

Kapitel 5

Seismizität und Durchschnittsgeschwindigkeiten in den südlichen Anden

5.1 Die Berechnung des Minimum 1-D Modells der südlichen Anden

Die Berechnung des Minimum 1-D Modells erfordert gut lokalisierte Erdbeben. Existieren Unsicherheiten in den Lokalisierungen, kann der Inversionsprozeß wegen der Hypozentrum-Geschwindigkeits-Kopplung zu instabilen Ergebnissen führen. Deshalb wurde aus den vorhandenen Erdbeben ein Datensatz selektiert, der die folgenden Qualitätskriterien aufweist:

1. Anzahl der Beobachtungen: $NOB \geq 8$ (mit mindestens 4 S-Phasen)
2. azimuthale Beobachtungslücke: $GAP < 180^\circ$

Der ausgewählte Datensatz enthält 150 Ereignisse mit 2283 P- und 1325 S-Beobachtungen. Die beobachteten Laufzeiten dieser Erdbeben wurden für die simultane Inversion des 1-D Geschwindigkeitsmodells, der Hypozentralkoordinaten und der durchschnittlichen P- und S-Laufzeitresiduen an jeder Station (Stationskorrekturen) verwendet. Die in die Inversion eingehenden Ereignisse sind in Abbildung 5.1 dargestellt.

Da die Geschwindigkeitsstruktur der Kruste und des oberen Mantels in den südlichen Anden weitestgehend unbekannt ist, und globale Modelle wie IASP91 (*Kennett and Engdahl, 1991*) oder PREM (*Dziewonski and Anderson, 1981*) für lokale Studien nicht detailliert genug sind, wurde ein Startmodell mit regelmäßiger Parametrisierung gewählt. Die Mächtigkeit der oberen Schichten beträgt 5 km bis in eine Tiefe von 55 km, dann folgen weitere Schichtgrenzen bei 90 und 120 km Tiefe. Um großen Geschwindigkeits-

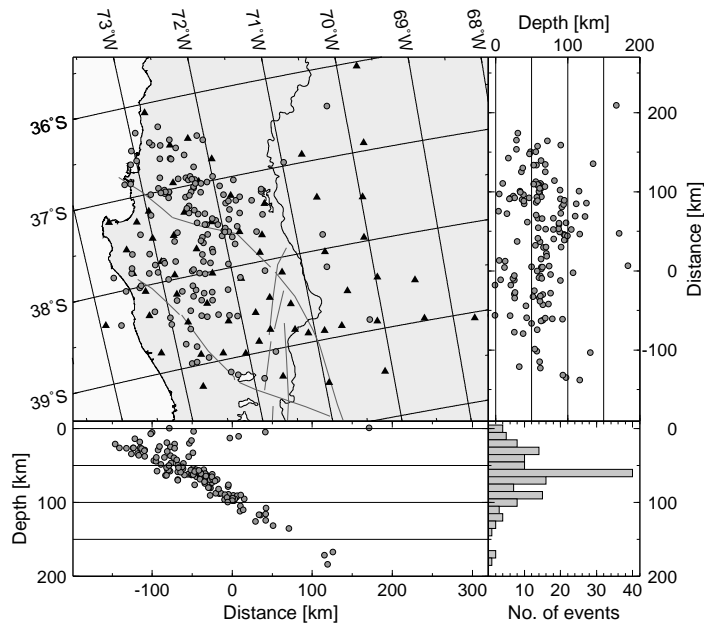


Abbildung 5.1: Verteilung der 150 Erdbeben, die zur Berechnung des Minimum 1-D Geschwindigkeitsmodells verwendet wurden. Schwarze Dreiecke markieren die Stationsstandorte. Außerdem eingezeichnet sind die Verläufe der Störungszonen (Bio-Bio, Gastre und Lliquiñe-Ofqui).

variationen Rechnung zu tragen, wurden verschiedenste v_p -Startmodelle getestet - realistische bis möglicherweise unrealistische Modelle (siehe gestrichelte Linien in Abbildung 5.2). Das Startmodell für v_s wurde über ein konstantes v_p/v_s -Verhältnis von 1,75 bestimmt. Dieser Wert ging aus der Auswertung von reduzierten Wadati-Diagrammen hervor (siehe Abbildung 5.3).

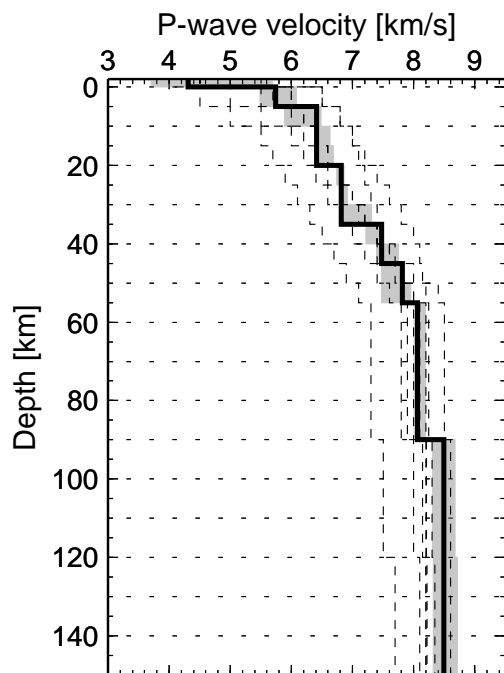


Abbildung 5.2: Startmodelle (gestrichelte Linien) und Endmodell (schwarze Linie) der Inversion für v_p mit einem konstanten v_p/v_s -Verhältnis von 1,75. Die Menge aller Geschwindigkeitsmodelle, die die Daten gleich gut anpassen, liegt im grauschattierten Bereich.

Das Konzept des Minimum 1-D Modells beinhaltet die Berechnung von Stationskorrekturen relativ zur obersten Schicht und zu einer Referenzstation. In der vorliegenden Untersuchung wurde die Station KP02 ausgewählt (siehe Abbildung 5.4). Obwohl sie nicht in der Mitte des Netzwerkes lag, erwies sie sich als geeignet, weil an dieser Station mehr als die Hälfte der Ereignisse registriert wurden, die in diese Inversion eingingen, und die Ersteinträge hohe Gewichtungsfaktoren besitzen. Testläufe mit anderen Referenzstationen führten zu einem ähnlichen Muster in der Verteilung der Stationskorrekturen.

Während der Inversion wurden Schichten mit geringer Auflösung oder ähnlichen Geschwindigkeiten zusammengefaßt. Das vorläufige Modell für v_p (siehe Abbildung 5.4) besteht aus 8 Schichten mit Mächtigkeiten zwischen 5 und 30 km.

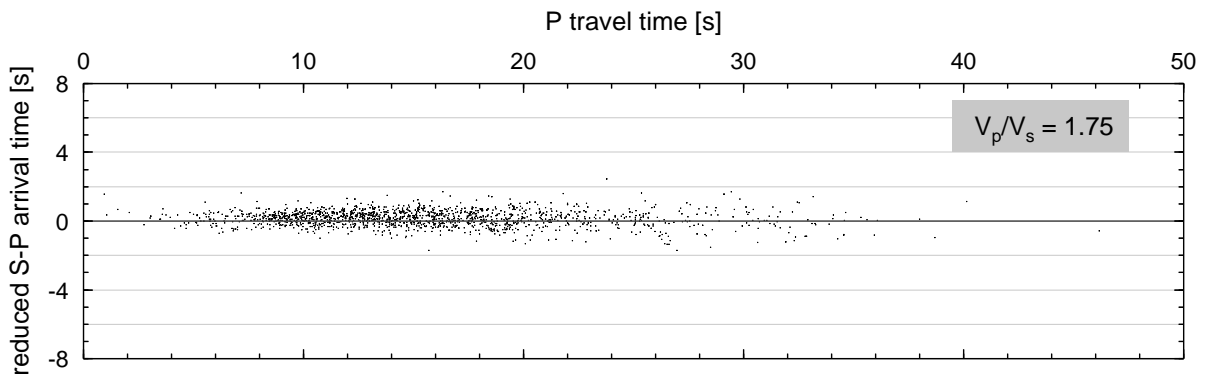


Abbildung 5.3: Reduziertes Wadati-Diagramm zur Bestimmung des v_p/v_s -Verhältnisses

Auf diesem Modell basierend wurden nun unabhängige Inversionen für v_p und v_s durchgeführt. Auch hier wurde eine große Bandbreite an Startmodellen und v_p/v_s -Verhältnissen getestet (1,6–1,9). Die Startmodelle und das Ergebnis der Inversion sind in Abbildung 5.4 dargestellt. Die Geschwindigkeitsfunktionen, die die Daten gleich gut anpassen, liegen im grauschattierten Bereich.

Die Stabilität der Lösung des gekoppelten Hypozentrum - Geschwindigkeitsmodell - Problems wurde durch ein systematisches Verschieben der Startwerte der Hypozentren um 10 km untersucht. Handelt es sich bei dem angenommenen Modell um ein globales Minimum, sollten keine signifikanten Änderungen im Geschwindigkeitsmodell sowie in den Herdkoordinaten auftreten (*Kissling et al., 1994*), was für den untersuchten Datensatz zutrifft (ohne Abbildung).

Der 150 Erdbeben umfassende Datensatz weist RMS-Laufzeitresiduen von weniger als 0,4 s auf, wobei 70% dieser Ereignisse einen RMS-Wert kleiner als 0,2 s besitzen.

5.2 Das 1-D Geschwindigkeitsmodell

Das Geschwindigkeitsmodell (Abbildung 5.4 und Tabelle 5.1) ist bis auf die obersten 5 km grundsätzlich gut bestimmt. Dort zeigen sowohl die P- als auch die S-Geschwindigkeiten starke Variationen aufgrund der Heterogenitäten in der obersten Kruste. Die durchschnittlichen

Tiefe [km]	v_p [km/s]	v_s [km/s]	v_p/v_s
-2	4.39	2.40	1.83
0	5.51	3.19	1.70
5	6.28	3.60	1.74
20	6.89	3.93	1.75
35	7.40	4.12	1.80
45	7.76	4.55	1.71
55	7.94	4.55	1.75
90	8.34	4.77	1.75

Tabelle 5.1: P- und S-Wellengeschwindigkeiten und v_p/v_s Verhältnis des 1-D Geschwindigkeitsmodells (schwarze Linie in Abbildung 5.4)

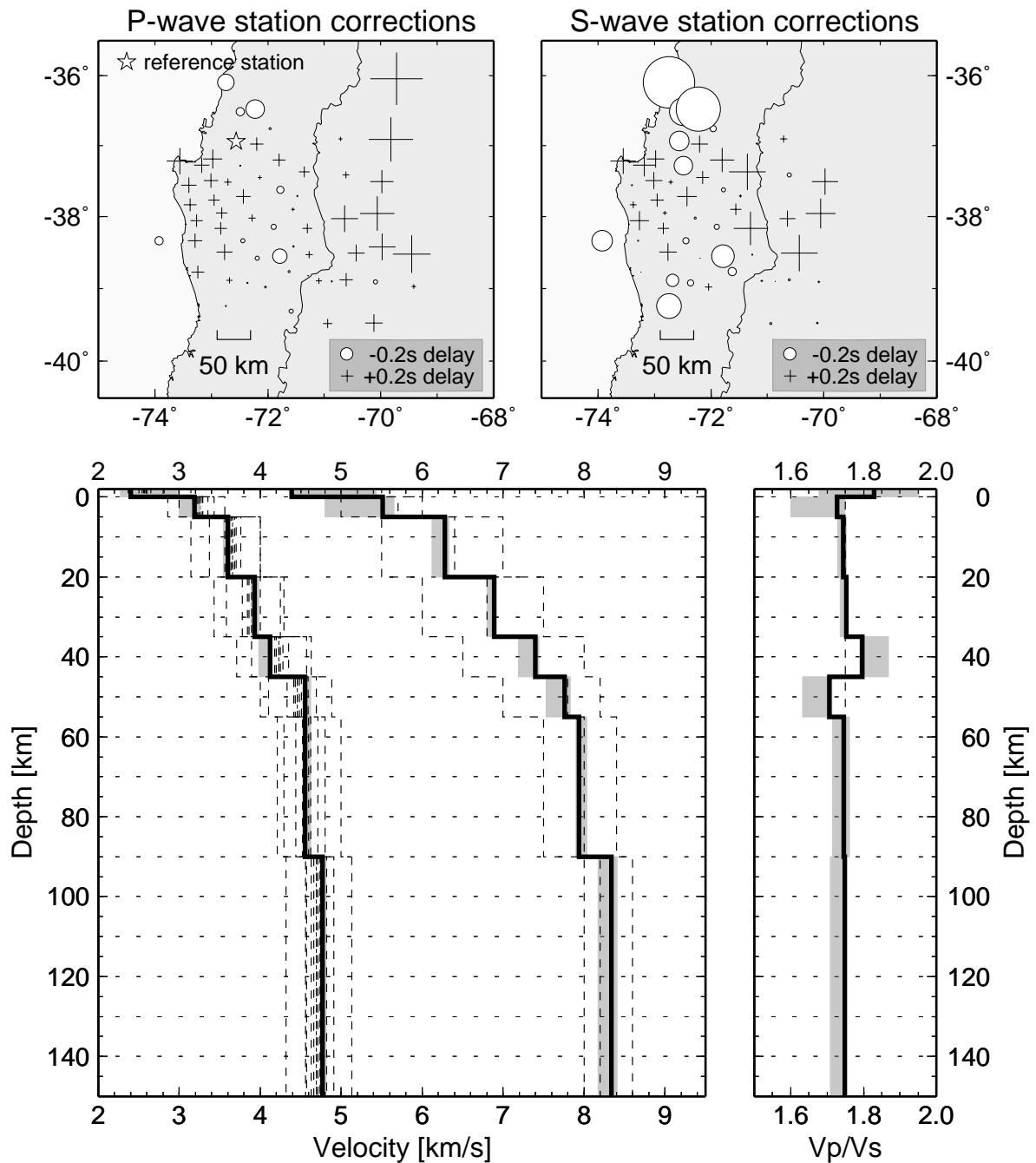


Abbildung 5.4: Das Minimum 1-D Geschwindigkeitsmodell: Startmodelle (gestrichelte Linien) und Endmodell (schwarze Linie) der simultanen Inversion von 1-D v_p - und v_s -Modellen, Hypozentralparametern und Stationskorrekturen. Die Menge aller Geschwindigkeitsmodelle, die die Daten gleich gut anpassen, liegt im grauschattierten Bereich. Oben sind die zugehörigen Stationskorrekturen abgebildet. Kreuze kennzeichnen positive, Kreise negative Verzögerungen.

Geschwindigkeiten der kontinentalen Kruste betragen 6,3 km/s für die obere Kruste und liegen zwischen 6,9–7,4 km/s. Mantelgeschwindigkeiten von 8,0 km/s werden ab einer Tiefe von 55 km erreicht. Sie nehmen bis in 90 km Tiefe auf 8,34 km/s zu. Im Vergleich zu den P-Wellengeschwindigkeiten nehmen die S-Geschwindigkeiten allmählich zu, abgesehen von dem deutlichen Sprung an der Krusten-Mantel-Grenze bei 45 km Tiefe. Das durchschnittliche v_p/v_s -Verhältnis von 1,75 ist nur in den oberen 5 km und an der Krusten-Mantel-Grenze starken Schwankungen unterworfen.

Das 1-D Modell muß immer in Zusammenhang mit den Stationskorrekturen betrachtet werden, da es sich bei einer Subduktionszone um eine eindeutig zweidimensionale Struktur handelt. Die Stationskorrekturen beinhalten zum einen Laufzeitverzögerungen durch oberflächennahe Heterogenitäten und zum anderen die hohen Geschwindigkeiten innerhalb der abtauchenden Nazca-Platte. Die P- und S-Wellenverzögerungen an den seismischen Stationen zeigen ein systematisches Muster von positiven Werten in der Küstenkordillere und in Argentinien und negativen Werten im Längstal und im westlichen Teil der Hauptkordillere. Die Stationskorrekturen werden wahrscheinlich durch die variable Mächtigkeit der oberen Kruste stark beeinflusst. Die positiven Verzögerungen im Westen stimmen mit den relativ langsamen Geschwindigkeiten in der Kruste überein, die durch die Refraktionsseismik ermittelt wurden (*Bohm et al., 2002*). Eine dünnere und damit auch schnellere obere Kruste im Längstal ist hingegen für die negativen Werte an den zentralen Stationen verantwortlich. Die positiven Stationskorrekturen im Osten könnten durch ein nach E hin zunehmende Krustenmächtigkeit verursacht sein, die zu größeren Laufzeiten in diesem Bereich führt. Die Korrekturen für die S-Wellen zeigen einen ähnlichen Trend, aber mit größeren Werten.

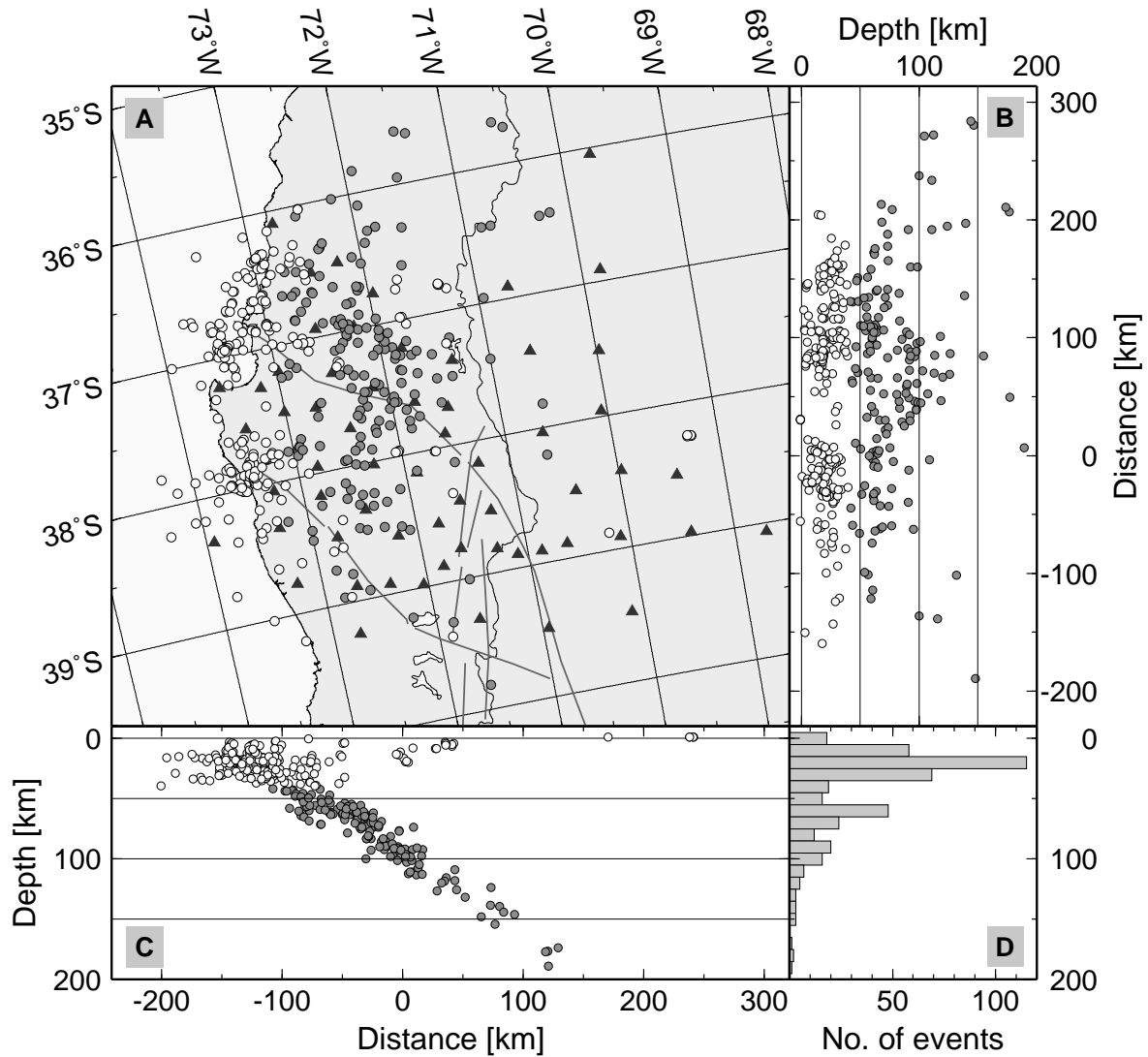


Abbildung 5.5: Verteilung der 440 Erdbeben, die während des ISSA-Experimentes aufgezeichnet und mit dem Minimum 1-D Geschwindigkeitsmodell lokalisiert worden sind. Die Abbildung wurde um $11,4^\circ$ rotiert, so daß vertikale Schnitte senkrecht zum Streichen des Trenches verlaufen, um eine gut fokussierte Benioff- Zone zu erhalten. A: Darstellung der Epizentren. Krustale Seismizität (Tiefe ≤ 40 km) ist durch weiße Kreise gekennzeichnet. Schwarze Dreiecke markieren die Stationsstandorte. Außerdem eingezeichnet sind die Verläufe der Störungszonen (Bio-Bio, Gastre und Liquiñe-Ofqui). B: N-S Schnitt. C: E-W Schnitt mit Benioff-Zone. D: Tiefen-Häufigkeits-Verteilung der Beben.

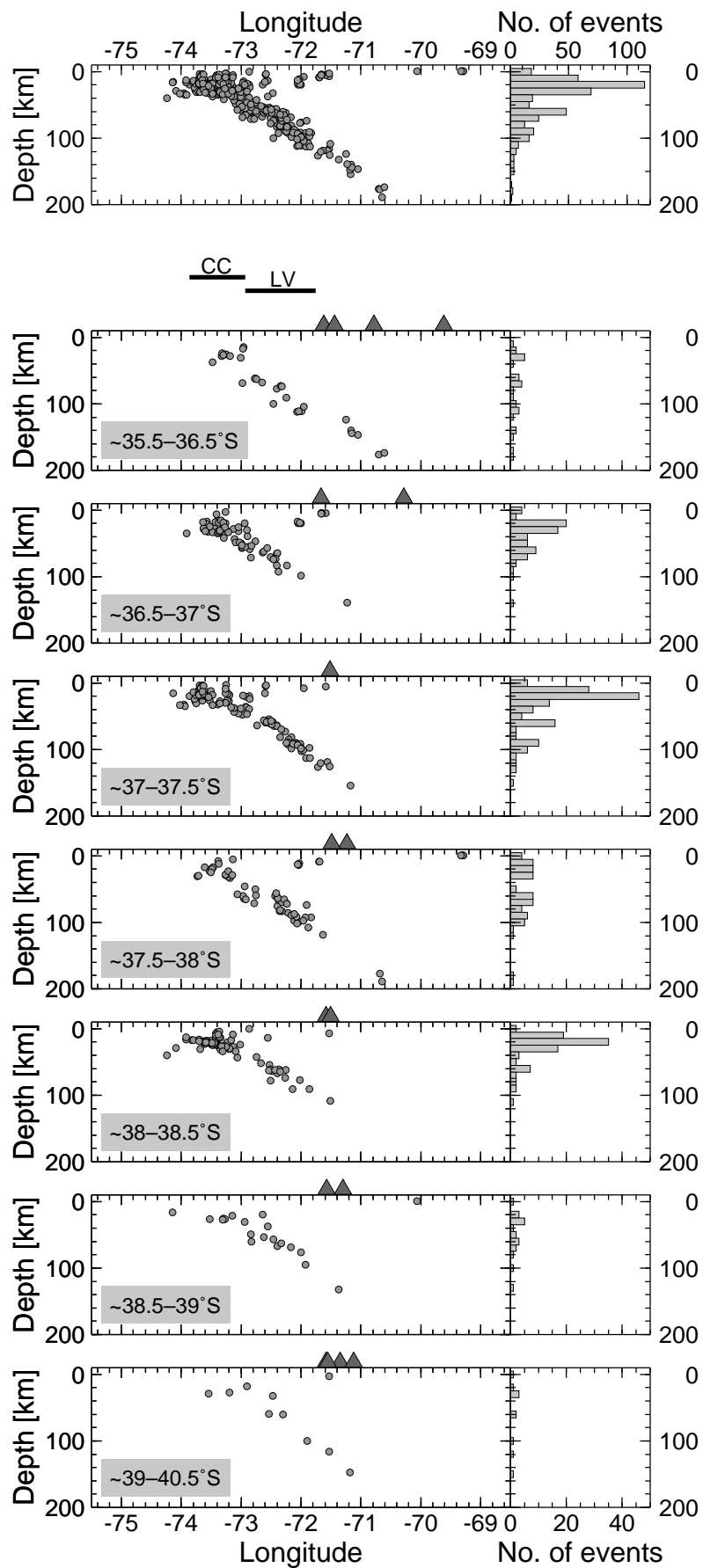


Abbildung 5.6: E-W Tiefensektionen (Breite $\sim 1^\circ$). Die Schnitte verlaufen senkrecht zum Tiefseegraben. Graue Dreiecke markieren die Lage der Vulkane. CC steht für Küstenkordillere und LV für Längstal.

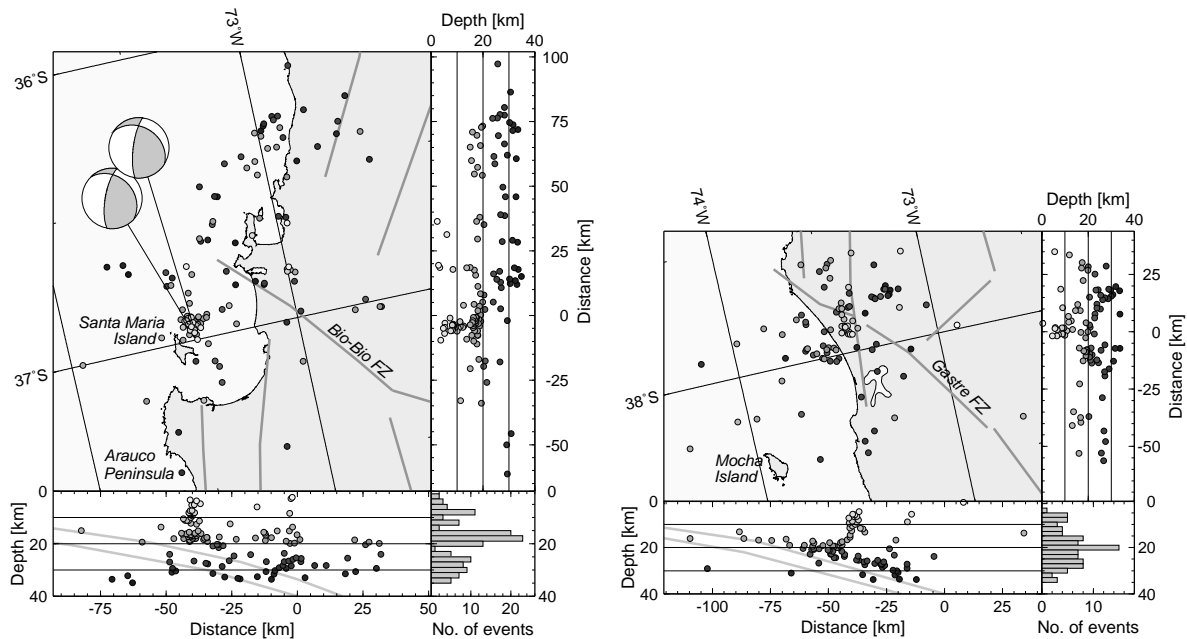


Abbildung 5.7: Die Krustenbeben des ISSA 2000-Experimentes. Linkes Bild: Bebencluster nördlich von Arauco bzw. nördlich der Santa Maria Insel. Rechtes Bild: Bebencluster an der Gastre-Störung. In den jeweiligen E-W Schnitten wurde die Oberkante und die Moho der abtauchenden Platte, aus den refraktionsseismischen Profilen des SPOC-Experimentes, zur Verdeutlichung der Nazca-Platte eingezeichnet (S. Lüth, pers. Mitt.)

5.3 Seismizität

Bisher wurde das Einfallen der Wadati-Benioff-Zone im Untersuchungsgebiet durch globale seismologische Untersuchungen bestimmt, z.B. ermittelten *Barazangi and Isacks (1976)* einen ungefähren Einfallswinkel von $25^\circ - 30^\circ$ E. Die hier vorliegenden seismologischen Untersuchungen zeigen zum ersten Mal den akkuraten Verlauf der Benioff-Zone in den südlichen Anden. Die Benioff-Zone wird durch eine nach Osten geneigte Ebene mit kontinuierlicher Seismizität bis in eine Tiefe von 120 km definiert. Zwischen 73° und 74° W fällt die seismogene Zone mit $\sim 10^\circ$ E ein; östlich davon fällt die Benioff-Zone mit $30^\circ \pm 1^\circ$ E ein. Eine seismische Aktivität zwischen 36° und 40° S kann generell bis in eine Tiefe von 200 km beobachtet werden.

Krustale Seismizität

Neben der Definition der Benioff-Zone enthält die Verteilung der Seismizität wichtige Informationen über die Tektonik der kontinentalen oberen Platte. Die krustale Seismizität (Tiefe ≤ 40 km) ist im *forearc* Bereich des aktiven Kontinentalrandes konzentriert. In der Hauptkordillere und entlang der LOFZ sind im Untersuchungszeitraum kaum Erdbeben zu verzeichnen gewesen (siehe Abbildung 5.5).

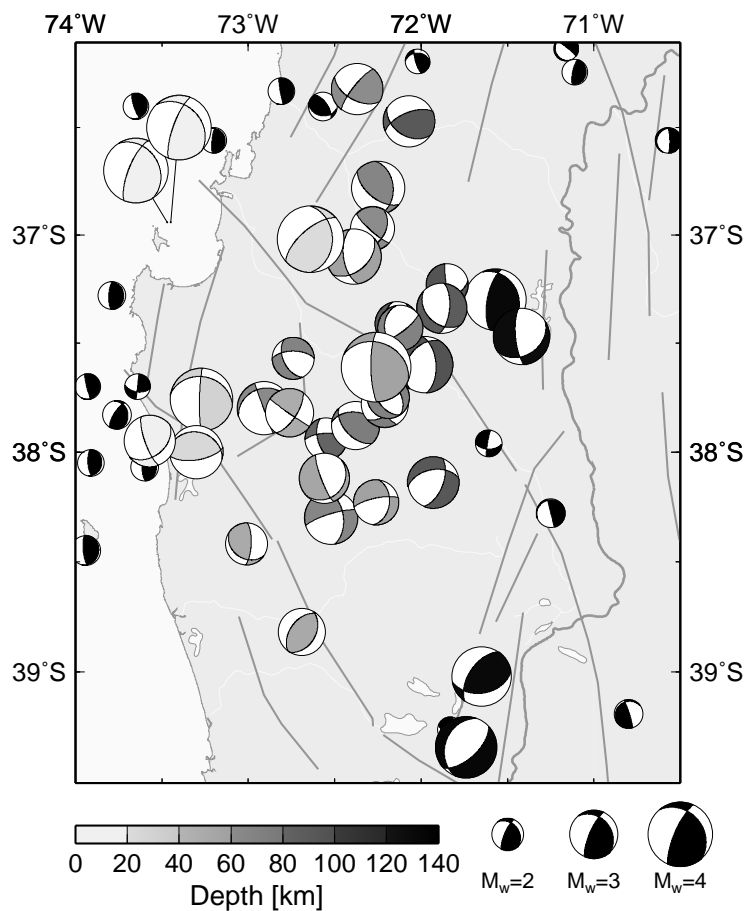


Abbildung 5.8: Herdflächenlösungen ausgewählter Beben des ISSA 2000-Katalogs (Bruhn, 2003) und des CMT-Katalogs (kleine schwarze Bälle). Die Mechanismen beider Kataloge zeigen ausschließlich Kompressionsbeben bis in 40 km Tiefe, darunter werden sowohl Kompressionsbeben als auch Extensionsbeben beobachtet. Die Momentenmagnituden der beobachteten Beben liegen zwischen $1 \leq M_w \leq 4,3$.

Die Freisetzung der seismischen Energie entlang der Küste korreliert mit der Hebungsachse und dem postulierten Zentrum basaler Akkretion in der Tiefe (Lohrmann *et al.*, 2001). Die Häufung der Beben nördlich und südlich der Arauco-Halbinsel kann mit der Gastre- und der Bio-Bio-Störung in Zusammenhang gebracht werden. Diese Diskontinuitäten setzten sich ins Landesinnere bis zur Hauptkordillere fort, während ihr seismisch aktiver Teil auf den *forearc* begrenzt ist. Diese beiden Verwerfungen begrenzen ein Gebiet mit geringer seismischer Aktivität, das zur Arauco-Halbinsel und zur Nahuelbuta-Kordillere gehört. Dieses weist wiederum im *forearc* die höchste Hebungsrate und Topographie auf.

Das Bebencluster nördlich der Arauco-Halbinsel (linkes Bild in Abbildung 5.7) befindet sich in unmittelbarer Umgebung der Santa-Maria Insel. Direkt nördlich der Insel ordnen sich die Beben in der oberen Platte in einem 5 km schmalen Band mit geringem westlichen Einfallen an. Das Band reicht von 4 km Tiefe bis zur seismischen Kopplungszone in 19 km Tiefe, verliert dort aber seine Fokussierung. Die Momententensorinversion von zwei dieser Beben zeigt nahezu identische Lösungen (Bruhn, 2003), und die resultierenden Mechanismen deuten Aufschiebungscharakter an (siehe auch Abbildung 5.8).

Das zweite Bebencluster südlich der Arauco-Halbinsel (rechtes Bild in Abbildung 5.7) befindet sich bei der Gastre-Störung. Auch hier konzentriert sich ein Teil der Beben in einem Band, daß

von 4 km Tiefe bis zur unteren Platte in 20 km Tiefe reicht. Die Herdflächenlösungen in diesem Gebiet weisen jedoch keine einheitlichen Mechanismen auf (Abbildung 5.8).

Benioff-Seismizität

Im Vergleich mit den Daten des PDE-Katalogs (siehe Abbildung 2.5) zeigen die lokalen Beben des ISSA-Netzes ein genaueres Bild der Seismizität. Die hohe Stationsdichte des ISSA-Netzes ermöglicht eine präzisere Hypozentrumsbestimmung als dies mit globalen Netzen möglich ist. Insbesondere kann die Benioff-Zone nun als schmales Band definiert werden. Ähnlichkeiten sind in der Abnahme der Seismizität von Nord nach Süd und in der fast aseismischen Arauco-Halbinsel zu verzeichnen.

Es wird davon ausgegangen, daß die mitteltiefe Seismizität sowohl durch metamorphe Prozesse in der Kruste und im oberen Mantel der subduzierten ozeanischen Platte kontrolliert wird, als auch durch die Reaktivierung von Störungen, welche in geringeren Tiefen gebildet wurden (*Kirby et al., 1996*). Bei der Subduktion hydratisierter ozeanischer Lithosphäre in Bereiche erhöhten Druckes und erhöhter Temperatur bewirken verschiedene Phasenumwandlungen die Freisetzung beträchtlicher Mengen an Wasser (*Peacock, 1996*). In geringeren Tiefen erfolgt die Fluidfreisetzung vorwiegend durch Kompaktion, d.h. wassergefüllte Klüfte und Poren werden durch die erhöhten Druckbedingungen geschlossen und das Wasser wird aus ihnen herausgepreßt. In größerer Tiefe (≥ 50 km) ist die Fluidfreisetzung dann Folge verschiedener Phasenumwandlungen. Eine wichtige metamorphe Transformation ist die Phasentransformation von Blauschiefer nach Eklogit (bei $500^\circ - 600^\circ\text{C}$ und $1.3-2.5$ GPa), bei der große Wassermengen freiwerden (*Peacock, 1993; 1996*). Nach *Poli and Schmidt (1995)* existieren weitere Phasenumwandlungen innerhalb des Metmorphoseprozesses bei denen Fluide freigesetzt werden und die für eine bis über 200 km Tiefe kontinuierliche Dehydratisierung der ozeanischen Lithosphäre verantwortlich sind. Das freigesetzte Wasser setzt die effektive Spannung herab und macht Sprödversagen in Tiefen möglich, in denen unter gleichen Druck- und Temperaturbedingungen duktile Deformation zu erwarten wäre (*dehydration embrittlement*). Die Tiefe dieser Transformation hängt von der thermischen Struktur innerhalb der Subduktionszone ab (u.a. Alter der ozeanischen Lithosphäre, Konvergenzgeschwindigkeit). Sie kann 150 km für eine alte und kalte Lithosphäre betragen, aber auch nur 50–60 km für eine junge und warme Platte (*Kirby et al., 1996*).

Wie der Tiefen-Häufigkeitsverteilung in Abbildung 5.5 zu entnehmen ist, erreicht die Verteilung der lokalen Erdbeben des ISSA-Netzes bei 20 km Tiefe ein erstes Maximum. Es stellt die Zone seismischer Kopplung dar. Ein weiteres Maximum in 60 km Tiefe kann mit den oben beschriebenen Dehydrationsprozessen in der relativ jungen Nazca-Platte (20–30 Ma) in Verbindung gebracht werden.

Die Tiefenverteilung der Erdbeben variiert von Subduktionszone zu Subduktionszone. Die maximale Herdtiefe der im ISSA 2000-Experiment registrierten Erdbeben liegt bei ~ 190 km und

entspricht damit nahezu der maximalen Herdtiefe der in den letzten 30 Jahren beobachteten Ereignisse von ~ 210 km. Nach *Peacock (1993)* bestimmt die Erwärmung der in den Mantel abtauchenden kalten ozeanischen Lithosphäre zusammen mit dem Druckausgleich, in welcher Tiefe die oben beschriebenen Metamorphoseprozesse stattfinden. Dabei sind die entscheidenden Parameter, die die thermische Struktur innerhalb der abtauchenden Platte steuern, das Alter A der subduzierten Platte und die Subduktionsgeschwindigkeit v_{sub} (*Molnar et al., 1979*). Der *thermal parameter* $\phi = Av_{sub}$ ist ein Maß für die Temperatur der abtauchenden Platte relativ zu dem sie umgebenden Mantel (*Kirby et al., 1996*). Ist der *thermal parameter* kleiner 1000 km, nimmt die maximale Erdbentiefe mit wachsendem ϕ zu. Tiefherdbeben können bei Subduktionszonen mit einem *thermal parameter* größer 5000 km beobachtet werden. Als Ursache für die geringe Tiefenerstreckung der Wadati-Benioff-Zone könnte demzufolge das geringe Alter der Nazca-Platte von 20–30 Ma und der damit verbundene hohe thermische Zustand der Platte angesehen werden. *Kirby et al. (1996)* verglichen für einige Bereiche verschiedener Subduktionszonen Wärmeflußdaten und maximale Herdtiefen von Benioff-Beben mit dem Alter der subduzierten Platte sowie dem *thermal parameter* und kamen zu dem Schluß, daß nur bis zu einem Plattenalter von 20 Ma und $\phi \leq 1000$ km eine Korrelation der Parameter zu beobachten ist. In der Studie wird am Beispiel der mittelamerikanischen Subduktionszone gezeigt, wie die maximalen Herdtiefen mit dem Alter der Cocos-Platte (3–28 Ma) zwischen 100 und 250 km variieren. Allerdings ist die Konvergenzgeschwindigkeit von ca. 8–9 cm/a ziemlich hoch und ermöglicht damit auch Metamorphosetransformationen in größeren Tiefen. Für die südlichen Anden beträgt der *thermal parameter* $\phi = 1275$ km (mit $A = 25$ Ma und $v_{sub} = 51$ mm/a) und liegt damit nur geringfügig über dem Grenzwert. Aus der Seismizitätsverteilung der vorliegenden Studie zusammen mit den PDE-Daten ist deshalb nicht auszuschließen, daß auch Alter und thermischer Zustand einer 20–30 Ma alten subduzierten Platte Einfluß auf die maximale Herdtiefe der Erdbeben hat. Modellierungen der thermischen Struktur einer abtauchenden Platte zeigen auch, daß in einer jungen, langsam abtauchenden Platte ($\phi = 2500$ km) die tiefsten Beben in 250 km Tiefe zu erwarten sind (*Stein and Stein, 1996*).

Ein weiteres auffälliges Charakteristikum ist die generell niedrige Seismizität in den südlichen Anden – sei es im Vergleich zu den Zentralen Anden oder auch zu anderen Subduktionszonen (u.a. Japan). Die ohnehin schon geringe Seismizität weist außerdem noch eine Abnahme innerhalb des Untersuchungsgebietes von Nord nach Süd auf. Diese steht eventuell auch in Zusammenhang mit der Änderung der thermischen Struktur der subduzierten ozeanischen Platte. Südlich von 39° S treten in der jungen ozeanische Lithosphäre fast keine Erdbeben mehr auf.

Die eher einfachen aber durchaus erfolgreichen Modelle der thermischen Struktur der subduzierenden ozeanischen Lithosphäre, wenn es um die Erklärung der wichtigsten subduktionsrelevanten Phänomene (u.a. Tiefenerstreckung der Wadati-Benioff-Zone) geht (*Stein and Stein, 1996*), tragen bisher noch nicht zum Verständnis der Variationen entlang einer Subduktionszone bei, wie es z.B. in den Anden zu beobachten ist.

