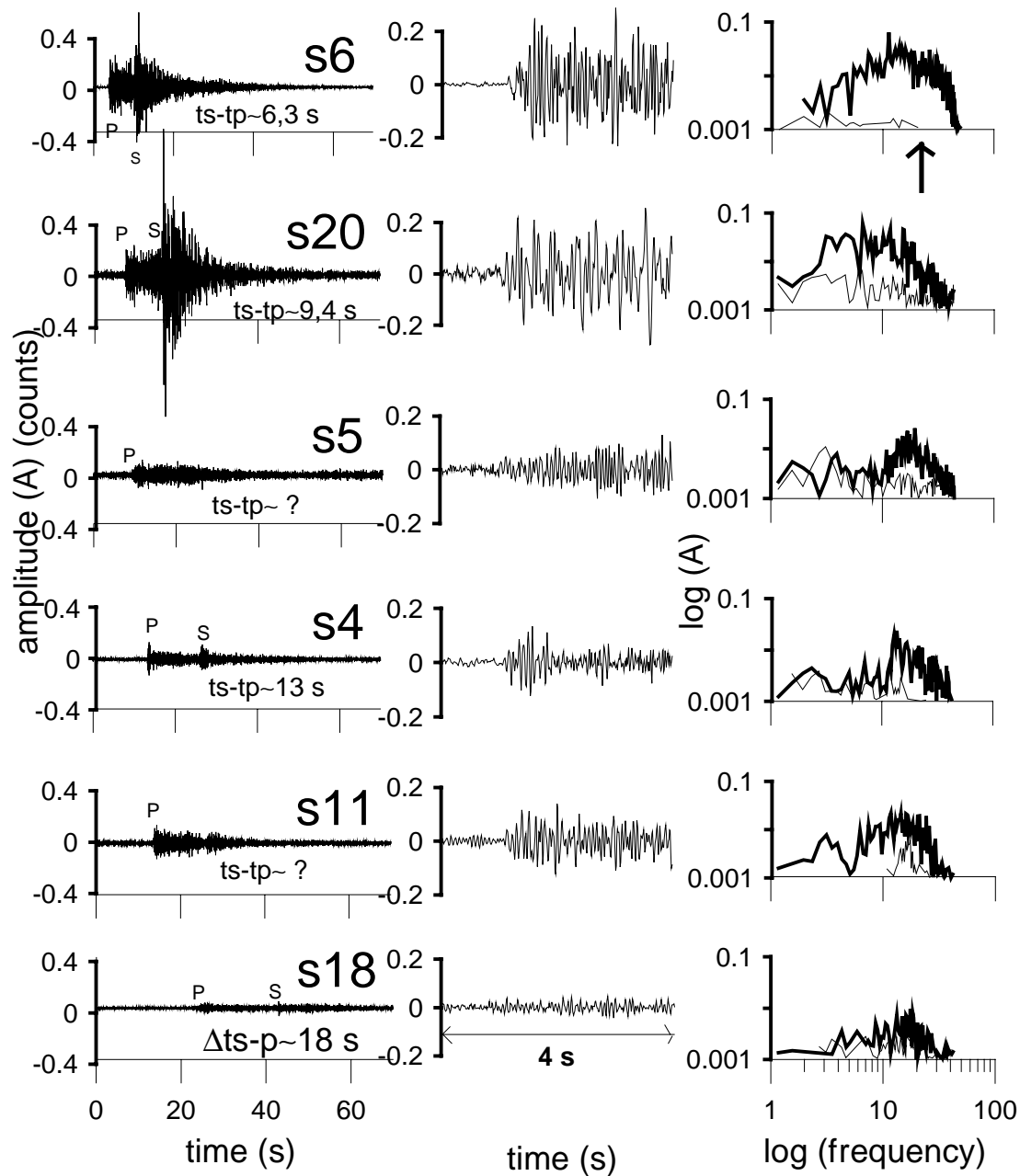
Depth ~10 km  
 Lat ~ 23,04°S  
 Long ~ 67,67°W  
 mb ~ 2,2  
 94.03.29 08:30

**Abbildung 4.10.2 Ereignis 2 (E2)**

Dieses Ereignis liegt nördlich des Vulkans Lascar und gehört wahrscheinlich zu einem vulkanischen Schwarm. Das Beben hat eine Magnitude  $mb \sim 2,2$  mit starken Einsätzen, einer kurzen Coda an den Stationen 11 und 14 und signifikanten Unterschieden in den Signalamplituden im ganzen Stationsnetz. Die Frequenzspektren weisen auf eine allmähliche Dämpfung des Hochfrequenzbereichs ( $f > 10$  Hz) mit der Hypozentraldistanz hin.

This event lies north of the Lascar volcano. These observations belong to a series of earthquakes which could describe a "swarm". For this reason this signal can be seen as a volcanic earthquake. This one has a magnitude  $mb \sim 2,2$  and as shallow earthquake exhibits impulsive onsets, short coda and large differences between signal amplitudes. At the stations 11 and 14 travel time differences between S- and P-waves are  $< 8$  s. Between stations 11 and 14 P-travel time differences reach 7 s. The frequency spectral point out a gradual high frequencies ( $f > 10$  Hz) attenuation with the hypocentral distance.





**E3 Crustal event**

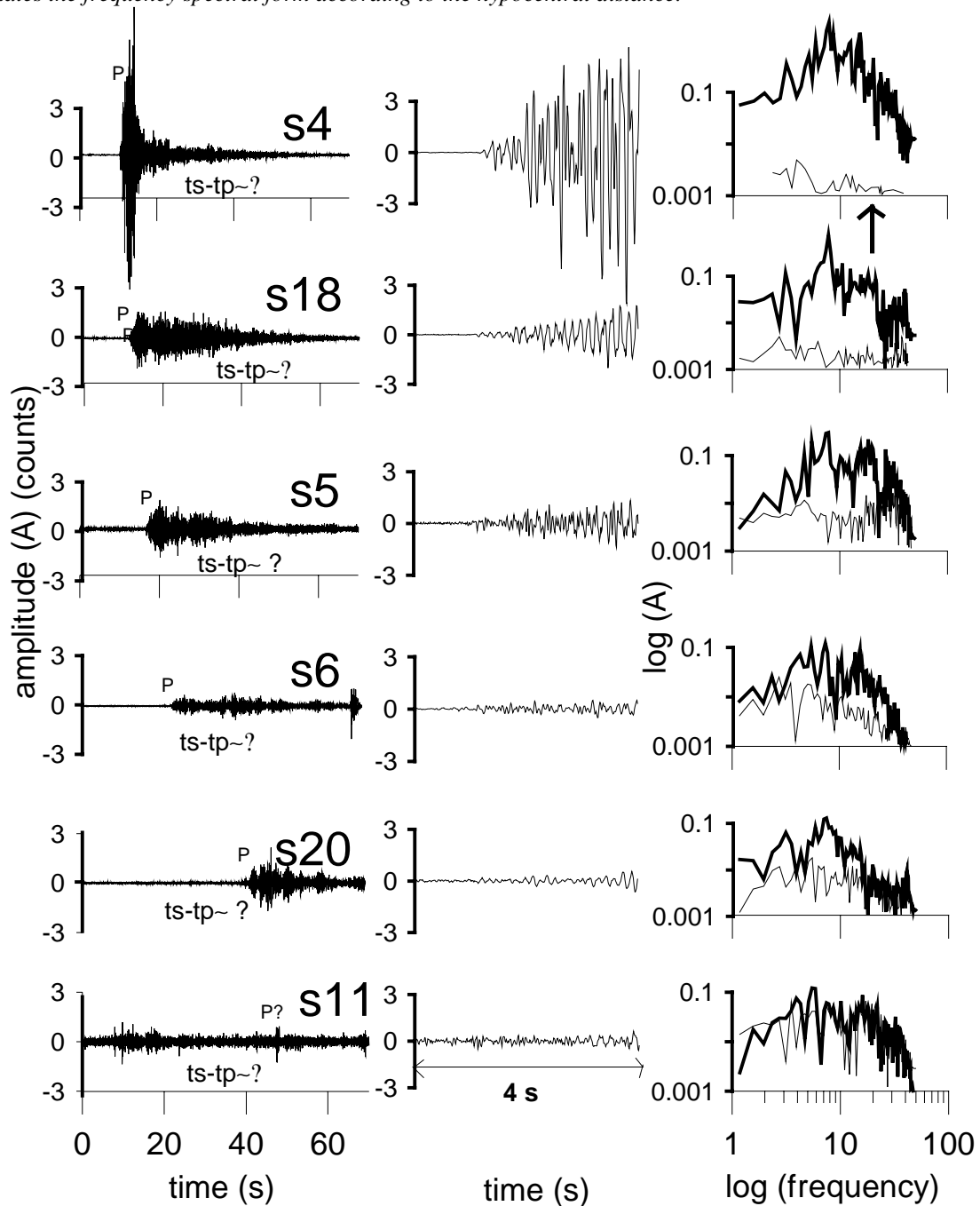
Depth  $\sim 30$  km  
 Lat  $\sim 23,4^\circ S$   
 Long  $\sim 68,4^\circ W$   
 mb  $\sim 2,0$   
 94.03.12 13:11

**Abbildung 4.10.3 Ereignis 3 (E3)**

Dieses Ereignis liegt im südlichen Teil des Netzes am Westrand des Salar de Atacama-Beckens in einer Tiefe von  $\sim 30$  km und hat eine Magnitude  $mb \sim 2,0$ . Die P-Welle wird an allen 6 Stationen deutlich registriert. Die Signalamplituden für die P- und S-Wellen sind an den herdnahen Stationen 20 und 6 deutlich höher als bei den anderen. Die Laufzeitdifferenzen zwischen S- und P-Wellen an der Stationen 20, 4 und 18 sind  $> 8$  s. Nur ist die Laufzeitdifferenz zwischen S- und P-Wellen an der Station 6  $< 8$  s. P-Laufzeitdifferenzen  $> 7$  s sind an den Stationen 18, 4 und 6 deutlich zu sehen. Die kleine Magnitude dieses Bebens, welche sich in einer relativ hohen Eckfrequenz von ca. 20 Hz widerspiegelt, beherrscht stark die Form der Frequenzspektren.

This event lies at the southern part of the PISCO-Net in the west edge of Salar de Atacama at 30 km depth and has a magnitude  $mb \sim 2,0$ . In almost all stations a clear P-wave can be seen. At the near stations (20 and 6) the

signal amplitudes are much stronger than at the others, contrarily, S-waves are attenuated in stations 11 and 5. The travel time difference between S- and P-waves is only in station 6  $< 8$  s, P-travel time differences  $> 7$  s are in stations 18, 4 and 6 to be seen. The small magnitude of this event reflected on a  $\sim 20$ Hz-corner frequency dominates the frequency spectral form according to the hypocentral distance.



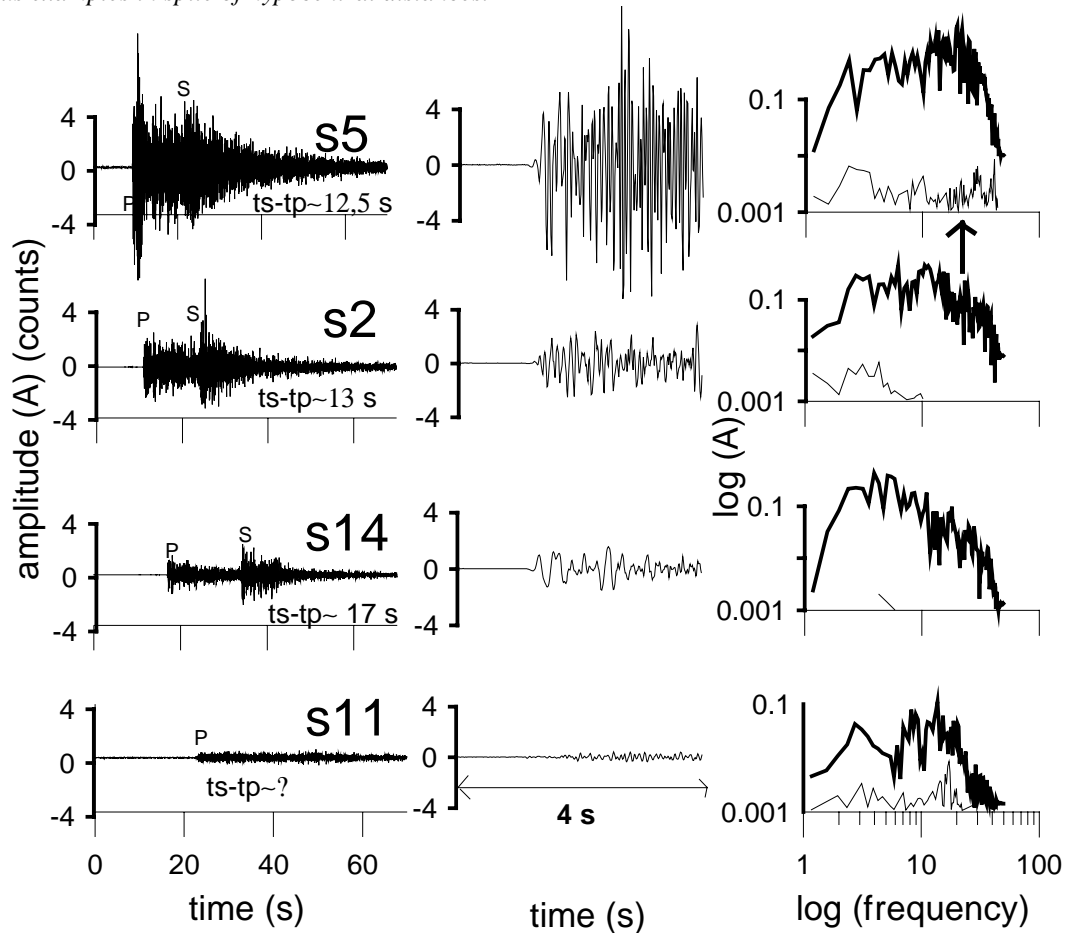
**E4 Chuquicamata-Sprengung**

Depth  $\sim 0$  km  
 Lat  $\sim 22,3^\circ S$   
 Long  $\sim 68,9^\circ W$   
 mb  $\sim 2,5$   
 94.02.14 20:17

**Abbildung 4.10.4 Ereignis 4 (E4)**

Diese Seismogramme werden durch eine Sprengung in der Mine Chuquicamata mit  $mb \sim 2,5$  erzeugt, die in diesem Zusammenhang als Nahbeben angesehen wird. Die Form des Signals wird durch die Sprengtechnik der Mine (Verzögerungstechnik) beeinflusst und hat daher einen Sweep-ähnlichen Charakter mit stetig zunehmende Amplituden nach den ersten Einsatz (emergenter Ersteinsatz). Minen sowie Bohrloch-Sprengungen erzeugen kaum S-Wellen. Der signifikante Unterschied zu den vorherigen Beispielen in den Frequenzspektren ist die deutliche Abwesenheit der Höhenfrequenzen ( $f > 10$  Hz) auch in geringe Hypozentraldistanz.

This event was generated through an explosion with  $mb \sim 2,5$  at the Chuquicamata mine. Chuquicamata and La Escodida explosions are formally seen as "near earthquakes". They will be distinguished from natural earthquakes through the so-called "Pre-Cortes" (weak primary explosions). Besides mine and drill explosions show hardly S-waves. Frequency spectral show dominant presence of low frequencies ( $5 < f < 10$  Hz) related to previous examples in spite of hypocentral distances.



**E5 Benioff-Zone**

Depth ~86 km  
 Lat ~ 23,0°S  
 Long ~ 69,1°W  
 mb ~ 3,0  
 94.04.12 12:46

**Abbildung 4.10.5 Ereignis 5 (E5)**

Dieses Beben liegt unter der Präkordillere in einer Tiefe von ~ 90 km mit  $mb \sim 3,0$ . Das Beben ist charakterisiert durch klare S- und P-Einsätze. Eine allmähliche Dämpfung, insbesondere der S-Wellen, ist an Stationen der Westkordillere zu erkennen. Die Laufzeitdifferenzen zwischen S- und P-Wellen sind  $> 8$  s. In den Frequenzspektren ist deutlich der Einfluss des Laufweges im Bezug auf die Absorption der hohen Frequenzen an den Stationen der Westkordillere (s11 und s14) zu erkennen.

This event lies under the Precordillere at about 90 km depth with  $mb \sim 3,0$ . This signal characterizes through clear S- and P-onsets and a gradual attenuation of S-waves eastwards. Travel time differences point out values  $> 8$  s. Frequency spectra are characterized by the effect of strong high frequencies absorption at stations in the West-Cordillere

#### 4.5) Schlussfolgerungen

Aus der Untersuchung von Kriterien für die Suche nach krustalen Erdbeben im Untersuchungsgebiet ergeben sich eine Reihe von Merkmalen, welche die seismischen Registrierungen prägen. Damit wurden grundsätzlich die Variation von Laufzeitdifferenzen und Signalamplituden untersucht. Im folgenden wird eine Strukturierung der Beobachtungen gezeigt.

(1) Je nach der Hypozentraldistanz zu einer Station variiert die Laufzeitdifferenz zwischen S- und P-Wellen. S- und P-Laufzeitdifferenzen  $< 8$  s deuten auf seismische Quellen hin, die innerhalb einer Halbkugel mit Radius  $< 70$  km liegt.

(2) Je nach der Tiefe des Bebens und der Epizentraldistanz zu zwei auf eine Linie ausgerichtete Stationen variiert die Differenz der Laufzeitdifferenzen an beiden Stationen (*doppelte Laufzeitdifferenz*). Hier deuten Differenzen  $> 5$  s auf oberhalb  $\sim 70$  km liegende Beben für Epizentraldistanzen  $< 100$  km hin. Eine große Zahl von Beben, die im Bereich der Küstenkordillere in Tiefen von 10 bis 40 km und die unter der Präkordillere am nordwestlichen Rand des Salar de Atacama-Becken in Tiefen von 60 km liegen, wurden auf diese Art gefunden. Dieses Kriterium wurde erfolgreich nur unter Verwendung der Stationen 3 und 7 verwendet.

(3) Je nach der Position des Bebens in Bezug auf ein Teilnetz (Radius  $\sim 150$  km), welches das Epizentrum einschließt, variieren die Laufzeitdifferenzen sowie die Signalamplituden des P-Einsatzes in allen betrachteten Registrierungen. Innerhalb dieser Zone deuten P-Laufzeitdifferenzen  $> 7$  s auf flache Herde (Tiefe  $< 30$  km) hin. Nahbeben charakterisieren sich durch starke P-Einsätze und große Amplituden im Vergleich zu entfernten Stationen. Dies gilt besonders für Ereignisse (Tiefe  $< 15$  km) wie Sprengungen und vulkanische Beben.

Aus der Beobachtung des Frequenzspektrums und der Sonogrammen ergibt sich keine prominenten Unterschiede zwischen krustalen und tieferen Beben. Die Natur des Erdbebenspektrums erschweren stark die Interpretation möglicher Variationen. In folgenden sind signifikante Eigenschaften dargestellt.

(4) In den Frequenzspektren zeigen sich die Eckfrequenzen um ca. 10-20 Hz. Diese Werte erklären sich aus den kleinen Magnitude der Erdbeben. Die starke Dämpfung des Hochfrequenzbereichs und prominente Anwesenheit des Niedrigfrequenzbereichs charakterisieren die Form der Frequenzspektren an den in der Westkordillere liegenden Stationen.

In den Sonogrammen sind S- und P-Einsätze meist zu identifizieren. Der Abstand zwischen S- und P-Einsätzen prägt in erste Linie die Form des Sonogramms. S-Phasen zeigen niedrigere Frequenzbereiche als P-Phasen. Entlang der Zeitsachse ist die Variation der Sonogramme schwierig zu interpretieren. Eine wechselnde Stärke der Dämpfung im hohen Frequenz- sowie auch im niedrigen Frequenzgehalt könnte im Prinzip von der Herdentfernung abhängen, aber die Anzahl verschiedener Darstellung erlaubt keine deutliche Aussage. Die Magnitude des Bebens sowie die Quelledirektivitätsfunktion können stark die gebildete Energiedichtematrix beeinflussen.

#### 4.6) Zusammenfassung

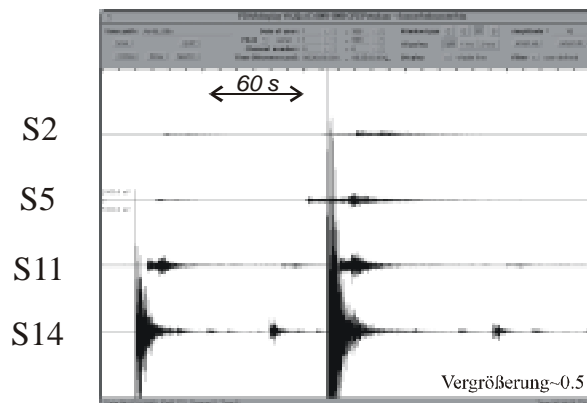
Die Laufzeitdifferenzkriterien und das Kriterium der Differenzen der Signalamplituden zur Erkennung von Krustenebenben zeichnen sich jeweils durch ein sehr einfaches Konzept aus: Laufweg einer Phase ist gleich der Geschwindigkeit der entsprechenden Phase mal der Laufzeit zwischen Quelle und Station.

In den vorliegenden Arbeit wurden alle Ereignisse in der kontinuierlichen Daten visuell gemäß der vorgestellten Kriterien überprüft. Dafür wurde das Programm *pdis* (Grünwald, GFZ-Potsdam) verwendet. Die Suche nach Krustenebenben wurde auf zwei Gebiete geteilt, ein nördlicher Teil und südlicher Teil des PISCO-Netzes. Das Ziel dieser Trennung war, das Suchgebiet bis zu einem Radius maximal von ca. 70 km zu begrenzen, um die Selektionskriterien hervorzuheben. Die Suche wurde mit den folgenden Parameter durchgeführt:

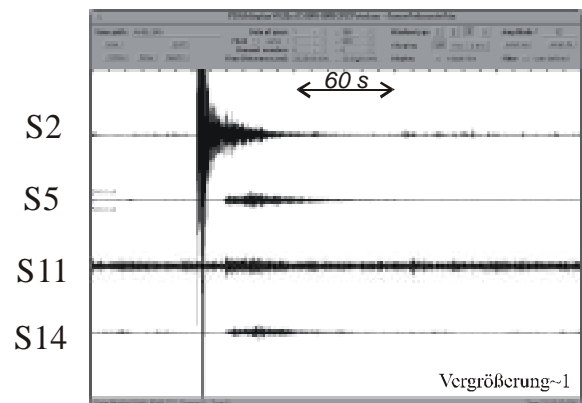
- 5-Minuten-Zeitfenster
- Vertikal-Komponente auf 8- bis 10 vor-selektierte Stationen
- Hochpaßfilter von 1 Hz
- Eine konstante Verstärkung

Abbildung 4.11 zeigt als Beispiel das *pdis* Übersichtsplots von 3 Beben (E1,E2;E5) an 4 Stationen. Auf diesen Plot können die einzelnen erfolgreichen Kriterien angewendet und überprüft werden. Im Diagramm 4.2 sind die verschiedenen Schritte, welche bei der Suche nach Krustenebenben zur Anwendung kamen, dargestellt.

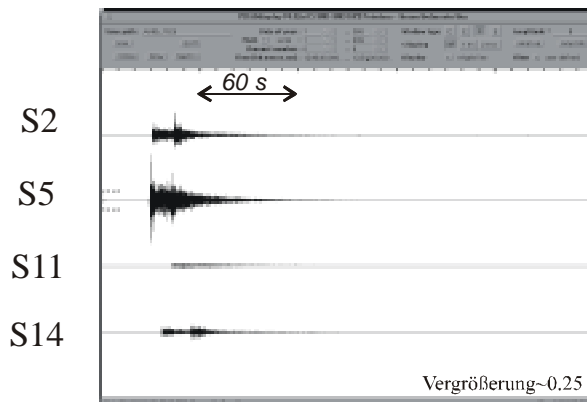
Der Wunsch nach eine Automatisierung des Prozesses der Suche führte zu der Untersuchung des Frequenzspektrum eines Bebens (Sonogramm) als mögliche Identifizierungskriterium auf Krustenbeben. Dafür wurde das Sonogramm eines Bebens unter Verwendung des Verfahrens SONODET (Joswig, 1996) angewendet. Die Erfahrung mit SONODET zeigte, dass die Diskriminierung krustaler von tieferen Beben anhand des Frequenzspektrums bzw. des Frequenzspektrums als Funktion der Zeit schwierig ist. Eine automatisierte gleichzeitige Suche an mehreren Stationen unter Verwendung des Frequenzspektrums und unter Berücksichtigung von Laufzeitkriterien könnte jedoch erfolgreich sein.



**E2**  
*volcanic swarm (Lascar area)*



**E1**  
*Crust event (z~10 km)*



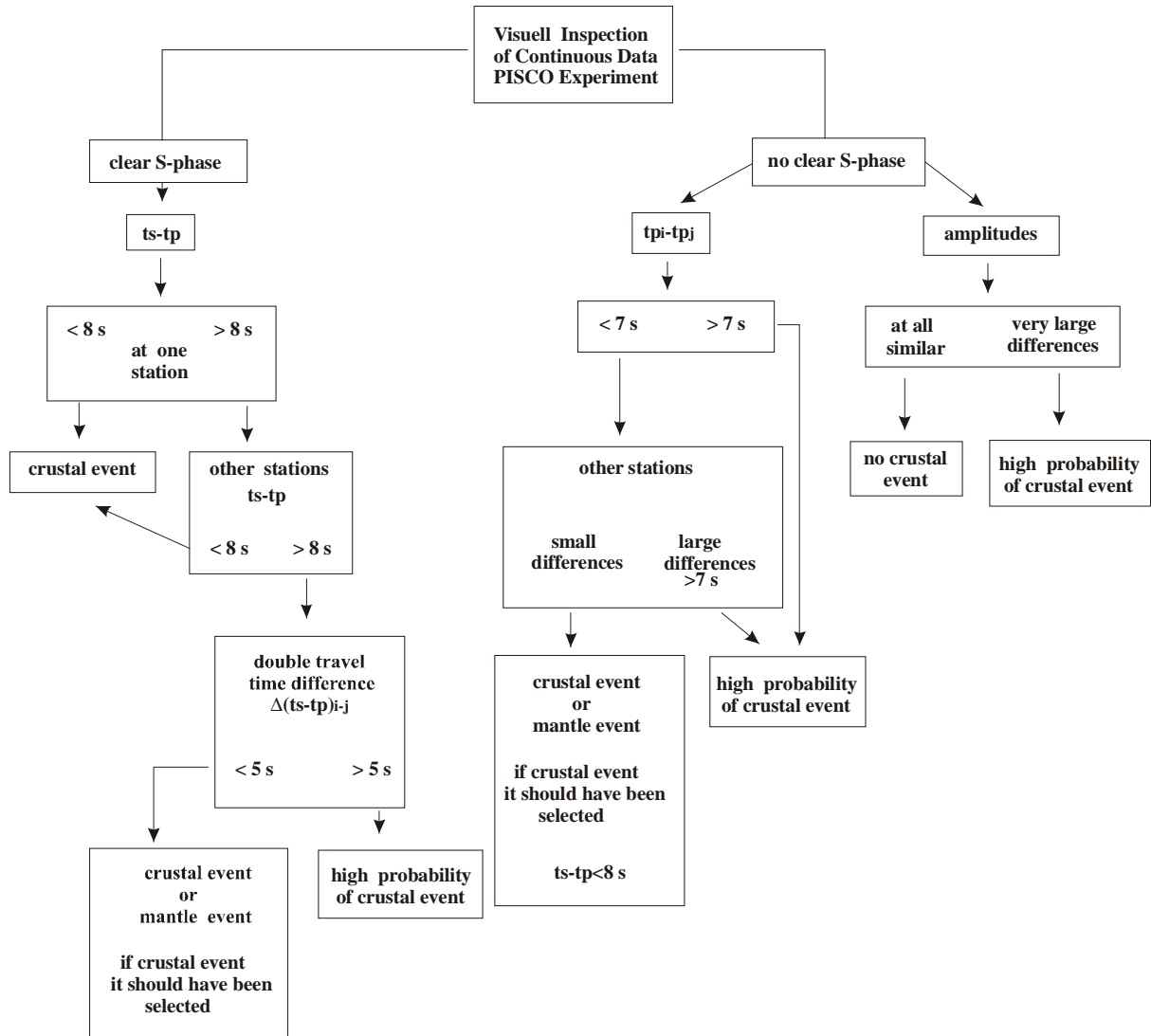
**E5**  
*Benioff-Zone event (z~90 km)*

**Abbildung 4.11**

*Darstellung von 3 Beben in einem pdis-Übersichtsplots an vier Stationen. Die Spuren entsprechen der vertikalen Komponente und sind auf eine 5 Minuten-Zeit-Fenster..*

**Figure 4.11**

*Presentation for 3 events on a pdis-view at four stations. The traces correspond to the vertical component and are shown in a 5-minutes-time-window.*



**Diagramm 4.2**  
Zusammenfassung der Schritte zur Erkennung krustaler Beben

Resume of steps for recognizing crustal events