

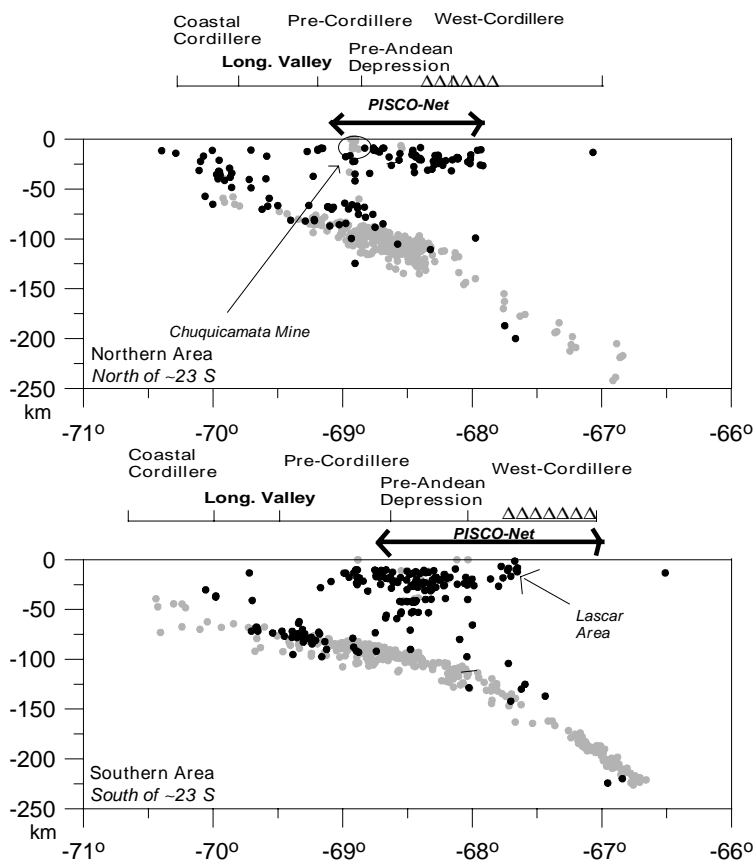
## 5) Ergebnisse aus der Suche von Krustenbeben

Die Suche nach Krustenbeben ermittelte ca. 300 Ereignisse, von denen 215 Beben schließlich zur weiteren Bearbeitung ausgewählt wurden. Der Rest sind Ereignisse, die entweder eine zu geringe Magnitude ( $m_b < 0,5$ ) aufweisen (und damit zu wenig Beobachtungen besitzen) oder außerhalb des Netzes liegen ( $gap > 200^\circ$ ).

Der Prozess zur Lokalisierung kann in 3 Teile zusammengefasst werden. Als erster kann die Kontroll-Lokalisierung während der Suche nach Krustenbeben angesehen werden. Die Bestimmung der P- und S-Einsätze erfolgte mit dem Programm PITSA (Scherbaum und Johnson, 1993), und die Lokalisierung wurde mit der Routine HYPO71 (Lee und Lehr, 1972; 1975) unter Annahme eines 1-D-Geschwindigkeitsmodells (Graeber, 1997) durchgeführt. Beiden Routinen sind in das Programm-Paket GIANT (Rietbrock und Scherbaum, 1998) integriert. Der zweite Schritt bestand aus der Eliminierung undeutlicher Signale sowie einer Überprüfung aller gepickten S- und P-Einsätze. Beim dritten Schritt handelte es sich um die Relokalisierung unter Verwendung der Routine VELEST (Kissling et al., 1995) ohne Inversion des Geschwindigkeitsmodells. VELEST erlaubt Stationskorrekturen als auch die Inversion nach der Geschwindigkeitsstruktur. Diese beiden Elemente stehen in HYPO71 nicht zur Verfügung.

### 5.1) Lokalisierung und eliminierte Beben

In einem ersten Schritt wurden alle Signale, die Merkmale von krustalen Ereignissen zeigten, lokalisiert. In der *Abbildung 5.1* sind diese Ereignisse (ca. 300) auf zwei W-E-Profilen nördlich und südlich von  $23^\circ\text{S}$  dargestellt.



**Abbildung 5.1**

*Verteilung der Seismizität nördlich und südlich von  $23^\circ\text{S}$ . Von Graeber (1997) lokalisierte Ereignisse im PISCO-Datensatz sind durch helle Punkte markiert, schwarze Punkte stellen Beben dar, die in der vorliegenden Arbeit detektiert wurden. Dreiecke markieren Vulkane.*

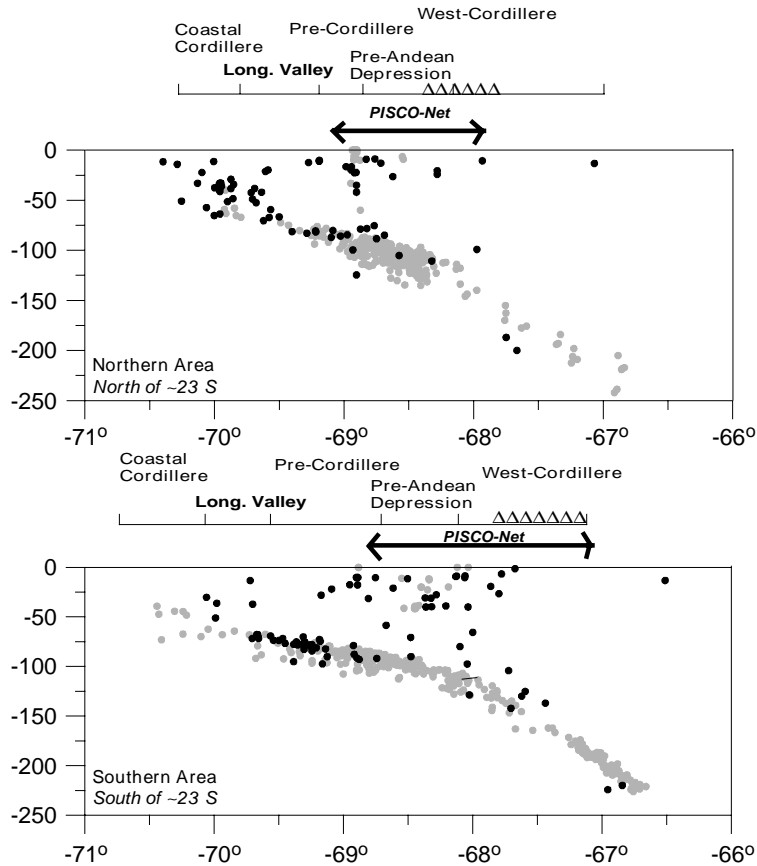
*Distribution of seismicity north and south of  $23^\circ\text{S}$ . Grey points refer to PISCO-events located by Graeber (1997). Black points refer to events detected in this study. Triangles correspond to volcanoes.*

Von diesen 300 Beben wurden einige aus folgenden Gründe eliminiert (s. *Abb.5.2*).

- Beben, die nicht -wie ursprünglich vermutet- dem krustalen Bereich entsprechen, sondern der

- Benioff-Zone.
- b) Beben außerhalb des Netzes in Puna (östlich von  $\sim 67^\circ W$ ), Küstenkordillere sowie Längstal (westlich von  $\sim 69^\circ W$ ).
- c) Schwache Beben mit zu wenig Beobachtungen.

In der *Abbildung 5.2* sind die eliminierten Beben zu sehen.



**Abbildung 5.2**

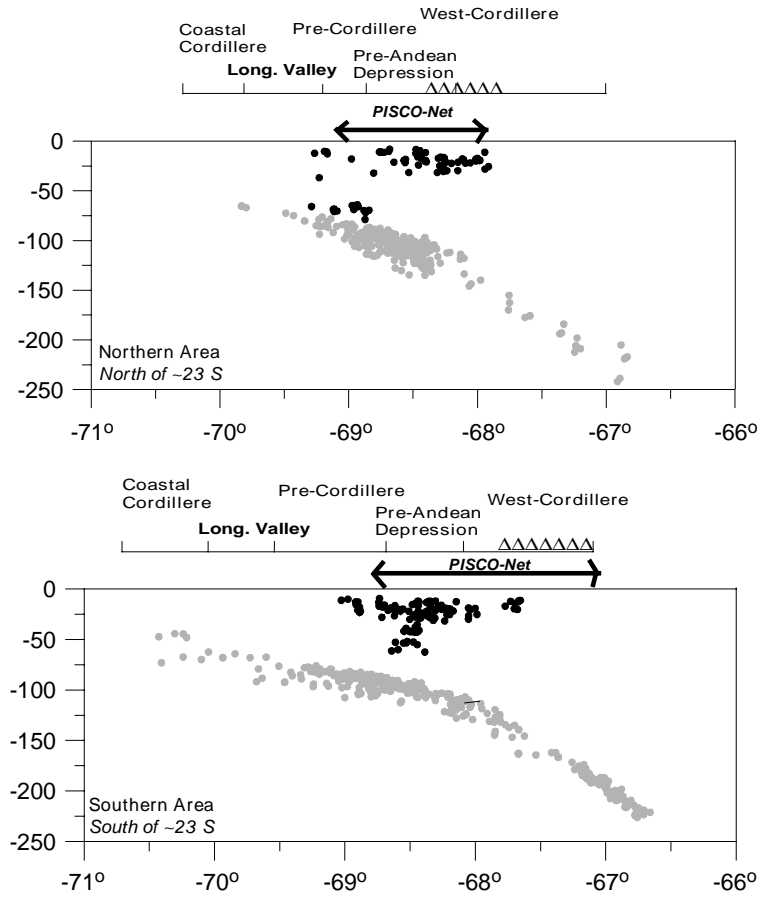
*Verteilung der eliminierten Beben nördlich und südlich von  $23^\circ S$ . Symbole und Angaben wie in *Abb.5.1**

*Distribution of eliminated events north and south from  $23^\circ S$ . Symbols as in *Fig.5.1**

Sowohl die verbliebenen Beben als auch die schon früher detektierten krustalen Beben (Graeber, 1997) wurden unter Verwendung von HYPO71 erneut lokalisiert. Bei dieser zweiten Lokalisierung wurden S- und P-Einsätze jedes Bebens überprüft sowie weitere Einsätze hinzugefügt. In der *Abbildung 5.3* ist dieser Datensatz (im folgenden als *Local-Katalog bezeichnet*) dargestellt. In Appendix A befinden sich die Daten aller selektierten lokalen Ereignisse in tabellarischen Form.

Die Seismizität (s. *Abb.5.3*) konzentriert sich insbesondere im Bereich der präandinen Depression sowie der Präkordillere bis zu einer Tiefe von ca. 60 km. Im Bereich der Westkordillere entstehen ebenfalls oberflächennahe Beben, welche möglicherweise in Verbindung mit der vulkanischen Aktivität stehen. Die Verteilung der Epizentren zeigt eine Häufung im Bereich des Salar de Atacama, wie in der *Abb. 5.4* dargestellt wird. In der Tiefe liegen die meisten Hypozentren oberhalb 30 km Tiefe. In ca. 40 km Tiefe im nordwestlichen Teil des Salar de Atacama befindet sich eine prominente Gruppierung von Beben. Unter der Präkordillere in ca. 60 km kann ebenfalls eine Häufung von Seismizität beobachtet werden. Ob diese Beben zur Benioff-Zone oder Oberplatte gehören, wird später diskutiert (*Kap. 7*). Sie liegen ca. 10 km oberhalb der Benioff-Zone, welche durch die bei Graeber (1997) bearbeiteten Ereignisse definiert wird.

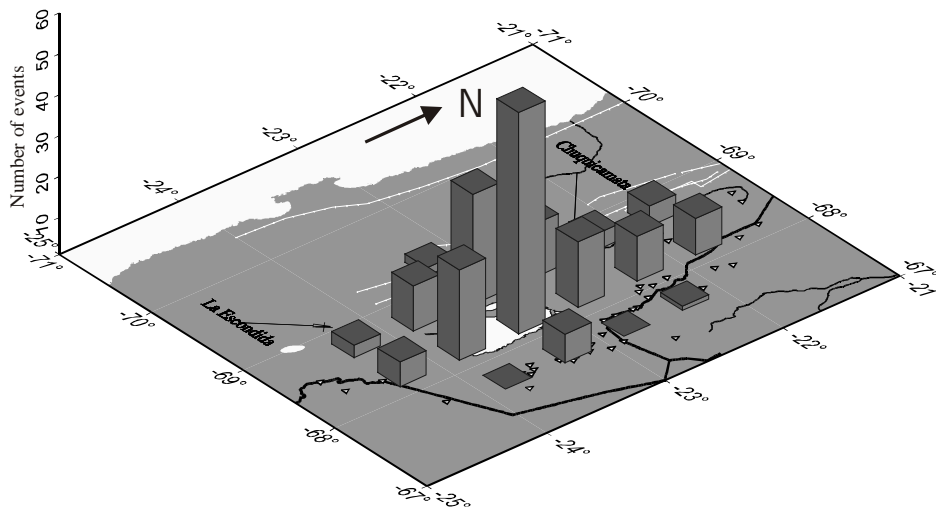
Die Verteilung der eliminierten Beben im Bereich zwischen der Präkordillere und Westkordillere weist keine Struktur auf, die in dem selektierten Datensatz nicht zu sehen ist.



**Abbildung 5.3**

Verteilung der selektierten lokalen Seismizität (Local-Katalog) nördlich und südlich von 23°S. Symbole und Angaben wie in Abb. 5.1

Distribution of selected local seismicity (local-catalogue) north and south from 23°S. Symbols as in Fig.5.1

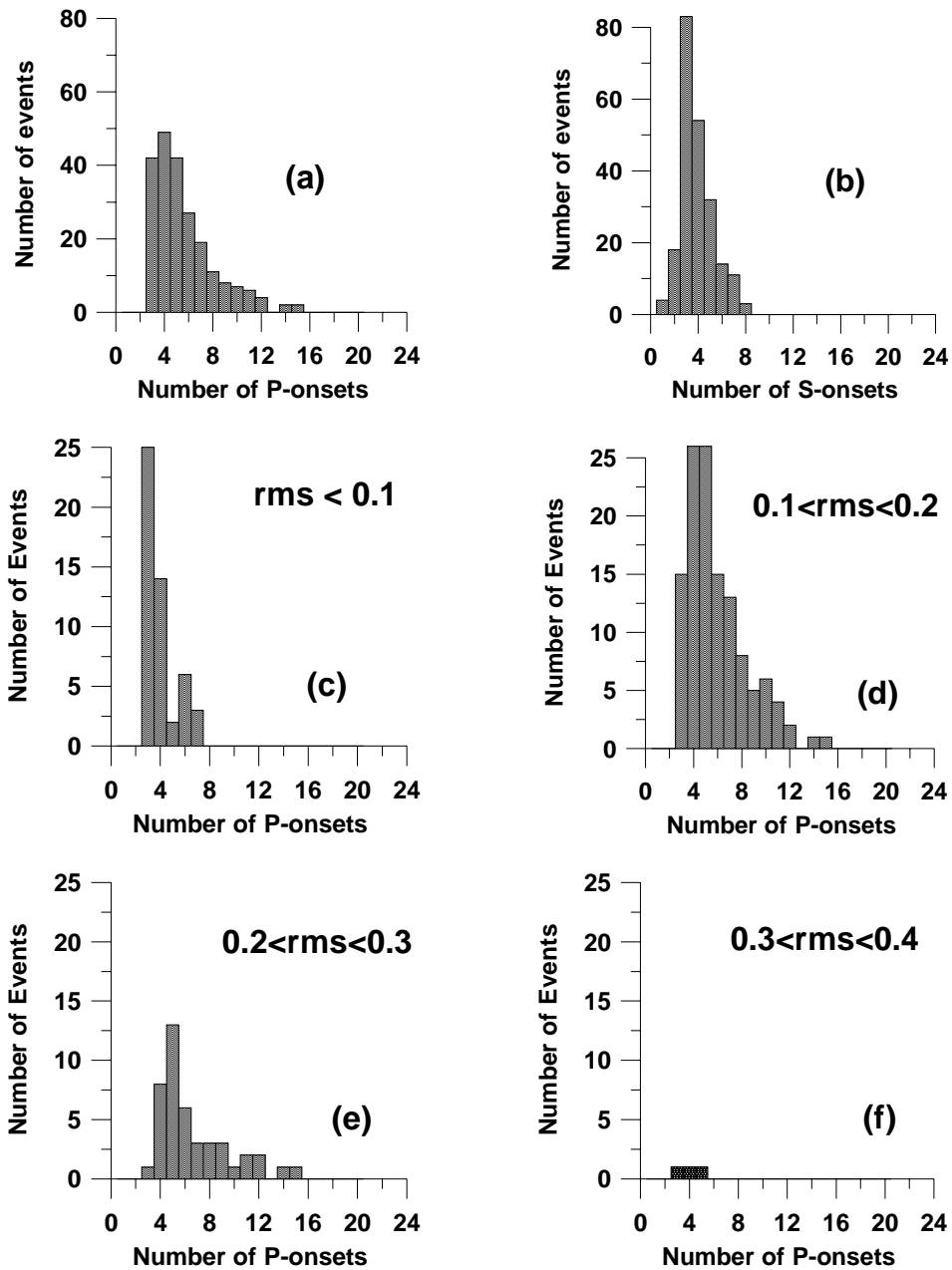


**Abbildung 5.4**

Häufigkeitsverteilung der Epizentren der lokalen Ereignisse (Local-Katalog) innerhalb des Untersuchungsgebiets (pro 55\*55 km<sup>2</sup>-Fläche)

Frequency of events listed in the local-catalogue within the investigation area (per 55\*55 km<sup>2</sup>-Area)

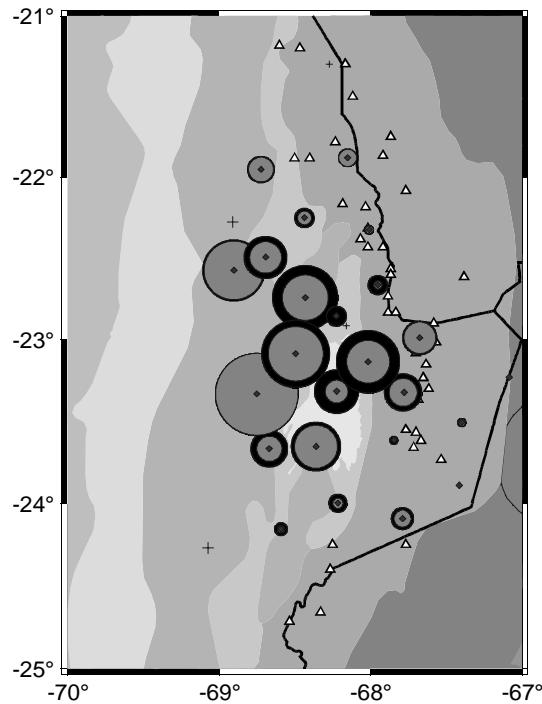
In der *Abbildung 5.4* ist zu beobachten, dass der Bereich des Salar de Atacama in der präandinen Depression die größte Zahl der Beben enthält. Durchschnittlich liegen 5 P-Wellen und 3 S-Wellen Beobachtungen vor. Die meisten Beben besitzen *rms*-Werte (*Root Mean Square*) zwischen 0,1 und 0,3 (*Abb. 5.5*). Die auf die maximale Zahl der P- und S-Einsätze normalisierte Verteilung der Anzahl der P- und S-Phasen an jeder Station ist in *Abb. 5.6* gezeigt werden. Zonen mit kleinen Werten (kleine Kreise) weisen wahrscheinlich auf Gebiete entweder mit hoher Dämpfung oder mit niedriger Seismizität hin.



**Abbildung 5.5**

Anzahl der Beben bezüglich der Anzahl der P- und S-Einsätze (a, b: alle Beben; c,d,e,f: als Funktion des rms)

Number of events related to number of P- and S-onsets (a, b: all events; c,d,e,f: as function of rms)



**Abbildung 5.6**

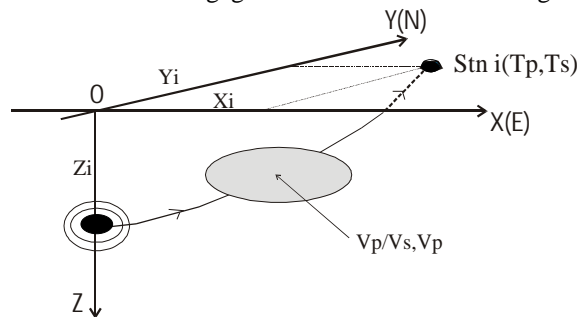
Die auf die maximale Zahl der P- und S-Einsätze normalisierte Verteilung der Anzahl der P (Schwarz)- und S (Grau)-Phasen an jeder Station. Die größten Kreise entsprechen einem Wert von 1.

Normalized distribution of P (black)- and S (grey)-phases related to maximal values at each station. Biggest circles correspond to a value of 1.

## 5.2) Relokalisierung

### 5.2.1) Lokalisierungsgenauigkeit und VELEST als Lokalisierungsroutine

Die Lokalisierungsgenauigkeit hängt von der Genauigkeit der beobachteten P- und S-Wellen-Ankunftszeiten, der Geometrie zwischen den Stationen und der Quelle sowie der Geschwindigkeitsstruktur ab (Abb. 5.7). Anhand der beobachteten Zeiten der P- und S-Wellen am Stationsnetz wird das umgekehrte Problem („Inverse Problem“) gelöst, um das Hypozentrum des Bebens und gegebenenfalls die Geschwindigkeitsstruktur zu bestimmen.



**Abbildung 5.7**

Skizze zur Ausbreitung der Strahlen von der Quelle zu einer bestimmten Station  $i$  ( $i \geq 3$ ). Der Laufweg wird durch die Geschwindigkeitsstruktur bestimmt.

Sketch for spread of seismic waves from source to a particular station  $i$  ( $i \geq 3$ ). Ray path is defined by the velocity field.

Durch Angabe einer Geschwindigkeitsstruktur und Start-Hypozentren werden theoretische P- und S-Zeiten gerechnet. Die Differenzen zwischen den beobachteten und theoretischen Zeiten werden in einem iterativen Prozess durch Verschiebung des Hypozentrums minimiert.

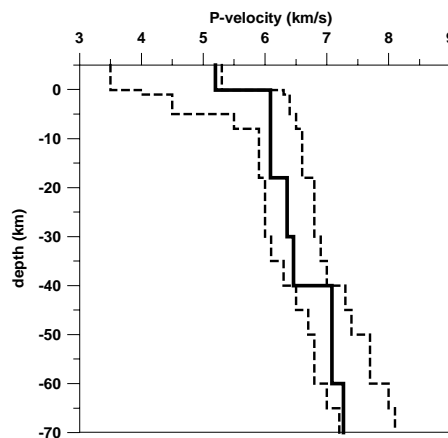
VELEST gilt als Erdbeben-Lokalisierungsroutine (Kissling *et al.*, 1995). Sie erlaubt Stationskorrekturen und die simultane Inversion nach einem 1-D-Geschwindigkeitsmodell. VELEST bietet neben der Möglichkeit der simultanen 1-D Inversion der Laufzeitdaten vieler Ereignisse gleichzeitig auch die Option der reinen Ereignislokalisierung (unter Verwendung eines vorgegebenen Geschwindigkeitsmodells). In beiden Fällen wird das umgekehrte Problem durch eine Inversion der „damped least squares matrix“ gelöst. Da das Problem nicht linear ist, wird die Lösung in einem iterativen Prozess angegangen (G.5.1).

$$\mathbf{m}^{\text{est}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (\text{G5.1})$$

Der Vektor  $\mathbf{d}$  bezeichnet die Differenzen der beobachteten und theoretischen P- und S-Ankunftszeiten an jeder Station, der Vektor  $\mathbf{m}$  die Veränderung der Koordinaten des Hypozentrums (*Länge, Breite, Tiefe und Herdzeit*), und die Matrix  $\mathbf{G}$  beinhaltet sowohl die Geometrie (Empfänger und Quelle) als auch die Geschwindigkeitsstruktur.

Die Parametrisierung des Geschwindigkeitsmodells erfolgt durch Vorgabe von horizontalen Schichten und einem unterliegenden Halbraum mit jeweils konstanten Geschwindigkeiten. Die Geschwindigkeitsparameter sind P- und S-Wellengeschwindigkeiten. Die Stationskorrekturen werden von den berechneten Laufzeiten abgezogen. Die Stationskorrekturen stellen mittlere gewichtete Stationsresiduen dar. Die Berechnung der Strahlen wird bis zur wahren Stationshöhe durchgeführt. Für die Lage der Schichtgrenzen wird nicht invertiert. VELEST bietet auch die Berücksichtigung von S-Daten, entweder durch Vorgabe eines einheitlichen  $V_p/V_s$ -Verhältnisses, oder durch Verwendung eines  $V_s$ -Modells neben dem  $V_p$ -Modell mit unabhängigen Schichtungen. Die Dämpfungsfaktoren des Lösungen für Hypozentralparameter, die Stationen, und die einzelnen Schichtgeschwindigkeitskorrekturen können getrennt voneinander festgelegt werden. Bei der vorliegenden Arbeit wird das Geschwindigkeitsmodell fest vorgegeben, und es erfolgt nur die Bestimmung der Lage der Hypozentren. Dies erscheint als richtig, da die nur geringe Anzahl von Beobachtungen pro Beben keine sinnvolle simultane Inversion der Geschwindigkeit erlaubt.

Um die Lokalisierungsgenauigkeit krustaler Seismizität abzuschätzen, wurde eine Re-Lokalisierung unter Verwendung von VELEST durch Angabe aller Beben, aller Stationen und dreier 1-D-Geschwindigkeitsmodelle durchgeführt: ein Basis-, maximal- und minimal-Geschwindigkeitsmodell (Abb. 5.8).



**Abbildung 5.8**

*1-D-Geschwindigkeitsmodelle. Die schwarze Linie stellt das Basisgeschwindigkeitsmodell, abgeleitet von Graeber (1997) für das Untersuchungsgebiet, dar. Die gestrichelten Linien sind die minimalen und maximalen Geschwindigkeitsmodelle im Untersuchungsgebiet, die verwendet wurden, um die Lokalisierungsgenauigkeit der lokalen Beben abzuschätzen.*

*1-D-velocity models. The black line refers to a reference velocity model obtained by Graeber (1997) for the investigation area. Dotted lines refer to minimal and maximal velocity models in the investigation area used to estimate the accuracy of local earthquakes location.*

Das übernommene Basisgeschwindigkeitsmodell ist das Ergebnis einer simultanen 1-D Inversion (Graeber, 1997). Die Berechnung erfolgte unter Verwendung der Routine VELEST. Es resultiert aus der kombinierten Inversion für  $V_p$  und  $V_s$  von ca. 700 in der Benioff-Zone liegenden Beben (Graeber, 1997). Das  $V_p/V_s$ -Verhältnis wurde um 1,74 zum Startwert gewählt. Die Einführung von Niedriggeschwindigkeitszonen wurden nicht zugelassen. Bis 20 km Tiefe deuten die Werte für  $V_p$  (5.28 km/s-6.09 km/s) typisches Oberkrustenmaterial

an, zwischen 20 km Tiefe und 40 km Tiefe zeigt das Modell die Geschwindigkeiten einer Unterkruste mit Werten von  $V_p$  zwischen 6.36 km/s und 6.46 km/s. Der breite Übergangsbereich zwischen Krusten- und Mantelgeschwindigkeiten ist durch Werte von  $V_p$  zwischen 7.08 km/s und 7.27 km/s gekennzeichnet, die sowohl für Unterkrustenmaterial wie auch für Mantelmaterial anomal sind. Zwischen 70 km und 90 km Tiefe steigt  $V_p$  von 7.89 km/s bis auf 8.49 km/s an. Das  $V_p/V_s$ -Verhältnis ist zwischen 0 km und 40 km Tiefe sowie im Bereich um 80 km Tiefe gegenüber dem Startwert 1.74 erniedrigt und zwischen 40 km und 50 km sowie zwischen 90 km und 130 km Tiefe erhöht.

Abbildung 5.9 stellt die Ergebnisse (Koordinaten der Hypozentren) der unterschiedlichen Lokalisierungsprogramme HYPO71 und VELEST gegenüber. Es ist zu beobachten, dass die Variation der Lage der Epizentren (horizontal) extrem gering ist. Die größten Änderungen ergeben sich in der Tiefenlage. Die Stationskorrekturen erzeugen eine positive Verschiebung (nach oben) aller Hypozentren. Durch die geringeren Geschwindigkeiten im Minimum-Modell wird dieser Effekt gedämpft, während er beim Maximum-Modell verstärkt wird.

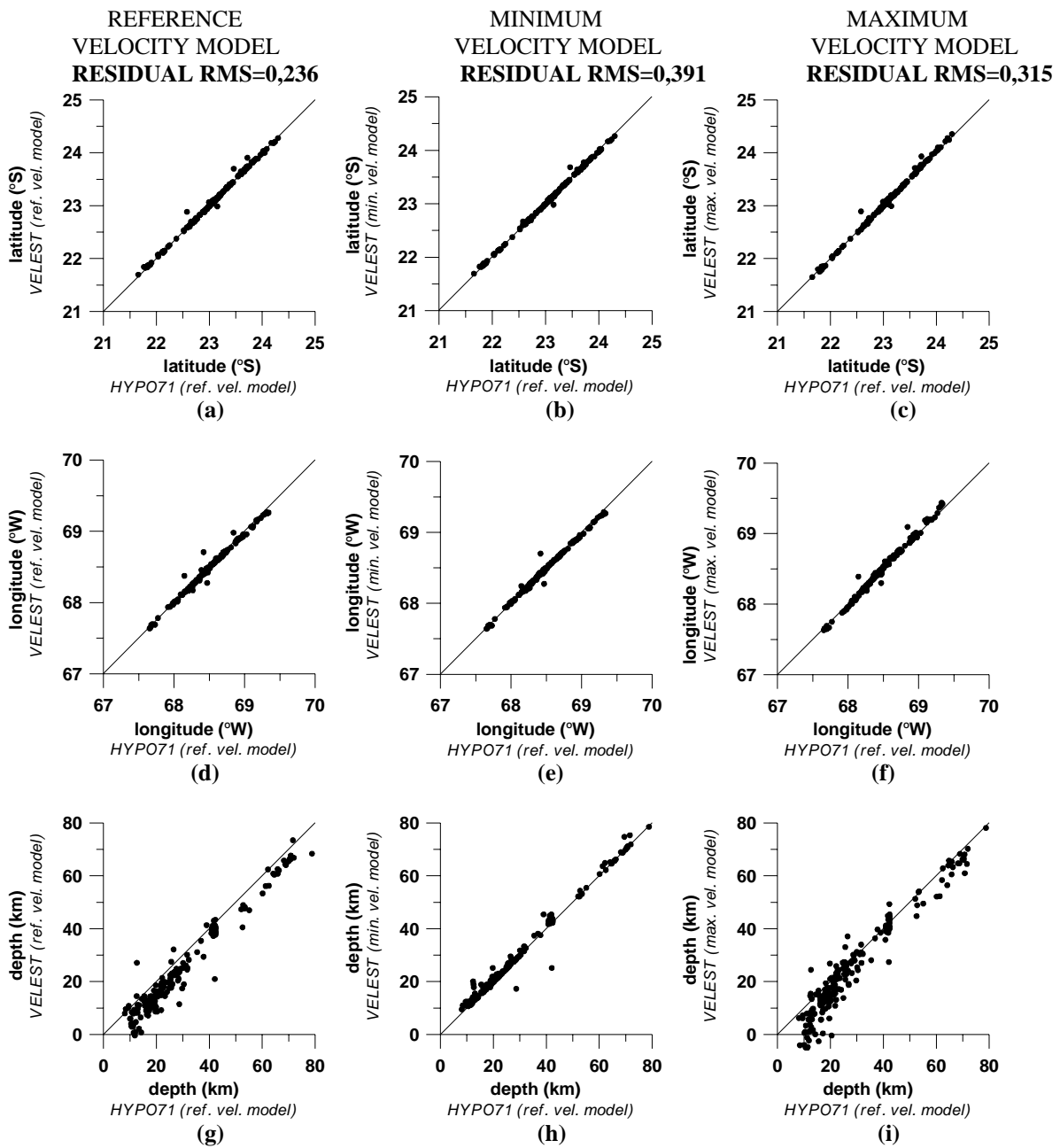


Abbildung 5.9

Die Koordinaten der Hypozentren und die rms-Werte nach der Relokalisierung der Beben unter Verwendung von VELEST und durch Angabe dreier verschiedener Geschwindigkeitsmodelle. Auf der X-Achse sind die entsprechenden Ergebnisse unter Verwendung von HYPO71 und durch Angabe des

Basisgeschwindigkeitsmodells dargestellt. Auf der Y-Achse sind die entsprechenden Ergebnisse unter Verwendung von VELEST und durch Angabe des Basisgeschwindigkeitsmodells (linke Seite), des minimalen Geschwindigkeitsmodells (Mitte) und des maximalen Geschwindigkeitsmodells (rechte Seite) dargestellt.

Coordinates of hypocenters and rms-Values after earthquakes relocation using VELEST and three different velocity models. Along the X-Axis results using HYPO71 and the reference velocity model are shown. Along the Y-Axis results using VELEST and the reference velocity model (left), the minimum velocity model (middle) and the maximum velocity model (right) are shown.

Aus den Ergebnissen lässt sich die Variation in der Tiefe in 3 Zonen unterscheiden (Tabelle 5.1 und Appendix B):

Hypocentral Depth (km)	Maximum Variation (km)
5-15	8-10
15-30	5
30-70	3

**Tabelle 5.1**  
Abgeschätzte Fehler in der Tiefe für verschiedene Tiefenbereiche.

Depth-error estimation for different depths levels.

### 5.2.2) Relokalisierung unter Verwendung von Subnetzen

Da große Variationen der Lage (vor allem in der Tiefe) der oberflächennahen Hypozentren (ermittelt mit den verschiedenen 1-D-Modellen) auf einen großen Einfluss des Geschwindigkeitsmodells schließen lassen, wurden weitere Relokalisierungen durchgeführt.

Dafür wurde sowohl das Stationsnetz als auch die Seismizität in 4 Zonen aufgeteilt. Diese Verteilung ist die Folge der Berücksichtigung von 4 verschiedenen 1-D-Geschwindigkeitsmodellen. Die Lokalisierung aller Beben erfolgte unter Verminderung der Anzahl der verwendeten Stationen (nur Stationen innerhalb der jeweiligen Subnetzes) und durch Angabe eines lokal- und des Basisgeschwindigkeitsmodells.

In der Abbildung 5.10 sind die 4 lokalen Subnetze dargestellt. Sie entsprechen der Präkordillere (Zone A), der präandinen Depression im Bereich, (Zone B), dem südlichen Bereich des Salar de Atacamas (Zone C) und der Westkordillere (Zone D). Die Geschwindigkeitsmodelle in diese Subnetzen wurden aus refraktionsseismischen Modellen (Lessel, 1997) abgeleitet. Drei W-E ( $21,2^{\circ}$ - $23,5^{\circ}$ S und  $24,2^{\circ}$ S) und zwei N-S ( $68^{\circ}$  und  $69^{\circ}$ W) Profile wurden beim PISCO-Experiment vermessen. Die Ergebnisse deuten auf starke Variationen der Geschwindigkeitsstruktur insbesondere im oberflächennahen Bereich hin (Abb.5.11).

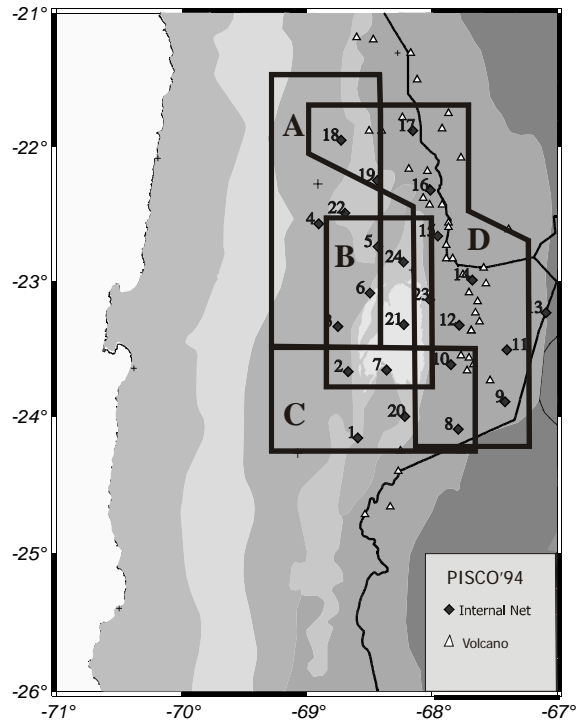
Da sich die größten Änderungen der Hypozentren nach einer Re-Lokalisierung in der Tiefe ergeben, ist die Variation der ermittelten Tiefen sowie der rms-Werte zwischen den verschiedenen Lokalisierungen dargestellt (Abb.5.12).

Aus Abbildung 5.12 und Tabelle 5.2 kann abgeleitet werden, dass sich die besten Werte bei Verwendung des Basisgeschwindigkeitsmodells und der Beobachtungen innerhalb der lokalen Netze ergeben.

Die Relokalisierung aller Beben unter Verwendung verschiedener Geschwindigkeitsmodelle ergibt keine signifikanten und deutlichen Verbesserungen. Auch die Ergebnisse einer Relokalisierung in einem 3D-Geschwindigkeitsmodell (mit dem Tomographie-Programm SIMULPS2 (Thurber, 1993) unter Verwendung des Geschwindigkeitsmodells von Schurr (2001)) ergaben keine große Unterschiede zu den hier dargestellten Ergebnissen. Die durchschnittlichen rms-Werte wurden verwendet, um die „beste“ Lokalisierung zu bestimmen. Die Abnahme dieser Werte kann eine Folge der nicht berücksichtigten langen Laufwege (entfernte Stationen) sein. Solche langen Strahlen tragen nicht stark bei der Bestimmung der Tiefe des Bebens in der Relokalisierung bei. Aus diesem Grund ist die Abnahme der rms-Werte nicht unbedingt eine Folge der Abnahme der Zahl der verwendeten Stationen in der Relokalisierung, sondern ein Ergebnis eines stabileren Iterationsprozesses.

Schließlich ist die Seismizität in der Abbildung 5.13 zu sehen. In der Abbildung 5.14. und 5.15 ist die in der Abbildung 5.13 dargestellte Seismizität in der Kartenansicht und auf 6 W-E-Profilen dargestellt.

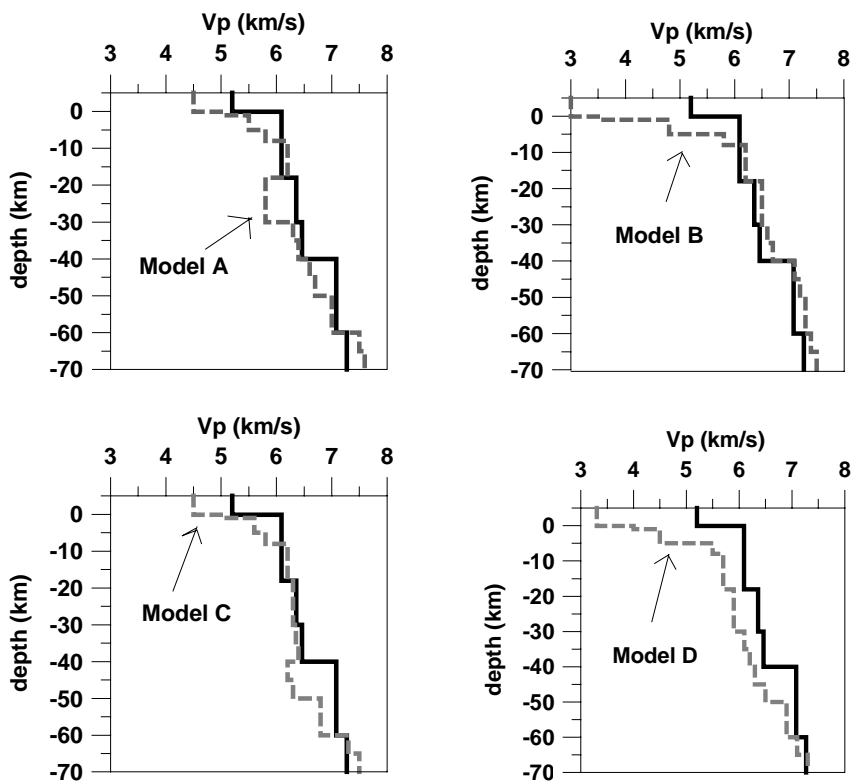




**Abbildung 5.10**

*Darstellung der lokalen Subnetze, die für die Relokalisierung der innerhalb jedes Subnetzes liegenden Beben verwendet wurden,*

*Presentation of local subnets which were used for relocation earthquakes within the corresponding subnet.*

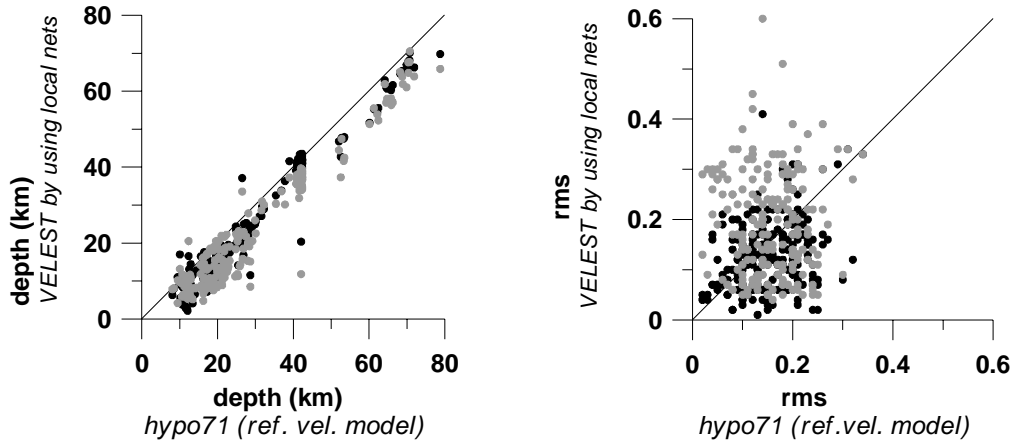


**Abbildung 5.11**

*Darstellung lokaler 1-D-Geschwindigkeitsmodelle (helle gestrichelte Linien) und des Basisgeschwindigkeitsmodells (schwarze Linie). Die Beben, die innerhalb der Zonen A,B,C und D liegen,*

werden ein Mal durch Verwendung des entsprechenden lokalen Geschwindigkeitsmodells und ein weiteres Mal durch Verwendung des Basisgeschwindigkeitsmodells relokalisiert.

Local 1-D-velocity models (grey dotted lines) and the reference model (black line). Those earthquakes which lie inside of zones A,B,C,and D were relocated first using the local corresponding velocity model and then using the reference model.



**Abbildung 5.12**

Variation der ermittelten Tiefen sowie der rms-Werte zwischen der Lokalisierung alle Daten mit HYPO71 unter Verwendung des Basisgeschwindigkeitsmodells und der Lokalisierung per Zone (A,B,C,D) mit VELEST unter Verwendung des Basisgeschwindigkeitsmodells (schwarze Punkten) sowie der lokalen Geschwindigkeitsmodelle (helle Punkten)

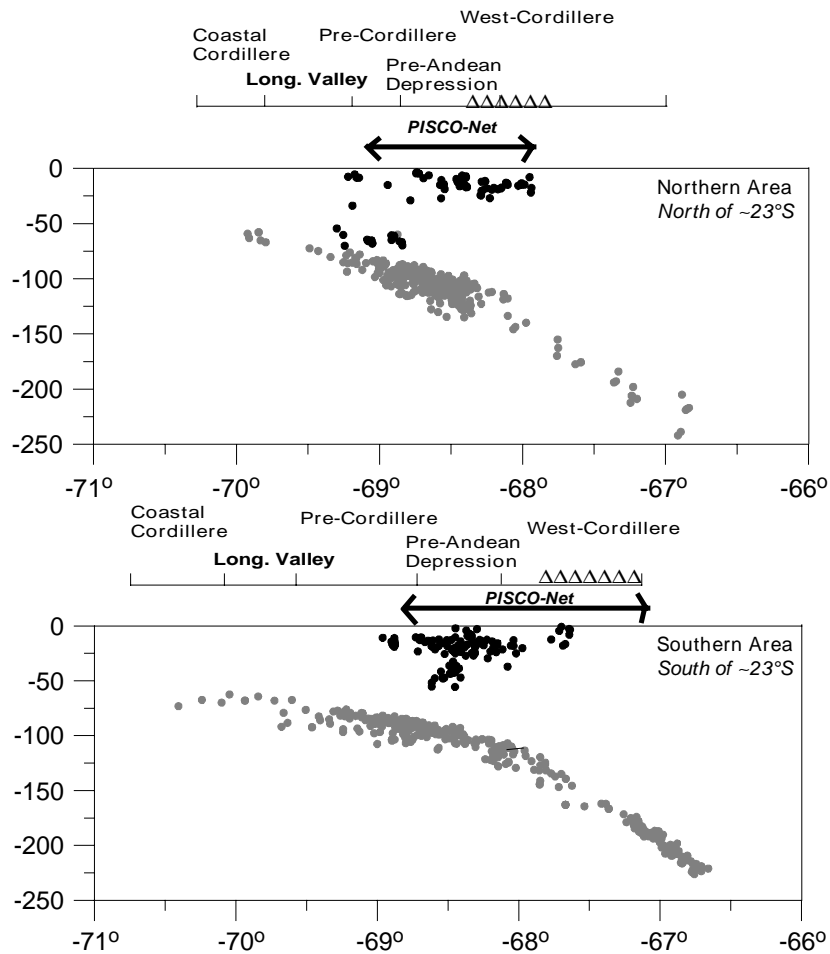
Variation of hypocentral depth and rms-Values between the localization of all events with HYPO71 by using the reference velocity model and the localization per zone (A,B,C,D) with VELEST by using the reference velocity model (black points) and the local velocity models (grey points)

		NET				
		Whole	A	B	C	D
Velocity Model	Reference	0,236	0,223	0,130	0,138	0,190
	A	-	0,234	-	-	-
	B	-	-	0,229	-	-
	C	-	-	-	0,201	-
	D	-	-	-	-	0,300

**Tabelle 5.2**

Durchschnittliche rms-Werte aller relokalierten Beben unter Verwendung eines bestimmten Geschwindigkeitsmodells (Reference, A,B,C oder D) und den Beobachtungen im ganzen Netz sowie der Beschränkung auf Beobachtungen innerhalb der Teilnetze.

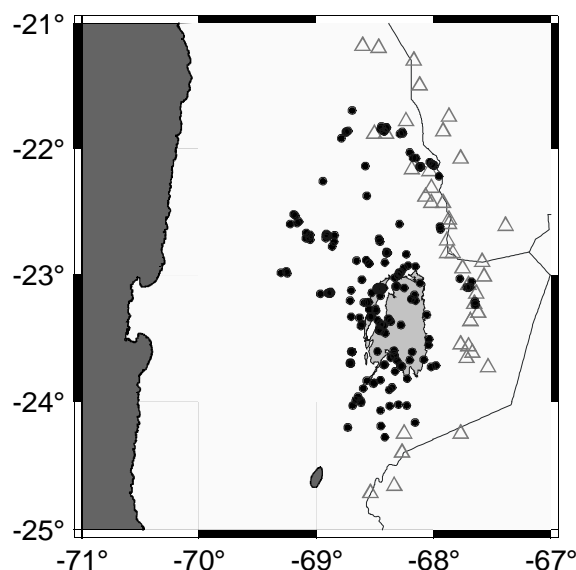
Average rms-values of all relocated events after using a determined velocity model (reference, A,B,C oder D) and the observations within either the whole net or one subnet.



**Abbildung 5.13**

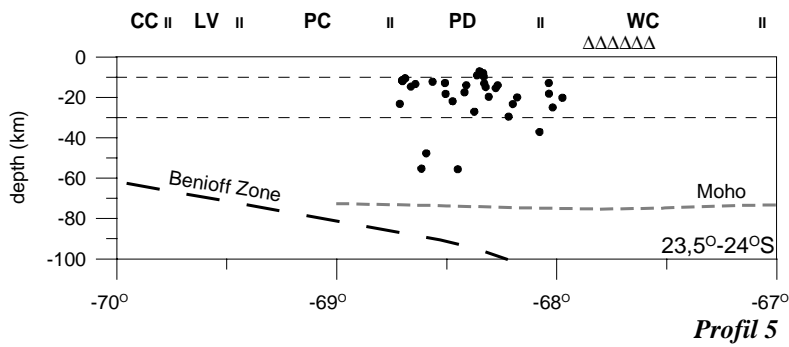
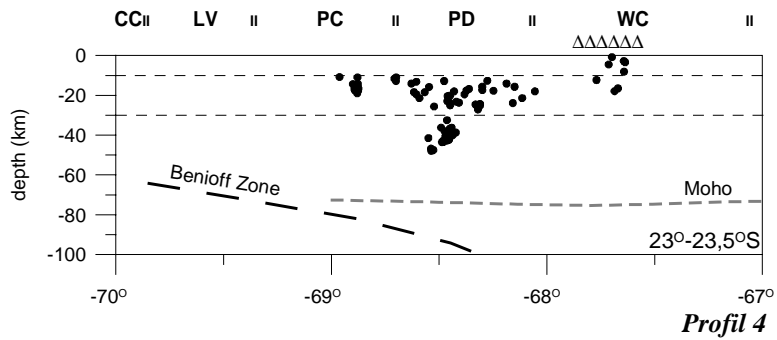
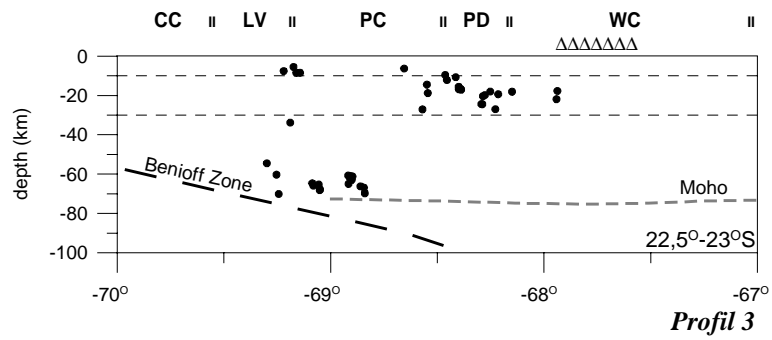
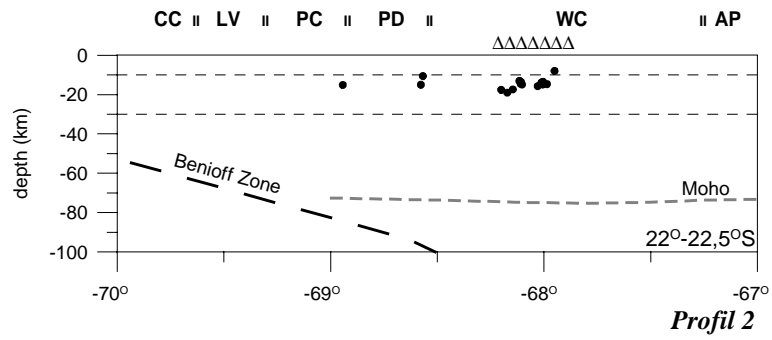
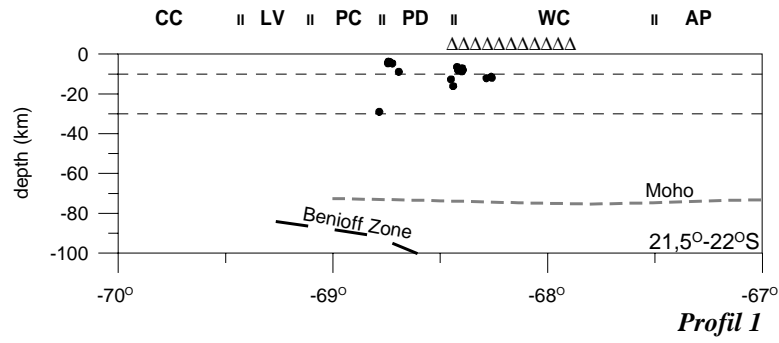
Die Verteilung der Seismizität (schwarze Punkte) nach der Re-Lokalisierung unter Verwendung von VELEST und lokalen Netzen unter Verwendung des Basisgeschwindigkeitsmodells (Graeber, 1997). Helle Punkte symbolisieren die von Graeber (1997) lokalisierten Beben.

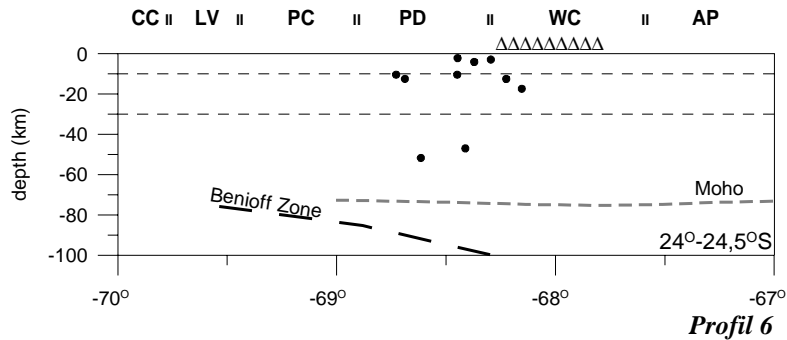
Distribution of the seismicity (black points) after relocation applying VELEST and local nets by using the reference velocity model (Graeber, 1997). Grey points refer to PISCO-Data (Graeber, 1997).



**Abbildung 5.14**

Verteilung der Seismizität nach der Relokalisierung in der Kartenansicht.  
Distribution of seismicity after relocation on the map view.





**Abbildung 5.15 (Profile 1-6)**

Verteilung der Seismizität nach der Relokalisierung entlang von 6 Tiefenschnitten zwischen 21,5°S und 24,5°S.

*Distribution of seismicity after relocalization along 6 profiles between 21,5°S and 24,5°S.*

In den Abbildungen wird deutlich, dass die meisten Beben zwischen 22,5°S und 24°S liegen (Profile 3, 4 und 5 in der Abb. 5.14.b). Die krustalen Beben gruppieren sich unter der Präkordillere, der präandinen Depression und der Westkordillere. Eine ausführliche Diskussion dieser Ergebnisse wird im Kapitel 7 („Interpretation“) durchgeführt.

### 5.3) Magnitudenbestimmung

#### 5.3.1) Bestimmung und Verteilung der Magnituden

Nach Richter (1958) lässt sich die Magnitude eines Bebens nach der Formel G.5.2 berechnen. Für diese Arbeit wurden die Parameter  $M_L$ , A,  $T_0$  und R mittels eines Referenzbebens abgegeben und die Konstanten  $\alpha$  und  $\beta$  bestimmt (G.5.3).

$$M_L = \log(A/T_0) + \alpha \cdot \log(R) + \beta \quad (G.5.2)$$

$$M_L = \log(A/T_0) + 1,68 \cdot \log(R) + 0,9 \quad (G.5.3)$$

wobei

$M_L$  = Magnitude

A = Amplitude (counts)

$T_0$  = Periode (sek)

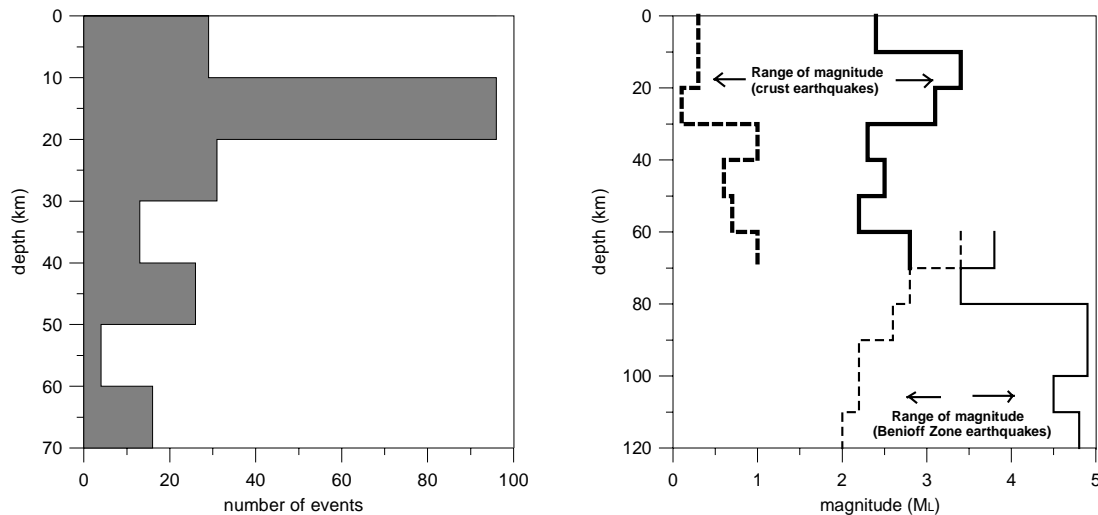
R = Entfernung Quelle-Station (km)

$\alpha$  und  $\beta$  sind Konstanten

Das Referenzerdbebens gilt als gut lokalisiertes Beben, welches an ca. 12 Stationen registriert wurde. Dies Beben liegt 70 km Tiefe bei 69.23°W und 22.98°S und besitzt eine Magnitude  $M_L = 3,5$  (Datum: 94.04.06, Uhrzeit: 02:01).

Die Magnituden wurden mittels *peak-to-peak*-Werte der maximalen Amplituden der S- bzw. P-Phasen auf den Vertikal-Komponenten berechnet. Abhängig von der Anzahl der Beobachtungen pro Beben wurde der Mittelwert gebildet.

In der Abbildung 5.16 ist die Anzahl der Beben in Abhängigkeit der Tiefe und der minimalen und maximalen Magnitude dargestellt. Zum Vergleich sind auch die Magnituden der Beben aus der Benioff-Zone dargestellt, um sie mit den krustalen Ereignissen zu vergleichen.



**Abbildung 5.16**

In der linken Abbildung ist die Anzahl der Beben bezüglich der Tiefe dargestellt. Rechts sind die minimalen (gestrichelte Linie) und die maximalen (kontinuierliche Linie) Magnituden nach der Tiefe für die Bereiche der Oberplatte (dicke Linie) und der Benioff-Zone (dünne Linie, Rudloff, 1998) dargestellt.

Left: Number of events as a function of depth. Right: Smallest (dotted line) and largest (continuous line) magnitude as a function of depth for the crust (thick line) and Benioff Zone (thin line, Rudloff, 1998).

### 5.3.2) Bestimmung des *b*-Wertes

Die Verbindung zwischen der Größe von Erdbeben und ihrem Auftreten in einer bestimmten Region über einen bestimmten Zeitraum wird nach *Gutenberg und Richter (1954)* durch den folgenden Ausdruck repräsentiert:

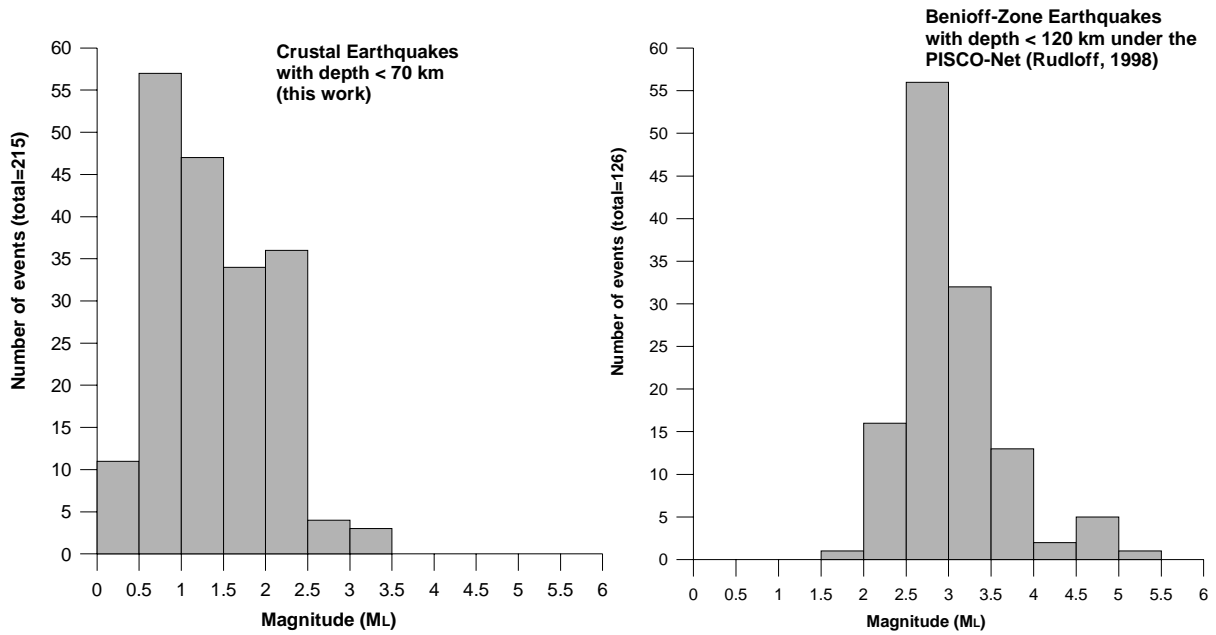
$$\log(N) = a - b \cdot M \quad (G5.4)$$

Dabei ist *N* die Anzahl der Beben mit Magnituden größer als eine bestimmte Magnitude *M*, und „*a*“ und „*b*“ sind Konstanten.

Der *b*-Wert gibt die Steigung der Magnitudenhäufigkeitsverteilung, d.h., das Verhältnis von großen zu kleinen Beben innerhalb einer Region an. *Fowler (1990)* berichtet von Laborexperimenten, bei denen ein Zusammenhang zwischen hoher Spannung und niedrigen Werten für *b* sowie niedriger Spannung und hohen Werten für *b* beobachtet werden konnte. Untersuchungen von *Delouis et al. (1996)* deuten an, dass im Bereich des 1995 Antofagasta Erdbebens im seismogenen Kontakt große *b*-Werte mit Zonen niedrigen „*stress-drops*“ und daher heterogenem Material übereinstimmen.

Bislang existieren uneinheitliche Angaben über den *b*-Wert in dieser Region. Aus dem PISCO-Katalog ergibt sich ein *b* Wert von ca. 0,7 bei Magnituden zwischen 1,6 und 4,8 (*Rudloff, 1998*). *Delouis (1996)* ermittelte für den Zeitraum von einem Jahr aus Daten des permanenten Netzes um Antofagasta einen *b*-Wert von 0,85. *Porth (1993)* zeigte durch die Bearbeitung internationaler Katalogdaten (ISC, NEIC, USGS) für Nord-Chile, dass der *b*-Wert in der Region starken Variationen unterliegt, insbesondere in unterschiedlichen Tiefenlagen.

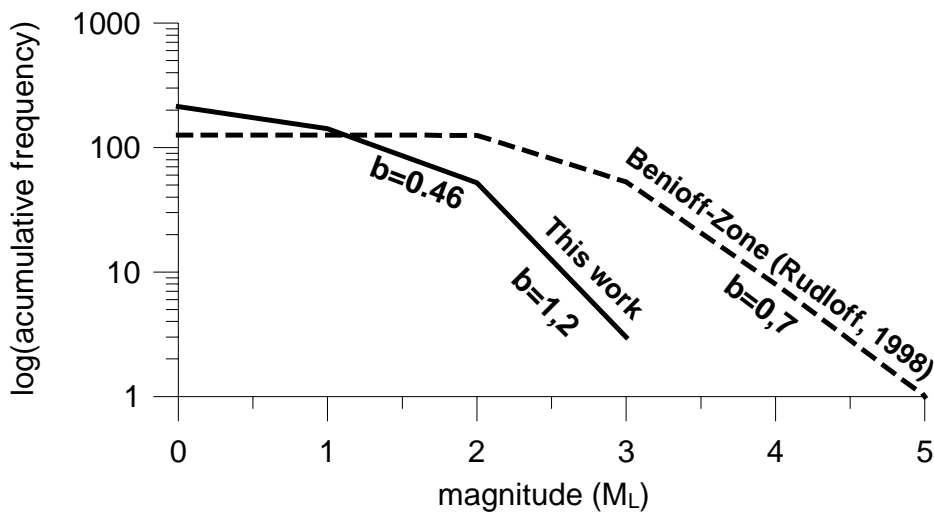
In der *Abbildungen 5.17.a und 5.17. b* wird die Verteilung der Magnituden eines Teils des PISCO-Katalogs (*Rudloff, 1998*) und der in dieser Studie selektierten Beben dargestellt (*Abb.5.3 und 5.13*). Die hier dargestellte Bebenmagnituden des PISCO-Katalogs umfassen die Benioff-Zone oberhalb 120 km (*unter des PISCO-Netzes*). Die Magnituden in der Benioff-Zone konzentrieren sich zwischen 2,5 und 4, während die Magnituden der krustalen Seismizität oberhalb 50 km (*Abb.5.17.a*) zwischen 0,5 und 2,5 liegen. Beide Datensätze haben quasi keine überlappenden Magnituden-Bereich. Dies führt zu der Frage, ob es sinnvoll ist, ein Vergleich zwischen beiden Datensätze anzustellen.



**Abbildung 5.17.a**

Verteilung der Anzahl der Beben nach der Magnituden (links: dieser Arbeit; rechts: Rudloff, 1998).

Distribution of number of events as function of magnitude (left: this work; right: Rudloff, 1998)



**Abbildung 5.17.b**

Akumulative-Magnituden-Häufigkeitsgradienten von 215 krustalen Beben (diese Arbeit) und 126 in der Benioff-Zone liegenden Beben (Rudloff, 1998). Eingetragen sind jeweils vorgeschlagene Steigungen und die abgeleiteten Werte für  $b$ .

Variation of the accumulative magnitude frequency of 215 crust earthquakes (this work) and 126 Benioff Zone events (Rudloff, 1998). Possible gradients and derived values for  $b$  are shown.

In der vorliegenden Arbeit wurde für den Magnituden-Bereich von  $M_L=1-2$  ein  $b$ -Wert von  $\sim 0,46$  und für den Magnituden-Bereich von  $M_L=2-3$  ein  $b$ -Wert von  $1,2$  ermittelt. Diese Werte liegen im Bereich von früher ermittelten  $b$ -Werten in Nordchile (z.B.  $0,67-1,26$  nach Frohlich und Davis, 1993). Die große Variation des  $b$ -Wertes in der vorliegenden Arbeit lässt keine deutliche Rückschlüsse auf erniedrigte oder erhöhte Spannung zu.