

邓嘉美、金明培、赵家本等, 2014, 云南地区地壳厚度与泊松比变化及其意义, 中国地震, 30(4), 583~596。

云南地区地壳厚度与泊松比变化及其意义

邓嘉美 金明培 赵家本 高琼 陈佳

中国地震局滇西地震预报实验场办公室, 云南省大理市洱海公园滨海大道 671000

摘要 利用云南省“十五”期间建成的46个宽频带地震台2007年7月~2008年7月间记录的6级以上远震波形资料, 提取各台站下方的P波接收函数, 并据此计算和分析了云南地区的地壳厚度变化情况和泊松比的分布特征。得到的较前更高空间分辨率的结果表明, 云南地区的地壳厚度总体呈现“北深南浅”的特征, 最北部的中甸台地壳厚度是53.5km, 而最南端的勐腊台仅为31.7km。红河断裂的边界作用较为明显, 断裂以东的地壳厚度较大, 以西的则较小; 断裂西侧的地壳厚度变化较为舒缓, 东侧则变化剧烈, 且自东南向西北厚度逐渐加深。在川滇菱形块体及周围存在2个上地幔隆起, 一个隆起的中心轴在楚雄-元谋一带, 另一个隆起的中心轴在东川附近。从泊松比的分布情况来看, 研究区内泊松比的分布是不均匀的, 自南向北存在较大差异, 北部的中甸台处达到最大0.289, 而南部的景谷台处仅为0.146, 与地壳厚度“北深南浅”的趋势基本相一致。泊松比在滇东块体内较低, 在滇中块体内较高; 北纬24°以北地区泊松比显然比以南地区要高。总的分布状态为: 川滇菱形块体周围的泊松比属于中-高值($0.26 \leq \sigma \leq 0.29$)。

关键词: 云南地区 接收函数 地壳厚度 泊松比

[文章编号] 1001-4683(2014)04-0583-14

[中图分类号] P315

[文献标识码] A

0 引言

云南地区位于青藏高原的东南缘, 处于印度板块向北与欧亚板块的正面碰撞推挤区及侧面的剪切区, 构造十分复杂, 深大断裂发育, 地壳较为破碎, 正是这一特殊的构造背景和特殊的地质条件, 使得该地区地震活动十分频繁。强烈地震的发生与地壳和上地幔深部结构、块体间的相互作用和动力学环境等都有着密切的关系。另外, 由于印度板块与欧亚板块的相互作用, 青藏高原的岩石圈物质有可能流向该区域(曾融生, 1992; 张中杰, 2001、2002)。如果青藏高原的岩石圈物质确实向东流动, 那么这里就是物质挤出的必经通道, 该区地壳上地幔结构中应当蕴含着岩石圈物质东向流动的地球物理证据。因此, 研究云南地区的地壳结构对于揭示印度板块与欧亚板块的碰撞机制、探讨大陆构造物理及造山运动特征等均具

[收稿日期] 2013-10-03; [修定日期] 2014-12-24

[项目类别] 云南省地震局青年基金课题“用‘十五’新台网资料研究云南地区地壳厚度和泊松比变化及其意义”(200808)、中国地震局地震观测与地球物理成像重点实验室开放基金“滇西地震预报实验场地区地壳精细结构偏移成像研究”(SOGI 2013 FUDA02)共同资助

[作者简介] 邓嘉美, 女, 1978年生, 工程师, 主要从事地震监测预报和数字地震学的研究。

E-mail: dengjiamei0102@sina.com

有重要意义。

20 世纪 80 年代以来,有学者对云南地区进行了大量的地球物理研究。前人结合人工地壳测深(“滇深 82”、“滇深 86-87”和“腾深 99”工程)、重力资料反演(He Xiang et al, 1986)以及其它地球物理方法的研究结果,给出了云南地区地壳厚度变化的主要特征。

该地区地壳厚度变化剧烈,莫霍界面的总趋势为东南浅、西北深,但由于受测深剖面位置等条件的限制,其变化细节仍待进一步探究。而获得详细的岩石圈结构模型,研究其深部结构特征,对了解该地区动力过程及其与地震活动性的关系具有重要意义。

随着数字地震观测技术的不断发展,利用天然地震波波数据研究地球内部结构已成为人们关注的研究方向。远震 P 波波形数据中包含了大量地震台站下方地壳和上地幔速度间断面所产生的 Ps 转换波及其多次反射波的信息,在远震体波波模拟基础上发展起来的接收函数方法(Langston, 1979),已逐步成为地球内部物理、地壳上地幔结构研究的重要手段和方法,并获得了一系列的重要成果。Owens 等(1984、1997)利用宽频带远震 P 波反演区域台网地壳结构;Kind 等(1995)研究了全球数字地震台网(GDSN)台站下的地壳结构;Yuan 等(1997)发展了接收函数的偏移叠加方法,用以研究上地幔间断面的横向变化,并将其成功应用于青藏高原和安第斯地区的地壳上地幔结构研究;Dueker 等(1997)提出了接收函数共中心点叠加方法(亦称共面元叠加);刘启元等(1996、1997、2000)在宽频带地震台阵观测和接收函数方法研究方面做了诸如接收函数的非线性反演和合成 3 维横向非均匀介质远震体波的接收函数的方法等多项工作;吴庆举等(1998、2003a、2003b、2007a、2007b)利用接收函数研究青藏高原地壳结构,并用小波变换方法反演接收函数,计算台站接收函数的最大熵谱反褶积,并提出用多道反褶积方法测定台站接收函数及接收函数的克希霍夫 2 维偏移方法。

众多学者利用接收函数进行了大量关于云南地区地壳结构方面的研究。陈培善等(1990)研究了云南地区速度结构的横向不均匀性;刘瑞丰等(1993)利用地震层析成像方法研究了云南及邻区的 3 维速度结构;胡家富等(2003)利用远震 3 分量 16 位宽频数字记录获取了云南地区 23 个台站下方的体波接收函数,进而计算得到云南地区的地壳厚度、S 波速度结构及地壳泊松比空间分布特征等;吴建平等(2001、2006)利用远震接收函数算法、非线性遗传算法和分频段波形的线性化反演方法等研究了川滇地区的速度结构;孙丽等(2008)利用接收函数研究了川滇地区国家地震台下地壳厚度及波速比;查小惠(2013)采用 $H-\kappa$ 叠加搜索技术获得了台站下方的地壳厚度和波速比;李永华等(2009)利用接收函数方法研究了云南及邻区地壳上地幔结构;张晓曼等(2011)对云南壳幔 S 波速度结构与强震的构造背景进行了讨论;贺传松等(2004a)、冯静等(2012)利用接收函数对腾冲地区的 S 波速度结构进行研究;在此基础上,贺传松等(2004b)还研究了滇西地区的深部结构。

本文利用云南地区 46 个地震台的远震波形资料,获取 46 个台站下方的体波接收函数,得到了云南地区的地壳厚度、介质泊松比的分布特征。

1 资料选取

“十五”期间,云南省测震台网由原来的 23 个测震台增加到了 46 个(图 1)。新台网的台站个数多,密度大,分布更合理,能较好覆盖云南的不同区域。在此基础上利用接收函数

计算出新台网台站下方的地壳厚度结果会更为精确。研究中,利用云南地区“十五”新台网的 46 个宽频数字化台站所记录的远震 3 分量记录,计算出台站的径向接收函数。从接收函数中测量出 Ps 转换波以及多次反射波 PpPs 与直达波的时差,以此估算出台站下方的地壳厚度和泊松比,进而研究云南地区的地壳结构特征及其地质意义。

本文的研究区域为 21 ~ 29°N、97 ~ 106°E(图 1)。选取了 2007 年 7 月 1 日 ~ 2008 年 7 月 8 日间,震中距介于 30 ~ 90°,震级为 6.0 ~ 7.9 的 95 个远震记录事件的波形资料,其中 7 级地震 8 个,6 级地震 87 个。远震事件目录来源于 <http://www.iris.edu/SeismiQuery/events.html> 的查询结果,并与实际记录进行对照。本文所选用地震样本为台网反方位角 31 ~ 300°的天然地震(图 2),由于选用资料的时限仅为 1 年,而符合此条件的研究区北部的震例很少,故研究中未选取研究区西北和北部的地震样本。

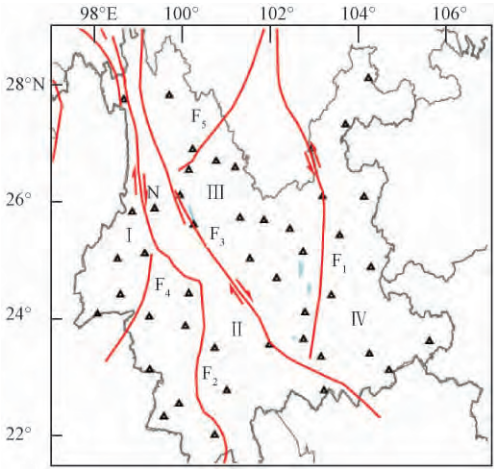


图 1 云南省地区主要构造及地震台站分布
三角形为地震台; I: 滇缅泰块体; II: 印支块体; III: 滇中块体; IV: 滇东块体; F1: 小江断裂; F2: 澜沧江断裂; F3: 红河断裂; F4: 怒江断裂; F5: 丽江-小金河断裂

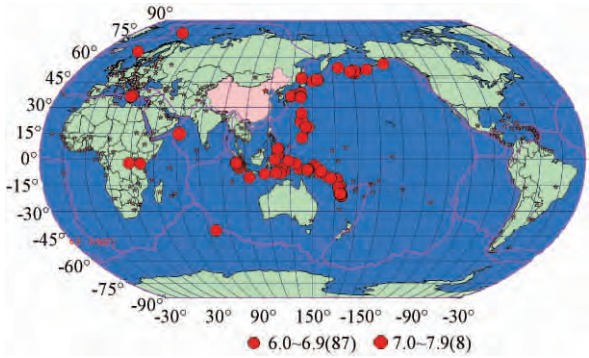


图 2 2007 年 7 月 1 日 ~ 2008 年 7 月 8 日远震空间分布

本文研究的云南地区深大断裂十分发育,主要分布有 3 大断裂系统:怒江-澜沧江断裂系、金沙江-红河断裂系和康滇断裂系,它们将云南地区割分在滇缅泰块体、印支块体、滇中块体、和滇东块体等 4 个主要构造变形体中(刘祖荫等,2002)。滇缅泰块体西以葡萄-密支那-曼德勒缝合线为界,东以怒江-澜沧江断裂为界,块体内又以怒江断裂为界,划分为腾冲块体和保山块体。印支块体西以澜沧江断裂为界,东以金沙江断裂和红河断裂为界。滇中块体内以程海断裂、元谋-绿汁江断裂和小江断裂为界,进一步分为滇中坳陷、康滇古隆起、盐源-丽江陆缘坳陷等。滇东块体是小江断裂带以东的地区。

2 计算方法

远震 P 波以较大的水平相速度到达台站, 3 分量记录图上, 垂直分量以 P 波为主, 水平分量以 S 波为主。在远震记录图上, P 波之后呈现出一系列的散射波, 特别是 Ps 转换震相较为突出。水平分量的散射波系列被称为台站接收函数, 它描述了地震波通过台站下方地层向上传播的过程中, 直达 P 波与 Ps 转换波以及多次反射波之间的分布趋势(图 3)。将远震观测资料的垂直分量作为与震源和传播路径有关的元生波, 通过对径向和切向分量进行反褶积, 就可以消除震源时间函数、震源响应和传播效应等的影响, 得到台站下方的 Ps 转换波和多次反射波。接收函数方法通常用于从复杂的地震记录中分离出 Ps 转换波, 使我们能借用 Ps 转换波来研究地壳和上地幔的结构, 进而推断地球内部的动力学过程。

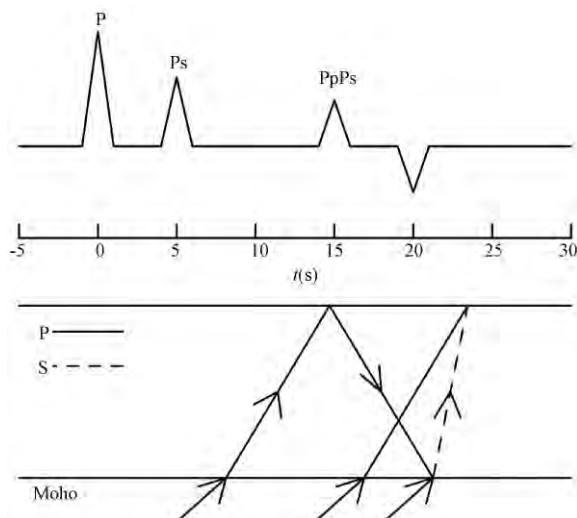


图 3 接收函数所反映的直达 P 波与 Ps 转换波及多次反射波之间的分布趋势

若 Moho 面是最深的反射界面(图 3), 则 Ps 转换波和直达 P 波的时差与地壳厚度 H 之间有如下关系

$$H = \frac{t_{Ps} - t_P}{\sqrt{\frac{1}{v_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{v_p^2} - p^2}} \quad (1)$$

式中, p 为射线参数, H 是地壳厚度, v_p 和 v_s 分别为纵、横波速度。同理, 多次反射波 PpPs 与 Ps 转换波之间的时差与地壳厚度 H 的关系为

$$H = \frac{t_{PpPs} - t_{Ps}}{2 \sqrt{\frac{1}{v_p^2} - p^2}} \quad (2)$$

将式(1)除以式(2), 然后方程两边平方即可得到波速比为

$$\frac{v_p}{v_s} = \left\{ (1 - p^2 v_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{Ps} - t_P}{t_{PpPs} - t_{Ps}} + 1 \right)^2 + p^2 v_p^2 \right] \right\}^{1/2} \quad (3)$$

式(3)等号的右边虽含有纵波速度,但对于 v_p 取值的影响是很微弱的。由于地壳平均纵波速度为 $6.00 \sim 6.75 \text{ km/s}$,若时间能精确给出,当纵波速度取最大和最小时,所得波速比仅差 0.05 ,以此算出的泊松比的变化 ≤ 0.02 。若能得到波速比,根据弹性力学原理即可得到泊松比的值,即

$$\frac{v_p}{v_s} = \left[\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma} \right]^{\frac{1}{2}}$$

其中 σ 为泊松比。进而解出泊松比为

$$\sigma = \frac{1 - \frac{1}{2} \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2}{1 - \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2} \quad (4)$$

以此估算出台站下方的地壳厚度和泊松比,并可以此作为后续接收函数反演的约束条件。

为了给出各台站下方较为准确的地壳厚度、波速比和泊松比,必须对各台站的接收函数进行计算和挑选。在计算过程中根据最终迭代效果进行初选,一般迭代残差至少应小于 15% ,然后再从中挑选出 Ps 转换波和多次反射波震相清晰的接收函数进行震相识别和相应延时读取。根据林中洋等(1993)给出的“滇深 86 工程”中景云桥和大仓的测深结果,我们取地壳 P 波平均速度为 6.25 km/s ,S 波平均速度为 3.50 km/s ,利用上述地震波转换深度、波速比和泊松比的计算公式,得出了各台站下方地壳厚度、波速比和泊松比。

表 1 给出了 2 个不同的地壳厚度值,其中 H_1 由我们事先给出的该区地壳平均 P 波速度和平均 S 波速度由直达 P 波与 Ps 转换波时差与转换深度关系式(式(1))计算得到; H_2 由该区平均 P 波速度和多次反射波与 Ps 转换波时差与转换深度关系式(式(2))计算得到。从理论上讲,如果在接收函数水平扫描范围内界面是水平的,那么应该有 $H_1 = H_2$ 。然而两个结果并不相等且差异十分显著,主要原因是我们所给出的该区地壳平均 S 波速度并不准确(也不排除界面倾斜的可能),导致依赖 S 波速度的 H_1 计算结果也不准确。因此,仅仅取决于 P 波平均速度(可从测深结果得到)和接收函数时差计算得到的地壳厚度 H_2 就是本文所得到的接收函数的结果,我们给出 H_1 仅是用于和 H_2 进行比对。

3 结果分析

研究区内的 46 个数字地震台在研究时段内尚处于初运行阶段,故大部分拾震器为 KS-2000M,实际使用情况表明,该类仪器飘移较大。虽然有 95 个远震记录,但各个台站由于干扰背景和界面水平程度不一样,各台站资料的实际可利用率也有很大差异。有些台站相关性和形态均较好的接收函数数量并不是很多,但多数台站的接收函数都在 25 个以上,具备了一定的统计价值。

由于仪器稳定性的原因,单个接收函数往往难以判定多次反射波的具体位置,因此我们采用了多个接收函数集束相关来识别多次波,各台站接收函数集束后绝大部分找到了多次波位置。虽然部分台站(如保山台)的接受函数的个数仅为 20 左右,但是多次波的识别还是比较容易。个别台站(如永胜、云龙台)的波形判读仍有一定难度和争议,如永胜台的

表 1 云南地震台网接收函数分析结果

台站名	东经 (°)	北纬 (°)	接收函数线性反演结果				接收函数 $H\kappa$ 方法 (李永华等,2009)			
			地壳厚度	地壳厚度	波速比	泊松比	接收函 数个数	地壳厚度	波速比	
			H_1 (km)	H_2 (km)				(km)		
黑龙潭	102.7469	25.1483	41.1	41.9 ± 2.5	1.72 ± 0.07	0.244 ± 0.030	27	43.7 ± 0.5	1.76 ± 0.03	
通海	102.7881	24.1128	43.2	39.7 ± 2.7	1.81 ± 0.08	0.276 ± 0.032	54	41.9 ± 0.5	1.72 ± 0.02	
弥勒	103.3872	24.4058	41.6	41.4 ± 1.9	1.74 ± 0.07	0.252 ± 0.028	26	41.4 ± 0.8	1.74 ± 0.03	
马龙	103.5753	25.4286	40.8	45.6 ± 2.0	1.66 ± 0.07	0.210 ± 0.037	30	46.4 ± 0.7	1.64 ± 0.02	
易门	102.2019	24.7206	41.8	41.2 ± 3.1	1.75 ± 0.09	0.253 ± 0.038	15	44.7 ± 0.7	1.65 ± 0.02	
禄劝	102.4497	25.5408	40.2	41.8 ± 2.8	1.71 ± 0.07	0.238 ± 0.028	27	44.6 ± 0.7	1.71 ± 0.02	
楚雄	101.535	25.0283	42.8	34.3 ± 2.1	1.93 ± 0.09	0.314 ± 0.025	33	46.7 ± 0.6	1.69 ± 0.04	
永胜	100.7681	26.6947	44.1	53.3 ± 4.4	1.629 ± 0.098	0.187 ± 0.024	27	51.2 ± 0.6	1.82 ± 0.02	
丽江	100.2325	26.8992	55.2	50.9 ± 2.4	1.80 ± 0.08	0.275 ± 0.029	47	54.0 ± 0.8	1.75 ± 0.03	
云龙	99.3708	25.8856	45.3	35.4 ± 2.3	1.95 ± 0.17	0.320 ± 0.037	45	44.8 ± 0.4	1.73 ± 0.03	
鹤庆	100.1508	26.5478	53.8	48.9 ± 3.1	1.81 ± 0.08	0.279 ± 0.027	29	49.7 ± 0.8	1.78 ± 0.02	
东川	103.1989	26.1072	57.0	45.6 ± 2.1	1.93 ± 0.08	0.313 ± 0.040	15	45.4 ± 0.6	1.92 ± 0.02	
沧源	99.2633	23.1333	32.9	32.5 ± 1.5	1.74 ± 0.06	0.252 ± 0.025	77	33.0 ± 0.7	1.73 ± 0.02	
思茅	101.0136	22.7756	33.1	34.7 ± 1.5	1.70 ± 0.06	0.234 ± 0.033	70	34.0 ± 0.5	1.77 ± 0.02	
团山	100.2531	25.6086	41.1	41.1 ± 2.5	1.74 ± 0.07	0.250 ± 0.031	35	43.0 ± 0.6	1.75 ± 0.02	
保山	99.1475	25.1181	35.3	33.0 ± 3.5	1.80 ± 0.08	0.272 ± 0.033	15	38.7 ± 0.6	1.72 ± 0.02	
云县	100.1394	24.4400	34.8	36.9 ± 1.8	1.69 ± 0.04	0.231 ± 0.020	42	35.0 ± 1.0	1.75 ± 0.02	
景洪	100.7383	22.0183	29.8	31.4 ± 1.8	1.70 ± 0.06	0.234 ± 0.029	64	32.1 ± 0.7	1.70 ± 0.02	
中甸	99.6975	27.8233	60.7	53.5 ± 4.2	1.84 ± 0.05	0.289 ± 0.034	17	55.3 ± 1.0	1.88 ± 0.02	
文山	104.2514	23.4067	34.7	38.0 ± 1.9	1.67 ± 0.06	0.219 ± 0.032	57	37.2 ± 0.6	1.73 ± 0.02	
昭通	103.7169	27.3219	43.2	46.7 ± 2.9	1.78 ± 0.06	0.268 ± 0.024	33	46.4 ± 1.1	1.70 ± 0.03	
个旧	103.1603	23.3597	37.9	36.5 ± 2.0	1.77 ± 0.08	0.262 ± 0.030	52	38.0 ± 1.5	1.76 ± 0.05	
洱源	99.9453	26.1086	47.1	46.1 ± 3.6	1.77 ± 0.08	0.261 ± 0.031	75	46.8 ± 0.8	1.75 ± 0.02	
腾冲	98.5410	24.9534	37.3	35.3 ± 2.3	1.79 ± 0.10	0.266 ± 0.041	33	35.0 ± 0.6	1.85 ± 0.03	
畹町	98.0678	24.0861	33.1	34.2 ± 2.9	1.72 ± 0.10	0.240 ± 0.043	69	—	—	
元谋	101.8607	25.6894	44.7	46.7 ± 1.9	1.71 ± 0.05	0.236 ± 0.023	34	—	—	
盐津	104.2315	28.1117	44.7	43.8 ± 2.6	1.76 ± 0.08	0.257 ± 0.030	24	—	—	
巧家	102.9434	26.9095	54.2	47.7 ± 3.4	1.85 ± 0.06	0.289 ± 0.021	13	—	—	
宣威	104.1357	26.0881	42.0	47.8 ± 2.4	1.65 ± 0.06	0.205 ± 0.035	52	—	—	
大姚	101.3164	25.7268	44.9	42.2 ± 3.4	1.79 ± 0.09	0.269 ± 0.033	22	—	—	
罗平	104.2911	24.8856	36.7	39.1 ± 2.7	1.69 ± 0.06	0.230 ± 0.031	53	—	—	
麻栗坡	104.7024	23.1284	29.3	35.7 ± 3.0	1.61 ± 0.10	0.173 ± 0.064	31	—	—	
金平	103.2234	22.7825	34.0	34.6 ± 4.1	1.73 ± 0.10	0.246 ± 0.041	69	—	—	
建水	102.7598	23.6504	36.7	39.3 ± 1.7	1.71 ± 0.07	0.227 ± 0.031	44	—	—	
元江	101.9780	23.5659	35.6	37.7 ± 2.2	1.70 ± 0.08	0.230 ± 0.037	67	—	—	
景谷	100.7351	23.5019	28.7	37.5 ± 1.3	1.60 ± 0.05	0.146 ± 0.042	64	—	—	
澜沧	99.9206	22.5524	29.8	35.4 ± 2.1	1.62 ± 0.07	0.188 ± 0.044	56	—	—	
临沧	100.0689	23.8785	33.0	37.3 ± 3.2	1.65 ± 0.09	0.206 ± 0.048	40	—	—	
永德	99.2454	24.0357	33.8	32.2 ± 2.8	1.78 ± 0.09	0.265 ± 0.038	49	—	—	
芒市	98.5925	24.4245	34.0	33.4 ± 2.0	1.76 ± 0.08	0.256 ± 0.033	49	—	—	
泸水	98.8518	25.8317	39.0	42.7 ± 2.3	1.67 ± 0.06	0.218 ± 0.038	48	—	—	
贡山	98.6707	27.7449	40.6	48.5 ± 2.1	1.64 ± 0.07	0.199 ± 0.043	15	—	—	
华坪	101.1993	26.5871	55.7	53.5 ± 3.1	1.81 ± 0.11	0.263 ± 0.041	41	—	—	
富宁	105.6202	23.6249	34.8	34.6 ± 1.9	1.74 ± 0.09	0.249 ± 0.043	60	—	—	
勐腊	101.5276	21.4259	28.7	31.3 ± 1.8	1.68 ± 0.08	0.219 ± 0.041	54	—	—	
孟连	99.5796	22.3365	32.4	31.6 ± 1.6	1.76 ± 0.08	0.257 ± 0.033	62	—	—	

PpPs 波如果读前一个波,计算出来的结果就比较小,地壳厚度还不足 35km,通过和丽江、华坪、鹤庆台相比较,最终认定 PpPs 波在 20 秒附近,以此计算地壳厚度为 53.3km。大多数台站的接收函数的形态较好,特别是滇西南的台站,计算了 95 个接收函数,大多可以得到 40 个以上的接收函数,畹町、富宁、景谷、元江、金平等台站所得的形态较好的接收函数超过 60 个,形态和重合性较好。图 4 给出了部分台站接收函数集束。

3.1 地壳厚度

云南省的地壳厚度(H_1)呈现“北深南浅”的特征(阚荣举等,1986)。西北端的中甸达到 60.7km,南段的勐腊仅仅是 28.7km。从图 5 可明显看到,红河断裂是云南地壳结构横向变化显著的分界线。红河断裂带以西的地区,在中甸形成凹陷,景谷、澜沧、勐腊地区形成隆起。红河断裂带以东地区的中甸、丽江、永胜等地壳厚度剧烈变化,等深线十分密集,显示了壳下台阶斜坡和巨大断裂(晏贤富,1981)。禄劝、通海将红河断裂带以东的地区分成了南北两个部分,北边等值线变化较快,南边等值线变化较为缓慢。

图 6 是利用式(2)计算出的地壳厚度图,云南地区的地壳厚度依然整体呈现出南北各异的变化趋势,从北到南厚度逐渐减小,这与阚荣举等(1986)、吴建平等(2001)、胡家富等(2003)、李永华等(2009)、张晓曼等(2011)的结果是一致的。从南端的 31.3km 向北增厚到 53.5km,其变化幅值超过 20km。南部的景洪、孟连、勐腊等地壳厚度不到 32km,西北部的丽江、永胜、中甸等则超过 50km。在更定量的角度上,与阚荣举等(1986)的结果相比,在中甸附近的地壳厚度彼此一致,但在北纬 25°以南的地区,本研究的结果明显小于阚荣举等(1986)由人工测深得到的结果。

除了南北向地壳厚度的趋势性变化外,本文的研究结果还表明,红河断裂的边界作用是明显的。红河断裂以东的地壳厚度更深,红河断裂以西的地壳厚度更浅。在红河断裂的西侧,地壳厚度变化较为舒缓,该区除贡山(48.5km)、泸水(42.7km)外,其余台站地壳厚度均在 38km 以内,相对较薄。其等值线呈 Z 字形,呈现“一隆一凹”结构。沿着永德-芒市-腾冲-保山-云龙一带,地壳结构呈现“隆起”状,这与胡家富等(2003)的结果有相近之处,他们认为显示隆起的位置在畹町至保山附近,这可能与该区莫霍面具体隆起位置不确定和多次地震相识别差异有关。沿景谷-思茅-景洪-勐腊一带,地壳厚度呈现“凹陷”的“舌”状。红河断裂以东的地区,地壳厚度变化剧烈,从东南向西北逐渐加深,说明红河断裂作为川滇菱形块体(阚荣举等,1977)的西边界吸收了大部分青藏高原东南向的“逃逸运动”,于地壳构造轮廓上在楚雄-元谋一带形成上地幔隆起。阚荣举等(1986)、胡家富(2003)、张晓曼等(2011)的结果也均认为在楚雄附近确实存在隆起。同时,在宣威、罗平一带形成“凹陷”,这与阚荣举等(1986)、胡家富等(2003)的研究结果是一致的。洱源-鹤庆-丽江-永胜-华坪-楚雄-禄劝-大姚-元谋一带的等深线变化较大,在小江断裂附近,等深线的变化较为舒缓。

云南地区存在着滇缅泰块体、印支块体、滇中块体和滇东块体等 4 个主要构造变形体。各个地块的地壳厚度也存在明显的差异。怒江断裂将滇缅泰块体分为腾冲块体和保山块体 2 个部分。在腾冲块体中有畹町、芒市、腾冲、泸水、贡山等 5 个台站,其中泸水、贡山台处地壳较厚,超过 40km,其余的地壳厚度均在 34km 左右。保山地块中分布有保山、云县、永德、临沧、沧源、孟连、澜沧、景洪等 8 个台站,该区域靠近澜沧江断裂的云县台(36.9km)、临沧台(37.3km)、澜沧台(35.4km)处的地壳厚度要比距澜沧江断裂较远的永德台(32.2km)、

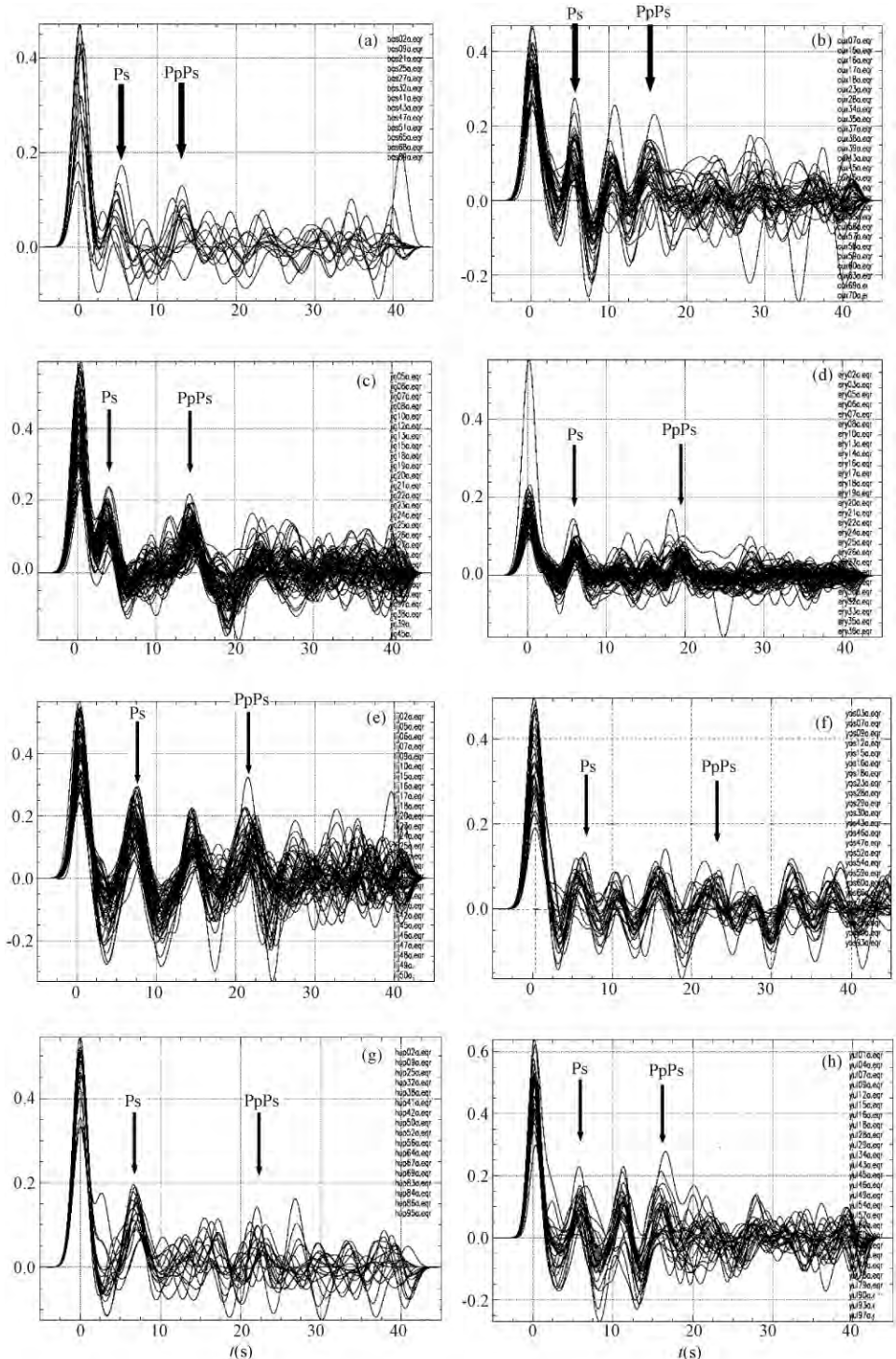


图4 部分台站接收函数集束分析

(a) 保山台 (b) 楚雄台 (c) 景谷台 (d) 洱源台 (e) 丽江台 (f) 永胜台 (g) 华坪台 (h) 云龙台

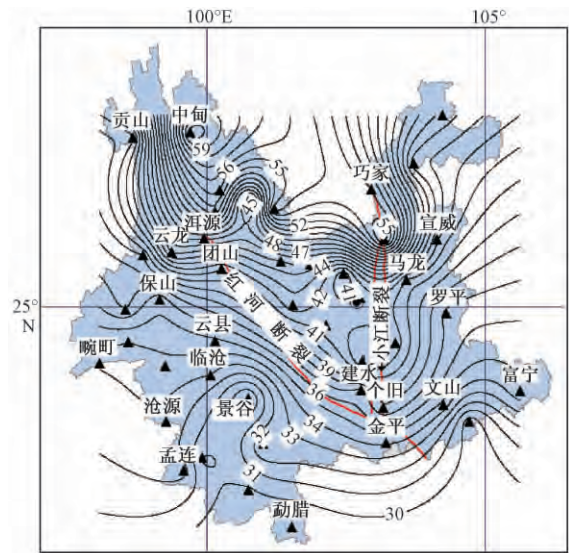


图5 云南省地壳厚度(H_1)分布(等深线单位:km)

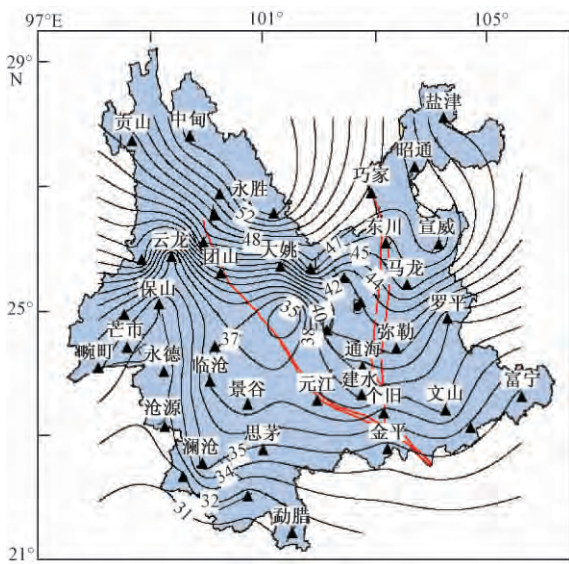


图6 云南省地壳厚度(H_2)分布(等深线单位:km,断裂说明同图5)

沧源台(32.5km)、孟连台(31.6km)处的地壳厚度要深3.0~5.0km。印支板块上分布有云龙、景谷、元江、思茅、金平、勐腊等6个台站。该区域地壳厚度31.3~37.7km,较之滇中块体和滇东块体更薄些。这与查小惠(2013)的结果也是一致的。在滇中块体内,中甸台(53.5)附近的地壳厚度较深,川滇菱块的建水台(39.3)、个旧台(36.5)处的尖角区域较浅。在该区,总体呈现南浅北深的趋势;北纬25°以北的区域等深线较为密集,变化较为明显;北纬25°以南的区域等深线变化较为均匀,地壳厚度从南向北逐渐减小。滇东地块等深线变化较为舒缓,宣威以北莫霍面增厚,宣威以南莫霍面变浅。弥勒以北地区地壳厚度41.4~

47.8km,弥勒以南地区则为 34.6~39.3km。总的说来,云南的西北部地壳较厚,南部和东部较薄,北纬 24°以南的地区、红河断裂以西的地区地壳厚度一般小于 40km。厚地壳从西北向东南方向伸展,厚度和范围逐渐减小,其形态和范围与川滇菱形块体相一致。

为了评估本研究得到的地壳厚度的准确性,将其与李永华等(2009)用 $H-\kappa$ 扫描法所得结果进行比较(表 1)。因李永华等(2009)采用了云南地区的 24 个台站的数据,故只能比较这 24 个台的地壳厚度。比对显示,两个结果大体是一致的:地壳厚度相差 3km 的台站数是 21 个、相应超过 5km 的台站数是 3 个。差异比较大的是保山台、云龙台、楚雄台。而本文针对楚雄台所得结果与胡家富等(2003)给出的结果是比较接近的,胡家富等(2003)的结果是 32.0 ± 1.4 km,本文的结果是 34.3 ± 2.1 km。为何这几个台的计算结果差异较大呢?首先,决定地壳厚度和泊松比结果的关键是准确读取各震相之间的时差,这就要求具有高信噪比的记录。其次,由于该理论是建立在水平层状介质的基础之上,而多次反射波具有一定空间扫描宽度,故当介质为倾斜界面时,即使震中距相同,但方位不同的事件到达同一个台站时,可能会产生不同的时差,并导致计算结果存在较大的差异。在本研究中由于远震在各个方位上的空间分布是不均匀的,而接收函数由于水平扫描范围较宽,因而具有较强的方向性,由此得到的结果准确性也就有可能存在很大的差异。总的说来,影响结果准确性的原因主要就是莫霍面存在倾斜、多次波震相不清以及多次波的到时难以识别等。

3.2 泊松比

泊松比是一个描述介质弹性的物理量,对于普通的岩石而言,泊松比为 0.20~0.35,而且它对岩石的组成特别敏感。众所周知,由于硅的泊松比仅为 0.09,氧化硅的含量增加、泊松比值降低,高铁镁质增加、泊松比值增加。泊松比从小到大的变化反映了岩石组成从长英质到铁镁质的变化趋势。地壳泊松比的变化在一定程度上反映了地壳(特别是下地壳)中铁镁质及长英质的含量。根据波速比与泊松比之间的关系,将波速比转化为泊松比,发现研究区地壳的平均泊松比多数介于 0.20~0.32 之间。这与李永华等(2009)的结果是比较一致的。与胡家富等(2003)的计算结果相比较,本文的泊松比普遍要小,其原因是利用在 Moho 面产生转换波和地壳多次波到时信息估算地壳平均厚度与波速比时,接收函数的信噪比和数量对结果的约束至关重要。受到资料的限制,胡家富等(2003)的接收函数事件相对较少(20 个左右);而本研究中大部分台站计算的接收函数事件要多一些,误差相对会小一点,因此本文结果更接近于李永华等(2009)的研究结果。

在研究区内,泊松比的分布存在明显的不均匀性,自南向北存在较大差别,即由北部最大值 0.320 变化到南部最小值 0.146(图 7),与地壳厚度北深南浅的趋势基本相一致。从泊松比的分布情况看,泊松比的块体特征是比较显著的。小江断裂东侧的滇东块体的泊松比较低,西侧的滇中块体的泊松比较高。小江断裂明显成为一条分界线,这一特征与地质构造边界划分是一致的。小江断裂以东的滇东块体的泊松比为低值($\sigma \leq 0.26$),表明小江断裂以东的滇东块体的地壳属于长英质组分;小江断裂以西的地区的泊松比为中-高值($0.26 \leq \sigma \leq 0.29$),该地区壳内很可能含有较高的铁镁质成分,而且部分台站还存在高泊松比($\sigma \geq 0.30$),如云龙台(0.32)、楚雄台(0.314)、东川台(0.313)就呈现出高值,高泊松比则表示块体内除了可能含有较高的铁镁质成分还可能存在部分熔融(Owens et al, 1997)。观察云南地区的泊松比分布图发现,低泊松比的地区有 2 个(图 7):北纬 24°以南、红河断裂以西的地

区,即保山地块和印支块体南部相邻的区域;小江断裂以东的滇中块体。中-高泊松比分布在滇中块体、印支块体的北部和腾冲地块。总的说来,中-高泊松比分布在川滇菱形块体及附近地区。该区的中-高泊松比除了指明该区地壳力学性质与周边地区的差异外,可能还暗示着该区是物质挤出的通道,同时还提示了下地壳物质有可能参与了由欧亚板块与印度板块碰撞引起的物质东向流动。

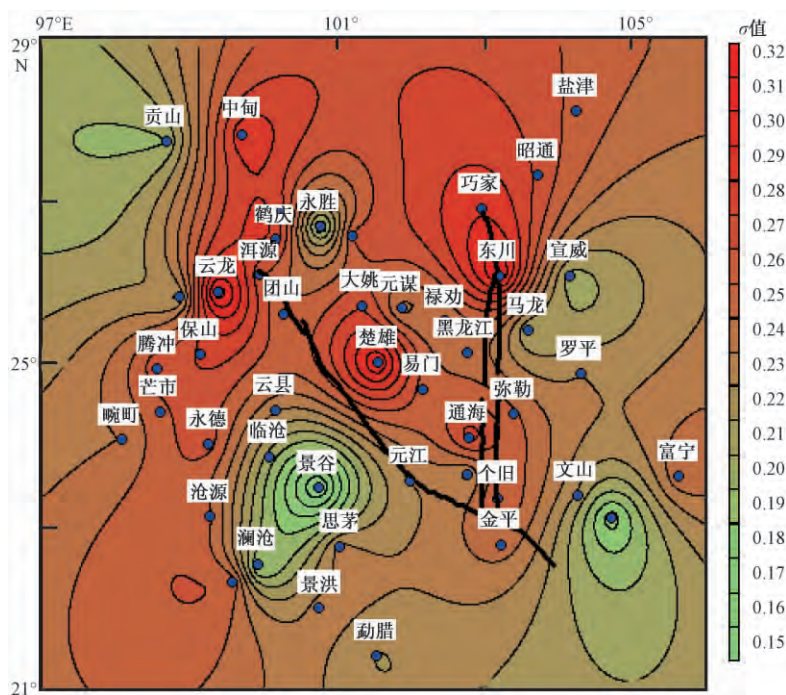


图7 云南省泊松比分布图(各断裂名同图5)

地壳厚度和泊松比之间关系可能蕴含大陆地壳形成和构造演化过程的重要信息。如果大陆地壳成分单一,即从地表到莫霍面皆由同一种岩石组成,那么无论地壳增厚或减薄都不会影响地壳泊松比的大小。若地壳增厚为下地壳变化所致,则泊松比变化与地壳厚度变化成正相关;若地壳增厚为上地壳叠置所致,则泊松比变化与地壳厚度变化成反相关(刘琼林等,2011)。在本研究中,研究区台站下方的地壳厚度与泊松比没有相关性,这与李永华等(2009)的研究结果是一致的。这种非相关性表明云南地区的地壳增厚方式可能是由上地壳与下地壳同时增厚,因而导致地壳的平均物质组成变化不大。然而张中杰等(2005a、2005b)、张恩会等(2013)认为滇西地区的保山地块、腾冲地块、思茅地块的地壳增厚是由下地壳增厚所致,地壳厚度与泊松比呈正相关;查小惠(2013)则认为除了滇东块体的泊松比增大与下地壳增厚密切相关外,云南地区的其它块体的泊松比与地壳厚度的变化均没有相关性。这些争议还有待于通过更为精深的研究加以厘清。

4 结语

远震接收函数是研究地壳结构和组分的一种有效方法。本文利用云南省“十五”期间

建成的 46 个地震台的远震波形资料,获取 46 个台站下方的体波接收函数,得到了云南地区 46 个台站下方的地壳厚度、介质泊松比值。较之前人结果,其空间分辨率有所提高,台站数量增加到了 46 个,对结果的辨析也更为细致。结果显示,研究区的地壳厚度和泊松比侧向变化明显,显示出不同块体深部结构特征和大致分界情况。

云南地区的 Moho 面深度变化剧烈。西北部地壳较厚,中甸、丽江一带超过 50km。滇西南的地壳较薄,景洪、孟连、勐腊一带的厚度还不到 32km。厚地壳从西北向东南方向伸展,厚度和范围逐渐减小,其形态和范围与小江断裂和红河断裂围成的川滇菱形块体相一致,表明川滇菱形块体的地壳比周围地区的厚。红河断裂以东的地壳厚度更大,红河断裂以西的地壳厚度要更浅。在红河断裂的西侧,地壳厚度变化较为舒缓,其等值线呈 Z 字形,腾冲块体地壳厚度要大于保山块体和思茅块体;红河断裂以东地区地壳厚度变化剧烈,且从东南向西北逐渐加深。

云南地区的泊松比显示出由北向南逐渐减小的特征。泊松比从西北向东南方向,大小和范围逐渐减小,其形态和范围与川滇菱形块体相一致,分布特征与地壳厚度相一致。红河断裂以东地区的泊松比整体上要比红河断裂以西地区高。小江断裂东侧的滇东块体泊松比低于西侧的滇中块体。中-高泊松比地区主要分布在滇中块体、印支块体的北部和腾冲块体,低泊松比地区则分布在保山地块、印支块体南部和滇中块体。

虽然本文得到的云南地区的地壳厚度和泊松比分布特征与前人的结果在总趋势上是一致的,但部分地区还是存在明显的差异,如云龙附近存在的隆起、楚雄附近存在的隆起的位置以及永胜、景谷附近的低泊松比。这可能与 P 波速度取值有一定的关系,本文所有的台站 P 波速度均采用 6.25km/s,由于每个台站下方的 P 波速度是不一样的,因此导致结果存在一定的差异;接收函数的方向性与远程事件分布方位的不均匀性(东北、东南多,西北、西南少)也会导致结果存在较大的差异;再因界面倾斜,以不同方位的远程事件做出的接收函数算出的地壳厚度和泊松比平均下来就会存在较大的差异。本文得到的结果仅限于云南省内的台站控制范围,而台网分布不均,云南与四川交界、云南和缅甸交界处存在的盲区都会影响到结果的可靠性。

但是总的说来,用接收函数来分析地震台站下方的地壳结构仍然是一种较容易、较成熟的方法。在今后的研究中若能利用更多的台站、更多的地震事件进行分析,所得的结果也将更为精细和可靠。

参考文献

- 陈培善、刘福田、李强等,1990,云南地区速度结构的横向不均匀性,中国科学:D 辑,20(4),431~438。
- 冯静、傅竹武、高孟潭,2012,利用接收函数方法研究腾冲地区 S 波速度结构,地球物理学进展,27(4),1328~1336。
- 贺传松、王椿镛、吴建平,2004a,腾冲火山区 S 波速度结构接收函数反演,地震学报,26(1),11~18。
- 贺传松、王椿镛、吴建平,2004b,用远震接收函数研究滇西地区的深部结构,地震学报,26(3),238~246。
- 胡家富、苏有锦、朱雄关等,2003,云南的地壳 S 波速度与泊松比结构及其意义,中国科学:D 辑,33(8),714~722。
- 阚荣举、张四昌、晏凤桐等,1977,我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨,地球物理学报,20(2),96~110。
- 阚荣举、林中洋,1986,云南地壳上地幔构造的初步研究,中国地震,2(4),50~61。
- 李永华、吴庆举、田小波等,2009,用接收函数方法研究云南地区及其邻区地壳上地幔结构,地球物理学报,52(1),67

- ~80。
- 林中洋、胡鸿翔、张文彬等,1993,滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究,地震学报, **15** (3), 427~440。
- 刘启元、Kind R、李顺成等,1996,接收函数复频谱比的最大或然性估计及非线性反演,地球物理学报, **39** (4), 502~513。
- 刘启元、李顺成、沈杨等,1997,延怀盆地及其临区地壳上地幔速度结构的宽频带地震台阵研究,地球物理学报, **40** (6), 763~771。
- 刘启元、陈九辉、李顺成等,2000,新疆伽师强震群区三维地壳上地幔 S 波速度结构及其地震成因的探讨,地球物理学报, **43** (3), 356~364。
- 刘琼林、王椿镛、姚志祥等,2011,华北克拉通中西部地区地壳厚度与波速比研究,地球物理学报, **54** (9), 2213~2224。
- 刘瑞丰、陈培善、李强等,1993,云南及其临近地区三维速度图像,地震学报, **15** (1), 61~67。
- 刘祖荫、苏有锦、秦嘉政等,2002,20 世纪云南地震活动,北京:地震出版社。
- 孙丽、刘瑞丰、黄志斌等,2008,用接收函数研究川滇地区国家地震台下地壳厚度及波速比,中国地震, **24** (4), 362~369。
- 吴建平、明跃红、王椿镛,2001,云南数字地震台下方的 S 波速度结构研究,地球物理学报, **44** (2), 228~237。
- 吴建平、明跃红、王椿镛,2006,川滇地区速度结构的区域地震波形反演研究,地球物理学报, **49** (5), 1369~1376。
- 吴庆举、曾融生,1998,用宽频带远震接收函数研究青藏高原的地壳结构,地球物理学报, **41** (5), 669~679。
- 吴庆举、田小波等,2003a,计算台站接收函数的最大熵谱反褶积方法,地震学报, **25** (4), 382~389。
- 吴庆举、田小波等,2003b,用小波变换方法反演接收函数,地震学报, **25** (6), 601~607。
- 吴庆举、李永华、张瑞青等,2007a,接收函数的克希霍夫 2D 偏移方法,地球物理学报, **50** (2), 539~554。
- 吴庆举、李永华、张瑞青等,2007b,用多道反褶积方法测定台站接收函数,地球物理学报, **50** (3), 791~796。
- 晏贤富,1981,云南及邻区的深部地质构造,地质学报, (1), 20~28。
- 查小惠,2013,云南地区地壳厚度和泊松比研究,中国科学:D 辑, **43** (3), 446~456。
- 张恩会、楼海、嘉世旭等,2013,云南西部地壳深部结构特征,地球物理学报, **56** (6), 1915~1927。
- 张晓曼、胡家富等,2011,云南壳幔 S 波速度结构与强震的构造背景,地球物理学报, **54** (5), 1222~1231。
- 张中杰、李英康、王光杰等,2001,藏北地壳东西向结构与“下凹”莫霍面,中国科学:D 辑, **31** (11), 881~888。
- 张中杰、滕吉文、李英康等,2002,藏南地壳结构与地壳物质东西向“逃逸”,中国科学:D 辑, **32** (10), 793~798。
- 张中杰、白志民、王椿镛等,2005a,冈瓦纳型和扬子型地块地壳结构:以滇西孟连-马龙宽角反射剖面为例,中国科学:D 辑, **34** (5), 387~392。
- 张中杰、白志民、王椿镛等,2005b,三江地区地壳结构及动力学意义:云南遮放宾川 I 地震反射/折射剖面的启示,中国科学:D 辑, **35** (4), 314~319。
- 曾融生、孙卫国,1992,青藏高原及其邻区的地震活动性和震源机制以及高原物质东流的讨论,地震学报, **14** (增刊), 534~564。
- Dueker K G, Sheehan A F, 1997, Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track, Journal of Geophysical Research, **102** (4), 8313~8327.
- He X, Wu G H, 1986, Crustal thickness and its function of isostatic gravity compensation in Yunnan area, Journal of Seismological Research, **9** (4), 487~500.
- Kind R, Kosarev G L, Petersen N V, 1995, Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN), Geophys J Int, **121**, 191~202.
- Langston C A, 1979, Structure under Mount Rainer, Washington, inferred from teleseismic body waves, J Geophys Res, **84** (B9), 4749~4762.
- Owens T J, Zandt G, Taylor S R, 1984, Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, J Geophys Res, **89**, 7783~7795.
- Owens T J, Zandt G, 1997, Implications of crustal property variations for model of Tibetan Plateau evolution, Nature, **387**, 37~43.
- Yuan X, Ni J, Kind R et al, 1997, Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment, Journal of Geophysical Research, **102** (B12), 27491~27500.

Tectonic implications from the distribution map of the crust thickness and Poisson's ratio in the Yunnan area

Deng Jiamei Jin Mingpei Zhao Jiaben Gao Qiong Chen Jia

Office of the Western Yunnan Earthquake Prediction Study Area, CEA, Dali 67100, Yunnan, China

Abstract We derived receiver functions under 46 stations of the Yunnan Seismic Network after the tenth “Five-year Plan” from teleseismic P waves recorded from July 2007 to July 2008. We then used these receiver functions to calculate higher resolution crust thickness and Poisson's ratio under this area. The result showed that the crust thicknesses in Yunnan are generally thicker in northern part than southern part, for example, the crust thickness under the Zhongdian seismic station in northwestern part of Yunnan is about 53.5km, but only 31.7km under the Mengla seismic station in the southeastern part of Yunnan. We also found that the crust thicknesses on eastern part of Red River fault is thicker and changes more gently than that in western part, so the Red River fault is an obvious boundary of the Yunnan area. Another clear result indicates there are two upper mantle rises in or nearby the Sichuan-Yunnan diamond block, one of the rise centers is in the Chuxiong-Yuanmou area, and the other is in the Dongchuan area. And the Poisson's ratio results reveal that they are lateral heterogeneous and different obviously from north to south. In north part, under the Zhongdian seismic station, the Poisson's ratio reaches 0.289, but in south, under the Jingu seismic station it is only 0.146. It seems they are in accord with the crust thickness feature. The distribution map also shows the Poisson's ratio lower in eastern Yunnan block and in southern Yunnan from latitude 24° , but higher in mid-Yunnan block and in northern Yunnan from latitude 24° as well as the Sichuan-Yunnan diamond block is medium to high Poisson's ratio area.

Key words: The Yunnan area Receiver function Crust thickness Poisson ratio