

7) Interpretation

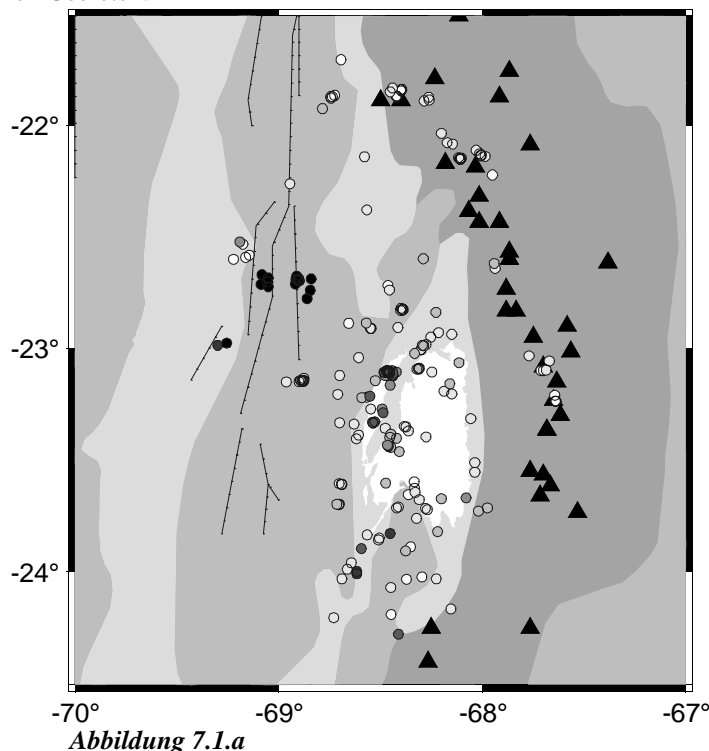
In der Einleitung wurden eine Reihe von Fragen gestellt, die im Zusammenhang mit der Seismizität in der Oberplatte stehen. Die Fragen lauteten:

- Über welchen Tiefenbereich erstreckt sich die Seismizität? Ist sie gleichmäßig über den gesamten Keil der Oberplatte verteilt oder konzentriert sie sich in bestimmten Zonen?
- Welche Magnituden haben diese Ereignisse? Sind hier stärkere Schadensbeben zu erwarten?
- Welche Herdflächenlösungen haben diese Beben?
- Welche Beziehungen hat die Verteilung der Seismizität zu geologischen Strukturen der Oberplatte
- Welche Beziehungen bestehen zum Temperaturfeld in der Oberplatte? Welcher Bereich ist als rigide und welcher als duktil anzusehen?
- Beziehungen zu anderen seismologischen und geophysikalischen Parametern.

In diesem Kapitel wird versucht diese Fragen zu beantworten.

In der *Abbildung 7.1.a* ist die Seismizität, die aus der Suche nach Krustenbeben resultiert, dargestellt. Offene Kreise zeigen oberflächennahe Beben, während die tieferen Beben mit gefüllten Kreisen gezeigt werden. Oberflächennahe Beben (< 20 km Tiefe) entstehen besonders entlang des vulkanischen Bogens. Nördlich des Salar de Atacama ist die Seismizität in der präandinen Depression extrem niedrig. Im Salar de Atacama konzentriert sich die Seismizität im westlichen Teil des Salar Beckens. Zwischen dem vulkanischen Bogens auf der Breite des Vulkans Lascar und dem östlichen Rand des Salar de Atacama sowie dieser Grenze und dem westlichen Teil des Salar Beckens (*Cordón Lila-Achse bis zur Cordillera de Domeyko*) entsteht kaum Seismizität. Am nördlichen Teil des Salar de Atacama (*auf der Breite von San Pedro de Atacama*), entlang des westlichen Teil des Salar de Atacama (*Cordillera de la Sal, Llano de la Paciencia und Cordillera de Domeyko*) und im südlichen Teil des Salar Beckens (*Cordón Lila*) konzentriert sich die meiste Seismizität und die tiefsten Beben im Bereich des Salar Beckens. Die tiefsten Beben entstehen im nordwestlichen Teil des Salar de Atacama in ca. 40 bis 50 km Tiefe und unter der Präkordillere in ca. 60 km Tiefe auf der Breite des „*Falla Limón Verde*“ (~22,8°S). Südlich des Salar de Atacama liegen meist Beben in geringer Tiefe, es finden sich aber auch einige Beben in ca. 50 km Tiefe. Die oberflächennahe Seismizität entlang der Präkordillere konzentriert sich in Form von Nestern auf der Breite von ca. 22,5°S und 23,2°S.

In der *Abbildung 7.1.b* sind drei Bereiche (weiß, hellgrau, dunkelgrau) dargestellt. Diese Bereiche ergeben sich aus der Überlagerung von Kreisen um jede Station mit einem Radius der sich aus dem Produkt der Zeitdifferenz $ts-tp=8$ s und einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 6 km/s ergibt. Der weiße Bereich entspricht Tiefenzonen unterhalb von 20 km, der hellgraue bezeichnet Tiefen unterhalb 40 km und der dunkle Bereich zeigt Tiefen unterhalb von 60 km. Diese Darstellung spielt eine wichtige Rolle bei der Interpretation der Seismizität in einzelnen Gebieten.



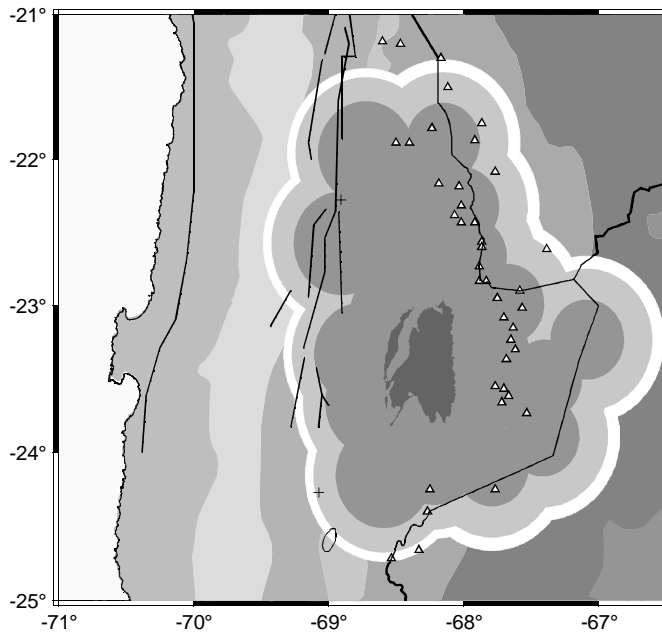


Abbildung 7.1.a

Abbildung 7.1.a

Verteilung der Seismizität, wie sie sich aus der Suche nach Krustenbeben ergibt. Weiße Kreise deuten auf ganz oberflächennahe Beben Tiefe (5-10 km) hin, hellgraue auf Beben in 10 bis 30 km Tiefe, während die schwarzen Kreise Hypozentren unterhalb 30 km Tiefe zeigen. Die Dreiecke zeigen die Lage der Vulkane, die schwarze Linien beschreiben das Präkordillere-Störungssystem. Der weiße Bereich stellt den Salar de Atacama dar.

Distribution of the seismicity which was found after the search for crustal earthquakes. White circles indicate very shallow events (5-10 km depth), light grey between 10 and 30 km, dark grey and black hypocenters under 30 km depth. Black triangles point out volcano, the black line the Pre-Cordillera fault system. The white area represents the Salar de Atacama basin.

Abbildung 7.1.b

Die drei Bereiche (weiß, hellgrau, dunkelgrau) ergeben sich aus der Überlagerung von Kreisen, die um jede Station mit einem Radius $ts-tp=8$ s gezeichnet werden. Der weiße Bereich entspricht der Zone unterhalb 20 km Tiefe, der hellgrau unterhalb 40 km und der dunkelgraue Bereich unterhalb 60 km.

Three areas (white, light grey, dark grey) represent a superposition of circles which own around each station a radio corresponding to $ts-tp=8$ s. The white area corresponds zones under 20 km depth, the light grey under 40 km and the dark grey under 60 km.

In folgenden werden drei Aspekte der Krusten-Seismizität diskutiert:

- 1) Interpretation der Rheologie der Zonen mit und ohne Seismizität,
- 2) Vergleich der vorliegenden Ergebnisse mit den Dichte-, Q- und Geschwindigkeits-Anomalien,
- 3) Beziehung zur tektonischen Deformation und geologischen Strukturen.

7.1) Rheologie

7.1.1) Spröde und duktile Bereiche

Das Verhalten der Gesteine gegenüber von Verformungen kann vereinfachend durch zwei Begriffe beschrieben werden. Im spröden Zonen reagiert das Gestein durch bruchhafte Verformungen, während es im duktilen Bereich ein fließfähiges Verhalten zeigt. Der Übergangsbereich zwischen spröd und duktil wird durch das Gesteinsmaterial, den Druck, die Temperatur und der Deformationsrate bestimmt. Dieses Verhalten kann durch entsprechende Labormessungen an Gesteinen quantitativ ermittelt werden. Hierbei lassen sich die maximalen Spannungsdifferenz (S), der Temperaturbereich und die Deformationsrate ($\dot{\epsilon}$) bestimmen. In einer sehr vereinfachenden Beschreibung lässt sich der Übergang von spröd zu duktil durch folgende Angaben beschreiben: Druck < 4 kbar (entsprechend 12-15 km Tiefe), Temperaturen 300-600°C und Verformungsraten von ca. $10^{-5} s^{-1}$. Die Deformation im Sprödbereich kann in unterschiedlicher Weise erfolgen. Eine elastische Deformation folgt dem Hookeschen Gesetz.

Die obere Grenze von Spannungen in der Erde ist durch die Festigkeit der Gesteine bestimmt (*Brace und Kohlstedt, 1980*). Entsprechende Labormessungen an Gesteinen, erlauben diese obere Spannungsgrenze abzuschätzen. So können Materialien durch ihr unterschiedliches Verhalten gegenüber den angewandten Spannungsfeldern charakterisiert werden. Labormessungen erlauben Deformationsmechanismen durch die Beobachtung der maximalen Spannungsdifferenz (S), welche die Gesteine unter Anwendung entsprechender Drucke (P), Temperaturen (T) und Deformationsraten ($\dot{\epsilon}$) widerstehen können.

Im Sprödbereich kann gleitende Reibung (*frictional sliding*) an vorhandener Störungen auftreten. Der Beginn des Bruches hängt von dem an der Störungsfläche vorhandenen Spannung ab und entsteht, wenn eine kritische Kombination zwischen der Scherspannung (τ) und der Normalspannung (σ) überschritten wird. Die maximale Spannungsdifferenz (S) wird deshalb durch die Scherfestigkeit (*Reibungswiderstand*) bestimmt (τ). Das sogenannte „*Coulomb-Mohr failure*“ Kriterium (G.7.1) beschreibt die Beziehung zwischen Scherfestigkeit und Normalspannung:

$$\begin{aligned}\tau &= \tau_0 + \mu \sigma_e \\ \sigma_e &= \sigma - P_f\end{aligned}\tag{G.7.1}$$

mit

τ =Scherfestigkeit

μ =Reibungskoeffizient

τ_0 =Kohäsion

σ =Normalspannung

σ_e =effektive Normalspannung

P_f =Porendruck

Die Scherfestigkeit nimmt generell mit dem lithostatischen Druck und daher mit der Tiefe zu. Darüberhinaus erhöht sie sich in kompressiven Spannungssystemen, bei denen zusätzlich eine tektonische Normalspannung auf die Störungsfläche wirkt. Dagegen verringert sie sich in extensiven Spannungssystemen.

Unter dem Einfluss von Fluiden und auch durch eine feinkörnige Störungsbrezie kann die Festigkeit im spröden Bereich verringert werden. Die Reibungskoeffizient μ ist im allgemeinen unabhängig vom jeweiligen Gestein. Einen wesentlichen aber im einzelnen schwer abschätzbaren Effekt auf die Scherfestigkeit übt der Porendruck aus. Wenn die Störungszone permeabel ist, sollte P_f den hydrostatischen Druck von etwa 0.1 kbar/km aufweisen (*Porth, 1997*). Im Fall einer impermeablen Störung kann sich der Druck des Porenwassers dem Wert des auf die Störungsfläche wirkenden Normalspannung nähern und damit kann die effektive Scherfestigkeit kleine Werte annehmen. Im globalem Rahmen zeigen in Bohrlöchern in situ gemessene maximale Scherspannungen in den oberen 10 km eine gute Übereinstimmung mit Byerlee's Gesetz (G.7.2) (*Byerlee, 1978; Zoback et al., 1993*)

$$\begin{aligned}\tau &= 0,85\sigma_e & \sigma_e < 2 \text{ kbar} \\ \tau &= 0,6 + 0,6\sigma_e & \sigma_e > 2 \text{ kbar}\end{aligned}\tag{G.7.2}$$

Die maximale Scherfestigkeit im spröden Bereich kann z. B. für Granit bis zu Temperaturen von 500°C gut durch das Byerlee'sche Gesetz beschrieben werden (*Brace und Kohlstedt, 1980*).

Die duktile Deformation wird durch exponentielles Kriechen (zeitabhängige Materialgesetze) beschrieben. Bei zeitabhängigen Deformationsmechanismen spielt die Deformationsgeschwindigkeit eine wesentliche Rolle. Tektonische Deformationsraten liegen typischerweise bei 10^{-16} bis 10^{-14} (s^{-1}). In großen Störungssystemen kann sie sogar 10^{-12} (s^{-1}) betragen (*Yuen et al., 1978*). Aufgrund von Labormessungen wird angenommen, dass die duktile Deformation in der oberen Kruste durch die Rheologie des nassen Quarzes (50%) beherrscht wird, während in der unteren Kruste die Rheologie von Plagioklas (40-50%) bestimmt wird (*Giese, 1994*). Die Deformation des Mantels wird durch die Rheologie des Olivins beherrscht. Im duktilen Regime wird die Deformation durch „*dislocation creep*“ bzw. „*steady state ductil flow*“ kontrolliert, wobei das folgende konstitutive Gesetz für Flüssigkeiten („*power law creep*“) gilt (G.7.3):

$$\dot{\epsilon}' = A(\sigma_1 - \sigma_3)^n \exp(-Q/RT) \tag{G.7.3}$$

mit

$\dot{\epsilon}' = d\epsilon/dt$ = Deformationsrate

$\sigma_1 - \sigma_3 \sim 2\tau$ = Spannungsdifferenz

Q = Aktivierungsenergie für thermisch aktiviertes Kriechen (Materialskonstante)

T = absolute Temperatur

R = Gaskonstante

n = Spannungsexponent (Materialkonstante)

A = Materialskonstante.

Die obige Beziehung zeigt, dass kein linearer Zusammenhang zwischen Spannung und Deformationsrate besteht. Diese Beziehung zeigt, dass hohe Temperaturen die Scherfestigkeit verringern.

In der tieferen Lithosphäre ist die duktile Deformation dominierend (*Kusznir und Park, 1986*) Sie hängt stark von der Temperatur ab. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die thermische Struktur der Lithosphäre eine entscheidende Rolle bei der Ausbildung des Spannungsfeldes spielt.

7.1.2) Seismizität und Wärmefluss

Brace und Byerlee (1966) sehen in den „stick-slip“-Bewegungen entlang vorhandener Störungen eine wichtige Quelle von krustalen Beben. Eine klassische Interpretation der Seismizität in der oberen Kruste und in dem oberen Mantel bezieht sich jeweils auf Bereiche mit hoher Festigkeit. Im Gegensatz dazu so würde die schwächere untere Kruste im Vergleich zur rigiden oberen Kruste einer Zone mit niedriger Festigkeit entsprechen und normalerweise seismisch nicht aktiv sein. Ein allmählicher spröde-duktil-Übergang erfordert eine Übergangszone mit Deformationen beiderlei Stils.

Den Zusammenhang zwischen Seismizität und Wärmeflusswerte für Japan und andere Gebiete zeigt die *Abbildung 7.2 (Ito, 1999)*. Dargestellt sind die obere und untere Grenze des seismischen Bereiches (*die seismogene Zone*) in Abhängigkeit von der Tiefe für verschiedene Regionen (*Kusznir und Park, 1986; Ito, 1999*). Die obere Kante der Vierecke deutet die Tiefe an, über der 90% der Erdbeben entstehen, während die untere Kante die maximale Tiefe der registrierten Seismizität zeigt. Die obere und untere Grenze zeigen ein umgekehrtes Verhalten bezüglich des Wärmeflusses. Die Isothermen zwischen 300°C und 350°C folgen in erster Näherung der unteren seismischen Grenze. Die obere oberflächennahe Grenze ist in etwa parallel zu der unteren Grenze und entspricht Temperaturen von 100°C bis 150°C (*Hyndman und Wang, 1993*). Diese obere Grenze kann durch die Dominanz nicht-konsolidierten Materials erklärt werden (*Scholtz, 1998*).

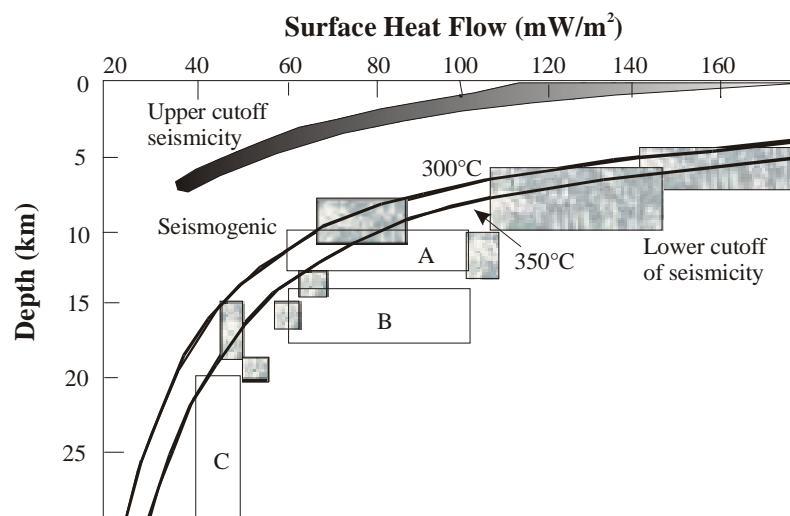


Abbildung 7.2

Die obere und untere Tiefe in Abhängigkeit des Wärmeflusses für verschiedene Zonen (A, B, C nach *Kusznir und Park, 1986*). Die obere Kante der Vierecke deutet die Tiefe an, über welche 90% der Erdbeben entstehen, während die untere Kante die maximale Tiefe der registrierten Seismizität beschreibt. Die 300°C- und 350°C-Isothermen sind nach *Ito (1999)* dargestellt. Die grauen Vierecke entsprechen Daten von Japan, während die

weißen Vierecke sich auf folgende Regionen beziehen: A: Geysers und Clearlake Highlands, B: Central California and Coso Range und C: Wasatch Front (Kusznir und Park, 1986; Ito, 1999)

Cutoff depths versus surface heat flow values for the world. The top-sides of the rectangles indicate the depth above which 90% of the earthquakes occur, while the bottom side denotes the cutoff depth of seismicity. Isotherms of 300°C and 350°C are taken from Ito (1999). The grey rectangles show data for Japan. Rectangles A: Geysers and Clearlake Highlands, B: Central California and Coso Range and C: Wasatch Front (Kusznir und Park, 1986; Ito, 1999)

Wie zu erwarten erhöht sich für niedrige Wärmeflusswerte die Mächtigkeit des rigiden Bereiches. Mit Zunahme des Wärmeflusses wird der Anteil der Spannungsentladung durch duktile Deformation erhöht und verschiebt sich daher in die obere Kruste.

Im Untersuchungsgebiet ergeben sich nach Springer (1997) folgende Wärmeflusswerte:

der Bereich des Tiefseegrabens 30 mW/m²,

Küstenkordillere 20 mW/m²,

Längstal 40 mW/m²,

Präkordillere 60 mW/m² und

Westkordillere 80 mW/m² und höher.

Die bestimmten Oberflächenwärmeflussdichtewerte zeigen jedoch große Variationen, die auf oberflächennahe Quelle insbesondere im Bereich der Westkordillere hindeuten. Unter Annahme dieser Werte zeigt die *Abbildung 7.3* den Zusammenhang zwischen der in dieser Arbeit abgeleiteten Seismizität und den in der *Abbildung 7.2* dargestellten Grenzen. Gezeigt werden 4 Profile zwischen 22°S und 24°S. Die entsprechenden Wärmeflusswerte für das Untersuchungsgebiet (Springer, 1997) sind in jedem Profil für die Präkordillere (PC), präandine Depression (PAD) und Westkordillere (WC) eingetragen. Dicke Pfeile deuten auf den Bereich hin, in denen Erdbeben entstehen. Fragezeichen bedeuten keine Seismizität.

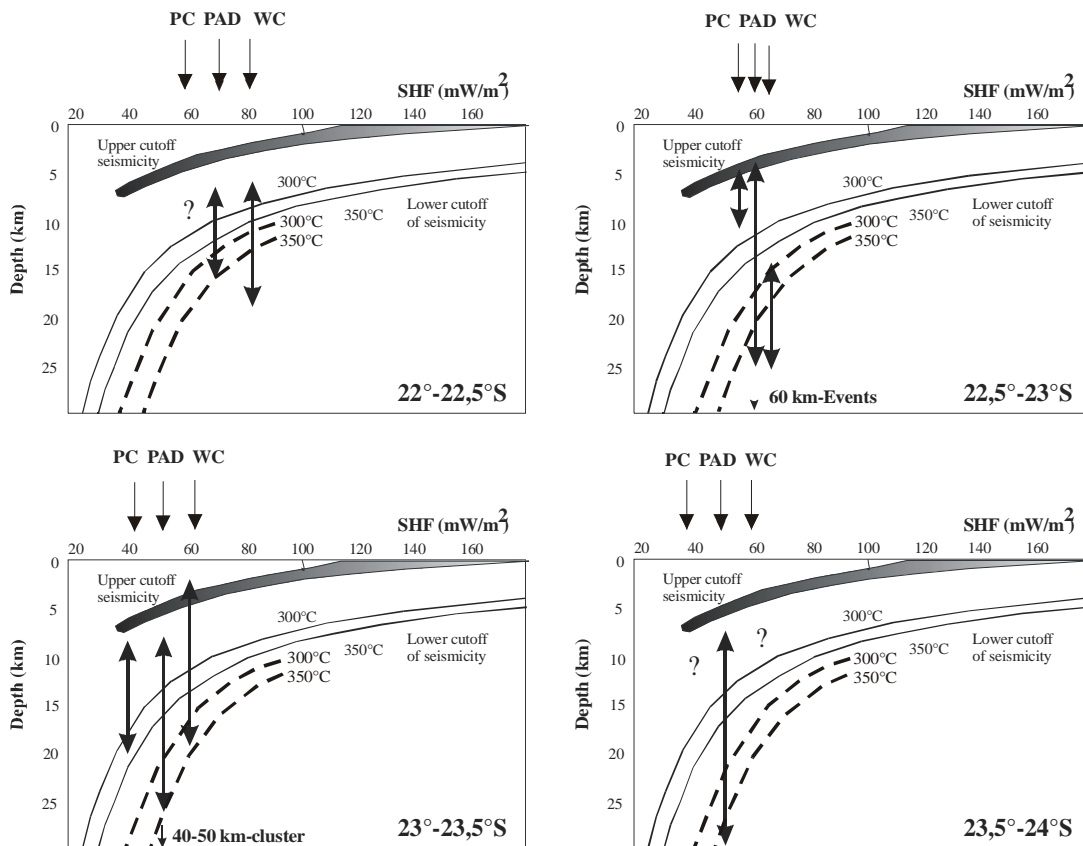


Abbildung 7.3

Die Tiefenbereiche der in dieser Arbeit abgeleiteten Seismizität sind für 4 Profile zwischen 22°S und 24°S dargestellt. Die oberen und unteren Grenze (dicke Linie) sind aus der *Abbildung 7.2* übernommen (Ito, 1999). Die gestrichelten Linien entsprechen Isothermen, die nach Chapman (1986) gerechnet sind. Die entsprechenden

Wärmeflusswerte für das Untersuchungsgebiet (Springer, 1997) sind in jedem Profil für die Präkordillere (PC), präandine Depression (PAD) und Westkordillere (WC) dargestellt. Die dicken Pfeile beschreiben die Bereiche in denen Erdbeben entstehen. Fragezeichen bedeuten keine Seismizität.

Seismicity depth ranges found in this study are shown in 4 profile between 22°S and 24°S. The upper and lower cutoff (thick line) are taken from figure 7.2 (Ito, 1999). The dotted line corresponds isotherms which were calculated by Chapman (1986). Heat flow values for the investigation area (Springer, 1997) are indicated at each profil for the Pre-Cordillere (PC), pre-andean Depression (PAD) and West-Cordillere (WC). Thick arrows refer to zones, where earthquakes occur. Question marks mean no seismicity.

Die Lage der oberen Seismizitätsgrenze ist wegen der Ungenauigkeit der Lokalisierung im oberflächennahen Bereich mit einer Unsicherheit maximal bis zu 10 km behaftet. Dagegen ist die Lage der unteren Grenze der Seismizität gut belegt. Sie liegt deutlich unterhalb der von Ito (1999) und Chapman (1986) definierten unteren Grenz-Isotherme. Um diese Diskrepanz zu erklären muss man davon ausgehen, dass entweder die Hypozentren in Wirklichkeit höher liegen oder die übernommenen Wärmeflusswerte noch zu hoch sind. Die von Springer (1997) abgeleiteten Isothermen für das Untersuchungsgebiet entsprechen einem W-E-Profil auf der Breite von 21°S. Es ist denkbar, dass die Isothermen sich parallel zum vulkanischen Bogens anordnen sollten. Bezieht man sich auf das Temperaturprofil von Springer (1997) bei 21°S, so müsste bei der Ausbuchtung des vulkanischen Bogens nach Osten zwischen 22,5° und 24°S eine entsprechende Verschiebung der Isothermen um ca. 100 km nach Osten zur Folge haben (Abb. 7.5.a,b,c,d). Damit würden sich die zu Präkordillere, präandine Depression und Westkordillere entsprechenden Wärmeflusswerte in der Abbildung 7.3 nach niedrigeren Bereich (links) verschieben und daher würde die beobachtete Seismizität innerhalb plausibler Temperaturenbereiche zu liegen kommen.

7.1.3) Seismizität und Rheologie der Oberplatte

Arten der Deformationen in der Lithosphäre

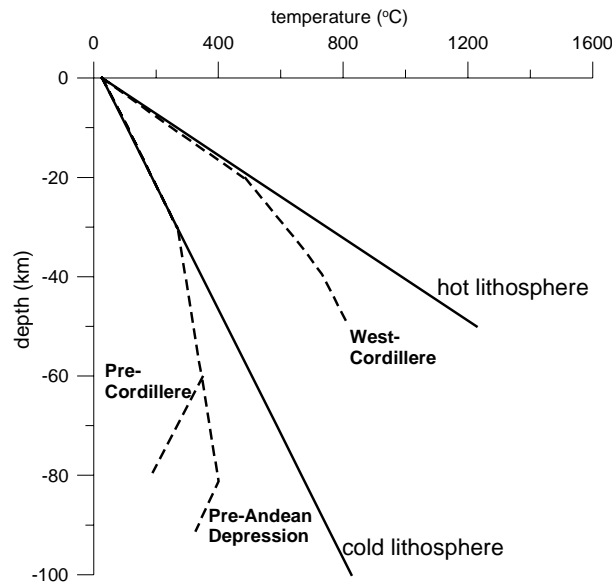
Unter dem Gesichtspunkt der Deformation lassen sich in der Lithosphäre drei Bereiche unterscheiden:

1. Elastischer Bereich, keine bleibenden Deformationen,
2. Bereiche mit Sprödbruch und bleibenden Deformationen,
3. Fließverformung in einem duktilen Regime.

Die ersten beiden Deformationen spielen sich in einem rigiden Bereich ab, während die dritte Deformation in einem viskosen Medium stattfindet.

Das „frictional sliding“-Gesetz gibt die für die Entstehung von Sprödbrüchen, also Erdbeben, notwendige Spannung an. Der Übergang von rigiden zur duktilen Verformung wird durch ein Fließgesetz in Form einer Exponentialgleichung beschrieben. Diese beiden Gesetze wurden im Abschnitt 7.1.1 beschrieben. Die maximale Spannungsdifferenz hängt im wesentlichen vom lithostatischen Druck und daher von der Tiefe ab. Sie wird von der Temperatur nicht beeinflusst (G.7.2). Für tiefere Bereiche wird die Rheologie der Gesteine durch Fließgesetze beschrieben. Diese duktile Rheologie wird durch die Gesteinsart und vom jeweiligen Temperaturfeld beschrieben (siehe Abschnitt 7.1.1).

Ranalli und Murphy (1987) untersuchten den spröd-duktil-Übergang für verschiedene Gesteine als Funktion der Temperaturengradienten. Eine gegebene „kalte“ (150 km dicke) und eine „heiße“ (50 km dicke) Lithosphäre beschreiben extreme Fälle, mit dem Ziel, die Verteilung des spröd-duktil-Übergangs zu bestimmen und einzugrenzen. In der Abbildung 7.4 ist der Temperaturverlauf für diese beiden extremen Fälle dargestellt (dicke Linie). Da sich die vorliegende Arbeit mit der Präkordillere, der präandinen Depression und der Westkordillere beschäftigt, sind drei entsprechende Temperaturenprofile für diese Bereiche in Anlehnung an Springer (1997) dargestellt. Es zeigt sich, dass in der Westkordillere erwartungsgemäß hohe Temperaturen auftreten. Dagegen lassen sich die Temperaturen in der Präkordillere und in der präandinen Depression besser durch eine kalte Lithosphäre beschreiben.



Abbildungen 7.4

Die Temperaturengradienten sind für eine „kalte“ und „heiße“ Lithosphäre (Ranalli und Murphy, 1987) unter Berücksichtigung der Bereiche: Westkordillere, präandine Depression und Präkordillere dargestellt (Springer, 1997). Die Abnahme der Temperaturen für tiefere Bereiche hängt mit dem Subduktionsprozeß zusammen (s. Abb. 7.7.a,b,c,d).

Temperature gradients for a „cold“ and „hot“ lithosphere (Ranalli and Murphy, 1987) as well as for the West-Cordillere, pre-Andean Depression and Pre-Cordillere (Springer, 1997) are shown. The decrease of temperature for deep zones is related to the subduction process (s. fig. 7.7.a,b,c,d).

Neben der Temperatur spielt die Zusammensetzung und die Art des Gesteins eine wichtige Rolle für die Lage des Überganges vom rigid zu duktil. Ranalli und Murphy (1987) haben für drei verschiedene Gesteinsgruppen die entsprechenden Kurven bestimmt (Quarz/Granit, Plagioklas und Olivin). In der Abbildungen 7.5.a und 7.5.b werden die entsprechenden Kurven für eine „kalte“ und „heiße“ Lithosphäre gezeigt. Quarz soll eine Oberkruste beschreiben, während Plagioklas die mittlere und die untere Kruste vertreten soll. Olivin steht für den oberen Mantel. Welcher Gesteinstyp in Betracht gezogen werden muss hängt vom Aufbau und Mächtigkeit der betrachteten Kruste ab.

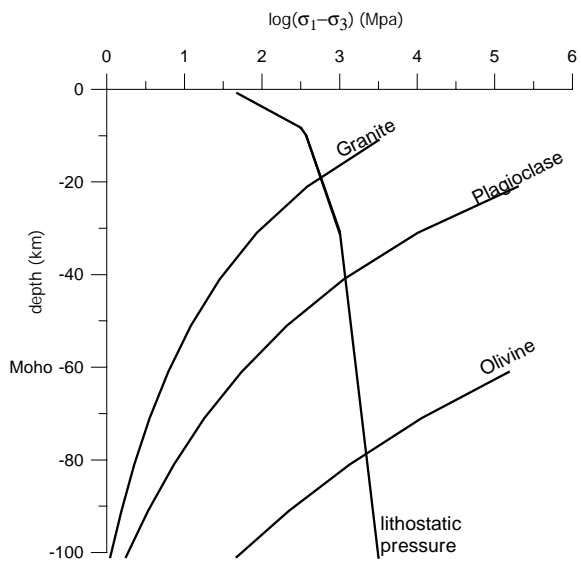


Abbildung 7.5.a

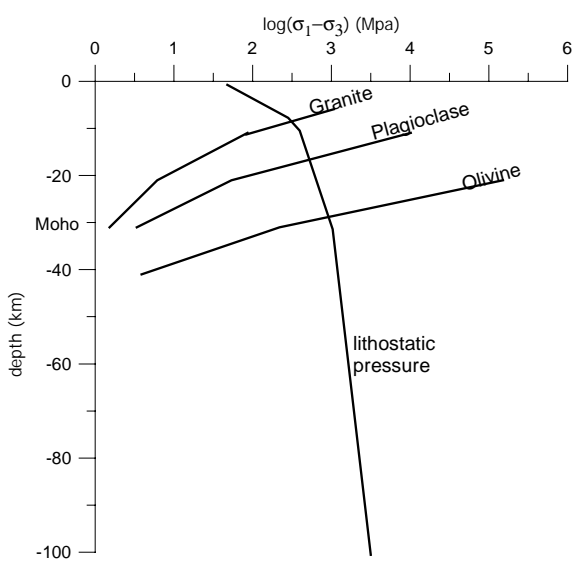


Abbildung 7.5.b

Abbildung 7.5.a,b

Diese Abbildung zeigt die maximale Spannungsdifferenz als Funktion der Tiefe für den lithostatischen Druck („frictional sliding“) und für die spröd-duktil-Grenze für verschiedene Materialien (Granite, Plagioklas und Olivin) unter Annahme der Temperaturengradienten der Abb. 7.4. In der Abb. 7.5.a ist der Fall einer kalten Lithosphäre, in der Abb. 7.5.b einer heißen Lithosphäre dargestellt (Ranalli and Murphy, 1987).

This figure shows the limiting stress difference as function of depth for lithostatic pressure (frictional sliding) and different kind of materials (Granit, Plagioclase and Olivine) under consideration of temperature gradients of fig 7.4. On the left (fig. 7.5.a) the cold lithosphere and on the right (fig. 7.5.b) the hot lithosphere (Ranalli and Murphy, 1987).

Ist die effektive Spannungsdifferenz kleiner als die maximale mögliche Spannungsdifferenz, die durch die jeweiligen Kurven („frictional sliding“ und „creep strenght curve“) beschrieben wird, so tritt hier nur eine elastische Deformation ein, die keine Erdbeben erzeugt (Abb.7.6). Eine verringerte Spannung kann z. B. durch einen zusätzlichen Porendruck erzeugt werden.

Zusammenfassend lassen sich die folgenden Aussagen machen:

- a) Die maximale Spannungsdifferenz nimmt mit dem lithostatischen Druck, also der Tiefe, zu.
- b) Der Übergang zwischen spröde und duktil wird durch den Schnittpunkt zwischen der Kurve für den lithostatischen Druck und der entsprechenden Fließkurve (Granit-, Plagioklas- und Olivin-Rheologie) bestimmt. Dieser Schnittpunkt teilt das Feld in zwei Bereiche auf: einen oberen und einen unteren Bereich. Dieser Schnittpunkt beschreibt auch die maximal mögliche Spannungsdifferenz für die jeweilige petrologische Situation. Erdbeben sind daher nur oberhalb dieses Schnittpunktes unter der Voraussetzung zu erwarten, dass die im oberen Bereich wirkende Spannung die oben beschriebene Spannungskurve des lithostatischen Drucks erreicht..
- c) In zwei Bereichen sind keine Erdbeben zu erwarten:
 - c1) Ist die im oberen Bereich tatsächlich wirkende Spannung kleiner als die längs der Spannungskurve angezeigte Spannung, so kann nur eine elastische Deformation ohne Bruchbildung auftreten. Man muss also zwischen zwei Bereichen unterscheiden: rigid-elastisch (Bereich ohne Erdbeben) und rigid-spröde (Bereich mit Erdbeben).
 - c2) Auch der untere Bereich gliedert sich in zwei Teilbereiche. Liegt die effektive Spannung links der Kurve, die das Fließverhalten beschreibt, so kann auch hier nur eine elastische Verformung auftreten. Der zweite Teilbereich rechts oder unterhalb dieser Fließkurve beschreibt den Beginn des duktilen Verhaltens. Hier können also keine Erdbeben mehr entstehen.
- d) Für eine heiße Lithosphäre ist der Bereich hoher Rigidität in den oberen 20 km konzentriert (Abb. 7.5.b), während sich in einer kalten Lithosphäre der rigide Bereich bis 60 km Tiefe erstrecken kann (Abb. 7.5.a).

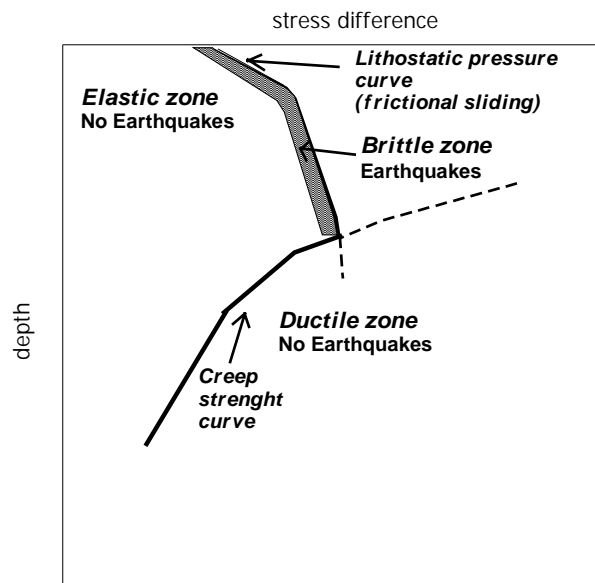


Abbildung 7.6

Diese Abbildung zeigt drei Bereiche, die erdbebensfreie Zone (elastischer und duktiler Bereich) sowie Erdbebenszone („brittle zone“).

This figure shows three zones, where no seismicity is expected to occur (elastic and ductil zone) as well as a seismic active zone (brittle zone) defines.

Verteilung der Seismizität und rheologische Strukturen

In den Abbildungen 7.7.a-d ist die Verteilung der krustalen Seismizität (schwarze Punkte) zwischen 22°S und 24°S entlang von vier Profilen dargestellt. Die Isothermen (Springer, 1997) wurden unter Berücksichtigung der Diskussion im Abschnitt 7.1.2 eingetragen. Q-Wert-Anomalien (Haberland, 2000), seismische Strukturen (Lessel, 1997) und die Seismizität in der Benioff-Zone (Graeber, 1997)- und CINCA (Patzig, 2000)-Experiment sind ebenfalls dargestellt. Die seismischen Grenzflächen zeigen die untere Grenze der oberen Kruste sowie der unteren Kruste (Paleo-Moho) und die geophysikalische Moho (Giese et al., 1999). Die Verteilung der Anzahl der Beben und der Magnituden mit der Tiefe ist für jedes Profil dargestellt. Die schwarzen Zonen in der Magnituden-Verteilung zeigen die Differenz zwischen der maximalen und der minimalen Magnitude in dem entsprechenden Bereich an.

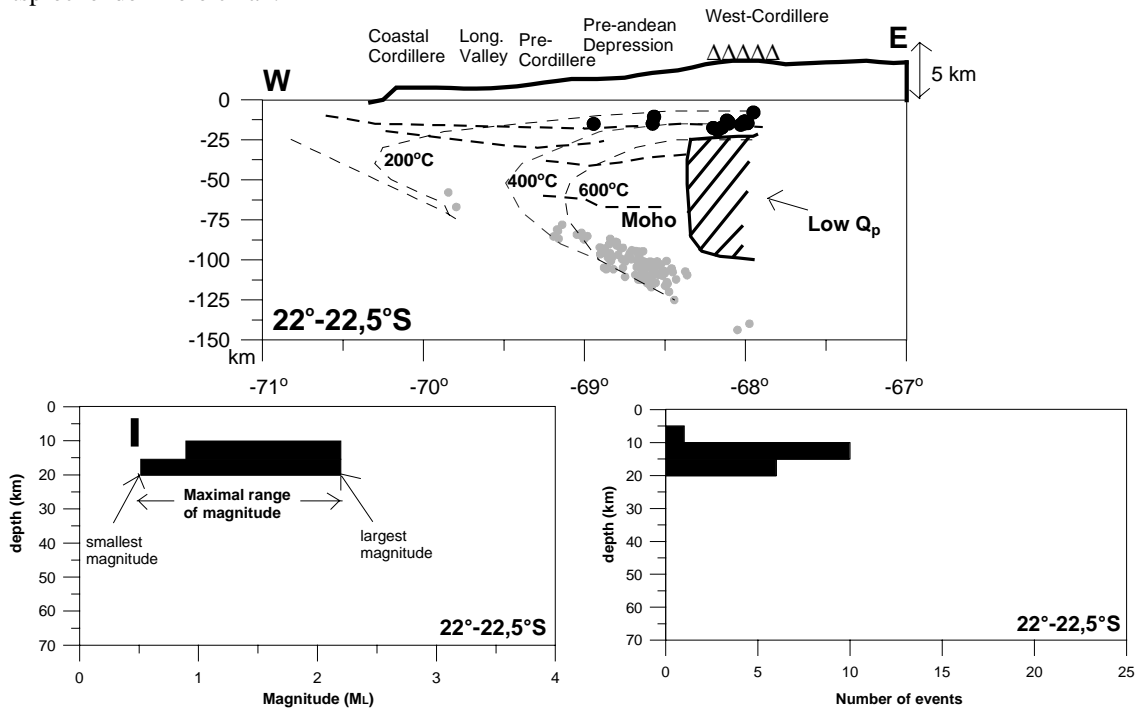


Abbildung 7.7.a

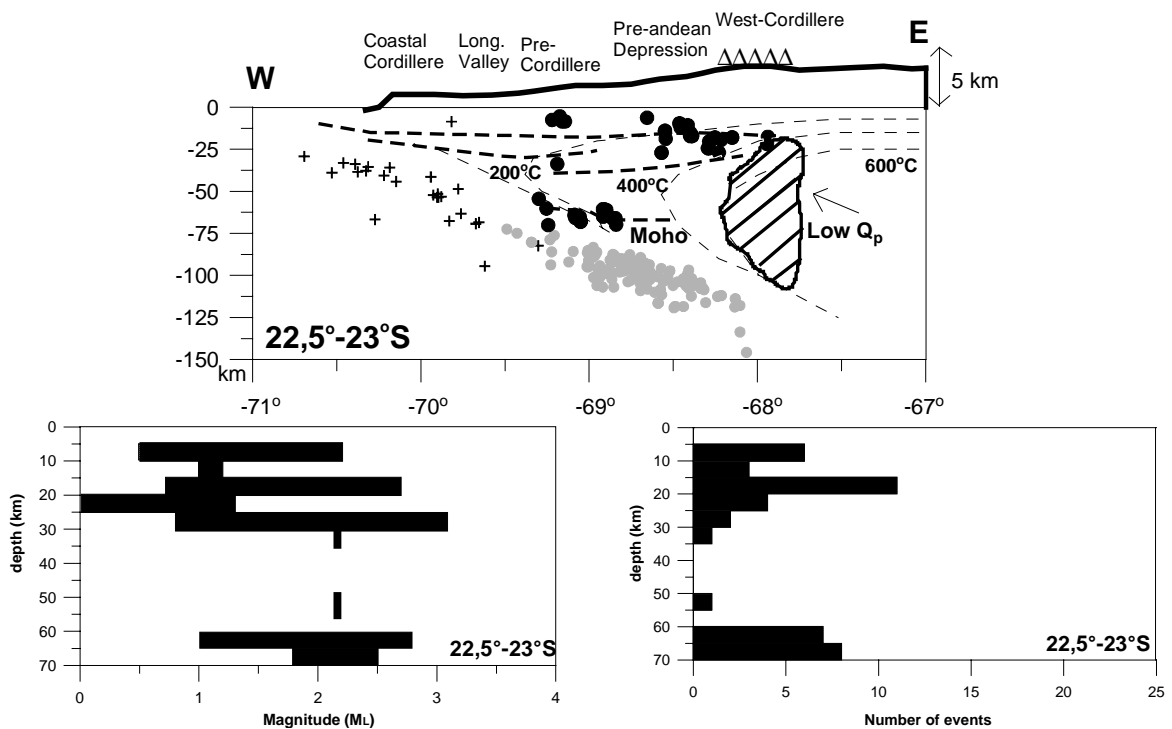


Abbildung 7.7.b

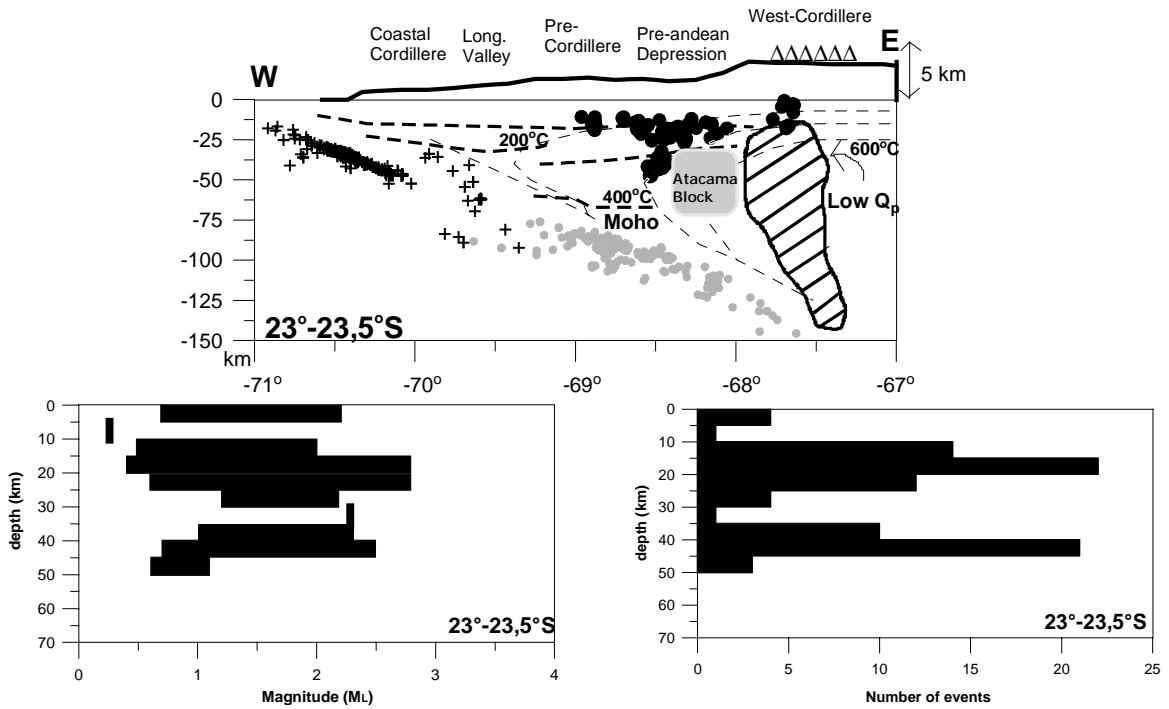


Abbildung 7.7.c

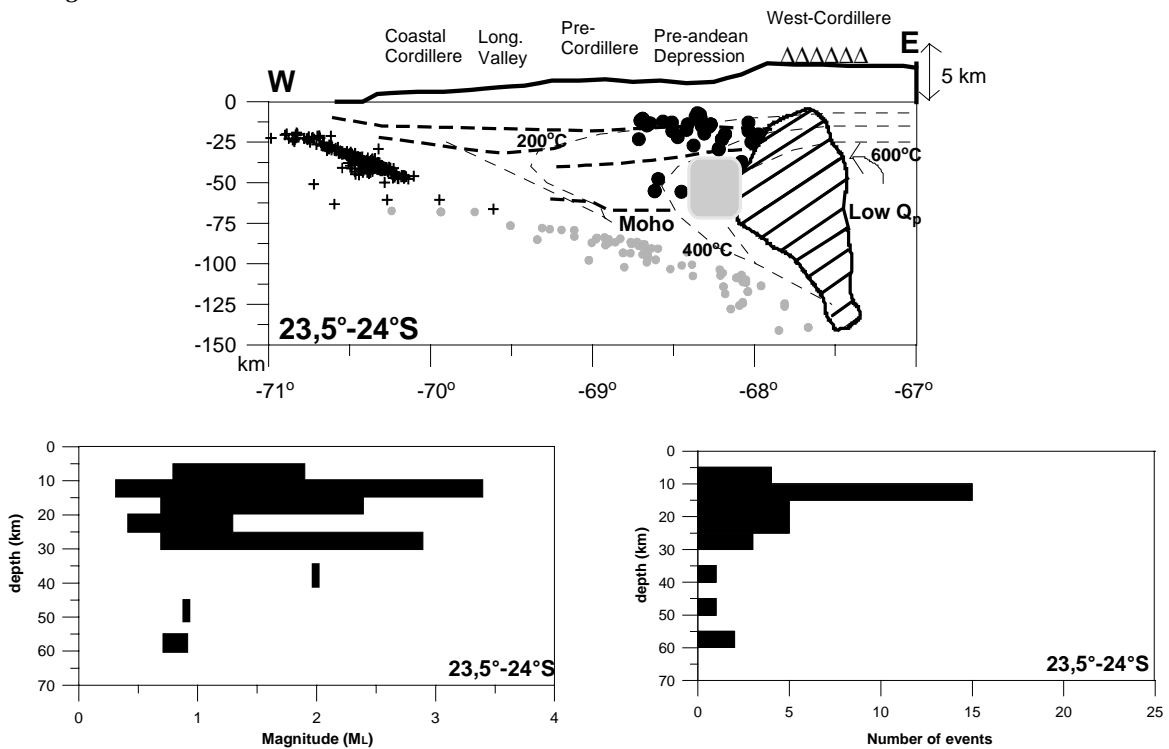


Abbildung 7.7.d

Abbildungen 7.7. a,b,c,d

In diesen Abbildungen werden die Verteilung der Seismizität (schwarze Punkte) zwischen 22°-24°S (oben), die Anzahl der Beben (rechts) und ihre Magnitude (links) als Funktion der Tiefe dargestellt. Die Seismizität in der Benioff-Zone ist ebenfalls eingetragen (PISCO (graue Punkte), Graeber, 1997; CINCA (Kreuze), Patzig, 2000). Die Geothermen (Springer, 1997), Q-Werte (Haberland, 2000), eine grobe Skizze des Atacama Blocks (Schurr, 2001) und seismische Diskontinuitäten (gestrichelte Linien) sind ebenfalls dargestellt.

Distribution of the seismicity (black points) between 22°-24°S accompanied by number of events and magnitudes as function of depth are shown. The seismicity in the Benioff-Zone is as well shown (PISCO (grey points), Graeber, 1997; CINCA (crosses), Patzig, 2000). Geotherms (Springer, 1997), Q-anomalies (Haberland, 2000), a sketch of Atacama Block (Schurr, 2001) and seismic reflectors (dotted lines, Lessel, 1997) are shown.

Überlegungen und Interpretation

Aus der Beobachtung der Verteilung der Seismizität sowie ihrer Magnituden und aus dem Vergleich zwischen der Verteilung der Seismizität und der Spannungskurven ergeben sich die folgenden Schlussfolgerungen und Überlegungen:

1) Die krustale Seimizität ist auf folgende Gebiete konzentriert:

- im Bereich der Westkordillere zwischen der Oberfläche und 20 km Tiefe (*Abb. 7.7.a,b,c*),
- im Bereich der präandinen Depression im Salar de Atacama zwischen 68° und ca. 68,7°W im Tiefenbereich von ca. 8 km bis ca. 50 km Tiefe (*Abb. 7.7.c*),
- unter der Präkordillere zwischen 5 und ca. 18 km und auf der Breite von 22,8°S in ca. 60 km Tiefe (*Abb. 7.7.b*).

Unter dem Gesichtspunkt der Lokalisierungsgenauigkeit sind die größten Fehler (bis ~10 km) in Oberflächennähe zu erwarten.

2) Die Beben verteilen sich räumlich nicht gleichmäßig. Im Bereich der Präkordillere und der Westkordillere tritt die Seismizität in der Form von Nestern auf. So könnten die Beben in der Westkordillere in Zusammenhang mit den hier vorhandenen vulkanischen Aktivitäten gesehen werden. Ob die Beben im Übergangsbereich der Präkordillere zum Präkordillere-Störungssystem gehören, lässt sich wegen der geringen Zahl der Beben nicht eindeutig sagen.

3) Ähnlich wie im obigen Fall bildet sich die Seismizität unter der präandinen Depression in ca. 40-50 km Tiefe (*Abb. 7.7.c*) auch als Nest ab. Sie konzentriert sich im nordwestlichen Teil des Salar de Atacama bzw. des Atacama Blocks.

4) Auf der Basis der dargestellten geophysikalischen Strukturen konzentrieren sich die Beben oberhalb 30 km Tiefe in einer Zone, die als rigide und spröd gelten kann. In der Tiefe hört diese Seismizität an der Basis der oberen Kruste auf. Die östliche Grenze befindet sich im Übergang zwischen der präandinen Depression und der Westkordillere, welche nach Daten der Magnetotellurik (*Brasse et al., 1996*)-, V_p -Werten sowie V_p/V_s -Verhältnissen (*Graeber, 1997*)- und Q -Werten (*Haberland, 2000*) als duktil angesehen werden muss. Die westliche Grenze liegt im Übergang zur Präkordillere. Das Nest in ca. 40-50 km Tiefe liegt deutlich innerhalb der vermuteten unteren Kruste, während die Beben in ca. 60 km Tiefe in der Nähe der Moho-Diskontinuität liegen.

5) In diesem Abschnitt wird versucht, aus der beobachteten Verteilung der Seismizität eine rheologische Strukturierung der Oberplatte im Untersuchungsgebiet abzuleiten. Für diese Überlegungen sind in den *Abbildungen 7.8.a-c* rheologische Modelle skizziert. Dabei wurden folgende Beobachtungsdaten und Parameter berücksichtigt:

1. Verteilung der Seismizität,
2. Temperaturfeld, d. h. kalte oder warme Lithosphäre,
3. Mächtigkeit der Erdkruste und petrologische Schichtung unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Rheologien.

Drei Profilabschnitte werden diskutiert::

1. Präkordillere (*Abb. 7.8.a*),
2. Präandine Depression (*Abb. 7.8.b*),
3. Westkordillere (*Abb. 7.8.c*).

Der Profilabschnitt in der Präkordillere muss durch das Modell einer kalten Lithosphäre beschrieben werden. Seismizität tritt hier bis zu einer Tiefe von 20-30 km auf.. Dieser Bereich der Oberkruste dürfte eine granitische Zusammensetzung aufweisen. Aus rheologischer Sicht verhält sich diese Zone als rigid und spröd.. Unterhalb von 20-30 km erstreckt sich bis 60 km Tiefe eine Zone ohne Seismizität. Für diesen Tiefenabschnitt muss eine Plagioklas-Rheologie angenommen werden. Die fehlende Seismizität zeigt an, dass dieser Bereich als rigid aber als elastisch angehen werden muss. Die unterhalb von 60 km Tiefe erfassten Beben verlangen einen Materialwechsel im Sinne eines Überganges zu Olivin mit einer spröden Rheologie.

Der nächste Profilabschnitt in der präandinen Depression (*Abb. 7.8.b*) hat eine ähnliche rheologische Struktur wie die der Präkordillere. Die oberen 20-25 km werden von einer granitischen Oberkruste mit einer rigiden und spröden Rheologie aufgebaut. Es folgt wieder eine ca. 40 km mächtige mittlere und untere Kruste mit einer Plagioklas-Petrologie. Dieser Bereich schließt auch den Atacama Block ein .Für diese Zone muss eine rigide aber elastische Rheologie gefordert werden. Eine Ausnahme bildet das Erdbebennest

bei 68,5°W, das bis in knapp 45 km Tiefe reicht. Hier erreicht offenbar die effektive Spannung die für ein Spröd-Verhalten notwendige Grenzspannung.

Relativ einfach und übersichtlich gestalten sich die Verhältnisse im Bereich des magmatischen Bogens in der Westkordillere (Abb. 7.8.c). Aus der Sicht der Temperatur gehört dieser Abschnitt zu einer heißen Lithosphäre. Seismizität tritt nur in den obersten 10-15 km Tiefe auf. Dieser granitische Bereich ist daher klar als rigid und spröd zu bezeichnen. Ab ca. 20 km Tiefe ist sowohl für eine granitische als auch für eine Plagioklas-Kruste ein duktiles Verhalten zu erwarten

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass sich die Verteilung der Seismizität in der Oberplatte durch rheologische Modelle beschreiben lässt, in denen die Temperatur, der Aufbau der Kruste (*petrologische Schichtung*) und rigides (*elastisch und spröde*) und duktilen Verhalten Berücksichtigung finden.

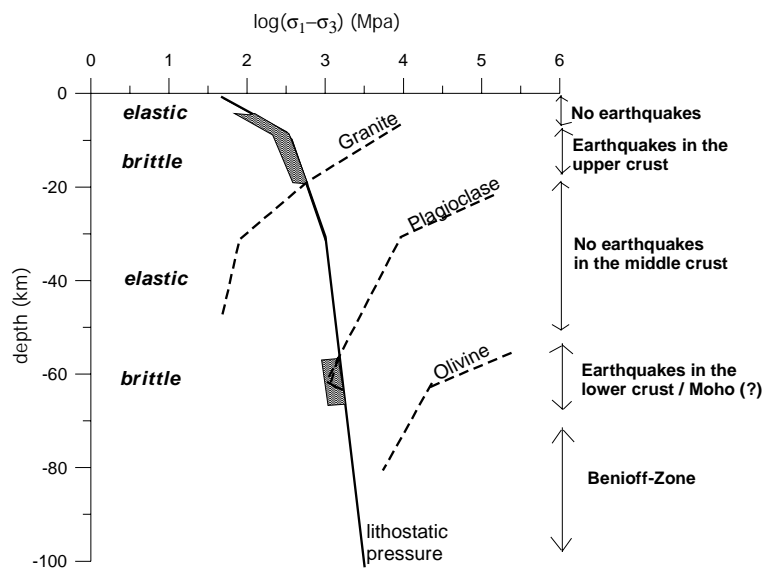


Abbildung 7.8.a PRE-CORDILLERE MODEL

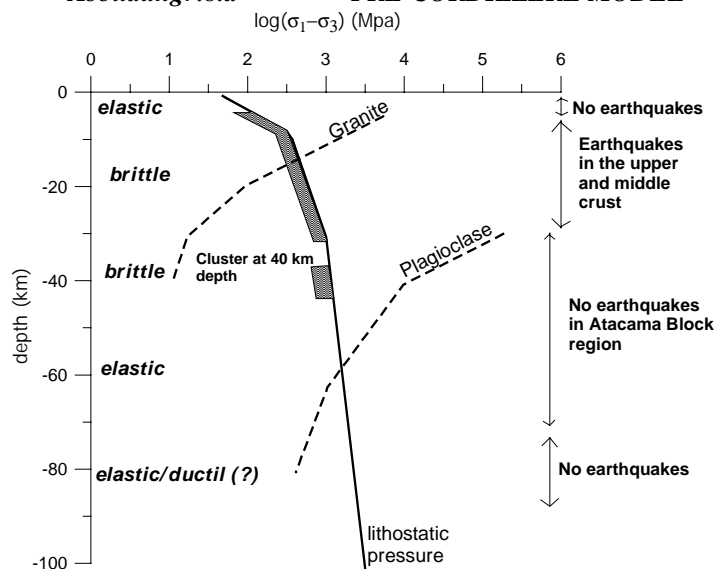


Abbildung 7.8.b PRE-ANDEAN DEPRESSION MODEL

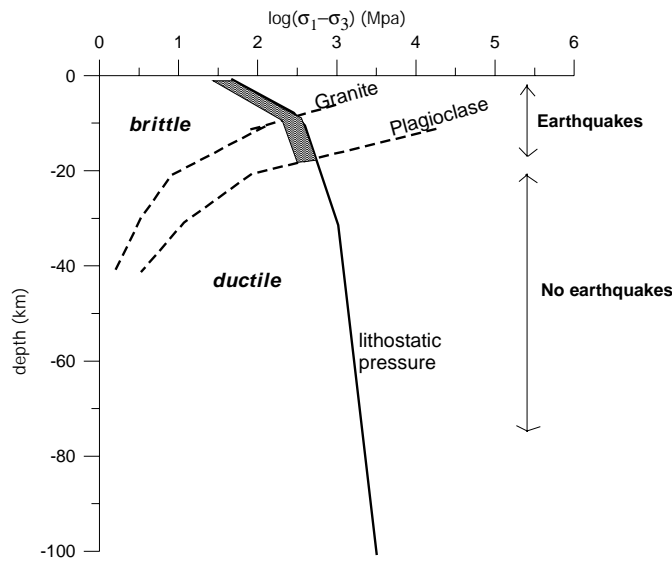


Abbildung 7.8.c

WEST-CORDILLERE MODEL

Abbildungen 7.8.a,b,c

Spannungskurven für den Bereich der Präkordillere, der präandinen Depression und der Westkordillere auf die Höhe des Salar de Atacama unter Annahme der Temperaturengradienten für diese Gebiete (Abb. 7.4). Die Kreise deuten auf Tiefenbereiche hin, wo Seismizität zu erwarten ist. Hier ist die Überlegung über die Beziehung zwischen effektiver Spannungsdifferenz und maximalen Spannungsdifferenz von großer Bedeutung, um Erdbebensfreie Zone insbesondere unter der Präkordillere und der präandinen Depression zu erklären.

Stress difference curves for the Pre-Cordillere, pre-Andean Depression and West-Cordillere at the latitude of Salar de Atacama under assumption of temperature gradients for these regions (fig. 7.4). Circles point out depth ranges where seismicity is expected to occur. Reflections about the relationship between effective stress difference and limiting stress difference play the main role for explaining particularly the absence of seismicity under the Pre-Cordillere and the pre-Andean Depression.

6) Die Magnituden verteilen sich sehr unterschiedlich. Die maximalen Magnituden befinden sich nicht nur in Zonen mit hoher Seismizität bzw. hoher Scherfestigkeit, sondern auch in Bereichen mit schwacher Seismizität. Die Bereiche zwischen maximaler und minimaler Magnitude variieren sehr unterschiedlich. Zonen mit starker Seismizität zeigen ein weite Spanne der Magnituden (Abb. 7.7.a-d). Eine große Magnitudenspanne könnte einen heterogenen Zustand der Kruste bzw. eine spröde Rheologie widerspiegeln, eine kleine Magnitudenspanne dagegen einen homogenen Zustand bzw. eine duktile Rheologie.

7) Das Konzept der nestartigen Verteilung bildet sich auch in der zeitlichen Verteilung der Beben ab. (Abb.7.9).

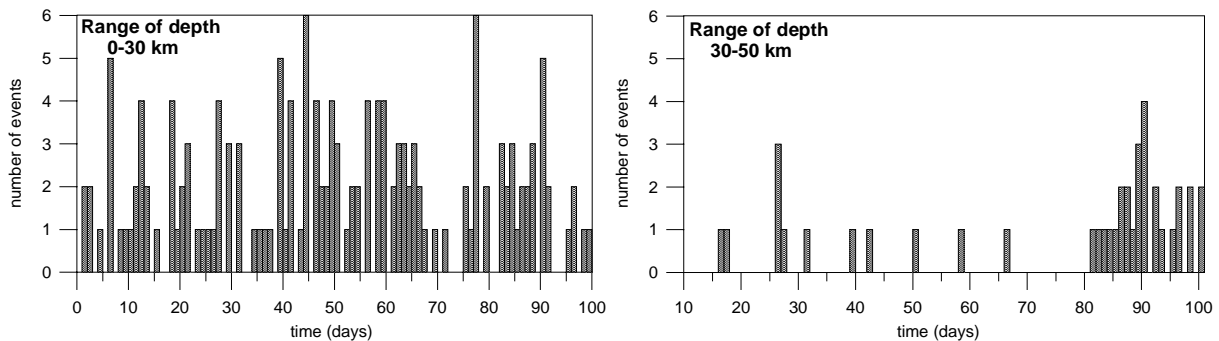


Abbildung 7.9

Zeitliche Verteilung der Seismizität für den Tiefenbereich von 0 bis 50 km.

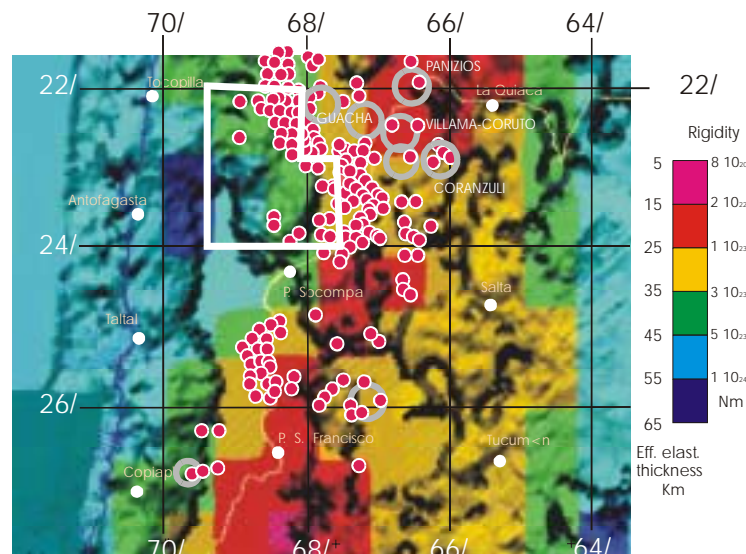
Distribution of the seismicity with the time between the surface and 50 km depth.

7.2) Vergleich mit geophysikalischen Anomalien

7.2.1) Rigidität

Geophysikalische Anomalien wie Geschwindigkeiten, Q-Werte und Schwerefeld weisen auf Heterogenitäten in der oberen Platte hin. Hohe Geschwindigkeiten, hohe Q-Werte und lokale positive isostatische Restfeldanomalie sollten in Verbindung mit Zonen stehen, die als rigide bezeichnet werden können.

Die Rigidität beschreibt eine physikalische Eigenschaft der Lithosphäre. Sie kann mit der elastischen Plattendicke (T_e) korreliert werden (Kösters, 1999). Die Rigidität kontrolliert die Amplitude und die elastische Durchbiegung der Lithosphäre, die durch eine Auflast erzeugt wird. Deshalb wird die Rigidität auch als Biegesteifigkeit bezeichnet. Ist die Rigidität Null ($T_e=0$), dann sind alle Lasten für alle Wellenlängen lokal kompensiert. Das bedeutet, dass auch geringe Auflasten eine Deformation der Lithosphäre verursachen. Dies ist der Fall bei der Airy-isostatischen Kompensation. Ist die Rigidität unendlich ($T_e=\infty$), so ist die Deflektion immer 0, ganz gleich, wie groß die Auflast oder andere Kräfte sind. In der *Abbildung 7.10* wird eine T_e -Karte (Kösters, 1999) für das Untersuchungsgebiet dargestellt.



Compilation of rigidity, magmatic rocks (12 - 3 Ma), and major ignimbrite centers in the Central Andes

Ignimbrites, calderas by:
Allmendinger et al., 1997
Kay et al., 1999; Coira et al.,
Werner et al., issued

Abbildung 7.10

Karte der berechneten T_e -Werte (Kösters, 1999). Rote Punkte zeigen die Lage der jungen Vulkane. Die weiße dicke Linie beschreibt das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit zur Verfügung gestellt von Prof. Dr. Götze).

Map of T_e -values (Kösters, 1999). Red points indicate volcano. The white line encloses the investigating area of the present work (disposed by Prof. Dr. Götze)

Die T_e -Karte deckt sich etwa mit dem Untersuchungsgebiet dieser Arbeit. Östlich der Küstenkordillere schließt sich nördlich von 24°S ein Gebiet mit einer elastischen Plattendicke von 55 km und eine Region hoher Rigidität an. Diese Fläche (dunkelblau bei etwa 23°S und 69°W, Abb. 7.10) koinzidiert etwa mit dem Schweremaximum der Bouguer Anomalie in der präandinen Depression südlich der Stadt Calama (Abb. 7.11). Hier befindet sich ein Teil der tiefsten Beben in ca. 60 km Tiefe. In der präandinen Depression befindet sich der Übergang (grün) von einer Zone mit elastischer Dicke von 45 (hellblau) bis zu 25 km (gelb). In diesem Bereich weisen eine Reihe von seismologischen Untersuchungen auf eine dicke Kruste hin, in der ein kalter Block (sog. Atacama Block) liegt. (Wigger et al., 1994; Graeber und Asch, 1999; Schmitz et al., 1999; Yuan et al., 2000; Haberland, 2000; Schurr, 2001).

7.2.2) Der Atacama Block und die verdickte Kruste im Zusammenhang mit der Seismizität

Das Salar de Atacama-Becken entspricht einer signifikanten Anomalie in der Morphologie der zentralen Anden. Dieses Gebiet ist charakterisiert durch eine positive isostatische Restfeldanomalie (Abb.7.11). Der Bereich zwischen Calama und dem Salar de Atacama stellt eine prominente lokale Schwereanomalie mit etwa 80 bis 100 mgal dar. Die positive Restfeldanomalie resultiert aus der Überlagerung von Quellen in verschiedenen Tiefenlagen, die sich durch Dichteinhomogenitäten zwischen 4 und 20 km Tiefe modellieren lassen (Götze *et al.*, 1996). Sprengseismische Untersuchungen (Lessel, 1998) deuten auf eine Hochgeschwindigkeitsstruktur (~6,8 km/s) in ca. 10-15 km Tiefe hin. In dieser Region finden Haberland (2000) und Schurr (2001) aus tomographischen Untersuchungen hohe Q-Werte (Abb. 7.12) sowie hohe V_p -Geschwindigkeiten bis in eine Tiefe von ca. 40-60 km. Aufgrund dieser Beobachtungen wird die positive Schwereanomalie im Bereich des Salar de Atacama als ein isolierter Block innerhalb der Oberplatte (Schurr, 2000; Götze und Krause, 2002) angesehen. Er wird mit paläozoischen basischen Intrusiva in Verbindung gebracht. In der Abbildung 7.12.a ist die ungefähre Lage dieses Atacama Blocks eingetragen.

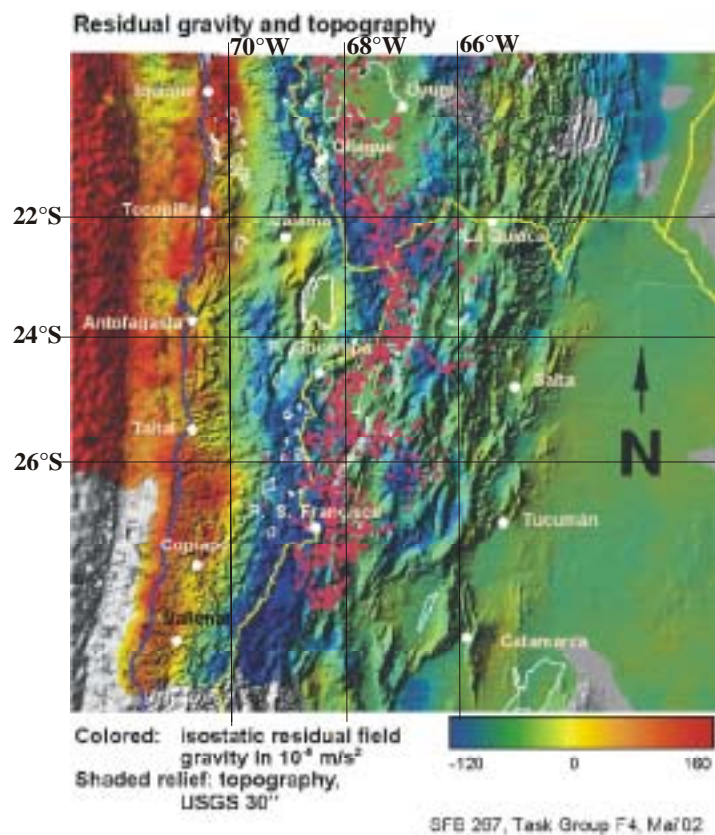


Abbildung 7.11

Oben wird das Schwerefeld als isostatisches Restfeld im Untersuchungsgebiet des SFB 267 dargestellt (zur Verfügung gestellt von Prof. Dr. Götze).

At the top the isostatic residual field in the whole investigation area of SFB 267 (disposed by Prof. Dr. Götze) is shown

Das Schwerehoch wird durch ein Schwereminimum im Bereich der Westkordillere flankiert, das sich darüber hinaus durch kleine Q-Werte (Abb.7.12) auszeichnet. Die Verteilung der kleinen Q-Werte konzentriert sich deutlich entlang des magmatischen Bogens. Die signifikante Ausbuchtung des Bogens nach Osten sowie eine W-E gerichtete Zone mit kleinen Q-Werte in 55 km Tiefe (Abb.7.12.b) sind deutlich zu erkennen. Die geringen Q-Werte werden mit Fluiden und Schmelzen im Bereich des aktiven magmatischen Bogen in Verbindung gebracht (Götze *et al.*, 1988, 1994; Reutter *et al.*, 1988; Schwarz *et al.*, 1994; Haberland, 2000).

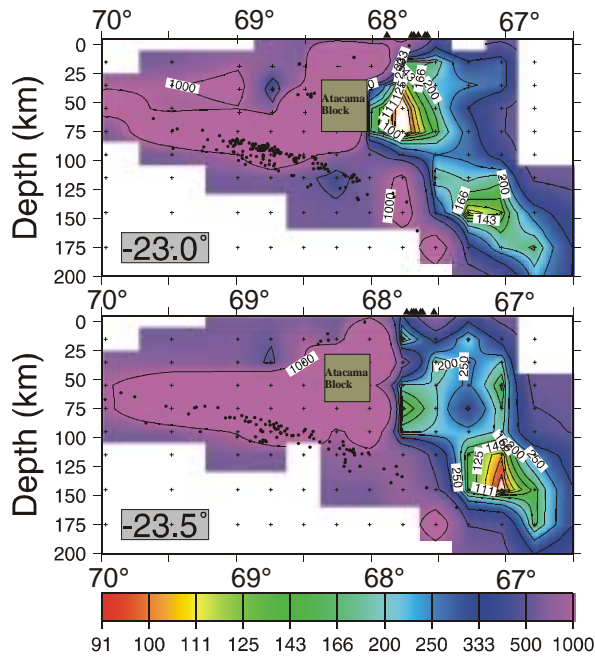


Abbildung 7.12.a

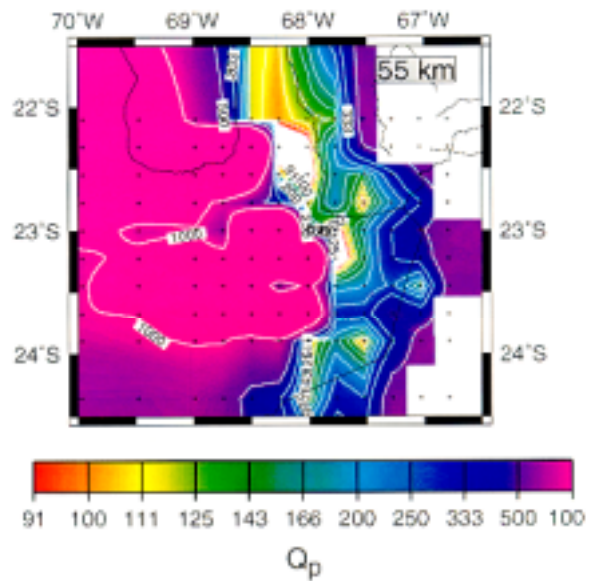


Abbildung 7.12.b

Abbildungen 7.12.a,b

Links sind Q -Werte auf zwei Profilen dargestellt. Die rechte Abbildung zeigt die Verteilung der Q -Werte auf einer Ebene in 55 km Tiefe (Haberland, 2000).

On the left Q -values in two profiles and on the right in a horizontal surface at 55 km depth are presented (Haberland, 2000)..

Wie die Abbildungen 7.7.c und 7.7.d zeigen, verteilt sich die Seismizität oberhalb und am westlichen Rand des Atacama Blocks, das heißt, der Atacama Block ist spannungsfrei. Der Bereich unterhalb der Westkordillere zeigt kleine Q -Werte und zeigt unterhalb ca. 30 km keine Seismizität. Der Atacama Block zeigt keine Seismizität aufgrund seiner hohen Rigidität. Andererseits zeigt die Kruste unterhalb von 30 km im Bereich des magmatischen Bogens ebenfalls keine Seismizität, doch ist hier ein duktileres Verhalten für ein spannungsfrohes Verhalten verantwortlich.

Die Verteilung des Temperaturfeldes hängt von der Lage des magmatischen Bogens ab. So ist es denkbar, dass die Seismizität nördlich und südlich von ca. 23°S durch unterschiedliche Temperaturfelder bestimmt wird. Nördlich von 23°S sollten die Temperaturen höher sein als südlich von 23°S. Damit variiert der spröde-duktil Übergang nicht nur in der Tiefe, sondern auch in der N-S-Richtung. So kann sowohl die geringe und oberflächennahe Seismizität nördlich von ca. 23°S als auch die erhöhte und tiefe Seismizität südlich von ca. 23°S durch unterschiedliche Tiefen des Spröde-duktil-Überganges erklärt werden (im Norden geringere Tiefe als im Süden).

Die Beben in 60-70 km Tiefe erscheinen als lokale Anomalie. Die Erklärung dieser Beben ist umstritten und lässt verschiedene Deutungsmöglichkeiten zu. In der Tiefe von 60-70 km sind verschiedene metamorphe Entwicklungen möglich. Einerseits entsprechen die physikalischen Parameter (V_p und Q -Werte) zwischen 40 und 70 km Tiefe einer Unterkruste, die als eine verdickte Kruste angesehen wird. Schmitz et al. (1995) interpretieren diese Verdickung entweder als Folge der Anlagerung tektonisch erodierten Materials oder als ehemaligen peridotitischen Mantelkeil, der durch eine Hydratisierung petrologisch verändert wurde. Falls die Rheologie des serpentinierten Mantelkeils sowie die Rheologie des aus der subduzierten Platte tektonisch erodierten Materials (Meissner, 1974) im Rahmen Transformationsphasen auf seismische Energie freisetzen, könnte die Seismizität in dieser Tiefe gedeutet werden.

7.3) Tektonik und geologische Strukturen im Bereich der präandinen Depression.

7.3.1) Das Neogene Spannungsfeld

In diesem Abschnitt werden mögliche Beziehungen zwischen dem rezenten Spannungsfeld, abgeleitet aus den Herdflächenlösungen, und dem geologischen Störungsmuster diskutiert.

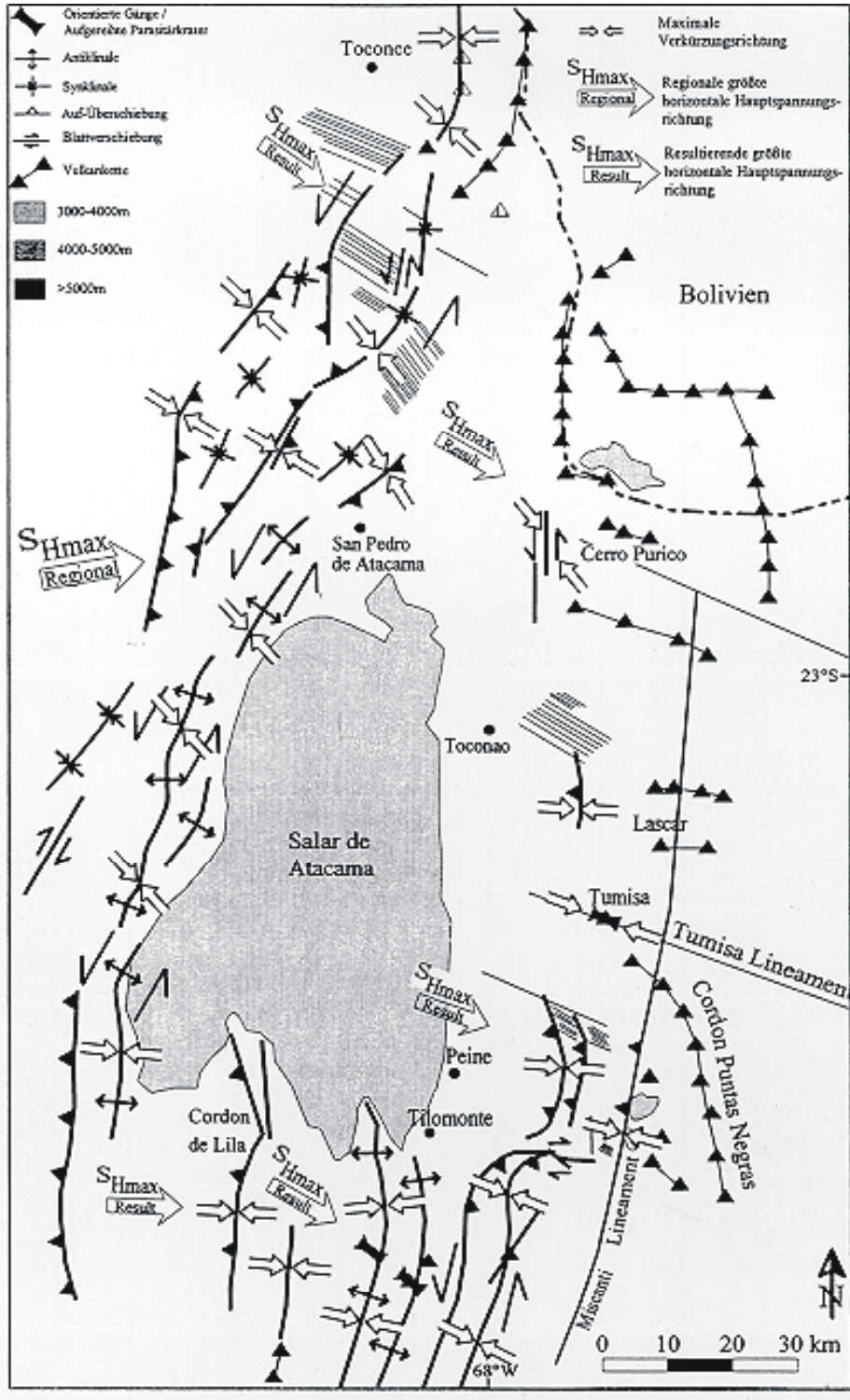


Abbildung 7.13

In der oberen Abbildung wird eine Übersichtskarte der neogenen Deformationsstrukturen des Salar de Atacama Region und daraus abgeleitete neogene Spannungsfeld (Kuhn, 1997) gezeigt. Dargestellt ist hier die Richtung des regionalen Spannungsfeldes sowie das resultierende Spannungsfeld, welches sich aus der Überlagerung des regionalen mit dem lokalen Spannungsfeld des Salar Gebiets ergibt.

At the top a view map of neogene deformation structures, the obtained stress field (Kuhn, 1997) and volcano in Salar de Atacama region. Here the regional stress field direction as well as the resulting stress field, which results from the superposition of regional through local stress field.

Das heutige andine Spannungsfeld wird durch zwei Typen von Spannungen aufgebaut. Die horizontalen Spannungen, welche am westlichen Kontinentalrand durch die Kollision mit der Nazca-Platte entstehen und die vertikal wirkenden Spannungen, welche durch die Krustenverdickung, also durch die topographische Auflast der Anden und der kompensierenden Wurzel, induziert werden (Kösters, 1999). Der Spannungszustand in der oberen Kruste sowie deren Deformation ist die Folge des tektonischen Spannungsfeldes, das sich auf lokal und regional wirkende Kräfte zurückführen lässt (Kuhn, 1997). Das regionale Spannungsfeld wird durch Plattenrandkräfte erzeugt und ist direkt mit der Bewegung der Lithosphärenplatten verknüpft. Dieses Spannungsfeld wird oft von lokalen Spannungen überlagert, deren räumliche Ausdehnung aber nur einen Bruchteil des regionalen Spannungsfeldes beträgt. Sie resultieren z.B. aus lokalen Abweichungen der Topographie, im Krustenaufbau oder sind auf thermische und isostatische Anomalien zurückzuführen (Zoback et al., 1989; Zoback et al., 1992). Das regionale Spannungsfeld der südamerikanischen Platte ist durch eine Ost-West gerichtete maximale Hauptspannung (σ_{Hmax}) gekennzeichnet (Assumpcao, 1992), die parallel zur absoluten Plattenbewegung zwischen Nazca- und südamerikanischen Platte verläuft. Die generell transpressive Deformation des Salar de Atacama lässt sich dagegen auf eine WNW-ESE bis NW-SE Orientierung von σ_{Hmax} zurückführen und weicht somit deutlich vom regionalen Spannungsfeld ab. Dies gilt auch für sinistrale Überprägung. In der *Abbildung 7.13* wird eine Übersichtskarte der neogenen Deformationsstrukturen und des daraus abgeleitete Spannungsfeld (Kuhn, 1997) gegeben.

Als mögliche Ursachen des rotierten Spannungsfeldes lassen sich vor allem (1) laterale Dichtekontraste in der Kruste und (2) laterale Festigkeitskontraste identifizieren (Kuhn, 1997; Ito, 1999). Ausgeprägte Topographie und die zugehörige Kompensation in der Tiefe sind ein Ausdruck lateraler Dichtekontraste in der Lithosphäre und stellen somit eine wichtige Quelle lokaler Spannungen dar. Betrachtet man die besondere Lage des Salarbeckens, dessen Ostrand durch den magmatischen Bogen und das östliche anschließende Hochplateau gebildet wird, so darf man auch hier topographisch induzierte Spannungen erwarten. Krustale Inhomogenitäten wie z.B. altangelegte Schwächezonen üben einen wesentlichen Einfluss auf das lokale Spannungsfeld aus. In Abhängigkeit der Lage und dem rheologischen Zustand dieser Diskontinuitäten können sie lokal den Aufstieg von Magmen ermöglichen oder aber die Orientierung des Stressfeldes modifizieren und damit den Verlauf der jungen Störungen definieren.

Das Neogene Spannungsfeld wird mit den in dieser Arbeit abgeleiteten Herdflächenlösungen zwischen 10 und 20 km Tiefe sowie 20 und 30 km Tiefe (*Abb.7.14*) verglichen. In der Spannungskarte (*Abb. 7.13*) ist die Richtung des regionalen Spannungsfeldes sowie das resultierende Spannungsfeld, welches sich aus der Überlagerung des regionalen mit dem lokalen Spannungsfeld des Salar Gebiets ergibt, dargestellt. Aus den Herdflächenlösungen ist zu ersehen, dass sowohl Ab- als auch Aufschiebungsmechanismen das Spannungsfeld charakterisieren. Bei den Aufschiebungsmechanismen (*Kompression*) richten sich die P-Achsen allerdings nicht nur auf das regionale Spannungsfeld (*SW-NE bis W-E*) aus, sondern nach Kuhn (1997) auch auf das lokale Spannungsfeld (*WNW-ENE bis NW-SE*). Bei den Abschiebungsmechanismen (*Extension*) lassen sich die T-Achse meist auf eine *NW-SE bis NE-SW* Orientierung zurückführen. Die Abschiebungsmechanismen im zentralen Teil des Salars lassen sich mit dem sogenannten „Salar Fault System“ (Jordan et al., 2001) in Zusammenhang setzen.

In den *Abbildungen 7.15.a,b,c* ist eine Zusammenfassung der Herdmechanismen auf drei Profilen dargestellt. Diese Darstellungen beziehen sich auf die Rückseite der Halbkugel (*für Abschiebungen gestrichelte Kreise und Aufschiebungsmechanismus ausgezogene Kreise*). Die schwarzen Punkte zeigen P-Achsen, die hellen Dreiecke T-Achsen (s. *Abb. 7.16*).

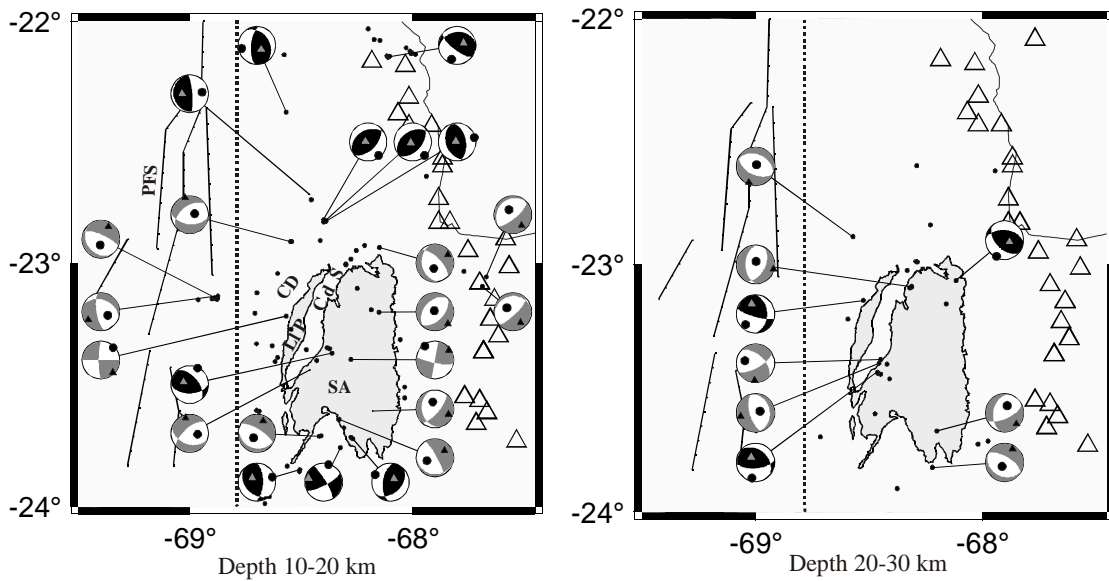


Abbildung 7.14

Links und rechts sind die in dieser Arbeit abgeleiteten Herdflächenlösungen für zwei Tiefenbereiche, 10-20 und 20-30 km, dargestellt. Hier deuten die graue Herdmechanismen auf einen Abschiebungsmechanismus hin während die schwarzen Herdflächenkugeln einen Aufschiebungsmechanismus anzeigen. Die einzelnen kleinen Punkte sind Beben im entsprechenden Tiefenbereich. Die kleinen Dreiecke (grau bzw. schwarz) in jeder Herdflächenlösung stellen die extensive Achse (T bzw. Kompression) dar, die schwarzen Punkte stellen die kompressive Achse (P bzw. Kompression) dar. Große Dreiecke zeigen die Lage der Vulkane. Die gestrichelte Linie bezeichnet die westliche Grenze der Spannungskarte. Links sind geomorphologische Strukturen wie folgendes angedeutet: PFS: Pre-Cordillere Fault System, CD: Cordillera de Domeyko, Ll.P.: Llano de la Paciencia, C.d.S.: Cordillera de la Sal, SA: Salar de Atacama.

On the left and right the focal mechanisms obtained in this work for two depth range, 10-20 km and 20-30 km, are shown. Here the grey "beach balls" indicate tensional mechanism, the black reverse mechanism. Small single points are earthquakes in the corresponding depth range. Small triangles (grey and black) at each mechanism represent tension-axis(T), black points the compression-axis(P). Big triangles indicate volcano. The dotted line coincides with the west limit of the stress view map. At the figure on the left, PFS: Pre-Cordillere Fault System, CD: Cordillera de Domeyko, Ll.P.: Llano de la Paciencia, C.d.S.: Cordillera de la Sal, SA: Salar de Atacama.

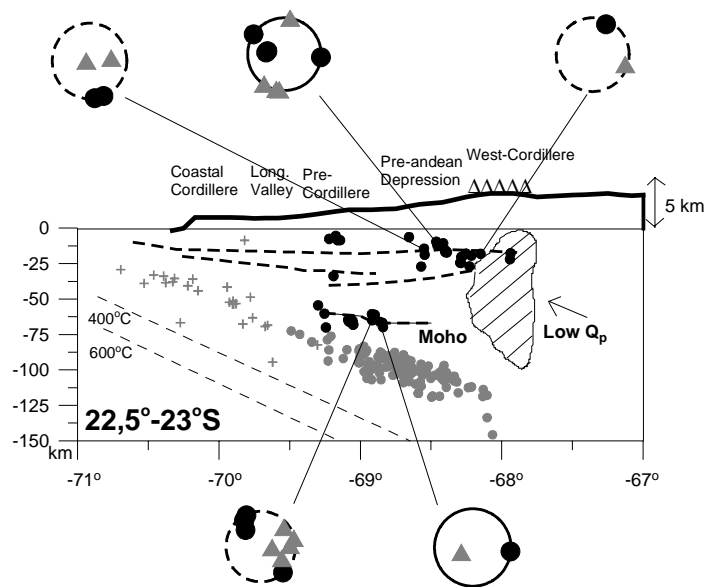


Abbildung 7.15.a

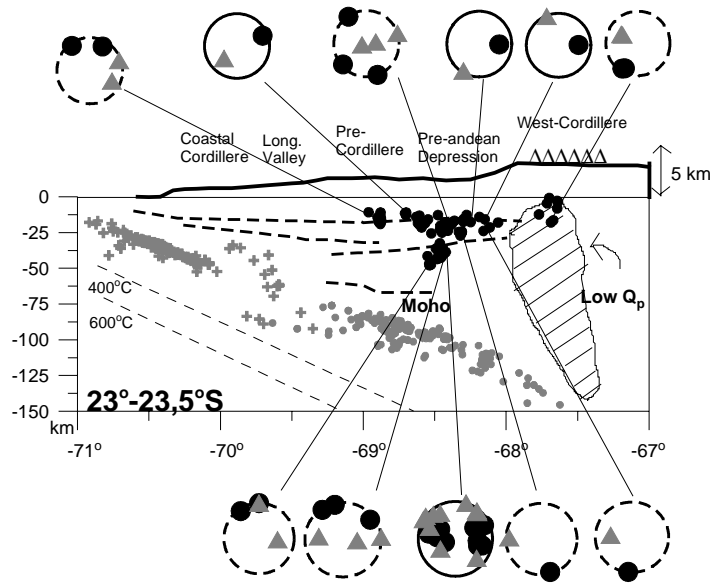


Abbildung 7.15.b

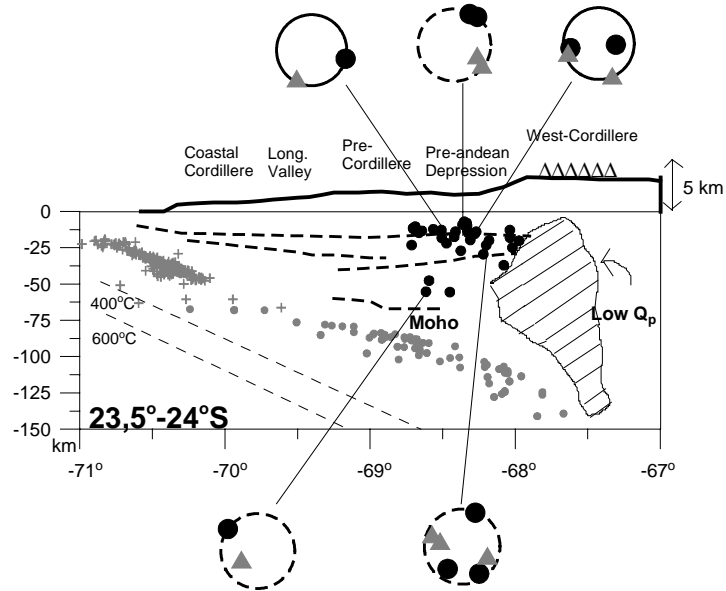


Abbildung 7.15.c

Abbildungen 7.15.a,b,c

Darstellung der Herdflächenlösungen auf drei Profilen (s. auch Abb. 7.7.b,c,d). Die Darstellung bezieht sich auf die Rückseite der Halbkugel (s. Abb. 7.16) und fasst alle Mechanismen, deren Hypozentren übereinstimmen, zusammen.

Representation of focal mechanisms in three profile (s.fig.7.7.b,c,d). This representation refers to the projected lower stereographic net in profiles and resume all mechanisms whose hypocenters coincide.

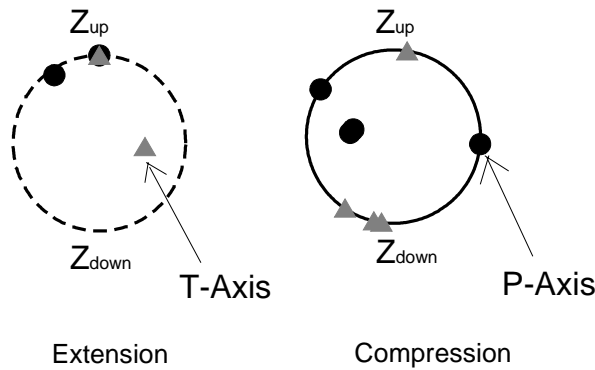


Abbildung 7.16

Erklärung zur Darstellung der Abbildung 7.15

Explanation for representation of figure 7.15

Aus der Analyse der dargestellten Abbildungen ergeben sich die folgenden Aussagen:

- 1) Oberhalb von 30 km Tiefe sind sowohl Abschiebungen (*Extension*) -als auch Aufschiebungsmechanismen (*Kompression*) vorhanden.
- 2) Das Nest in ca. 40-50 km Tiefe wird von Aufschiebungsmechanismen (*Kompression*) dominiert, während die Seismizität in ca. 60 km Tiefe von Abschiebungsmechanismen (*Extension*) geprägt wird. In beiden Fällen entsteht eine Kombination zwischen einem Blattverschiebungsmechanismus und einem Ab- oder Aufschiebungsmechanismus.
- 3) Diese Ergebnisse weisen auf eine aktiv tektonische Deformation hin, welche durch ein regionales Spannungsfeld beschrieben werden kann und das sich auf die horizontale sowie vertikale Ebene orientiert. So lässt sich das Folgende sagen:
 - a) Die horizontalen Spannungen haben ihren Ursprung in der Kollisionszone zwischen den beiden Platten.
 - b) Eine in vertikaler Richtung wirkende Spannung, hat ihren Ursprung in der Krustenverdickung und kann auch als lithostatische Spannung angesehen werden.
 - c) Diese beiden Spannungen können als regionales Spannungsfeld gesehen werden. Sie induzieren entweder Kompression oder Extension auf die horizontale Ebene. Hier können außerdem lokale Spannungsfelder auftreten. Damit entsteht ein resultierendes Spannungsfeld, welches sich durch die Überlagerung zwischen einem regionalen Spannungsfeld und einem lokalen Spannungsfeld beschreiben lässt.
 - d) Die Verteilung kleiner Magnituden im Untersuchungsgebiet sollte ein Hinweis für die Wichtigkeit der lokalen Spannungsfelder in Bezug auf das regionale Spannungsfeld und die Variation der Orientierung des resultierenden Spannungsfeld sein.