

Kapitel 5

Diskussion

5.1 Variabilität des Poisson-Verhältnisses

Der Qiangtang-Block weist entlang des INDEPTH-3-Profiles mit 0,28-0,29 ein deutlich höheres durchschnittliches Poisson-Verhältnis auf als der Lhasa-Block mit teilweise unter 0,25 im Südteil des INDEPTH-3-Profiles. Interessant ist, dass der kleinste Wert für das Poisson-Verhältnis mit einem Abschnitt des Profils zusammen fällt, in dem Granite an der Erdoberfläche aufgeschlossen sind. Granite weisen aufgrund ihres Quarzgehaltes ein relativ niedriges Poisson-Verhältnis auf. Wenn jedoch der gemessene krustale Durchschnittswert in Zusammenhang mit den Graniten steht, so würde dies bedeuten, dass Granit einen Großteil der Krustenmächtigkeit einnimmt. Entlang der Straße Lhasa-Golmud (d.h. ca. 300 km östlich) haben ebenfalls auf *receiver functions* beruhende Messungen niedrigere Werte für den Qiangtang-Block ergeben (Kind et al., 2002; Vergne et al., 2002), was auf eine erhebliche Variabilität der Krustenstruktur in Ost-West-Richtung hindeutet. Andererseits haben Rodgers und Schwartz (1998) durch Modellierung von Pnl-Wellenformen unter Verwendung der Daten von vier Stationen des 1991-92er PASSCAL-Experimentes (Stationen WNDO, ERDO und BUDO nahe der Straße Lhasa-Golmud, USHU weiter östlich) ein Poisson-Verhältnis von 0,28-0,29 für den Qiangtang-Block ermittelt. Aufgrund der Lage des dafür verwendeten Bebens in West-Tibet stellt dieser Wert einen Durchschnitt für praktisch den gesamten Qiangtang-Block westlich der Stationen dar, also auch im Bereich von INDEPTH-3. Die für den nördlichen Lhasa-Block ermittelten Werte von 0,25 oder knapp darunter stimmen gut mit den Werten von Rodgers und Schwartz (1997) überein, die dort – wiederum anhand von Pnl-Wellenformen – ein Poisson-Verhältnis von 0,25 ermittelt haben. Kind et al. (2002) dagegen haben für diese Region (30-32°N) mit entlang der Straße Lhasa-Golmud installierten Stationen ausgesprochen hohe Werte von bis zu 0,31 (bzw. v_p/v_s -Verhältnisse bis 1,9) ermittelt, was für eine starke laterale Variabilität der Krustenstruktur auch südlich der BNS spricht. Hier ist jedoch zu berücksichtigen, dass dieser Teil der Straße Lhasa-Golmud entlang des Yadong-Gulu-Rifts verläuft und somit nicht auszuschließen ist, dass das hohe Poisson-Verhältnis auf diese Zone begrenzt ist, was aufgrund des hohen lateralen Auflösungsvermögens von P-

receiver functions möglich wäre. In der Tat wurden in der gleichen Zone in reflexionsseismischen Messungen über 150 km sog. “*bright spots*” beobachtet, die als partielle Schmelzen bereits in einer Tiefe von nur 15 km interpretiert wurden (Brown et al., 1996). Die gleiche Struktur wurde auch in *receiver functions* der in diesem Gebiet installierten INDEPTH-2-Stationen beobachtet (Yuan et al., 1997). Diese Beobachtungen sind auch konsistent mit dem in dieser Zone hohen Wärmefluss von bis zu 115 mW/m^2 , der Anlass zur Errichtung eines Wärmekraftwerkes gab, welches heute die Region mit Elektrizität versorgt. Möglicherweise steht sogar der starke Anstieg des Poisson-Verhältnisses und der P_{ms} -Amplitude am extremen Süden des INDEPTH-3-Profiles in einem Zusammenhang mit der Nähe (ca. 50 km) zum Yadong-Gulu-Rift. Die Messungen der Moho-Tiefe von Kind et al. (2002) haben anhand von *receiver functions* eine Moho-Tiefe von bis zu 78 km in diesem Gebiet ergeben. Diese Tiefe ist zwischen $30,5$ und $31,5^\circ\text{N}$ praktisch konstant und weicht damit erheblich von der in der vorliegenden Arbeit bestimmten Moho-Tiefe von ca. 68 km im gleichen Breiten-Bereich entlang des INDEPTH-3-Profiles ab. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, dass Kind et al. (2002) zur Migration ein Krustenmodell mit einem v_p/v_s -Verhältnis von 1,75 (entsprechend einem Poisson-Verhältnis von 0,26) verwendet haben. Wie in Abb. 2.10 dargestellt, besteht jedoch eine Abhängigkeit der Moho-Tiefe vom angenommenen Poisson-Verhältnis. Die Annahme eines Wertes von 0,26 statt der gemessenen 0,31 verursacht demzufolge eine Abweichung der Krustenmächtigkeit von immerhin ca. 10 km. Nach Korrektur beträgt damit die tatsächliche Moho-Tiefe nur ca. 68 km, was praktisch genau dem Wert im Süden des INDEPTH-3-Profiles entspricht. Die übereinstimmenden Moho-Mächtigkeiten können andererseits als Bestätigung für das enorm hohe Poisson-Verhältnis von Kind et al. (2002) angesehen werden, was die Interpretation als partielles Schmelzen zusätzlich untermauert.

5.2 Vergleich der Laufzeiten der Manteldiskontinuitäten in Indien und Tibet

In den Kapiteln 3.5.12 und 4.2.2 wurden Laufzeiten der Manteldiskontinuitäten in 410 und 660 km Tiefe für Tibet und Indien bestimmt. Diese sind entlang des INDEPTH-3-Profiles im Vergleich zu Indien deutlich verzögert. Dies ist aufgrund der Topografie sowie der Mächtigkeit der Kruste in Tibet durchaus zu erwarten. Überraschend ist jedoch der Vergleich mit den Messungen von Yuan et al. (1997) in Süd-Tibet, die Zeiten gemessen haben, welche trotz Topografie und mächtiger Kruste ähnlich denen im indischen Schild sind. Um die in Tibet gemessenen Zeiten mit denen der indischen Stationen vergleichbar zu machen, muss eine Korrektur durchgeführt werden, die den Einfluss der Topografie, der Krustenmächtigkeit sowie der -geschwindigkeit aus den Daten entfernt bzw. sie durch die des IASP91-Modelles ersetzt. Die Methode ist in Kapitel 2.11 näher beschrieben. Aufgrund der in Indien minimalen Abweichungen der Krustenstrukturen

vom IASP91-Modell ist eine Korrektur dort nicht erforderlich.

In Tabelle 5.1 sind die in Tibet gemessenen P_{410S} - und P_{660S} -Zeiten aufgelistet. Um robuste Messungen zu erhalten, wurden die Zeiten aus den gestapelten Spuren für die INDEPTH-3-Stationen im Lhasa-Block sowie im Qiangtang-Block gemessen (siehe Abb. 3.28). Außerdem sind in Tab. 5.1 die Zeiten für die Station LSA sowie der Mittelwert für Süd-Tibet aufgeführt (Yuan et al., 1997). Die Krustenkorrektur unter Verwendung der in Tabelle angegebenen Modellparameter 5.2 wird wie in Kapitel 2.11 beschrieben durchgeführt. Sie erfordert genaue Kenntnisse der absoluten Krustengeschwindigkeiten. Da mit *receiver functions* ermittelte Krustenmodelle immer eine gewisse Unsicherheit bezüglich der *absoluten* Geschwindigkeiten aufweisen, können solche Modelle nicht als Grundlage für Krustenkorrekturen dienen. Es wird daher für den Bereich von INDEPTH-3 eine P-Geschwindigkeit von 6,2 km/s verwendet (Rodgers und Schwartz, 1998; Zhao et al., 2001) sowie die in der vorliegenden Arbeit bestimmten mittleren Werte für das Poisson-Verhältnis von 0,25 bzw. 0,28 für den Lhasa- bzw. den Qiangtang-Block. Für Süd-Tibet (INDEPTH-2) liegen keine Weitwinkeldaten vor, daher wird hier ein krustaler Mittelwert der P-Geschwindigkeit von 6,0 km/s sowie ein Poisson-Verhältnis von 0,25 und eine mittlere Krustenmächtigkeit von 75 km zugrunde gelegt (Rodgers und Schwartz, 1997; Kind et al., 2002). Die Modelle und daraus abgeleitete Korrekturzeiten sind in Tabelle 5.2 aufgelistet.

Die korrigierten P_{410S} - und P_{660S} -Zeiten für Süd-Tibet sind deutlich kleiner als die in Indien gemessenen Werte. Für Zentral-Tibet dagegen ergeben sich Zeiten, die praktisch identisch mit denen des IASP91-Modelles sind und damit auch mit den indischen Werten. Verglichen mit anderen präkambrischen Schilden sind die in Indien gemessenen Konversionszeiten jedoch auffällig groß. In Tabelle 5.3 sind die P_{410S} - und P_{660S} -Zeiten nach Chevrot et al. (1999) für Stationen in präkambrischen Schilden und Plattformen in Südamerika, Afrika, Australien und Indien aufgeführt. Außer im Fall der Station NWAO liegen alle Konversionszeiten unter 43 bzw. 67 Sekunden, mit Ausnahme vermutlich des gesamten indischen Schildes. Die Zeiten in Tabelle 5.3 haben selbstverständlich nur stichprobenhaften Charakter. Es wird dennoch deutlich, dass alle der aufgeführten Kontinente zumindest teilweise noch lithosphärische Wurzeln besitzen, während dies bei Indien nicht der Fall zu sein scheint.

Dieser Vergleich gibt Anlass zu folgender Spekulation. Die heutige indische Lithosphäre ist anomal dünn. Sie wurde möglicherweise wie von Negi et al. (1986) postuliert auf ihrem Weg von Afrika nach Eurasien erodiert, denn die ehemals benachbarten Platten besitzen heute noch kontinentale Wurzeln, die sich in den Laufzeiten der “410” und “660” bemerkbar machen. Durch andauernde Konvergenz auch nach der Kollision mit Eurasien sowie durch die zusätzliche Subduktion eurasischer Lithosphäre von Norden hat sich unter Tibet durch homogene Verdickung eine mächtige “Wurzel” seismisch schneller Lithosphäre gebildet. Diese kommt in den im Vergleich zu Indien deutlich eher beobachteten P_{410S} - und P_{660S} -Konversionen zum Ausdruck. Dies bedeutet jedoch, dass die indische Lithosphäre nicht, wie meist angenommen, kalt und elastisch ist (Chen und Molnar, 1983), sondern duktil und möglicherweise warm (Jackson, 2002). Außer

Station	Süd-Tibet		Zentral-Tibet	
	INDEPTH-2	LSA	ST00-ST20	ST21-ST40
	unkorrigierte Zeiten			
τ_{410} [s]	44,4	43,4	45,1	45,8
τ_{660} [s]	68,2	68,0	69,3	70,1
	korrigierte Zeiten			
τ_{410} [s]	43,1	42,1	44,0	44,0
τ_{660} [s]	66,9	66,7	68,2	68,3

Tabelle 5.1: P_{410} S- und P_{660} S-Zeiten für Tibet. Es sind die Mittelwerte für INDEPTH-2, INDEPTH-3 Stationen ST00-ST20 und ST21-ST40 aufgeführt, sowie der Messwert von Yuan et al. (1997) für die Station LSA. Die Korrekturwerte Δt und die zugrunde gelegten Krustenmodelle sind in Tabelle 5.2 aufgelistet.

	S-Tibet u. LSA	ST00-ST20	ST21-ST40
z_s [km]	4	4,8	4,8
z_m [km]	75	68	65
v_p [km/s]	6,0	6,2	6,2
σ	0,25	0,25	0,28
Δt [s]	1,3	1,1	1,8

Tabelle 5.2: Krustenkorrekturen Δt und die zugrunde liegenden Krustenmodelle. z_s ist die Höhe der Station, z_m die Krustenmächtigkeit, v_p die durchschnittliche P-Geschwindigkeit der Kruste und σ das durchschnittliche Poisson-Verhältnis. Die Geschwindigkeiten des obersten Mantels entsprechen dem IASP91-Modell.

Station	Südamerika			Afrika			Australien		Indien
	SDV	KOG	BDBF	DBIC	BNG	SAF	NWAO	WRAB	AVG
τ_{410} [s]	42,7	42,7	42,6	41,8	42,2	41,8	44,0	42,6	44,2
τ_{660} [s]	66,3	66,3	66,9	65,8	66,2	65,6	66,8	66,0	67,8

Tabelle 5.3: P_{410} S- und P_{660} S-Zeiten für präkambrische Schilde und Plattformen nach Chevrot et al. (1999) bzw. der Mittelwert aus Tabelle 4.1 für Indien (AVG). SAF ist ein Mittelwert mehrerer südafrikanischer Stationen.

einer partiell geschmolzenen Zone in der mittleren Kruste ist jedoch die Mantellithosphäre in Süd-Tibet seismisch schnell und damit wahrscheinlich eher kalt. Nach Norden hin dagegen –in Zentral- und möglicherweise bis nach Nord-Tibet– gibt es eine Zone mit heißem und seismisch langsamem Mantel, wie sie auch von einer Reihe von Studien belegt ist (z.B. Barazangi und Ni, 1982; McNamara et al., 1997) und bei der es sich wahrscheinlich um Asthenosphäre handelt. Obwohl grundsätzlich hohe seismische Geschwindigkeiten wie unter Süd-Tibet im Mantel unter ganz Tibet vorherrschen (Griot et al., 1998), äußert sich diese heiße Zone unmittelbar unterhalb der Kruste von Zentral-Tibet wiederum in verglichen mit Süd-Tibet verzögerten Konversionen der Manteldiskontinuitäten. Interessant ist, dass die Anwendung der Krustenkorrektur die verglichen mit dem Lhasa-Block im Qiangtang-Block um ca. 0,7 s verzögerten P_{410s} - und P_{660s} -Zeiten gerade kompensiert. Von daher scheint es zwischen dem nördlichen Lhasa- und dem südlichen Qiangtang-Block keinen messbaren Unterschied der Geschwindigkeiten zu geben, wie man ihn aufgrund von Studien wie z.B. von McNamara et al. (1997) erwarten würde, die etwa entlang der BNS eine Grenze zwischen hohen Geschwindigkeiten südlich sowie niedrigen Geschwindigkeiten nördlich der Suture festgestellt haben. Auch Huang et al. (2000) haben im Rahmen des Projektes INDEPTH-3 nahe der BNS einen abrupten Anstieg der seismischen Anisotropie festgestellt, welchen sie als nördliche Grenze einer bis etwa zur BNS vorgedrungenen indischen Platte interpretieren.

Eine Alternative wäre die Vorstellung etwa von DeCelles et al. (2002), die von einem regelmäßigen Abbrechen der indischen Platte ausgehen, was sich auf tomografische Beobachtungen von Resten kalter Lithosphäre im Mantel unter Indien stützt (van der Voo et al., 1999). Es ist daher denkbar, dass sich ein solcher "Slab" noch im oberen Mantel unterhalb von Süd-Tibet befindet und sich die beobachteten P_{410s} - und P_{660s} -Zeiten damit erklären lassen. Aufgrund der über ganz Tibet praktisch konstanten P_{410s} - und P_{660s} - Laufzeit-Differenzen ist es jedoch unwahrscheinlich, dass sich aktuell subduzierte oder delaminierte Lithosphäre im Bereich der Mantel-Übergangszone unter Tibet befindet, da diese dort eine messbare, negative Temperatur-anomalie hervorrufen würde. Neue tomografische Studien sprechen jedoch eher für die erste Vorstellung. Griot et al. (1998) beispielsweise ermittelten aus der Analyse von Rayleigh- und Love-Wellen ein Modell, bei dem anomal niedrige Geschwindigkeiten auf die Kruste und den obersten Mantel beschränkt sind. In diesem Modell zeichnet praktisch der gesamte obere Mantel bis Perioden von 200 s durch höhere Geschwindigkeiten als die umgebenden Regionen aus. Allerdings ist zu berücksichtigen, dass auf Oberflächenwellen basierende Methoden nicht in der Lage wären, einen eventuell noch im Bereich der Mantel-Übergangszone befindlichen "Slab" überhaupt abzubilden.

Durch Diffraktions-Tomografie mit Oberflächenwellen haben Shapiro und Ritzwoller (2002) ein globales SH- und SV-Geschwindigkeitsmodell ermittelt. Dieses liegt in digitaler Form auf einem für globale Oberflächenwellen-Tomografie recht engmaschigen Gitter mit einem horizontalen Knotenabstand von 2° vor. Die tatsächliche horizontale Auflösung dürfte jedoch geringer

sein und es ist von daher nur eine Abbildung großräumiger Geschwindigkeitsanomalien zu erwarten. In Abb. 5.1a ist der für diese Arbeit relevante Ausschnitt aus dem SV-Geschwindigkeitsmodell dargestellt. Das Profil verläuft in Süd-Nord-Richtung von 10° Süd bis 60° Nord und die dargestellten Geschwindigkeiten sind in einem den Längsbereich von $84-94^\circ$ Ost umfassenden Streifen gemittelte SV-Geschwindigkeitsanomalien relativ zu einem modifizierten IASP91-Modell. In Abb. 5.1b ist der westlich anschließende Streifen von $74-82^\circ$ Ost dargestellt; dieser umfasst große Teile des indischen Schildes sowie Karakorum und den westlichsten Teil von Tibet. Beide Geschwindigkeitsmodelle weisen trotz des lateralen Versatzes große Ähnlichkeiten auf. Tibet (bzw. West-Tibet und Karakorum) fällt durch seine Krustenmächtigkeit in Form einer entsprechend mächtigen negativen Geschwindigkeitsanomalie sofort auf. Während sich der indische Schild (s. Abb. 5.1b) im Gegensatz zu den meisten anderen präkambrischen Schilden durch das Fehlen einer tief reichenden und kalten kontinentalen "Wurzel" hoher Geschwindigkeit auszeichnet –in Übereinstimmung mit dem Resultat dieser Arbeit–, so ist eine solche Struktur unterhalb von Nordindien bis etwa Zentral-Tibet zu erkennen, welche sowohl im östlichen als auch westlichen Profil ihre größte Tiefe mit ca. 200 bzw. 160 km bei ungefähr 33° Nord erreicht. Aufgrund der bei beiden Profilen nach Norden hin zunehmenden Tiefe dieser Zone hoher Geschwindigkeit ist es naheliegend anzunehmen, dass es sich hierbei um die nach Norden abtauchende oder anderweitig verdickte Lithosphäre der indischen Platte handelt. Aufgrund der abnehmenden Empfindlichkeit von Oberflächenwellen für tiefe Strukturen können aus den dargestellten Modellen keine sicheren Schlussfolgerungen über die Tiefe gemacht werden, bis in die sich die Zone hoher Geschwindigkeit unter Tibet erstreckt. Der wohl markanteste Unterschied zwischen den beiden Modellen besteht in einer Zone niedriger Geschwindigkeit unter Zentral-Tibet, welche mindestens bis in ca. 100 km Tiefe reicht und lediglich im östlichen, also den größten Teil Tibets umfassenden Profil vorhanden ist, während weiter westlich hohe Geschwindigkeiten bis praktisch an die Kruste reichen. Es ist schwer abzuschätzen, ob es sich bei der Zone niedriger Geschwindigkeit unter Zentral-Tibet um eine reale Struktur oder ein Artefakt der Inversion handelt. Das Fehlen dieser Struktur weiter westlich spricht jedoch eher gegen ein Artefakt. Außerdem ist im Bereich Zentral- und Nord-Tibet eine Zone ungewöhnlich niedriger Geschwindigkeiten und zusätzlich hoher Dämpfung von S-Wellen durch eine Reihe von Studien belegt (z.B. Barazangi und Ni, 1982; Ni und Barazangi, 1983; McNamara et al., 1997).

Durch Inversion teleseismischer S-Wellenformen bei langen Perioden hat Friederich (2003) ein Modell für den oberen Mantel in Ostasien bestimmt. Die Resultate sind als horizontale Schnitte in Abb. 5.2 abgebildet. Bei dem Schnitt in 80 km Tiefe ist Tibet sofort als eine negative Anomalie zu erkennen, was wohl auf die begrenzte Tiefenauflösung der verwendeten Methode zurückzuführen ist. Jedoch bereits in 135 km Tiefe ist die negative Anomalie verschwunden, es überwiegt schneller Mantel. Lediglich unter Zentral- und Nord-Tibet ist ein "Fenster" niedriger Geschwindigkeit zu erkennen, welches mit dem INDEPTH-3-Array überlappt. Diese Zone ist an allen Seiten von Material hoher S-Geschwindigkeit umgeben. In einer Tiefe von 195 km zeichnet

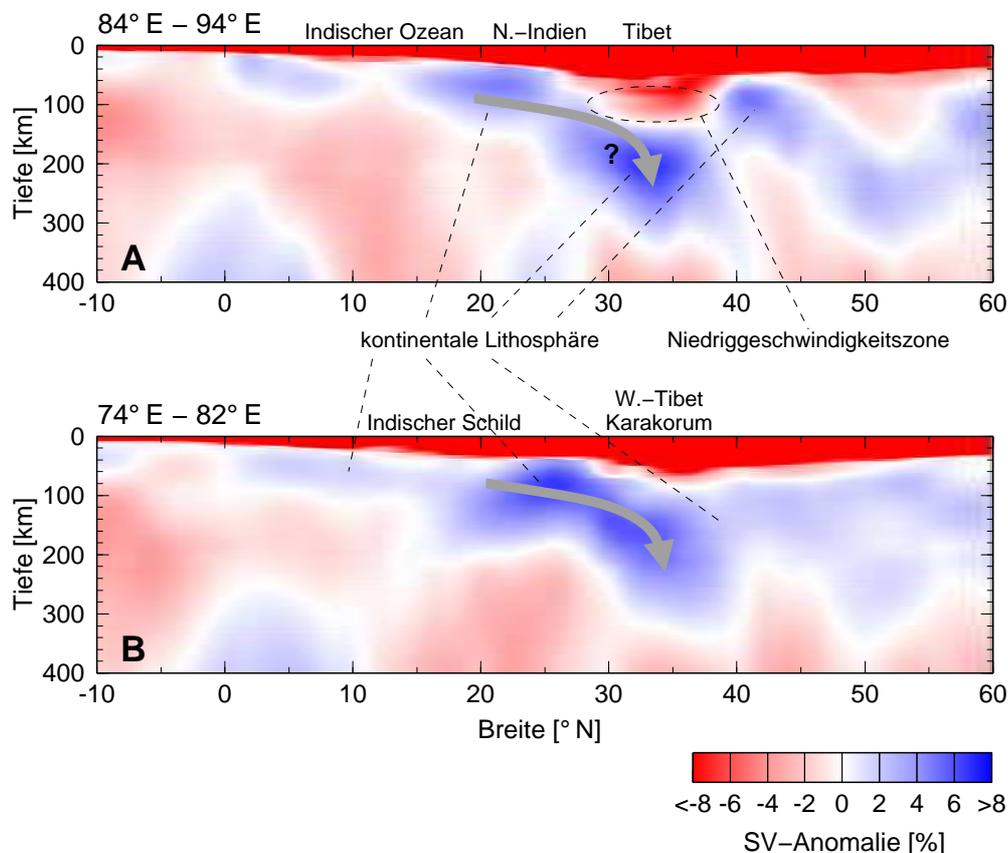


Abbildung 5.1: SV-Geschwindigkeitsanomalie relativ zum IASP91-Modell, berechnet aus dem globalen Geschwindigkeitsmodell von Shapiro und Ritzwoller (2002). Das Hintergrundmodell ist IASP91 in der Weise modifiziert, dass die Krusten- auf Mantelgeschwindigkeiten gesetzt wurden. Dadurch werden Artefakte durch die 35km mächtige IASP91-Kruste im Bereich der dünnen ozeanischen Kruste im Südteil, und der anomal mächtigen tibetischen Kruste vermieden. (a) In einem den Längenbereich von 84-94 Ost gemittelte SV-Geschwindigkeitsanomalien, (b) entsprechend für den Längenbereich von 74-82 Ost.

sich der indische Schild bereits nur noch im Norden als schnelle Anomalie ab, der übrige Teil ist eher langsam bis hinunter zur Mantel-Übergangszone. Dies kann jedoch auch ein Effekt der zum Rand hin geringeren Auflösung des Modelles sein. Insgesamt gesehen ist dieses Modell mit dem von Shapiro und Ritzwoller (2002) trotz der unterschiedlichen Methodik in gutem Einklang und unterstützt die Vorstellung eher anomal hoher Mantel-Geschwindigkeiten unter weiten Teilen Tibets und umliegender Regionen.

Eine teleseismische P-Wellen-Tomografie mit Daten der Experimente INDEPTH-2 und -3 haben Tilmann et al. (2003) durchgeführt. Der resultierende Schnitt durch den oberen Mantel ist in Abb. 5.3 dargestellt. Es fallen zwei Strukturen besonders auf. Zum einen eine Zone hoher P-Geschwindigkeit, die bei ca. 31°N fast vertikal in den Mantel abzutauchen scheint und möglicherweise bis hinunter zur Mantel-Übergangszone reicht. Dieser Bereich wird von den

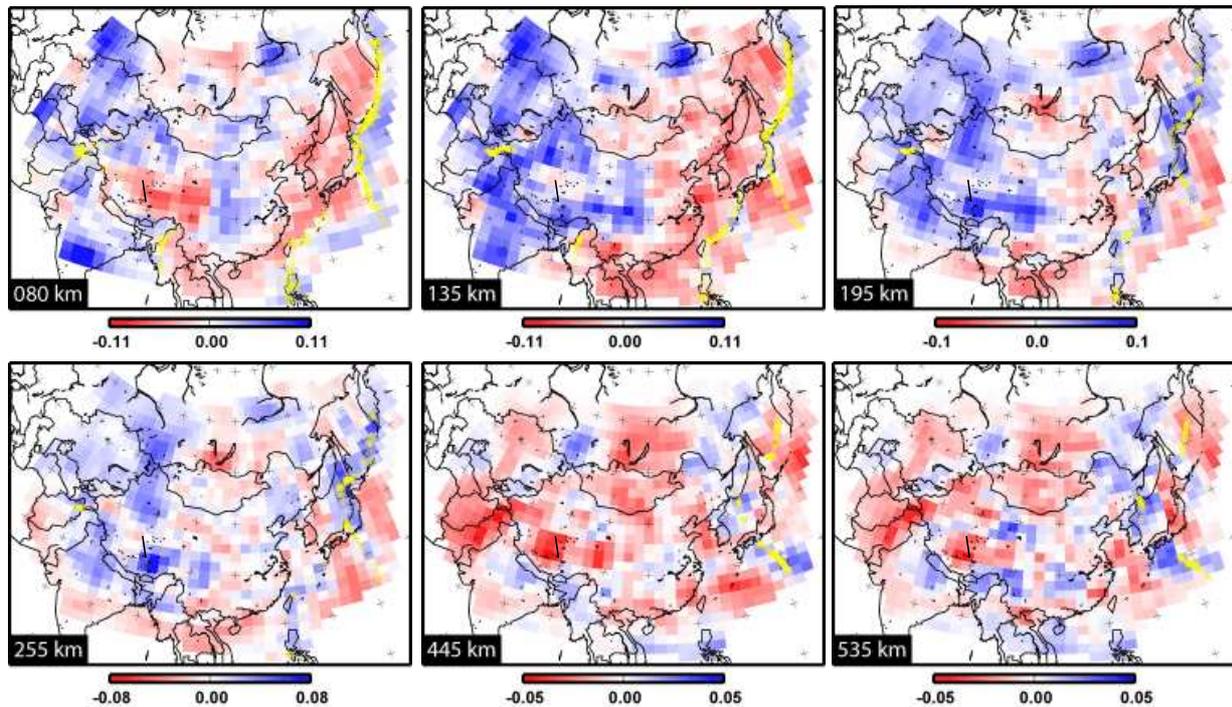


Abbildung 5.2: S-Geschwindigkeitsmodell für Ostasien von Friederich (2003). Die horizontale Auflösung beträgt 2. Es sind sechs horizontale Schnitte in verschiedenen Tiefen abgebildet. Die Lage des INDEPTH-3-Profiles ist durch eine schwarze Linie eingezeichnet.

Autoren als delaminierte indische Mantellithosphäre interpretiert. Eine weitere Struktur ist ein abrupter Geschwindigkeitskontrast im obersten Mantel bei ca. 33°N . Dort gehen die anomal hohen Geschwindigkeiten südlich von 33°N in stark verringerte Geschwindigkeiten nördlich davon über. Die Bedeutung dieser Struktur ist jedoch unklar und auch Tilmann et al. (2003) halten sich mit einer Interpretation zurück. Einerseits ist die räumliche Korrelation dieses Kontrastes der Mantelgeschwindigkeiten mit dem abrupten Anstieg des P-S-Konversionskoeffizienten an der Moho erstaunlich und unterstützt die Vorstellung erhöhter Temperaturen im Mantel nördlich von etwa $32,8\text{-}33^{\circ}\text{N}$. Andererseits sind die Widersprüche zu Ergebnissen anderer Studien wie etwa der SKS-Analyse von Huang et al. (2000) nicht einfach zu erklären. Denn gerade diese Resultate deuten auf eine abrupte Änderung der physikalischen Eigenschaften des Mantels bereits in geringer Tiefe ca. 100 km weiter südlich hin, jedoch nicht auf wesentliche Änderungen bei 33°N . Auch das beobachtete Verhalten der $P_{410\text{s}}$ - und $P_{660\text{s}}$ -Zeiten kann das Modell von Tilmann et al. (2003) nicht erklären, denn in diesem sind die Geschwindigkeiten des Mantels in Süd-Tibet eher niedrig. Eventuell haben sich hier also laterale Geschwindigkeitskontraste innerhalb der Kruste auf die Mantelstruktur durchgeprägt, z.B. Verzögerungen durch die am Nordende des INDEPTH-3-Profiles ausgesprochen mächtigen Sedimentschichten.

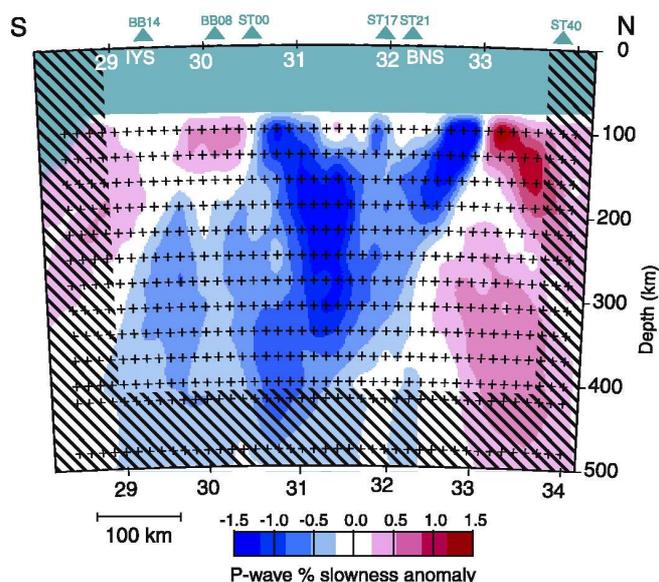


Abbildung 5.3: Resultat der teleseismischen P-Wellen-Tomografie von Tilmann et al. (2003) mit Daten der Experimente INDEPTH-2 und INDEPTH-3. Die unzureichend aufgelösten Randbereiche sind schraffiert dargestellt.

5.3 Vergleich mit magnetotellurischen Messungen

Magnetotellurische Messungen im Bereich der BNS (Solon et al., 2003) haben einen deutlichen Kontrast zwischen resistiver (100-1000 Ωm) Oberkruste und wesentlich konduktiverer (10 Ωm) Mittel- bis Unterkruste ergeben (s. Abb. 5.4 u.). Die Mächtigkeit der Oberkruste variiert diesen Messungen zufolge im Bereich von ca. 15-40 km und ist am südlichen Ende des untersuchten Teilstücks der MT-Linie (ungefähr bei 31,8°N) am größten. Nach Norden hin nimmt die Mächtigkeit der resistiven Oberkruste stark ab, bei gleichzeitig deutlicher Zunahme der Konduktivität der mittleren Kruste ($\leq 10 \Omega\text{m}$). Dieser Übergang erfolgt ungefähr in Höhe der BNS an der Erdoberfläche. Nördlich davon befinden sich in der ansonsten resistiven Oberkruste zwei Konduktoren, von denen der südliche als die Jiali-Störung interpretiert wird und der nördliche (bei 32,45°N) in einem Zusammenhang mit den nahe des Dorfes Doima befindlichen heißen Quellen stehen könnte. Der Vergleich mit der aus *receiver function*-Migration gewonnenen seismischen Sektion zeigt eine bemerkenswerte Übereinstimmung der Tiefe der Unterkante der resistiven Oberkruste mit einem nach Süden geneigten, negativen Geschwindigkeitskontrast im Bereich der BNS (s. Abb. 5.4 o.). Die Lage dieses negativen Konvertors erreicht ihre geringste Tiefe genau an der Stelle, wo sich die erwähnten heißen Quellen befinden und die MT-Messungen eine die Oberkruste praktisch durchdringende konduktive Zone abbilden konnten. Auch der Vergleich mit den Ergebnissen der Weitwinkel-Messungen von Zhao et al. (2001) und Mechie et al. (2003) zeigt eine hervorragende Übereinstimmung. Es ist daher wahrscheinlich, dass sich die seismische Geschwindigkeitsinversion auf partielles Schmelzen oder Fluide in der mittleren Kruste zurückführen lässt. Dass Konversionen mit negativer Amplitude in Tiefen um 20 km entlang praktisch des gesamten Profils beobachtet werden, deutet auf weit verbreitetes partielles Schmelzen bzw. Fluide sowohl im Lhasa- als auch im Qiangtang-Block hin. Im Lhasa-Block ist diese Zone niedriger S-Geschwindigkeit ("LSVL" in Abb. 3.26) offenbar auf eine Schicht

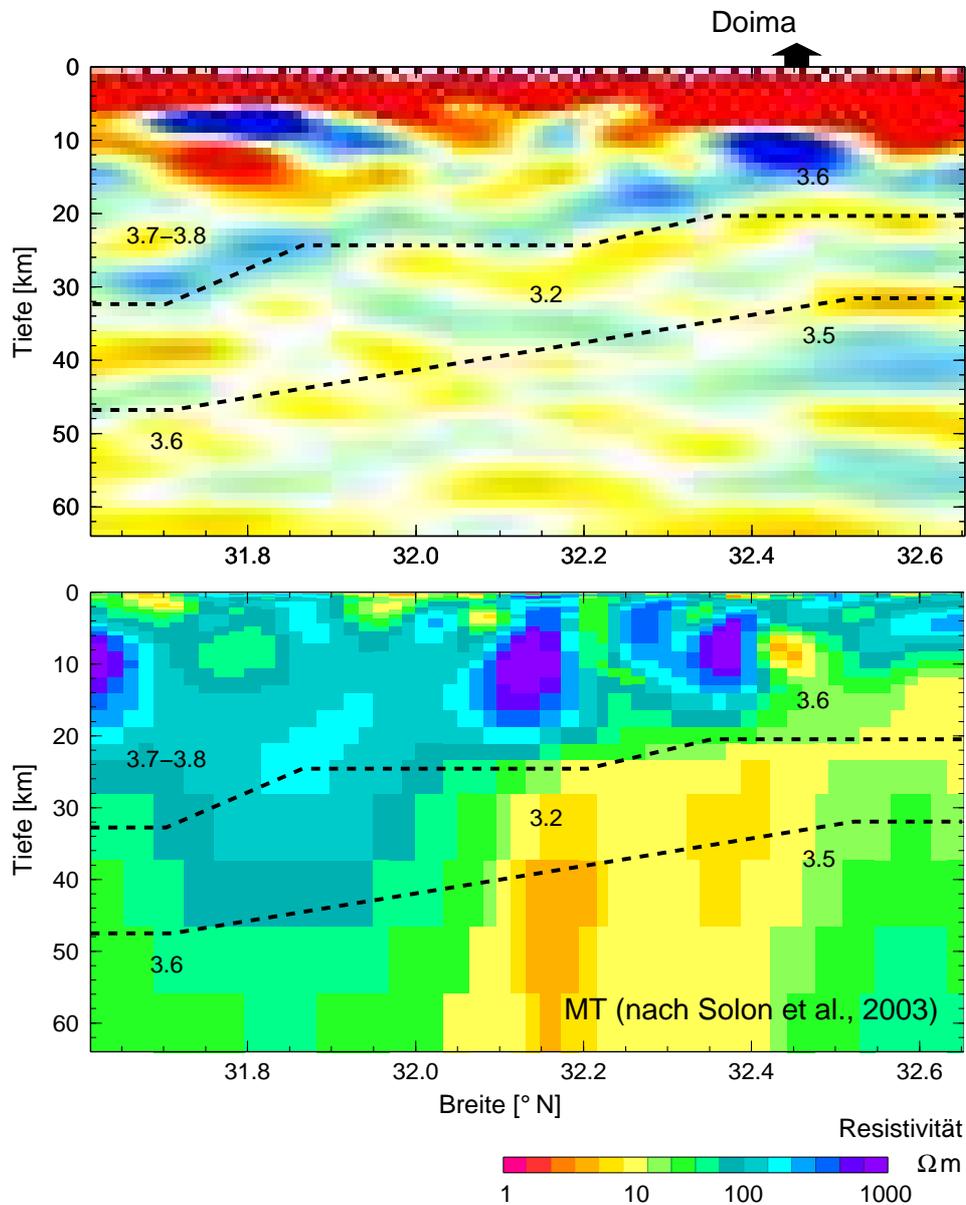


Abbildung 5.4: Detail der Krustenstruktur aus der *receiver function*-Migration (oben) im Vergleich mit den Ergebnissen magnetotellurischer Messungen von Solon et al. (2003) (unten). Beide Modelle sind in identischen Maßstäben und Ausschnitten dargestellt. Zusätzlich ist in beiden Teilbildern die Position zweier Schichtgrenzen dargestellt, die von Zhao et al. (2001) aus Weitwinkel-Messungen ermittelt wurden, sowie punktuell die entsprechenden S-Geschwindigkeiten des Modelles von Mechie et al. (2003). Die Schichtgrenzen sind gegenüber der ursprünglichen Position entlang des Profils um 20 km nach Norden versetzt, da dies die Übereinstimmung verbessert. Die migrierte Sektion ist in den oberen 10 km unzureichend aufgelöst, da außer dem Migrationsoperator selbst keine zusätzliche laterale Glättung angewendet wurde. Die zur Migration verwendeten Spuren wurden mit einem Gauss-Parameter von 4 Hz gefiltert.

von ca. 20 km Mächtigkeit begrenzt, unterhalb derer die S-Geschwindigkeiten wieder deutlich ansteigen und das Poisson-Verhältnis entsprechend abnimmt. Im Qiangtang-Block dagegen reicht diese Schicht sowohl bis näher an die Oberfläche als auch in größere Tiefe –eventuell bis zur Moho–, was mit dem dort höheren Poisson-Verhältnis konsistent ist. Leider liegen für die übrige INDEPTH-3-Linie bisher keine hochauflösenden Ergebnisse magnetotellurischer Messungen vor, so dass ein diesbezüglicher Vergleich noch aussteht.

5.4 Ausblick

In dieser Arbeit konnte ein detailliertes Abbild der Kruste entlang eines Profils Zentral-Tibet erhalten werden. Die Anwendung von aus der Reflexionsseismik übernommener Verfahren wie CDP-Stacking und Migration hat eine Abbildung der seismischen Struktur in bisher nicht erreichter Auflösung ermöglicht. Es stellte sich heraus, wie wichtig auch die Einbeziehung von Messungen des Poisson-Verhältnisses in die Bestimmung der Krustenmächtigkeit ist. Gerade dann, wenn es sich als so variabel erweist wie entlang des INDEPTH-3-Profiles oder auch über relativ kurze Distanz zwischen dem nördlichen Yadong-Gulu-Rift und dem Südende des INDEPTH-3-Profiles. Scheinbar signifikante Moho-Topografie, wie sie in den Zeitsektionen sowie den unter Verwendung lateral homogener Geschwindigkeitsmodelle beobachtet wird, ließ sich durch ein lateral variables Poisson-Verhältnis erklären und kompensieren, indem zunächst CDP-Zeit-Sektionen berechnet wurden, die dann unter Verwendung gemessener Poisson-Verhältnisse in die Tiefe “migriert” wurden. Diese Methode hat bisher im Zusammenhang mit *receiver functions* keine Verwendung gefunden und in dieser Arbeit wurde sie mit der aus numerischer Sicht einfachen CDP-Stacking-Methode angewendet, jedoch noch nicht mit der eigentlichen Migration. Es ist jedoch zu erwarten, dass auch hier durch Verwendung lateral variabler Geschwindigkeitsmodelle noch eine verbesserte Abbildungsleistung erreicht werden kann. Eine Weiterentwicklung der Migration in diese Richtung ist also viel versprechend.

Die in dieser Arbeit abgebildete Geschwindigkeitsinversion in der mittleren Kruste stimmt entlang eines Abschnitts im mittleren Teil des Profils verblüffend gut mit hochauflösenden magnetotellurischen Ergebnissen überein. Es wäre daher wichtig, diesen Vergleich auf die gesamte Länge des Profils auszudehnen, sobald weitere MT-Ergebnisse vorliegen. Dies wäre nicht nur aufschlussreich bezüglich des Verlaufs der seismischen Geschwindigkeitsinversion, sondern würde auch eine einmalige Gelegenheit zum Test der neu entwickelten seismischen Abbildungsverfahren bieten.

Eine Beobachtung, welche von verschiedenen Autoren als Indiz für die Unterschiebung von Indien unter Tibet nordwärts bis etwa zur BNS angesehen wird, ist der entlang der Straße Lhasa-Golmud allmähliche, entlang des INDEPTH-3-Profiles jedoch sehr abrupte Anstieg des Splittings von SKS-Wellen (Huang et al., 2000). Dieser Zusammenhang beruht allerdings auf der Annahme, dass der indische Schild überwiegend seismisch isotrop sei, was sich bisher leider

lediglich auf wenige punktuelle Messungen in Indien stützt (insbesondere die Messungen von Chen und Özalaybey, 1998, für Station HYB). Schon aufgrund der kleinräumigen Änderungen der Anisotropie in Tibet scheint jedoch die Verallgemeinerung der Anisotropie an einer über 1000 km von Tibet entfernten Station auf die unter Tibet befindliche indische Lithosphäre zwar nicht widerlegbar, aber doch zumindest gewagt zu sein. Damit ist klar, dass eine in diesem Zusammenhang dringend zu klärende Schlüsselfrage die nach der seismischen Anisotropie des indischen Schildes ist. Da mittlerweile bis zu 6 Jahre Daten für die IMD-Stationen existieren, ist zu hoffen, dass diese wie die zur Berechnung der *receiver functions* verwendeten P-Registrierungen auch für eine Auswertung von SKS-Wellen zur Verfügung gestellt werden.

Die Beobachtung der P-S-Konversion des asiatischen lithosphärischen Mantels (ALM) nahe dem nördlichen Ende des INDEPTH-3-Profiles bestätigt die Ergebnisse von Kosarev et al. (1999) und Kind et al. (2002) bezüglich einer südwärts gerichteten Subduktion asiatischer Lithosphäre unter Tibet. Es wäre daher wichtig, diese Beobachtungen durch zusätzliche Messungen nördlich der INDEPTH-3-Linie zu überprüfen.