

2) Strukturen und Prozesse in den Zentralen Anden

2.1) Einleitung

Die Anden gelten als Beispiel für Gebirgsbildung an einem aktiven Kontinentalrand. Sie erstrecken sich über eine Länge von mehr als 8000 km in N-S-Richtung längs der Westküste Südamerikas. Die zentralen Anden sind von extremen Dimensionen geprägt und sehr heterogen strukturiert. Die strukturellen Variationen längs und quer zum Streichen des Orogens spiegeln über Zeit und Raum veränderte Subduktionsparameter wieder. Ein aus den Arbeiten der Forschergruppe abgeleitetes Modell der zentralandinen Deformation weist eine starke W-E-Asymmetrie hinsichtlich Struktur und Genese auf. Die Backarc- und Forearc-Bereiche sind von einer verdickten Kruste geprägt. Im Forearc lässt sich die Verdickung aufgrund fehlenden kontinentalen Krustenmaterials nicht durch tektonische Verkürzung erklären.

Abbildungen 2.1.a und b zeigen die bekanntesten Merkmale des Kontinentalrandes im Bereich der südlichen zentralen Anden. Der Tiefseeegraben etwa 100 km vor der Küste erreicht Tiefen von bis zu 7000 m, während der andine Gebirgszug im Bereich des Plateaus in ca. 350-400 km Entfernung vom Tiefseeegraben eine Höhe von bis zu 6000 m erreicht. Das Plateau ist mit einer extremen Verdickung der kontinentalen Kruste auf bis zu 70 km verbunden. Die Verteilung der Seismizität in der Benioff-Zone (Cahill und Isacks, 1992) sowie das Alter des Ozeanbodens (Müller et al., 1997) sind dargestellt. Vulkanisch inaktive Zonen sind mit flacher Subduktion verbunden, während die Zonen mit rezemem und subrezemem Vulkanismus ein stärkeres Einfallen der Benioff-Fläche aufweisen. Der mittlere Abtauchwinkel der ozeanischen Platte beträgt etwa 20° bis 30°, die Konvergenzrate liegt bei ca. 8.3 cm/Jahr und das Alter der ozeanischen Platte am Tiefseeegraben ist ca. 45 Mill. Jahre. Nach Süden wird die ozeanische Lithosphäre kontinuierlich jünger bis zum Tripelpunkt bei 45°-46°S.

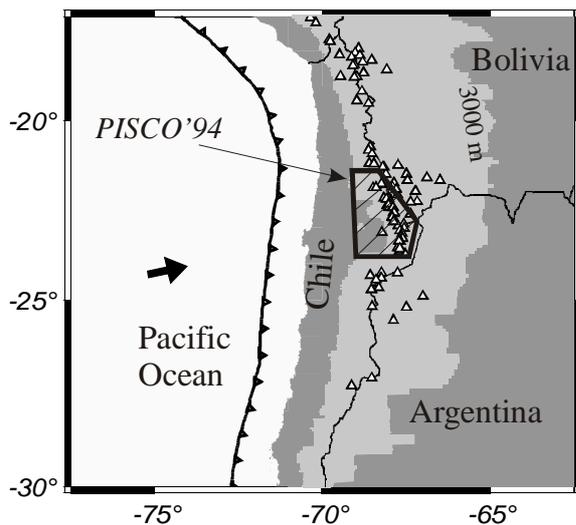


Abbildung 2.1.a

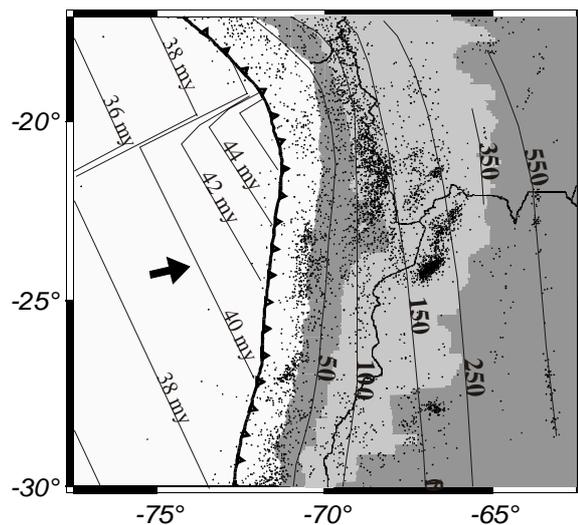


Abbildung 2.1.b

Abbildungen 2.1.a,b

Die Verteilung des aktiven, rezemten Vulkanismus (González-Ferrán, 1994), die Form des oberhalb 3000 m liegenden Gebiets, die Zone des PISCO'94-Experiments und die Richtung der Subduktion der Nazca-Platte (DeMets et al., 1990) sind auf der linken Seite dargestellt. Auf der rechten Seite sind die Verteilung der Seismizität (PDE-Katalog, 1960-2000), die Tiefenlage der Benioff-Zone in Kilometern (Cahill und Isacks, 1992) und das Alter des Ozeanbodens (Müller et al., 1997) zu sehen.

On the left the distribution of the active, present volcanism (González-Ferrán, 1994), the region with elevations higher than 3000 m, the area under study (PISCO'94) and the direction associated with the subduction of the Nazca plate (DeMets et al., 1990) are shown. On the right the distribution of seismicity (PDE-catalog, 1960-2000), depth of iso-lines related to the Benioff-Zone (Cahill and Isacks, 1992) and the age of the ocean floor (Müller et al., 1997) are shown.

Das Untersuchungsgebiet umfasst die südlichen zentralen Anden zwischen 21°-24°S (Abb. 2.1.a). Es liegt im Übergangsbereich von steiler Subduktion mit Einfallswinkeln von 20° bis 30° im Norden (15°-25°S) zu flacher Subduktion mit Einfallswinkeln von 5° bis 10° im Süden (25°-33°S).

Die geologische Entwicklung in diesem andinen Segment ist mindestens seit dem oberen Karbon (280 Mill. Jahre) von einem aktiven Kontinentalrand geprägt. Ein Ergebnis dieser Prägung ist eine Abfolge von magmatischen Bögen, die aus Plutoniten und Magmatiten aufgebaut sind. Die Struktur und die Zusammensetzung des Forearc-Bereiches sind durch drei vulkanische Bögen geprägt, die sich seit dem oberen Jura (160 Mill. Jahre) von W nach E verlagerten. Etwa vor 25 Mill. Jahren setzte die vulkanische Aktivität des jüngsten magmatischen Bogens ein, der sich über eine große Breite von der West- bis zur Ostkordillere erstreckte. Während dieser Periode von Miozen bis Rezent führt in den Ostanden und im Altiplano eine „*thick- und thin-skinned*“ Tektonik mit nach Osten aufsteigenden Überschiebungsbahnen zu einer Verdickung der kontinentalen Kruste auf 60-70 km. Für den gesamten Backarc-Bereich (*Ostkordillere und Subandin*) beträgt die Verkürzungsrate ca. 250 km.

2.2) Geologische Entwicklung und morphotektonische Gliederung der Zentralen Anden.

Wie alle anderen Subduktionszonen lassen sich die Anden in drei Bereiche einteilen: Forearc, magmatischer Bogen und Backarc. Im Untersuchungsgebiet erreichen die Anden mit etwa 700 km ihre maximale E-W-Erstreckung. Sie bestehen aus mehreren parallel verlaufenden morphotektonischen Großeinheiten (*Reutter et al., 1988*). Von Westen nach Osten (*Abb 2.2.a,b*) reihen sich die Küstenkordillere, das Längstal, die Präkordillere, die präandine Depression, die Westkordillere, der Altiplano, die Puna, die Ostkordillere und der subandine Gürtel aneinander.

Seit dem Phanerozoikum wird die Tektonik des Plattenrandes durch die Wechselwirkung der kontinentalen Platte mit den pazifischen Platten bestimmt. Die orogenen Prozesse des ersten Zyklus fanden im marinen Regime statt. Dieser wird als paläozoisch herzynischer Zyklus bezeichnet. Während der magmatische Bogen im Silur/Devon (410 Mill. Jahre) in der heutigen Puna lag, bildeten sich weitere vulkanische Bögen im Perm und Trias (286-210 Mill. Jahre) im Gebiet der West- und Präkordillere.

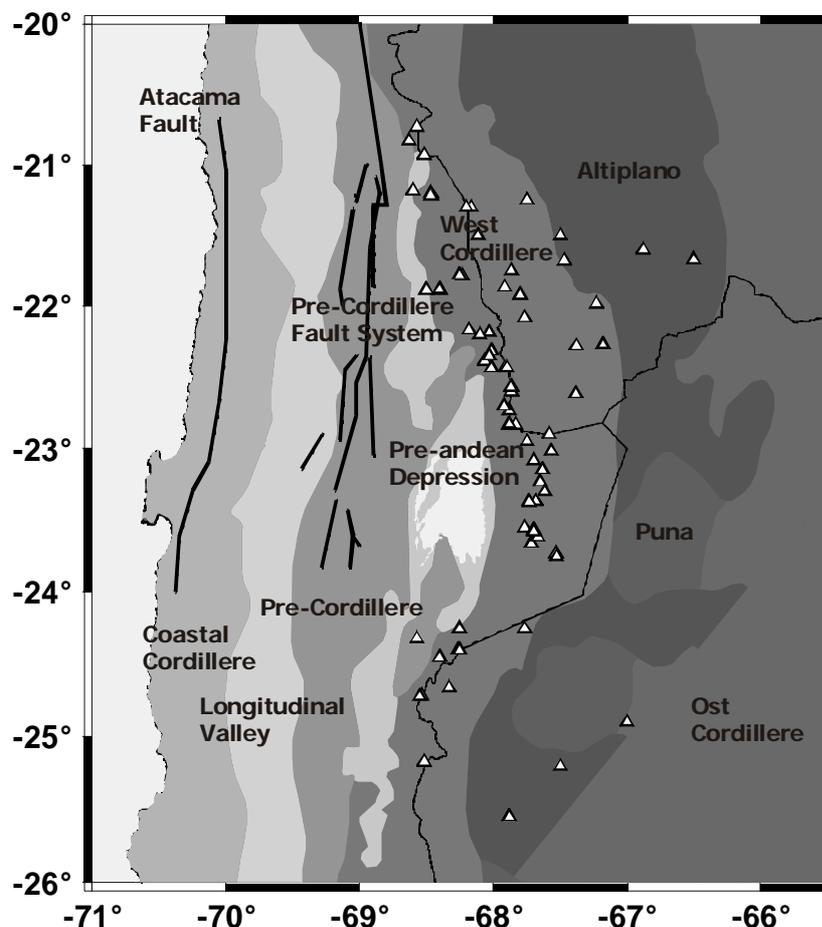


Abbildung 2.2.a

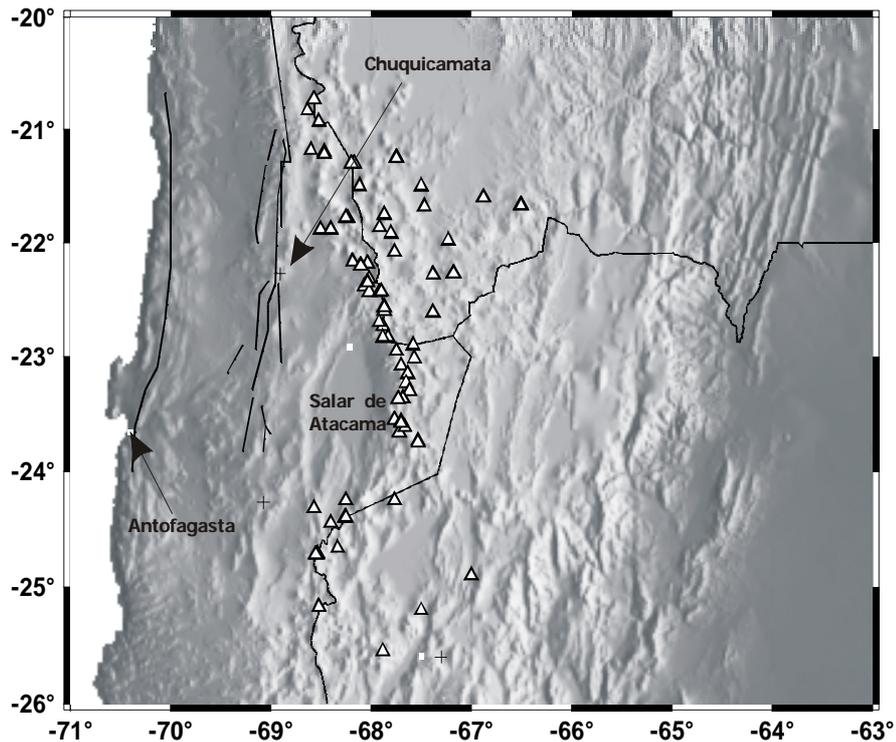


Abbildung 2.2.b

Abbildungen 2.2.a, b

In der Abb. 2.2.a sind die morphotektonischen Einheiten sowie Störungssysteme in der zentralen Anden zu sehen (Reutter et al., 1988) In der Abb. 2.2.b ist die Topographie und Störungssysteme dargestellt.

In the fig. 2.2.a the morphotectonical unities as well as fault systems are shown (Reutter et al., 1988) in the fig 2.2.b the topography and fault systems.

Der zweite orogene Zyklus wird als meso-känozoischer Zyklus bezeichnet. In seinem Verlauf sind zwischen Jura und Rezent vier magmatische Bögen entstanden. Die magmatische Aktivität ist in diesem Zeitraum von West nach Ost gewandert.

Im Jura (208-144 Mill. Jahre) lag der magmatische Bogen in der heutigen Küstenkordillere. Im Osten befand sich ein Meeresbecken, welches sich im unteren Jura auf die gesamte Küstenkordillere ausbreitete. Die vulkanische Aktivität während dieser Zeit führte zu einer mehrere 1000 m mächtigen Vulkanitserie, der *La Negra*-Formation. Dabei wurde die existierende Kruste fragmentiert und Teile der Kruste durch bis zu 20 km mächtige Magmen ersetzt. Der *La Negra*-Vulkanismus endete vor ca. 145 Mill. Jahren. Die Deformationen in der Unterkreide konzentrierten sich aufgrund der intensiven Konvergenzschiefe auf das Nord-Süd streichende Atacama-Störungssystem (*Atacama fault system, AFS*), welches eine sinistrale Seitwärtsbewegung parallel zum damaligen magmatischen Bogen aufwies. Das AFS durchdringt die gesamte Kruste und kann über eine Distanz von mehr als 1000 km von Iquique im Norden (20.5°S) bis nach La Serena im Süden (29.7°S) verfolgt werden. Nach dem Ende des Vulkanismus setzte eine Hebung ein, bei der einige Bereiche möglicherweise um über 10 km gehoben worden sind. Das Material der Küstenkordillere besteht aus Tuffen und andesitischer Lava (jurassischen und unterkretazischen Vulkaniten), mafischen bis felsischen Dykes und großen Plutonen von gabbroider bis granodioritischer Zusammensetzung. Dies lagert einem *Basement* aus altpaläozoischen Gneisen und Schiefen auf (Reutter et al., 1988).

Der dem jurassischen Vulkanbogen zugeordnete Backarc-Bereich war das heutige Längstal, welches in dieser Zeit mit marinen Sedimenten gefüllt wurde. Vor etwa 153 Mill. Jahren hob sich das Gebiet über das Meer und die Sedimentation wechselte von marinen zu kontinentalen Bedingungen. Zur gleichen Zeit migrierte der magmatische Bogen ostwärts und setzte in der mittleren Kreide (120 Mill. Jahre) im Gebiet des Längstales ein. In dieser Zeit muss es durch die Südverlagerung des Spreizungsrückens zwischen Aluk- und Farellon Platte zu einer Änderung des Spannungsregimes und dadurch zu einer ersten magmatischen Pause (90-80 Mill. Jahre) gekommen sein (Scheuber und Reutter, 1992). Das bisherige Extensionsregime (200 bis 90 Mill. Jahre) wurde durch ein wechselndes Extensions-Kompressionsregime abgelöst. Das Längstal besteht hauptsächlich aus paläozoischen bis früh-kretazischen Sedimenten sowie früh-kretazischen Vulkaniten (Scheuber et al., 1994).

Vor etwa 72 Mill. Jahren bildete sich in der heutigen Präkordillere, die Höhen von bis zu 4500 m über dem Meeresspiegel erreicht, der oberkretazisch-alttertiäre magmatische Bogen aus. Im Zeitraum zwischen 72 und 37 Mill. Jahren verlagerte sich der vulkanische Bogen um 50 km nach Osten, eine Folge tektonischer Erosion des Kontinentalrandes (*Scheuber, 1994*). Tektonisch gesehen besteht die Präkordillere aus Antiklinalzügen, die im Kern jungproterozoische bis paläozoische Gesteine zeigen. Auf den Flanken der Antiklinalen sind mesozoische bis alttertiäre Sedimente angelagert. Die tektonische Entwicklung dieses Bogens ist durch sehr unterschiedliche Deformationsregimes gekennzeichnet. Die Hauptdeformation erfolgte im Ober-Eozän in der incaischen Phase (38 Mill. Jahre). Zwei Zonen konzentrierter Deformation mit stark unterschiedlichem Deformationsstil lassen sich unterscheiden: die magmatische Zentralzone (~69°W) und die Grenze Arc-Backarc (*Westrand des Salar de Atacama-Beckens*). Die Deformation der magmatischen Zentralzone ist auf „*thick-skinned*“-Einengung durch „*pure Shear*“ zurückzuführen, durch die sich langgestreckte Antiklinalen bildeten, in die das präandine Basement einbezogen ist. An der Grenze Arc-Backarc wurden die oberkretazischen Abschiebungen zu Aufschiebungen invertiert oder rotiert. Diese, im Gegensatz zur heutigen Anden-Vorlandtektonik stehende „*thick-skinned*“-Einengung des Backarc-Bereiches durch „*simple Shear*“, erfordert im Basement eine nach Westen einfallende Abscherungsfläche, an der der magmatische Bogen auf die Backarc-Kruste um ca. 20 km überschoben ist. Zwischen dieser beiden Zonen konzentrierter Deformation liegt eine Zone relativer tektonischer Ruhe.

Mit der Einengung beginnen in der Präkordillere arc-parallele Seitenverschiebungen. Diese waren zunächst dextral und bildeten das bis zu 1000 km lange Präkordillere-Störungssystem (*Pre-Cordillere Fault System*). Am Präkordillere-Störungs-System finden sich reiche Lagerstätten, u.a. die großen Kupferminen (*Chuquicamata und La Escondida*). Die magmatische Aktivität ruhte in der Zeit vor etwa 36 und 27 Mill. Jahren, und setzte danach in der Westkordillere ein.

Nach relativer magmatischer Ruhe im Oligozän verlagerte sich der vulkanische Bogen ostwärts in das Gebiet der heutigen Westkordillere. Laven und Ignimbrite überlagern paläozoische und oligozäne Gesteine. Der rezente magmatische Bogen begann sich im Übergang vom Oligozän zum Miozän (25 Mill. Jahre) auszubilden. Die Westkordillere steht auf einem Plateau von 3700 bis 4000 m Höhe und ihre Vulkane überragen das Plateau nochmals um bis zu 2500 m. Im Gegensatz zu den älteren Bögen weist dieser Bogen eine große Breite auf und der Vulkanismus reichte bis in den Altiplano und die Ostkordillere. Die aktuelle Aktivität konzentriert sich auf den Westrand des Vulkanbogens.

Im Osten schließt sich die Hochebene des Altiplano bzw. die Puna an (*mittlere Höhe 3650 m*). Sie hat eine E-W-Erstreckung von bis zu 200 km und ist in N-S-Richtung 1500 km lang. Kretazische und tertiäre Sedimente liegen über einem Untergrund, der im Osten den paläozoischen Gesteinen der Ostkordillere entspricht und im Westen von unterschiedlichen Einheiten gebildet wird. Strukturell wird der Altiplano als eine Serie von Dehnungsbecken betrachtet, deren Entstehung mit der des Falten- und Überschiebungsgürtels im Subandin zusammenhängt. Die Puna liegt etwas südlich des Altiplano und zeigt im Gegensatz zum flachen Altiplano ein Relief. Außerdem ist dort neogener Vulkanismus stärker verbreitet als auf dem Altiplano. Die Ostkordillere ist aus mächtigen altpaläozoischen Serien aufgebaut. Östlich liegt der Chaco als ungestörtes Vorland der Anden. Hier liegt ungefaltetes Jungtertiär über Mesozoikum und Paläozoikum.

2.2.1) Der Bereich der präandinen Depression

Auffällig ist, dass der Verlauf des vulkanischen Bogens im Bereich des Salar der Atacama von der allgemeinen N-S Richtung abweicht und nach Osten ausgelenkt wird. Der vulkanische Bogen umrahmt hier die westlich vorgelagerte präandine Depression, die den Salar de Atacama enthält und vermutlich zeitgleich mit dem Aufstieg der Westkordillere im unteren Miozän entstand (*Reutter et al., 1988*). Die präandine Depression weist auf Höhen von etwa 2300 m und stellt eine noch aktive Senkungszone dar. Sie besteht aus einer Reihe getrennter Becken (*Río Loa- Salar de Atacama- und Salar Punta Negra-Becken*), die durch Erosion der angrenzenden Erhebungen mit mächtigen neogen-quartären Sedimenten gefüllt wurden.

Tektonische Aktivitäten, die auf eine hohe Konvergenzrate zwischen Nazca- und Südamerikanischer Platte zurückgeführt werden (*Quechua Phase*), setzten eine regionale Verkürzung ein, die zu einer tektonisch verdickten Kruste (bis 70 km) führte (*Scheuber, et al., 1994*). Diese obermiozäne bis pliozäne Periode tektonischer Deformation erfasste auch die post-eozäne vulkano-sedimentäre (38-39 Ma) Füllung des Salar de Atacama Beckens und hält bis heute an. Die Sedimente in der präandinen Depression werden von einer jungen Tektonik geprägt, welche mit kompressiven oder transpressiven Bewegungen verbunden ist (*Wilkes und Görler, 1994*). Das Becken wird intern durch die am Westrand des Beckens verlaufende Cordillera de la Sal in drei morphostrukturelle Einheiten gegliedert. Dieser schmale Höhenzug geht nach Nordost hin in die Westkordillere über. Südlich von 23,5°S läuft die Cordillera de la Sal dagegen aus. Die westlich gelegene schmale Senke des

Llano de la Paciencia wurde durch den Aufstieg der Cordillera de la Sal vom Hauptbecken abgetrennt. Östlich der Cordillera de la Sal befindet sich der Salar de Atacama, der den Hauptteil des Beckens einnimmt und in dessen Südtteil sich mit ca. 2300 m auch der topographisch niedrigste Punkt befindet (Abb. 2.3). Der Westrand des Salar de Atacama Becken steigt steil zur Cordillera de Domeyko an. Der Höhenzug weist eine NNE-Orientierung auf und verschmilzt nördlich des Salar Beckens mit der nach Westen auslenkenden Westkordillere.

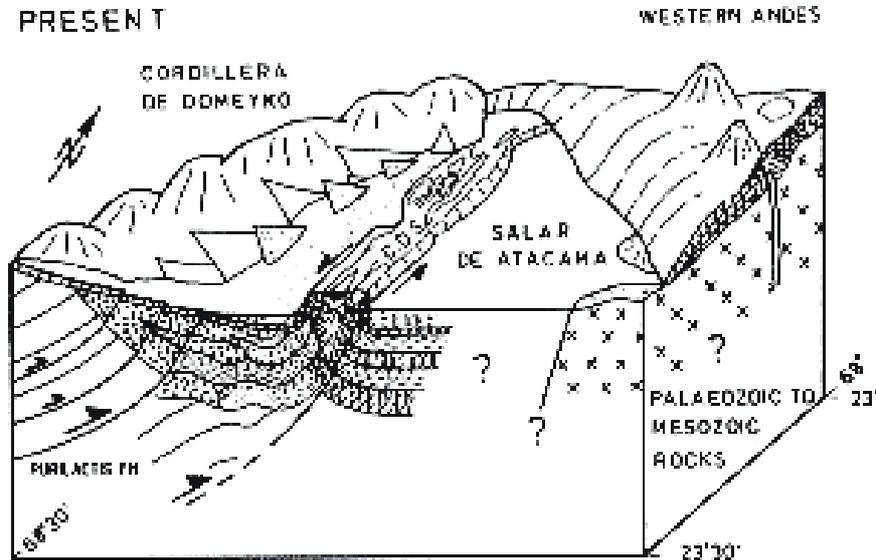


Abbildung 2.3

Letzte Phase (Pleistozän und Holozän) in der Entwicklung des Salar des Atacama seit dem späten Oligozän. Im nördlichen und zentralen Teil des Salar de Atacama konzentrierte sich die Deformation durch „folding“ und den Aufstieg der Cordillera de la Sal (C.D.S.). Die westlich gelegene schmale Senke des Llano de la Paciencia wurde durch diesen Prozess vom Hauptbecken abgetrennt (nach Wilkes und Görler, 1994).

Late stage (Pleistocene und Holocene) in the development of the Preandean Depression since the late Oligocene. In the northern and central Salar de Atacama basin folding and the uplift of the Cordillera de la Sal occurred. The west side basin Llano de la Paciencia was separated throughout from main basin (after Wilkes and Görler, 1994).

2.3) Seismizität in den Zentralen Anden

2.3.1) Stil der Subduktion, Erdbeben und Strukturen im Tiefseeegraben

Das Alter der subduzierten Lithosphäre am Tiefseeegraben und ihre Konvergenzrate bestimmen im wesentlichen den Eintauchwinkel einer subduzierenden ozeanischen Platte. Es wird zwischen steilen und flachen Subduktionszonen unterschieden, die Wechselwirkung zwischen beiden Platten besteht in schwacher bzw. starker Kopplung (Barazangi und Isacks, 1976; Uyeda und Kanamori, 1979). Die Wechselwirkung hängt von der normalen Spannungskomponente entlang der Kontaktzone zwischen beiden Platten, dem sog. „slab pull“ und einer entgegengesetzt Kraft an der Oberkante des „slab“ ab. Abbildung 2.4 zeigt die Wechselwirkung zwischen Konvergenzrate und Alter der subduzierten Platte. Eine hohe Konvergenzrate und relativ junge ozeanische Lithosphäre führt zu einer flacheren Subduktion und somit zu einer starken Kopplung in der Kontaktzone. Steilere Subduktion entsteht durch eine niedrige Konvergenzrate und relativ alte ozeanische Lithosphäre (Uyeda und Kanamori, 1979; Ruff und Kanamori, 1980; Kanamori, 1986). Ein stark gekoppelter Subduktionsprozess führt in der Kontaktzone zwischen beiden Platten dazu, dass ein höheres Potential an Verformungsenergie akkumuliert wird und deshalb sehr starke Inter-Platten-Erdbeben ($M_w > 8.0$) entstehen können.

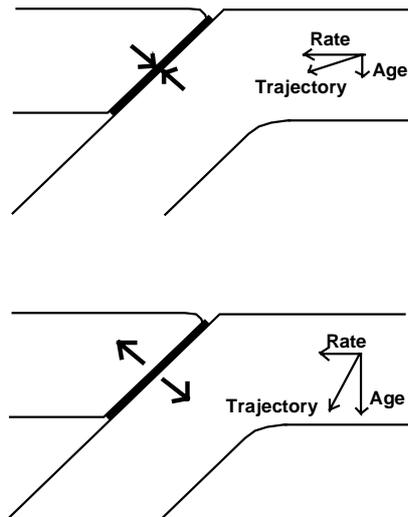


Abbildung 2.4

Mögliche Arten von Wechselwirkung zwischen lithosphärischen Alter und Konvergenzrate, und wie sie den Weg der subduzierenden Platte beeinflussen können (nach Ruff & Kanamori, 1980)

Representation of how particular combinations of lithospheric ages and convergence rates might cause subducting slabs to have preferred trajectories (after Ruff & Kanamori, 1980)

In der Abbildung 2.5 sind große Erdbeben nach ihrem Magnituden-Moment (M_w) und den entsprechenden Subduktionsparametern (Alter und Konvergenzrate) dargestellt. Die Verteilung ist weitestgehend unsystematisch, die größten Erdbeben entstehen jedoch im Bereich mit Konvergenzraten größer als ca. 8 cm/Jahr und einer ozeanischen Platte jünger als 80 Mill. Jahre. Eine Subduktionskonfiguration wird als „Chilean type“ bezeichnet, wenn sie durch ein kompressives Spannungsfeld geprägt ist (rechts und oberhalb der gestrichelten Linie). Im Gegensatz dazu (links und unterhalb der gestrichelten Linie) wird vom „Mariana type“ gesprochen, wenn ein extensionales Regime besteht (Ruff und Kanamori, 1980). Innerhalb des Streichens (links unten) können Spreizungszonen im Backarc entstehen.

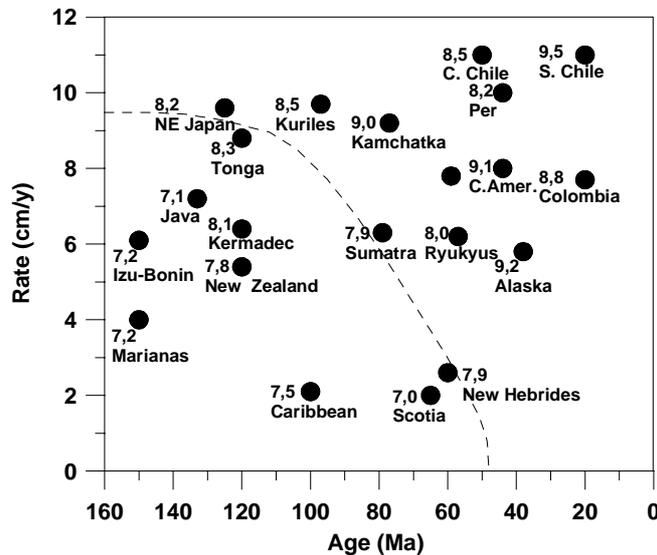


Abbildung 2.5

Beziehung für große Erdbeben als Funktion von Konvergenzrate und Alter der subduzierenden Platte (nach Ruff und Kanamori, 1980). Die Zahl neben an jeder Subduktionszone deutet auf die Moment-Magnitude (M_w) hin. Die gestrichelte Linie enthält die Zonen, in denen eine Ausbreitung des Backarc-Bereichs zu erwarten ist (links unten).

Relationship of large earthquakes as function of convergence rate and age of the subducting oceanic lithosphere (after Ruff and Kanamori, 1980). The number at each subduction zone is the associated magnitude-moment

(Mw). The dotted line contains subduction regions where there is suspected back-arc spreading (left at the bottom).

Das Untersuchungsgebiet gilt heute als „Chilean type“. Die ozeanische Lithosphäre ist ca. 40 Mill. Jahre alt und wird mit einer relativ hohen Konvergenzrate von 8.4 cm/Jahr in einem Abtauchwinkel von etwa 25° bis 30° subduziert. Das letzte starke „thrust“ Erdbeben am 30. Juli. 1995 (Abb. 2.6) erreichte eine Magnitude von Mw=8,0 (Antofagasta-Beben). Dieses Erdbeben entstand in ca. 36 km Tiefe (Delouis et al., 1997) und lag am südlichen Ende der Bruchzone des Erdbebens von 1877 (Mw=8,8 nach Comte & Pardo, 1991) und am nördlichen Ende der Bruchzone des Erdbebens von 1922 (Mw=8,5 nach Dmowska & Lovison, 1988). Das Antofagasta Erdbeben erschütterte ein Gebiet, das als seismische Lücke („seismic gap“) bekannt war und zwischen Antofagasta und Paposo liegt (Delouis et al., 1997).

Eine Ausnahmestellung nimmt das im Landesinnern unter dem Untersuchungsgebiet beobachtete Erdbeben von 1950 (Ms=8,0; Abb. 2.6) ein. Dieses Ereignis (Tiefe~100 km) wird als Beben an der Oberkante der abtauchenden Platte interpretiert (Kausel und Campos, 1992).

Die Existenz und Verteilung von Massenverlagerungen –insbesondere Seamounts und Sedimente – beeinflussen sowohl die Strukturen im Tiefseeegraben (Akkretionskeil bzw. „Horst-and-Graben“) als auch die regionale Variation der Stärke eines Bebens an der Kontaktzone zwischen beiden Platten (Ruff, 1989). Ruff (1989) weist darauf hin, dass die Fülle von Sedimenten am Tiefseeegraben und die Stärke eines Bebens miteinander in Beziehung stehen. Im Untersuchungsgebiet enthält der Tiefseeegraben mit Tiefen bis 7000 m wegen der extrem geringen Erosionsraten im trockenen Klima der Atacamawüste nur wenig Sedimentfüllung (Scholl et al., 1970). Der praktisch sedimentfreie Perú-Chile Trench ist eine Folge der fehlenden Erosion im Westen, welche als exogener Prozess gilt. Ganz anders ist die Situation in den südlichen Anden (insbesondere das Gebiet des Erdbebens von 1960, Mw=9.5). Hier sorgt ein hoher Niederschlag an der Westseite des Gebirges für starke Abtragung, das Grundgebirge wird exhumiert und der Trench füllt sich mit Sedimenten. Deshalb findet eine tektonische Erosion am Kontinentalrand nicht statt und eine Verlagerung des magmatischen Bogens nach Osten wird nicht beobachtet. Es ist wahrscheinlich, dass die extrem große Stärke des 1960er-Erdbebens im Gebiet von Valdivia in direkter Verbindung mit dem Stil der Subduktion in diesem Gebiet (extrem junge subduzierte Platte und hohe Konvergenzrate) und der Fülle von Sedimenten steht.

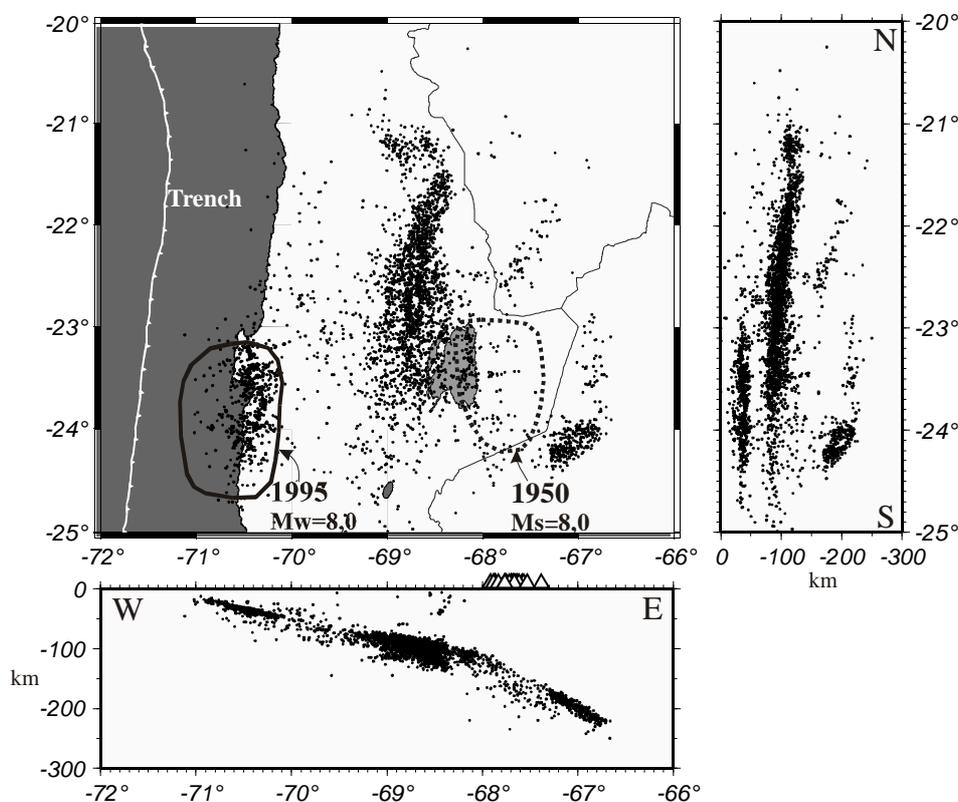


Abbildung 2.6

Überblick über die Verteilung der aus den PISCO'94- und CINCA'95-Experimente abgeleiteten Seismizität. Es handelt sich um den von PISCO-Katalog (ca. 2700 Ereignisse, Graeber, 1997; Asch, 1998) und CINCA-Katalog (500 Ereignisse, Patzig, 2000) selektierten Datensatz. In der linken, oberen Abbildung sind die abgeschätzten

Bruchzonen der 1950- (Kausel und Campos, 1992) und 1995- (Delouis et al., 1997) Erdbeben zu sehen. Auf den W-E- (~23°S) und N-S-Profilen ist die Seismizität dargestellt. Die Dreiecke auf den W-E-Profil stellen den rezenten Vulkanismus dar.

Summary of the distribution of the seismicity recorded by PISCO'94 and CINCA'95 Experiments. Earthquakes selected from PISCO-Catalog (ca. 2700 Ereignisse, Graeber, 1997; Asch, 1998) and CINCA-Catalog (500 Ereignisse, Patzig, 2000) are shown. On the left at the top the estimated rupture zones associated to 1950- (Kausel and Campos, 1992) and 1995- (Delouis et al., 1997) earthquakes are shown. The seismicity can be seen in the W-E- (~23°S) and N-S-profiles. Triangles in the W-E-profile refer to present volcanism.

2.3.2) Beben in der Benioff-Zone

Das quasi kontinuierliche Auftreten von Erdbeben entlang der Benioff-Zone (80-100 Beben/Tag) ist ein klares Merkmal des aktiven Subduktionsprozesses. Aus der räumlichen Verteilung der Erdbeben unterhalb 70 km ist eine deutliche Verflachung der abtauchenden Benioff-Fläche im Untersuchungsgebiet von ca. 25° Abtauchwinkel (bei 20°S) auf etwa 10° (bei 30°S) zu beobachten (Barazangi & Isacks, 1976; Cahill & Isacks, 1992). Die Seismizität ist nicht gleichmäßig entlang der abtauchenden Platte verteilt, sondern ist in Nestern konzentriert (Abb 2.6). Die Beben im flachen Bereich bis ca. 50 km Tiefe werden durch die Kopplung zwischen der Unter- und Oberplatte erzeugt (Comte et al., 1995). Zwischen 50 und 70 km Tiefe ist ein Bereich ohne deutliche Seismizität zu sehen. Dieser Zwischenraum wird angesehen als ein Übergangsbereich zwischen einer stark gekoppelten und schwach gekoppelten Zone und als duktil betrachtet. Im Tiefenbereich zwischen 70 und 200 km wird die Seismizität einerseits im Zusammenhang mit Phasenumwandlungen von Basalt/Gabbro nach Eklogit (Blauschiefer => Eklogit) und mit den dabei frei werdenden Fluiden erklärt (Giese & Asch, 1996; Kirby et al., 1996), andererseits mit der Reaktion der Platte auf eine nach unten gerichtete Kraft (slab-pull). Der erste Prozess wird als „natural hydraulic fracturing“ oder „dehydration embrittlement“ bezeichnet. Der zweite als mechanischer Bruch.

Im Untersuchungsgebiet ist zwischen 80 und 120 km Tiefe eine starke Häufung der Seismizität erkennbar; im Süden ist in ca. 200 km Tiefe ein zweites Nest zu erkennen. Die Mächtigkeit der Seismizitätszone beträgt etwa 20 bis 25 km und übersteigt damit deutlich die einer normalen ozeanischen Kruste von 6-8 km.

Das regionale Spannungsfeld (Abb. 2.7), abgeleitet aus teleseismischen Erdbeben ($m_b > 5.0$, Belmonte und Comte, 1995; Comte & Suárez, 1994), ist zwischen der Präkordillere und dem Altiplano unterhalb von 70 km Tiefe von Abschiebungsbeben geprägt. Die Herd-Mechanismen folgen hier der Subduktionsgeometrie. Unterhalb der Küstenkordillere herrschen bis in 50 km Tiefe Aufschiebungsbeben vor. Dies korreliert im wesentlichen gut mit den von Rudloff (1998) und Herlitz (1998) bearbeiteten Beben aus den Experimenten PISCO und ANCORP ($1.5 < m_b < 4.0$). Comte & Suárez (1994) stellen außerdem nach einem mikroseismischen Experiment die Existenz von Aufschiebungsmechanismen unterhalb von Abschiebungszonen unterhalb 70 km Tiefe (sog. Doppelzone) fest. In den Daten des PISCO Experiments (Rudloff, 1998) finden sich keine Hinweise auf eine solche seismische Doppelzone.

2.3.3) Beben in der Oberplatte

Krustale Seismizität wird im allgemeinen auf das innere Spannungsregime und die Verformungsrate der Oberplatte zurückgeführt. Durch advektive Wärmezufuhr, heiße Fluide, Deformation und Schmelzen besteht in der Kruste ein Spröd-Duktil-Übergang, welcher in direktem Zusammenhang mit der Temperatur steht. Dieser Übergang bildet eine Grenze zwischen einer seismischen und einer nicht seismischen Zone. Die Grenze wird im allgemeinen bei 330°-400°C erreicht. Bei höheren Temperaturen verhalten sich Gesteine duktil und Erdbeben sollten nicht mehr auftreten. Im japanischen magmatischen Bogen z.B. befindet sich der Spröd-Duktil-Übergang in Tiefen von 10-15 km (Bodri und Lizuka, 1993; Ito, 1999). Tektonisch gesehen wird die Existenz krustaler Seismizität mit rigidem und aktivem Verhalten der Kruste verbunden (s. auch Kapitel 7, Interpretation).

Im Untersuchungsgebiet lassen sich in früheren Arbeiten (Graeber, 1997; Schurr, 2001) bereits Andeutungen krustaler Seismizität erkennen. Im PISCO-Datensatz zeigt sich eine Konzentration krustaler Beben zwischen 69° und 68°W (Abb. 2.6). Dieser Bereich fällt in die Zone der Präkordillere und präandinen Depression. Östlich von 67°W lässt sich im Puna-Datensatz eine geringe oberflächennahe Seismizität (~10-20 km Tiefe) erkennen, welche wahrscheinlich mit den Falten und Überschiebungsbahnen der Ostkordillere verbunden ist (Schurr et al., 1996-1998). Zwischen beiden Gebieten liegt die Westkordillere, welche außer den vulkanischen Ereignissen insbesondere am Vulkan Lascar keine tektonische Seismizität zeigt. Die Bereiche der Küstenkordillere und des Längstales (westlich von 69°W) zeigen keine deutlichen Hinweise auf Krustenbeben. Daten aus diesen Zonen sind schwer im Hinblick auf krustale Seismizität zu bearbeiten wegen der Nähe zwischen der Benioff-Zone und

der Erdoberfläche. Die CINCA-Daten sind außerdem stark von der Nachbebenserie des Antofagasta Erdbebens 1995 beeinflusst. Die Anwesenheit krustaler Seismizität kann jedoch auch in diesen Daten nicht ausgeschlossen werden.

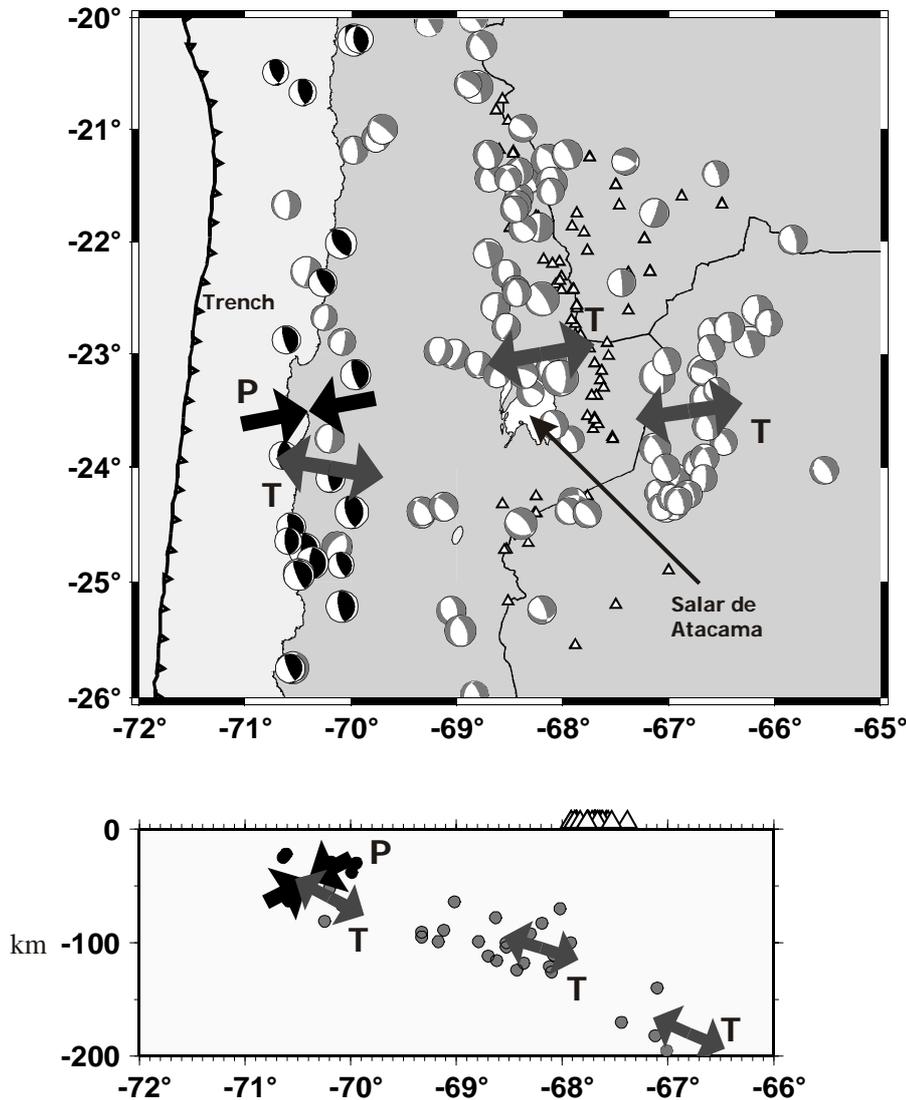


Abbildung 2.7

Regionales Spannungsfeld abgeleitet aus teleseismischen Daten mit $m_b > 5,0$ (Belmonte and Comte, 1995) für den Zeitraum 1960-1995. Schwarze Herdflächenlösungen sowie schwarze Punkte zeigen Aufschiebungsmechanismen. Helle Herdflächenlösungen sowie helle Punkte symbolisieren Abschiebungsmechanismen. Die Pfeile entsprechen den Kompressions- (P) und Extensions- (T) Achsen. Die vulkanische Front ist mit Dreiecken dargestellt.

Regional stress field derived from teleseismic events with $m_b > 5,0$ (Belmonte and Comte, 1995) for the time 1960-1995. Black focal solutions as well as black points show thrust mechanisms. Bright focal solutions and bright points show tensional mechanisms. Arrows correspond to compression (P) and tension (T) Axes. The volcanic front is also shown by triangles.

In der vorliegenden Arbeit wird zunächst versucht, die Existenz krustaler Beben zu bestätigen und ihre Verteilung einzugrenzen. Da die PISCO-Stationen zwischen 67.3°W und 69°W liegen, lassen sich zuverlässige Aussagen über Krustenbeben nur für den Bereich der Westkordillere, der präandinen Depression und der Präkordillere treffen.

2.4) Geophysikalische Anomalien im Untersuchungsgebiet

2.4.1) Überblick über die prominentesten Anomalien und ihre Interpretation

Geophysikalische Anomalien stellen Variationen physikalischer Parameter dar. Die Verteilungen von Temperatur, Dichte, elektrischer Leitfähigkeit, seismischer Geschwindigkeit und seismischer Dämpfung werden aus den geophysikalischen Daten abgeleitet. Im Untersuchungsgebiet variieren diese Parameter sowohl in der Tiefe als auch in N-S und W-E Richtung. Die prominentesten Anomalien deuten auf Zonen hin, welche als Schwächezonen der Lithosphäre interpretiert werden. Die Existenz dieser Zonen wird auf den Subduktionsprozess zurückgeführt.

Starke krustale geophysikalische Anomalien treten insbesondere im Bereich des magmatischen Bogens auf. Diese Zone zeichnet sich durch extrem hohe elektrische Leitfähigkeit, hohe Wärmeflusswerte, niedrige seismische Geschwindigkeiten und eine starke Dämpfung seismischer Wellen aus. Aus den Anomalien lassen sich Rückschlüsse auf das fest/flüssig-Verhältnis der Gesteine in der mittleren und unteren Kruste des magmatischen Bogens ziehen. Vermutlich kommt es in dieser Zone zu einer Verringerung der effektiven Viskosität durch den Einfluss von Fluiden und partiellen Schmelzen.

Ein weiterer Prozess spielt sich im Konvergenzbereich zwischen der unteren und der oberen Platte ab und spiegelt sich in den geophysikalischen Anomalien mit geringeren Dichten und Geschwindigkeiten als für Mantelgesteine wider. Im Mantelkeil der Oberplatte bewirken aus der ozeanische Kruste im Tiefenbereich zwischen 20-50 km entweichenden Fluide eine Hydratisierung der Peridotite. Es hängt von der Temperatur ab, welche Minerale sich im hydratisierten Mantelkeil durch Wasseraufnahme bilden (200°-600°C: Serpentin und Chlorit, 600-800°C: Talk, Amphibole, Phlogopit). Mit diesem Prozess bildet sich im peridotitischen Mantelkeil eine Zone, welche aus geophysikalischer Sicht als Kruste interpretiert wird, kontinentale Kruste ist aus petrologischer Sicht jedoch nicht vorhanden.

Im folgenden werden die verschiedenen geophysikalischen Verfahren und ihre abgeleiteten Anomalien sowie Interpretationen dargestellt. *Abbildung 2.8* fasst diese Ergebnisse zusammen.

2.4.2) Laufzeit Tomographie und Dämpfung

Aus refraktionsseismischen Untersuchungen (*Lessel, 1997; Wigger et al, 1994*), dreidimensionalen V_p -Modellen (*Graeber, 1997*) und der Verteilung seismischer Dämpfung (*Haberland, 1999*) wird eine von Ost nach West gerichtete Zunahme der durchschnittlichen Krustengeschwindigkeiten abgeleitet. Bis 60 km Tiefe liegt die durchschnittliche P-Wellen-Geschwindigkeit im Bereich der Küstenkordillere bei 6,6 km/s, im Bereich der Präkordillere bei 6,4 km/s und im Bereich der Westkordillere bei 6,1 km/s. Sowohl unterhalb der Westkordillere als auch unterhalb der Präkordillere finden sich in 25 km Tiefe Niedriggeschwindigkeitszonen. In dieser Tiefe zeichnet sich die präandine Depression durch erhöhte Geschwindigkeiten aus.

Die Forearc-Kruste zwischen 22°-24°S im Mittelkrustenniveau und die subduzierende Nazca-Platte zeichnen sich durch durchschnittlich erniedrigte V_p/V_s -Verhältnis ($V_p/V_s \sim 1,71-1,74$) und eine sehr geringe Dämpfung der P-Wellen ($Q_p > 1000$) aus.

Oberhalb der abtauchenden Platte (>250 km Tiefe) verläuft eine stark absorbierende Zone bis in obere Krustenstockwerke ($Q_p < 200$). Die westliche scharfe Begrenzung dieser krustalen Absorption fällt mit dem Verlauf des rezenten magmatischen Bogens zusammen und folgt seiner Aufbiegung zwischen 23° und 24°S um den Salar de Atacama. Im nördlichen Teil scheint die Zone starker Absorption nach Westen zu den Bereichen erhöhter Seismizität einzufallen.

Unterhalb der Westkordillere zwischen ca. 15-20 und 120 km Tiefe, und zwischen 40 und 70 km Tiefe im Bereich des Längstales und der präandinen Depression (Bereich der Unterkruste) befinden sich hohe V_p/V_s -Verhältnisse ($V_p/V_s \sim 1,78-1,82$).

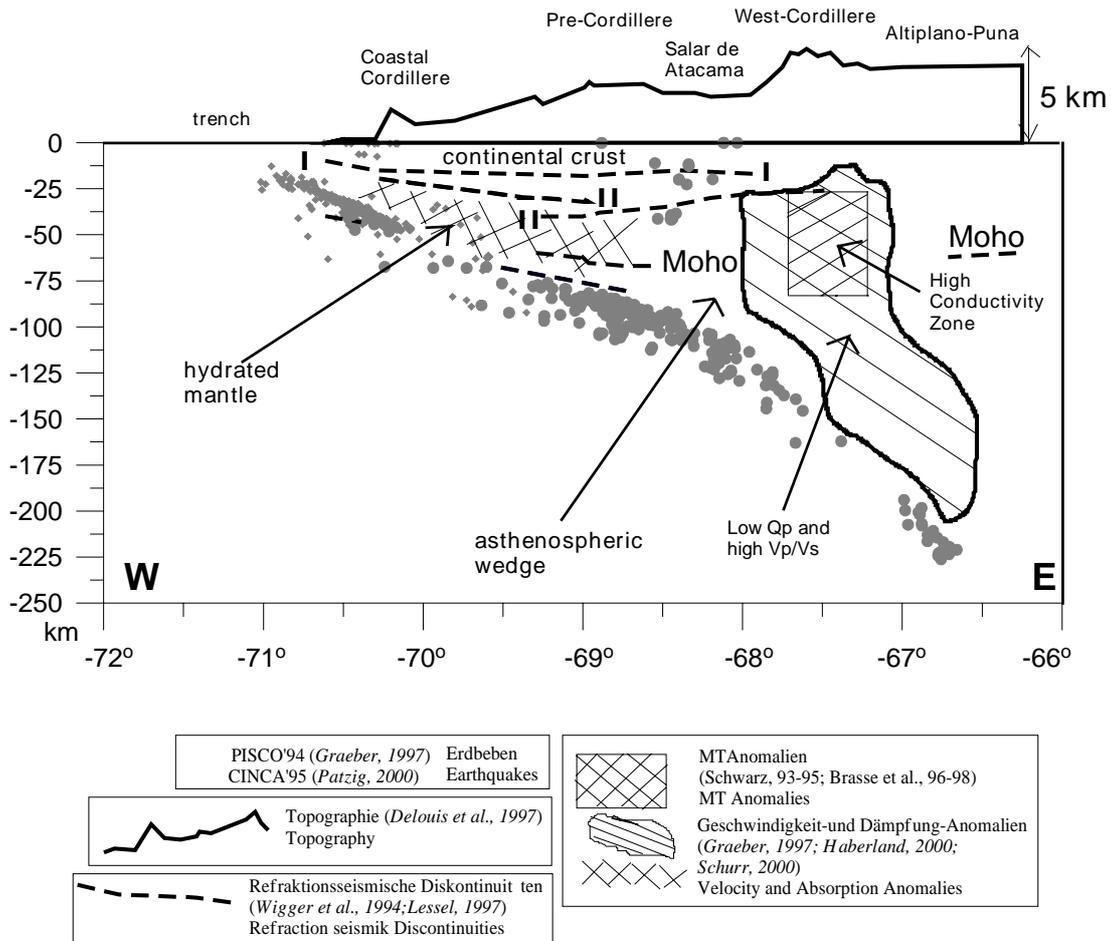


Abbildung 2.8

Skizze mit den prominentesten geophysikalischen Anomalien auf einem W-E-Profil (~23,5°S) im Untersuchungsgebiet.

Sketch with the most prominent geophysical anomalies along a W-E-profile (~23,5°S) in the area under investigation.

2.4.3) Refraktionsseismik

2.4.3.1) Diskontinuitäten im Bereich 0-40 km Tiefe

In der Küstenkordillere liegen zwei seismische Diskontinuitäten in ca. 8-12 (*I*) und 18-22 (*II*) km Tiefe. Die oberen 10 km (6,0-6,7 km/s) werden als jurassische Vulkanite und in Unterkrustenstockwerke eingedrungene jurassisch-unterkretazische Intrusiva interpretiert. Der untere Bereich (7,2-7,4 km/s) wird als ehemalige Unterkruste angesehen (Wigger et al., 1994).

Im Längstal und im Übergang zur Präkordillere erreichen die erwähnten Diskontinuitäten jeweils ca. 12-16 (*I*) und 24-28 km (*II*) Tiefe. In oberflächennahen Bereichen (2-6 km Tiefe) existieren Zonen erniedrigter Geschwindigkeiten (< 6 km/s), die in der Küstenkordillere nicht beobachtet wurden. Diese werden als känozoische und paläozoische Sedimentbedeckung angesehen.

Im Bereich der Präkordillere zeigen sich im seismischen Modell (Lessel, 1997) Differenzen zwischen dem nördlichen und dem südlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Südlich von 23°S nimmt die Geschwindigkeit bis in 40 km Tiefe kontinuierlich zu. Die Diskontinuitäten *I* und *II* fallen jeweils leicht nach Osten bis ca. 20 und 28-35 km im Raum La Escondida ein. Der Bereich erhöhter Geschwindigkeit zwischen ca. 28-35 km (*II*) wird als ursprüngliche Basis der mesozoischen kontinentalen Kruste angesehen. Nördlich von 22,5°-23°S weist der Bereich zwischen beiden Diskontinuitäten eine erniedrigte Geschwindigkeit auf („Low Velocity Zone“ (LVZ)).

Die erste Diskontinuität (*I*) steigt nach Osten/Südosten auf 6-10 km Tiefe und die zweite (*II*) auf ca. 10 km Tiefe an den Ostrand der Präkordillere an.

In der Westkordillere werden starke Dämpfung unterhalb 10-15 km Tiefe und ausgeprägte Zonen geringer Geschwindigkeit (*LVZ*) bei ca. 10-20 km und 20-30 km Tiefe beobachtet. Eine von NE nach SW einfallende Grenzfläche (*III*) wird in ca. 20 km Tiefe unter der Westkordillere und in ca. 35 km Tiefe (~bei 23.5°S) und 25 km Tiefe (nördlich von 23°S) unter der Präkordillere abgeleitet, welche den oberen Krustenbereich kennzeichnet. Die anomal geringe Durchschnittsgeschwindigkeit von <5,8 km/s bis 35 km Tiefe unter der Westkordillere wird als Hinweis auf eine Erniedrigung der seismischen Geschwindigkeit durch thermische Beanspruchung der Kruste gedeutet. Südlich von 23.5°S scheinen sich die hohe Absorption und die *LVZ* abzuschwächen.

In der präandinen Depression werden im nördlichen Teil im Tiefenbereich zwischen 5 und 15 km Tiefe geringere Geschwindigkeiten (< 6 km/s) beobachtet. Im Salar de Atacama-Becken wird in der Tiefe 10-15 km eine nach NW einfallende Hochgeschwindigkeitsstruktur beobachtet, unter welcher eine Zone geringer Geschwindigkeit (*LVZ*) folgt.

Eine Interpretation der Grenzflächen nördlich von ~23°S in 10 und 25 km sowie südlich von ~23°S in 20 und 35 km Tiefe sieht diese als Begrenzung eines früher zusammenhängenden Krustenbereiches (*Lessel, 1997*). Dieser Krustenstock ist der Interpretation zu Folge tektonisch zerschert worden und sein westlicher Teil ist nach Osten überschoben worden.

2.4.3.2) Hydratisierter Mantelkeil und Verlauf der Kruste-Mantel-Grenze (Moho)

Der darunterliegende Krustenbereich in 20-40 km Tiefe unter der Küstenkordillere bzw. 40-70 km Tiefe unter der Präkordillere ist durch eine inhomogene Geschwindigkeitsverteilung mit Zonen geringer Geschwindigkeit (*LVZ*) geprägt. Dieser Bereich kann petrologisch als hydratisierter Mantelkeil gedeutet werden. Er fällt nach Osten hin ein und verdickt sich unter der Präkordillere auf ca. 30 km. Unter der Küstenkordillere wird die Diskontinuität in 40 km Tiefe als die Moho der abtauchenden ozeanischen Platte interpretiert (*Wigger et al., 1994*). Der Tiefenbereich 50-70 km ist strukturiert mit Zonen hoher Geschwindigkeit und solchen mit starker Geschwindigkeitsverringerng und stellt somit einen Übergangsbereich zwischen der kontinentalen Kruste der Oberplatte und einem in seiner Geschwindigkeitsverteilung heterogenen oberen Mantel dar.

Die Moho unter der Westkordillere, dem Altiplano und der Puna liegt in ca. 70 km Tiefe (*Wigger et al., 1994, Yuan et al., 2000*).

2.4.4) Gravimetrie

Nach Modellrechnungen (*Götze et al., 1996; Götze und Kirchner, 1997*) nimmt die Dichte in der Oberkruste von der Küstenkordillere zum rezenten Arc ab.

Das isostatische Restfeld weist positive Anomalien in der Küstenkordillere, über der präandinen Depression sowie im gesamten Subandin auf. Schwerehochs im Restfeld werden generell über fast allen großen Salaren der Puna und des Altiplano beobachtet (*Salar de Atacama, Arizaro, Antofalla, Uyuni und Pipanaco*).

Die positiven Schwereanomalien im Forearc werden durch den Beitrag des *Slabs* und die Zone erhöhter Dichte, welche mit der ehemaligen Unterkruste des jurassischen Vulkanbogens zusammenfällt, erklärt.

Negative Anomalien befinden sich hauptsächlich im rezenten magmatischen Bogen, in der Puna und auf dem Altiplano. Diese sind mit Ignimbrit-Fördergebieten oder Sedimentbecken verbunden (*Götze et al., 1994*).

Salar de Atacama-Bereich:

Im Bereich des Salar de Atacama wird die positive Schwere-Anomalie von drei unterschiedlich tiefen Quell-Niveaus verursacht: ein regionaler Körper in ca. 30 km Tiefe, einer im mittleren Bereich (15-20 km Tiefe) und oberflächennahe Quellen mit Tiefen bis 2 km. Das Schwerehoch kommt durch die Überlagerung zweier tiefliegender Strukturen (*Dichtekontrast jeweils 0.1 und 0.6 g/ccm*) im Bereich des westlichen Randes der Präkordillere zu Stande: ein westlicher Körper in ca. 20 km Tiefe und ein weiterer östlicher in ca. 30 km Tiefe. Das lokale Bild des Restschwerefeldes wird durch Dichteinhomogenitäten der Oberkruste (*Quimal Pluton, Formación Purilactis*), miozänen Ablagerungen und der Salzwirkung im oberen Bereich des Salar de Atacama in Tiefen bis 10 km am Ostrand des Salar de Atacama erzeugt. Die Strukturen im Modellgebiet fallen nach Westen ein und sind von starker Kompression geprägt (*Götze et al., SFB-Berichtsband 1993-1995*).

2.4.5) Magnetotellurik

In der Küstenkordillere werden bis in große Tiefen hohe Widerstände ($5000 \Omega m$) gemessen, lokale Bereiche höherer Leitfähigkeit werden mit der abtauchenden Platte in Verbindung gebracht. Die Widerstände sind jedoch in der Küstenkordillere und im Längstal stark anisotrop. Die Ursache hierin wird in einem Überschuss an Krustenfluiden gesehen, die als freies bzw. ehemals gebundenes Wasser der ozeanischen Platte entstammen und bei den herrschenden Temperaturen zur Hydratisierung des Gesteins der kontinentalen Kruste beitragen (Schwarz, 1993-1995).

Im Bereich der Präkordillere werden mittlere bis niedrige spezifische Widerstände ($200 \Omega m$) in der Kruste beobachtet. Dies kann auf vernetzte Fluide zurückgeführt werden. Lokale Zonen erhöhter Leitfähigkeit können aus der Verteilung und der Richtung der erdmagnetischen Induktionspfeile abgeleitet werden.

Unter der präandinen Depression erscheint eine große und tiefreichende Anomalie ($\sim 20 \text{ km Tiefe}$), deren westliche Begrenzung nahe an die Falla Oeste (Präkordillere-Störungssystem) heranreicht. Obwohl dieser Leiter zur Erklärung der magnetotellurischen Daten notwendig ist, ist die Anpassung der Induktionspfeile im Modell jedoch sehr schlecht (Brasse et al, 1996, 1998).

Unter der Westkordillere wird ein sehr guter Leiter (*High Conductivity Zone*) mit elektrischen Widerständen zwischen 0.5 und $2 \Omega m$ beobachtet. Dieser beginnt in einer Tiefe von ca. 20 km und reicht bis in eine Tiefe von mindestens 60 km .

2.4.6) Geothermie

Beobachtungen der Oberflächenwärmeflussdichte werden mit Modellierungen der Temperaturverteilung in der Lithosphäre verglichen, um Aussagen über die thermische Struktur und damit verbundene tektonische Prozesse zu treffen (Springer, 1997).

Die Oberflächenwärmeflussdichte der Nazca-Platte nimmt mit zunehmendem Alter, also mit Annäherung an den Tiefseeegraben, ab. Im Bereich des Tiefseeegrabens, der Küstenkordillere, des Längstales und der Präkordillere besitzt sie jeweils Werte von 30 , 20 , 40 und 60 mW/m^2 (Springer, 1997). Springer (1997) weist darauf hin, dass die niedrigen Oberflächenwärmeflussdichte-Werte der Nazca-Platte nicht durch existierende Modelle zur Abkühlung ozeanischer Lithosphäre erklärt werden können. Die Modelle für den Forearc-Bereich lassen auf ein Regime geringer Scherspannung entlang der Kontaktzone von ozeanischer und kontinentaler Lithosphäre mit einem mittleren Wert von maximal 15 Mpa und somit geringer Reibungswärme schließen. Ein abgeleitetes Temperaturmodell erreicht in der Tiefe von $\sim 60 \text{ km}$ 300 bis 350°C .

Die Temperaturbedingungen im Übergangsbereich vom Forearc zum aktiven magmatischen Bogen sind von den unterschiedlichen Annahmen zur Existenz eines asthenosphärischen Mantels in geringen Tiefen ($\sim 70 \text{ km}$) abhängig. Um Schmelzbedingungen im subkrustalen Bereich zu erzeugen, muss eine westliche Ausdehnung des Asthenosphärenkeils bis mindestens in den Bereich des magmatischen Bogens angenommen werden. Die für den magmatischen Bogen und den Altiplano bei Springer (1997) bestimmten Oberflächenwärmeflussdichte-Werte zeigen große Variationen und reichen von etwa 50 bis 180 mW/m^2 . Die hohen Werte weisen auf isolierte, oberflächennahe Magmenkammern ($4\text{-}6 \text{ km Tiefe}$) hin. Die thermisch ausgedünnte Lithosphäre ergibt eine maximale Oberflächenwärmeflussdichte von etwa $60\text{-}70 \text{ mW/m}^2$.

Werden aus dem gemessenen Wärmefluss Geothermen eindimensional berechnet, ergeben sich in weniger als 30 km Tiefe Temperaturen, die zum Aufschmelzen von Krustengesteinen führen ($>670^\circ\text{C}$). So kann die fehlende Erdbebentätigkeit unter der Westkordillere als Folge duktiler Bedingungen in geringer Tiefe interpretiert werden. Durch die vulkanische Aktivität müssen unter der Westkordillere Temperaturen von mehr als 1200°C im Mantelkeil angenommen werden.

2.5) Rolle der Fluide im Untersuchungsgebiet

Die Deformationsprozesse in der Oberplatte stehen in enger Relation zum Verhalten der Unterplatte. Neben der Konvergenzrate üben auch die Eigenschaften der abtauchenden ozeanischen Unterplatte selbst und die sich daraus ergebenden Wechselwirkungen mit der Oberplatte einen entscheidenden Einfluss auf die gebirgsbildenden Prozesse aus. Hier ist vor allem an den Fluideintrag zu denken. Die Fluidmenge wird durch die effektive Konvergenzrate und durch den Grad der Hydratisierung der ozeanischen Lithosphäre bestimmt (Peacock, 1993; Peacock, 1996; Giese et al., SFB-Berichtstand 1996-1998).

In der abtauchenden ozeanischen Platte laufen eine Reihe von Entwässerungsprozessen ab, die durch Temperatur und Druck gesteuert werden. Bis zu einer Temperatur von ca. 400°-500°C werden die in Poren und Klüften vorhandenen Fluide ausgetrieben und treten in die Oberplatte über. Bis zu 40-50 km Tiefe treffen sie auf kontinentale Kruste, um hier eine niedrig temperierte Metasomatose unterkrustaler Gesteine zu bewirken. Unterhalb von 40-50 km Tiefe treffen die Fluide auf den peridotitischen Mantelkeil der Oberplatte und hydratisieren ihn. Der sich dabei bildende Serpentin ist bis ca. 500°-600°C stabil und kann große Bereiche des Mantelkeils unter dem Forearc ausfüllen. Unterhalb von 50-60 km und bei Temperaturen oberhalb von 500°-600°C setzt in der ozeanischen Kruste die Phasenumwandlung von Basalt/Gabbro nach Eklogit ein, ein Vorgang, der mit dem Freisetzen von Fluiden verbunden ist und eine Ursache der entstehenden Erdbeben unterhalb 70 km Tiefe in der Benioff-Zone sein könnte. Unterhalb von 60-70 km Tiefe beginnt offenbar auch der Einfluss des konvektierenden „*Corner Flow*“ deutlich zu werden.

Bei höheren Drucken und Temperaturen wird Amphibol gebildet. Als ein weiterer Effekt der Serpentinisierung muss die Verringerung der Viskosität gesehen werden. Die so gebildete neue untere Kruste weist einen hohen Grad von Deformierbarkeit auf.

Viele Autoren (*Giese, 1994; Davies, 1994; Peacock, 1993; Peacock, 1996*) sind sich einig, dass durch das Eindringen von fluiden Phasen ein partielles Schmelzen im Asthenosphärenkeil der Oberplatte ausgelöst wird. Bei Temperaturen über 1200°C führt der Fluidzufluß zu partiellen Aufschmelzungen und zum Aufstieg von Magmen und ihrem Ausbruch.