

## Kapitel 4

# Indien

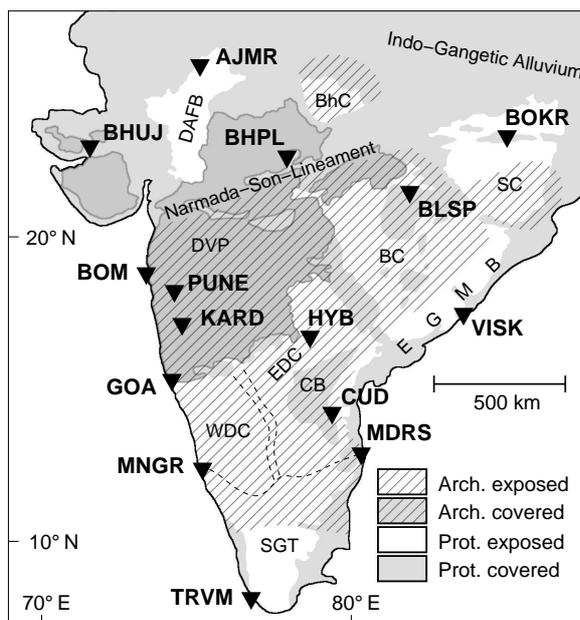
Indien ist trotz seiner Zugänglichkeit eine der seismologisch am wenigsten erschlossenen Regionen der Erde. Der Kenntnisstand über die seismische Krusten- und vor allem Mantelstruktur des indischen Schildes war bis vor kurzem gering. Messungen der seismischen Struktur der Kruste und Bestimmung der Krustenmächtigkeit waren fast ausschließlich den refraktionsseismischen Verfahren (z.B. Kaila und Krishna, 1992) vorbehalten. Vor allem in den 1970er und '80er Jahren wurden mehrere größere refraktionsseismische Messkampagnen durchgeführt, jedoch mit für heutige Verhältnisse veralteten, analogen Apparaturen. Erst seit wenigen Jahren werden teleseismische Verfahren mit modernen digitalen Instrumenten zur Erkundung von Krusten- und Mantelstruktur systematisch auch in Indien eingesetzt, wenngleich bisher noch überwiegend auf der Grundlage von an permanenten Observatorien registrierten Daten. Im Rahmen dieser Arbeit und der Kooperation des Projektbereiches 2.4 des GeoForschungsZentrums Potsdam entstanden unter Verwendung indischer Daten bisher 3 Publikationen, bei denen bisher die seismische Struktur der Kruste im Vordergrund stand (Saul et al., 2000b; Kumar et al., 2001; Sarkar et al., 2003).

Obwohl es in Indien ein umfangreiches Netzwerk seismischer Stationen gibt, sind Registrierungen dieser Stationen ausländischen Seismologen bis heute nicht offiziell zugänglich. Lediglich Daten der GEOSCOPE-Station auf dem Gelände des National Geophysical Research Institute (NGRI) in Hyderabad (HYB), seit 1989 in Betrieb, sind derzeit frei verfügbar. Das umfangreichste digitale Stationsnetz in Indien wird vom India Meteorological Department (IMD) in Delhi betrieben. Seit 1997 erfolgt eine bis heute nicht abgeschlossene Modernisierung der Observatorien, bei der die bisher größtenteils analogen Seismometer durch moderne Breitband-Instrumente vom Typ STS-2 ersetzt werden. Die Daten der Stationen des IMD sind jedoch nicht frei zugänglich. Durch das Engagement meines Kollegen Dr. Ravi Kumar vom NGRI Hyderabad wurde jedoch Zugang zu einem allerdings sehr begrenzten Teil der vorhandenen Daten gewährt. Glücklicherweise enthält der uns zur Verfügung gestellte Datensatz für etliche Stationen zahlreiche teleseismische P-Registrierungen ausreichender Länge, um aus diesen *P-receiver functions* berechnen zu können. Es ist jedoch zu beachten, dass die an den IMD-Stationen gewonnenen Registrierungen bisher nicht systematisch archiviert werden. Dadurch ist der vorhandene Daten-

satz für die meisten Stationen lückenhaft. Für einige Stationen sind so wenige Daten vorhanden, dass eine Verwendung des Stapeln der Daten mehrerer Stationen erforderlich macht, da andernfalls durch das geringe Signal-Rausch-Verhältnis keine aussagekräftigen Ergebnisse besonders hinsichtlich der Mantelstruktur gewonnen werden können. Etwas besser ist die Situation bei den vom NGRI betriebenen Stationen. Das NGRI-Stationsnetz besteht allerdings bisher nur aus relativ wenigen Breitband-Stationen, von denen die meisten erst vor so kurzer Zeit in Betrieb genommen wurden, dass derzeit auch hier nur wenige Daten verfügbar sind. Ergebnisse von Untersuchungen der Krustenstruktur mit *P-receiver functions* wurden u.a. von Saul et al. (2000b), Kumar et al. (2001) und Sarkar et al. (2003) veröffentlicht und werden daher hier nur kurz zusammengefasst (siehe auch Anhang). Zur Struktur des indischen oberen Mantels gibt es bisher nur wenige auf *receiver functions* beruhende Studien. Die bisher detaillierteste Arbeit über die Struktur der Manteldiskontinuitäten ist die von Saul et al. (2000b) auf der Grundlage von Daten der Station HYB.

In diesem Kapitel werden zunächst die Ergebnisse mehrerer Studien zur Krustenstruktur des indischen Schildes zusammengefasst. Um Ergebnisse zur Struktur des oberen Mantels in Tibet, speziell der Zeiten der "410"- und "660"-Manteldiskontinuitäten, in einen Kontext mit den umgebenden Regionen setzen zu können, wurden im Laufe der vorliegenden Arbeit auch teleseismische Registrierungen von Stationen in Indien untersucht. In Kapitel 5.2 werden die an den indischen Stationen gemessenen "410"- und "660"-Laufzeiten mit denen aus Tibet verglichen.

## 4.1 Geologie



**Abbildung 4.1:** Karte der wichtigsten geologischen Strukturen des indischen Schildes (vereinfacht nach Goodwin, 1996) und der verwendeten seismischen Stationen. Die Blöcke sind ihrem Alter entsprechend in archaische und proterozoische Regionen aufgeschlüsselt. Die Bedeutungen der Abkürzungen für die verschiedenen großen geologischen Blöcke sind unter Verwendung der englischen Bezeichnungen wie folgt: SGT: Southern Granulite Terrain; WDC: Western Dharwar Craton; EDC: Eastern Dharwar Craton; CB: Cuddapah Basin; EGMB: Eastern Ghat Mobile Belt; DVP: Deccan Volcanic Province; BC: Bhandara Craton; SC: Singhbum Craton; BhC: Bundelkhand Complex; DAFB: Delhi Aravalli Fold Belt

Der indische Schild ist ein Mosaik aus verschiedenen präkambrischen Blöcken (s. Abb. 4.1), die

sich vom frühen Archaikum bis ins späte Proterozoikum formierten (Goodwin, 1996). Archaische Gesteine kommen vorwiegend im Bereich des Dharwar-Kratons im südlichen Teil des Schildes vor, sowie in dem im Osten gelegenen Singhbum-Kraton und den im zentralen bzw. nördlichen Schild gelegenen Bundelkhand- und Bastar-Kratonen. Es existieren einige mächtige proterozoische Sedimentbecken, das größte ist das zwischen Hyderabad und Madras gelegene Cuddapah-Becken.

Indien war einst Teil des Ur-Kontinentes Gondwana, von dessen Nordrand es erst in der Kreidezeit abgetrennt wurde. Auf seinem Weg Richtung Norden erreichte die Geschwindigkeit der indischen Platte zeitweise enorme Geschwindigkeiten von 15-25 cm/Jahr, wie aus magnetischen Anomalien rekonstruiert werden konnte (Molnar und Tapponnier, 1975; Patriat und Achache, 1984). Auf diesem Weg passierte der Westrand des indischen Schildes die Lage des unter der heutigen Insel Reunion befindlichen Hotspots. Dieses Ereignis wird für eine Periode extremer vulkanischer Aktivität verantwortlich gemacht, die zur Eruption der Deccan-Flut-Basalte geführt hat (DVP in Abb. 4.1), welche heute weite Teile besonders des nordwestlichen Teils des indischen Schildes bedecken (Allegre et al., 1999). Diese Basalte erreichen Mächtigkeiten von bis zu 2 km nahe der Westküste, dünnen jedoch nach Osten hin rasch aus. Es gibt Vorstellungen, nach denen die indische Platte aufgrund ihrer zeitweise extrem hohen Geschwindigkeit vor der Kollision mit Asien Teile der Lithosphäre eingebüßt hat (Negi et al., 1986, z.B.). Dieses Konzept wird in der Interpretation von Beobachtungen der Manteldiskontinuitäten aufgegriffen werden (s. Kap 4.2.2). Quer über den Subkontinent erstreckt sich ungefähr in WSW-ONO-Richtung eine lange Grabenzone, das Narmada-Son-Lineament (NSL). Es wird vermutet, dass diese Struktur bereits seit dem Archaikum existiert (Radhakrishna, 1989), jedoch mehrfach im Proterozoikum reaktiviert worden ist. Das Narmada-Son-Lineament ist heute seismisch aktiv, was als Folge der Biegung der indischen Kruste durch die Kollision mit Tibet angesehen wird (z.B. Purnachandra Rao et al., 2002).

## 4.2 Analyse von *receiver functions* für Indien

### 4.2.1 Krustenstruktur

Die Strukturen von Kruste und oberem Mantel an der Station Hyderabad (HYB) wurden von Saul et al. (2000b) analysiert. Die Kruste hat dort eine Mächtigkeit von 33 km und weist ein mittleres Poisson-Verhältnis von 0.25 auf. Unterhalb von Hyderabad konnte in ca. 90 km Tiefe eine Struktur nachgewiesen werden, die sich vor allem durch große Amplituden auf der Transversalkomponente auszeichnet und bei der es sich vermutlich um eine Schicht anisotropen Materials handelt. Die Konversionszeiten der "410"- und "660"-Manteldiskontinuitäten betragen 43,6 bzw. 67,8 s und liegen damit in der Nähe der IASP91-Zeiten. Im gleichen Zeitfenster lassen sich eine Vielzahl weiterer Phasen beobachten, welche mit den Signalen der "410" und "660" interferieren.

Diese konnten aufgrund ihres *moveout* als multiple Phasen identifiziert werden, was auf eine feine Schichtung des Mantels im Tiefenbereich von ca. 80-250 km hinweist. Durch Interferenz mit Krusten-Multiplen konnten die direkten Konversionen dieser Schichten nicht beobachtet werden.

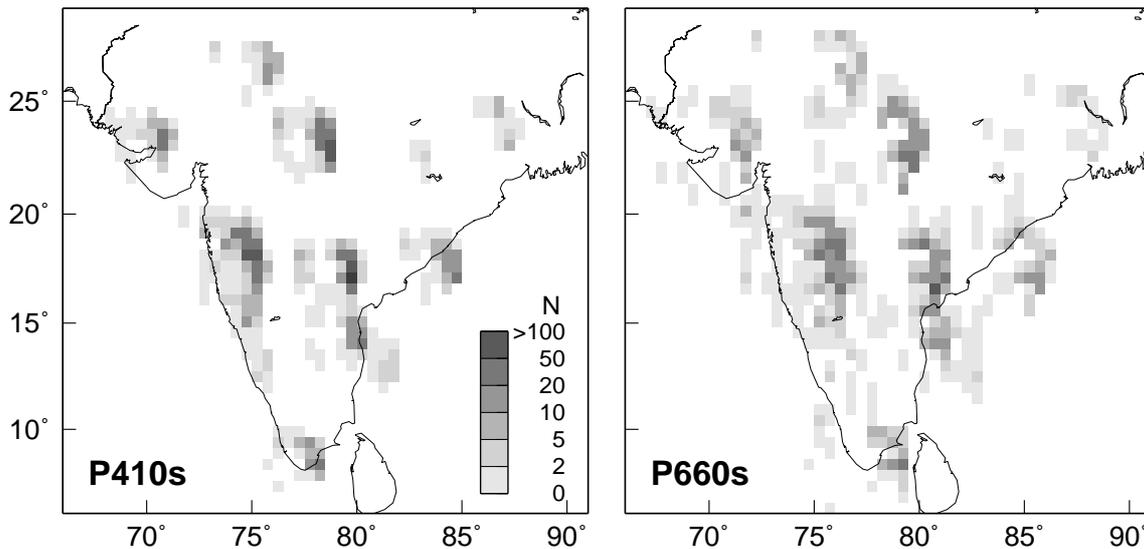
Durch den Einsatz meines indischen Kollegen Ravi Kumar habe ich neben den frei zugänglichen Daten der Station HYB auch erstmals Daten der Breitband-Stationen des India Meteorological Department (IMD) zur Verfügung gehabt und auswerten können. Ich habe diese Daten im Hinblick auf die Krustenstruktur durch Vorwärts-Modellierung analysiert und zur Bestimmung des durchschnittlichen Poisson-Verhältnisses die Methode von Zhu und Kanamori (2000) angewendet. Die Ergebnisse dieser Arbeit sind bereits veröffentlicht (Kumar et al., 2001, siehe Anhang). Besonders im südlichen Teils des indischen Schildes ist die Krustenstruktur bemerkenswert homogen. An allen Stationen südlich des NSL ist die Moho praktisch die einzige ausgeprägte seismische Diskontinuität. Überall, wo die Bestimmung des Poisson-Verhältnisses durch ausreichend deutliche Moho-Multiplen möglich war, wurden Werte um 0,25-0,26 gemessen. Die Krustenmächtigkeit liegt bei den untersuchten Stationen fast überall deutlich unter 40 km. Eine bemerkenswerte Struktur konnte unter der Station PUNE nachgewiesen werden. Dort existiert in ca. 53 km Tiefe eine Geschwindigkeits-Inversion, an der die S-Geschwindigkeit abrupt um mindestens 0,3 km/s zurückgeht. Die genaue Ursache hierfür ist bisher unklar. Aufgrund der Nähe zur postulierten Quelle des Deccan-Vulkanismus' erscheint es jedoch möglich, dass hier die Lithosphäre stark ausdünn und die beobachtete Konversion die Grenzfläche zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre (LAB) darstellt.

Im Rahmen einer neuen Arbeit von Sarkar et al. (2003) konnten für weitere Stationen im indischen Schild Poisson-Verhältnisse und Moho-Tiefen gemessen werden. Die dabei erhaltenen Krustenmächtigkeiten liegen ebenfalls deutlich unter 40 km, bei Poisson-Verhältnissen um 0,25. Bei zwei Stationen im westlichen und ältesten Teil des Dharwar-Kratons liegt jedoch die Moho in deutlich größerer Tiefe von ca. 41 km, was auf eine Korrelation von Krustenmächtigkeit und -alter hindeuten könnte.

Damit liegen alle bisherigen Messungen für das Poisson-Verhältnis im indischen Schild nahe einem Wert von 0,25. In den archaischen und früh-proterozoischen Regionen ist die Moho grundsätzlich als ein ausgeprägter Geschwindigkeitskontrast ausgebildet, was eine besonders genaue Messung des Poisson-Verhältnisses ermöglicht hat, da auch die Moho-Multiplen als hochfrequente Signale auftreten. Falls die Moho keine Diskontinuität erster Ordnung ist, so ist ihre Mächtigkeit zumindest nicht größer als ca. 2 km.

#### 4.2.2 Struktur des oberen Mantels

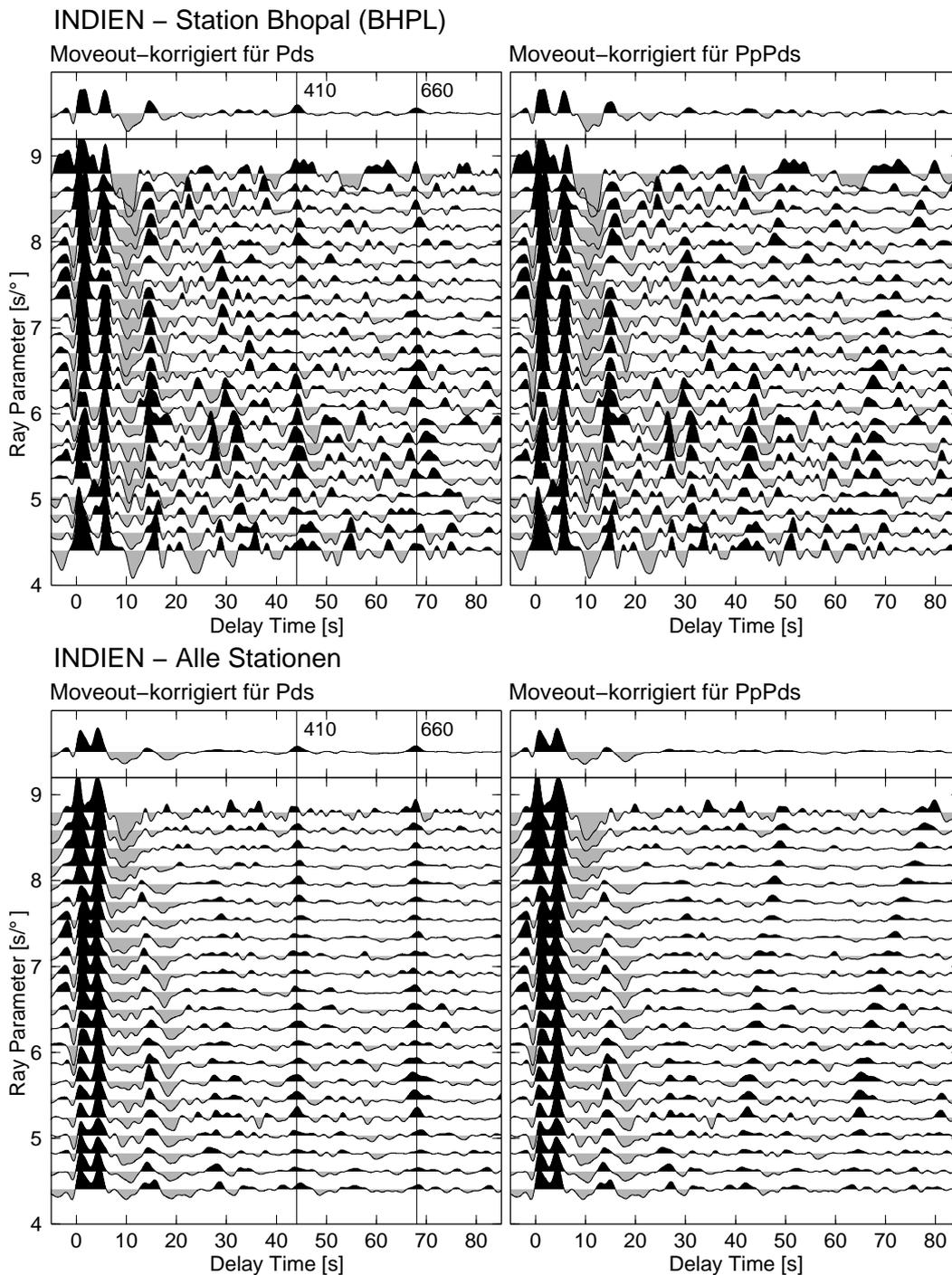
Die Stationen, deren Daten in dieser Arbeit verwendet werden, befinden sich in einem losen Netz von Observatorien über den gesamten indischen Subkontinent verteilt (s. Abb. 4.1). Dabei ist der Abstand der Stationen untereinander so groß, dass die Anwendung von Verfahren, die mehrere



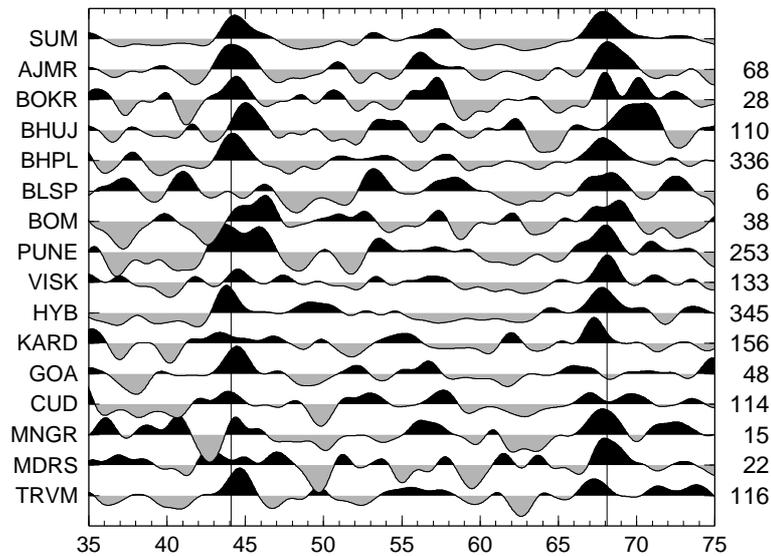
**Abbildung 4.2:** Karte der Dichte der P<sub>410s</sub>- und P<sub>660s</sub>-Konversionspunkte aller verwendeter Spuren der indischen Stationen. Der Gitterabstand ist 0,2° und es entfallen bis zu 105 Spuren auf eine Zelle in 410 km Tiefe.

Stationen in geringem Abstand erfordern (wie CDP-Stacking- und Migrationsverfahren) nicht sinnvoll ist, da sich die überdeckten Teile der Mantel-Übergangszone nur wenig überlappen (s. Abb. 4.2). Die Analyse beschränkt sich daher auf die Stapelung *moveout*-korrigierter Einzelspuren wie in Kap. 2.7 beschrieben. In Abb. 4.3 sind nach Strahlparameter gruppierte und gestapelte Spuren für Stationen des indischen Schildes dargestellt, je einmal *moveout*-korrigiert für P<sub>d</sub>s- und PpP<sub>d</sub>s-Phasen. In der für alle Stationen gemittelten Sektion sind die Konversionen der “410” und “660” deutlich herausgebildet. Die Konversionszeiten entsprechen nahezu denen des IASP91-Modelles. In dem Beispiel für nur eine Station (BHPL) mit allerdings vielen verfügbaren Spuren scheinen die beiden Manteldiskontinuitäten weit weniger stark ausgeprägt zu sein. Hier sind P<sub>410s</sub>- und P<sub>660s</sub>-Phasen in einigen Strahlparameter-Bereichen praktisch nicht zu erkennen, während sie in anderen als sehr deutliche Konversionen hervortreten. Die Ursache hierfür liegt wahrscheinlich in der Interferenz mit Multiplen flacherer Schichten. In der für PpP<sub>d</sub>s-Phasen *moveout*-korrigierten Sektion sind deutliche vertikal ausgerichtete und damit als PpP<sub>d</sub>s identifizierte Signale erkennbar, z.B. bei 46 s eine negative Phase, die bei Strahlparametern um 7 s/° mit P<sub>410s</sub> destruktiv interferiert. Ein ähnliches Beispiel wurde von Saul et al. (2000b) für die Station HYB präsentiert; auch dort interferieren offenbar Multiple mit den Konversionen der Manteldiskontinuitäten, die daher nicht über den gesamten Strahlparameter-Bereich beobachtbar sind, aber in der Summenspur ein hervorragendes Signal-Rausch-Verhältnis aufweisen.

Die Summenspuren für die einzelnen indischen Stationen sind in Abb. 4.4 dargestellt und die Messwerte der P<sub>410s</sub>- und P<sub>660s</sub>-Laufzeiten in Tab. 4.1 zusammengefasst. Entsprechend der sehr unterschiedlichen Anzahl der pro Station verfügbaren Daten variiert die Qualität der Summen-



**Abbildung 4.3:** Moveout-korrigierte receiver functions für Indien als Funktion des Strahlparameters, jeweils links moveout-korrigiert für  $P_{ds}$ -Phasen und rechts entsprechend für  $PpP_{ds}$ -Phasen. Die dem IASP91-Modell entsprechenden Zeiten für die “410” und “660” sind durch vertikale Linien markiert. Oben: Beispiel für eine einzelne Station, bei der viele (336) Spuren zur Auswertung zur Verfügung standen (Zeitraum Mai 1997 bis März 2001). Unten: Wie oben, jedoch unter Verwendung sämtlicher zur Verfügung stehenden Daten indischer Breitband-Stationen.



**Abbildung 4.4:** Moveout-korrigierte und gestapelte Spuren der “410” und “660” für die indischen Stationen. Die Spuren sind entsprechend der geographischen Breite der jeweiligen Station von Norden nach Süden geordnet. Rechts ist die Anzahl der bei der Stapelung verwendeten Einzelspuren angegeben. Die obere Spur (SUM) ist die Summe der pro Station gestapelten Spuren, d.h. alle Stationen tragen in gleichem Maße zu der Summenspur bei. Die dem IASP91-Modell entsprechenden Zeiten für die “410” und “660” sind durch vertikale Linien markiert.

spuren stark und ist für die Stationen HYB und BHPL am höchsten. Hier sind die Konversionen der “410” und “660” als sich deutlich vom Hintergrund-Rauschen abhebende, impulsartige Signale zu erkennen. Auch an den Stationen AJMR, BHUJ und TRVM sind sehr deutliche Konversionen von der “410” und “660” zu erkennen, wenngleich hier der Rauschpegel im Vergleich mit HYB und BHPL bereits deutlich erhöht zu sein scheint. Bei den Stationen BLSP, MNGR und MDRS dagegen ist keine eindeutig der “410” zuzuordnende Konversion erkennbar. Dies sind auch die Stationen mit der geringsten Anzahl von Spuren. Es ist daher wahrscheinlich, dass die geringe Ausprägung der “410”-Konversion an diesen Stationen kein Struktureffekt ist, sondern lediglich auf ein relativ geringes Signal-Rausch-Verhältnis zurückzuführen ist. Die Konversion der “660” ist mit Ausnahme von GOA praktisch überall identifizierbar. Interessant ist, dass in Abb. 4.4 die Konversionen an der “660” verglichen mit denen der “410” deutlich kohärenter sind, sowohl bezüglich der Laufzeiten als auch der Amplituden, obwohl die “660” die tiefere Struktur ist. Dies könnte darauf hindeuten, dass unter Indien entweder die Tiefe der “660” weniger variabel ist als die der “410” oder dass die Konversions-Amplitude der “410” kleiner ist und sich diese Phase daher weniger vom Rauschen abhebt. Die Zeiten an den Stationen BHUJ und BOM sind stark verzögert, was auf mächtige Lockersedimente an beiden Stationen zurückzuführen ist. Diese erzeugen außerdem Reverberationen so großer Amplitude, dass bei beiden Stationen keine Konversion der Moho beobachtbar ist (Kumar et al., 2001, und persönliche Mitteilung Dipankar Sarkar, 2002) und demzufolge kein Geschwindigkeitsmodell der Kruste bestimmt werden kon-

Station	Inst.	N	Laufzeiten [s]		Differenz [s]
			P <sub>410s</sub>	P <sub>660s</sub>	P <sub>660s</sub> -P <sub>410s</sub>
AJMR	IMD	68	44,2	68,1	23,9
BOKR	IMD	28	44,5	68,0	23,5
BHUI	IMD	110	45,0	(69,5)	(24,5)
BHPL	IMD	336	44,3	67,8	23,5
BLSP	IMD	6	-	(68,0)	-
BOM	IMD	38	(46)	(68,9)	(22,9)
PUNE	IMD	253	43,5	68,1	24,6
VISK	IMD	133	44,5	68,2	23,7
HYB	GEOSCOPE	345	43,6	67,8	24,2
KARD	IMD	156	(43,4)	67,3	(23,9)
GOA	IMD	48	44,5	(66,3)	(21,8)
CUD	NGRI	114	44,0	(67,0/69,7)	(23,0/25,7)
MNGR	IMD	15	(44,5)	67,8	(23,3)
MDRS	IMD	22	-	68,0	-
TRVM	IMD	116	44,6	67,3	22,7
SUM			44,4	67,8	23,4
AVG			44,2	67,8	23,6
IASP91			44,1	68,1	24,0

**Tabelle 4.1:** Zusammenfassung der Laufzeiten von P<sub>410s</sub> und P<sub>660s</sub> für Stationen in Indien. Die Reihenfolge der Stationen ist entsprechend ihrer geographischen Breite von Nord nach Süd. Die angegebenen Zeiten entsprechen einem Strahlparameter von 6,4 s/°; unsichere Messungen sind durch Klammern gekennzeichnet. N ist die Anzahl der verwendeten Einzelspuren. SUM und AVG sind Durchschnittswerte. Die Zeiten für SUM wurden aus der Summenspur gemessen, während in AVG nur die eindeutig bestimmten Zeiten ohne BOM und BHUI einfließen.

nte. Die an diesen beiden Stationen gemessenen Zeiten werden daher nicht weiter berücksichtigt, da der Einfluss der Kruste auf die Laufzeiten zu unsicher ist.

Die gemessenen Laufzeiten sind in Tabelle 4.1 zusammengefasst. Die meisten Werte für die Laufzeit der “410” liegen bei 44 s, der Mittelwert liegt bei 44,4 s und damit leicht über dem des IASP91-Modelles. Der Mittelwert der Laufzeiten der “660” dagegen ist mit 67,8 s etwas kleiner als der des IASP91-Modelles. Damit beträgt die mittlere Laufzeit-Differenz zwischen den Konversionen der “410” und “660” 23,4 s, was um 0,6 s unterhalb des entsprechenden Wertes für das IASP91-Modell liegt. Dies bedeutet, dass die Mächtigkeit der Mantel-Übergangszone um ca. 6 km unter der des IASP91-Modelles liegt, was sich wiederum als positive Temperatur-Anomalie von ca. 50°C in diesem Tiefenbereich interpretieren lässt. Die größte Verringerung der Mächtigkeit der Übergangszone tritt an der südlichsten Station TRVM auf. Dort ist die Laufzeit-

differenz um 1,3 Sekunden kleiner als im globalen Mittel, was eine erhebliche Anomalie darstellt und einer um ca. 100°C erhöhten Temperatur im Bereich der Mantel-Übergangszone entspricht. Noch kleiner ist die Laufzeit-Differenz an der Station GOA, wo jedoch die “660” eine so kleine Amplitude aufweist, dass der Wert unsicher ist, zumal an der in der Nähe befindlichen Station KARD praktisch keine anomal dünne Mantel-Übergangszone festzustellen ist.

Die Laufzeiten der “410” und “660” im indischen Schild liegen im Mittel nahe denen des IASP91-Referenzmodelles. Der Vergleich mit anderen präkambrischen Schilden (Chevrot et al., 1999) zeigt jedoch, dass die für die indischen Stationen ermittelten Zeiten keineswegs typisch für präkambrische Schilde sind. Bei fast allen Stationen in präkambrischen Regionen weltweit liegen die  $P_{410s}$ - und  $P_{660s}$ -Zeiten deutlich unter 43 bzw. 67 s. Bei einer Station in Westafrika maßen Chevrot et al. (1999) sogar Zeiten von nur 41,8 bzw. 65,8 s. In Indien dagegen liegt keine der sicher bestimmten Zeiten unter 43,5 bzw. 67,3 s, was ich als anomal im Vergleich mit anderen präkambrischen Regionen einschätze. Die im Vergleich zum globalen Mittel “frühen”  $P_{410s}$ - und  $P_{660s}$ -Phasen der meisten präkambrischen Schilde werden z.B. von Chevrot et al. (1999) als charakteristisch für tief reichende kontinentale Wurzeln angesehen. Im Umkehrschluss lässt sich argumentieren, dass die in Indien fast überall relativ nahe dem globalen Mittel liegenden Zeiten auf das *Fehlen* einer solchen Wurzel zurückzuführen sind. Dies würde also bedeuten, dass die indische Platte eine anomal dünne Lithosphäre besitzt. Zur seismischen Mächtigkeit der indischen Lithosphäre gibt es allerdings bisher nur wenige Studien, welche praktisch alle auf globaler Oberflächenwellen-Tomografie beruhen (Shapiro und Ritzwoller, 2002, z.B.) und dementsprechend eine begrenzte laterale Auflösung besitzen. Grundsätzlich ist die Vorstellung von einer anomal dünnen und heißen indischen Lithosphäre jedoch nicht neu. Negi et al. (1986) beispielsweise postulierten, dass die Lithosphäre aufgrund der zeitweise extrem hohen Geschwindigkeit der indischen Platte lange vor der Kollision mit Eurasien durch Mantelkonvektion entfernt worden sein könnte, möglicherweise unterstützt durch das Überqueren des Reunion-Hotspots. Andere Autoren wie Roy und Rao (2000) lehnen dieses Konzept jedoch vehement ab und argumentieren für eine besonders *mächtige* Lithosphäre.

