

运用 $H-k$ 扫描和人工读取震相到时两种方法 对比研究云南地区地壳结构^{*}

龙飞¹, 胡家富², 杨海燕², 陈俊磊¹

(1. 云南省地震局, 云南 昆明 650224; 2. 云南大学资源环境与地球科学学院, 云南 昆明 650091)

摘要: 利用云南及其邻区 59 个宽频地震台站记录到的 $30^\circ \sim 100^\circ$ 远震资料, 采用 P 波接收函数方法对云南地区的地壳厚度和地壳平均泊松比分布进行分析。研究结果显示: 用 $H-k$ 扫描和人工读取震相到时两种方法得到的云南地区地壳厚度和泊松比分布情况较为吻合。研究区域内 Moho 面埋深南浅北深, 横向变化达 $30 \sim 40$ km。在川滇菱形块体东南缘, 地壳厚度等值线呈东南向舌状突出。泊松比呈块体分布特征, 断裂两侧差异显著。高泊松比的分布主要集中在滇缅泰块体内和研究区域北部以及小江断裂附近, 这与该区处于印度板块与欧亚板块碰撞俯冲前缘的特殊地理位置有关。

关键词: P 波接收函数; 地壳厚度; 泊松比; $H-k$ 扫描; 云南地区

中图分类号: P315.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2014)04-0620-08

0 引言

从 20 世纪 80 年代开始, 地震工作者相继运用人工地震测深 (阚荣举, 林中洋, 1986; 刘祖荫等, 2000), 人工层析成像技术 (赵永贵等, 1992; 黄金莉等, 2001)、接收函数 (贺传松等, 2004, 李永华等, 2009) 等方法在云南地区开展一系列地质调查和科学研究, 并取得了有意义的成果。接收函数方法作为研究地壳上地幔结构的有效手段, 具有简便、直观、准确的特点, 因此随着接收函数技术的发展成熟与地震台站数字化的普及, P 波接收函数逐渐成为地球物理研究的必要工具。但原有研究主要采用单一手段, 基于研究区域构造背景的复杂性, 研究结果不可避免存在偏差。为了尽可能弥补这种缺陷, 本文采用了接收函数的两种方法, 利用更加密集的地震台站, 对云南地区的地壳厚度和泊松比进行研究, 以期得到更为精准、可靠的结果, 并就两种方法的同异性加以探讨。

1 资料选取

本文的研究区域是云南及其周边地区 ($97^\circ \sim$

107°E , $21^\circ \sim 29^\circ\text{N}$), 如图 1 所示, 本文采用川滇地区共 59 个台站。这些台站均匀覆盖了研究区域, 较之以往的研究分布也更为密集, 为精确研究该区地壳结构奠定了基础。

本文采用了 2007 年 1 月 11 日至 2011 年 12 月 14 日全球 278 个地震事件, 从中选取震中距在 $30^\circ \sim 100^\circ$, 震级大于 6.0 且信噪比高的事件进行 P 波接收函数处理, 共得到了 7 064 个接收函数。图 2 中红色五角星代表着研究区域, 彩色圆圈表示远震事件分布, 红色、绿色和蓝色分别表示了浅源、中源和深源地震。

2 原理与方法

2.1 接收函数原理及提取

接收函数方法致力于消除震源、地震传播路径及仪器响应对远震体波波形的影响, 最大限度使 P 波能量和 S 波能量分离, 因此在远震记录图中直达 P 波之后出现一系列携带着地震台站下方地壳和上地幔间断面等信息的转换波 (P_s) 和多次波 (P_pP_s , $P_sP_s + P_pSs$), 从而达到接收函数反映台站下方介质的目的。

Langston (1979) 提出震源等效假定来消除震源结构和震源时间函数的影响。通过对地震事件

^{*} 收稿日期: 2013-01-05.

基金项目: 国家自然科学基金 (U0933602) 资助.

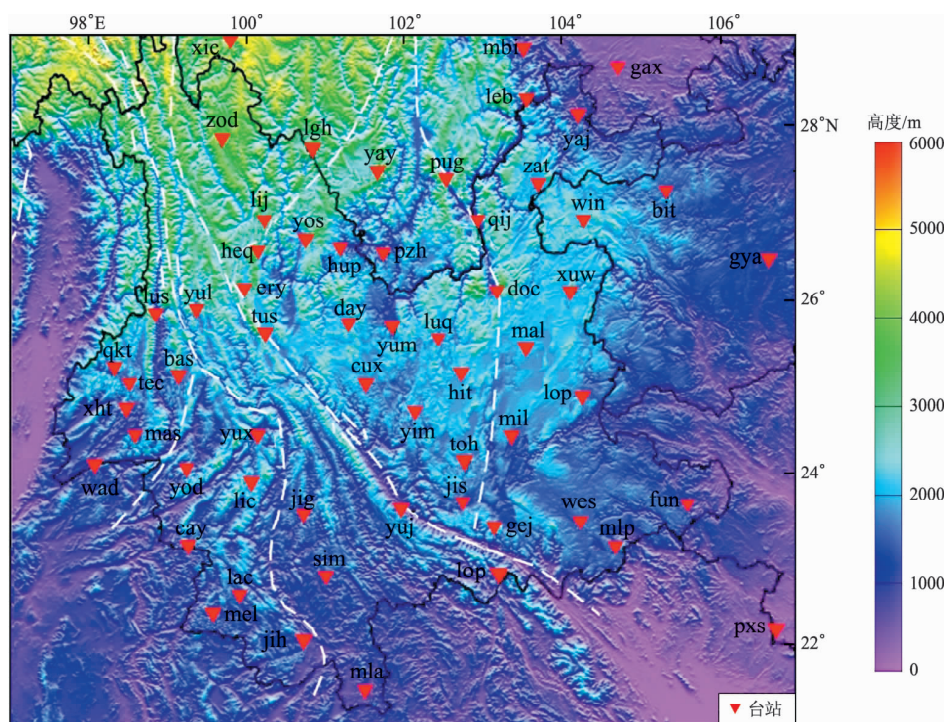


图1 云南地区地形及地震台站分布图

Fig. 1 Topography and distribution of seismic stations in Yunnan region

的筛选和接收函数预处理消除地震传播路径和仪器响应等问题,最后利用坐标旋转和反褶积获取接收函数。本文采用波场矢量分解方法,利用SV分量与P分量做反褶积,得到SV接收函数,其振幅随震中距的变化更加稳定,波形简单并突出了Ps转换波震相,反演过程中收敛性更佳。接收函数的动校正和叠加技术以增强Ps转换波震相和多次波震相为目的,由于各个地震的震中距和转换深度不同,需要将每一个接收函数校正到67°的参考距离处,再进行叠加。

2.2 $H-k$ 搜索扫描法

在Moho面产生的转换波Ps和多次波PpPs、PpSs + PsPs包含了地壳属性的信息。利用Ps转换波和多次反射波PpPs、PsPs + PpSs到时关系可以估算地壳厚度和波速比。Ps、PpPs和PsPs + PpSs与初至P波到时差公式可表示为

$$t_{Ps} = H \frac{\sqrt{(V_p/V_s)^2 - p^2 V_p^2} - \sqrt{1 - p^2 V_p^2}}{V_p}, \quad (1)$$

$$t_{PpPs} = H \frac{\sqrt{(V_p/V_s)^2 - p^2 V_p^2} + \sqrt{1 - p^2 V_p^2}}{V_p}, \quad (2)$$

$$t_{PsPs} + t_{PpPs} = H \frac{2\sqrt{(V_p/V_s)^2 - p^2 V_p^2}}{V_p}. \quad (3)$$

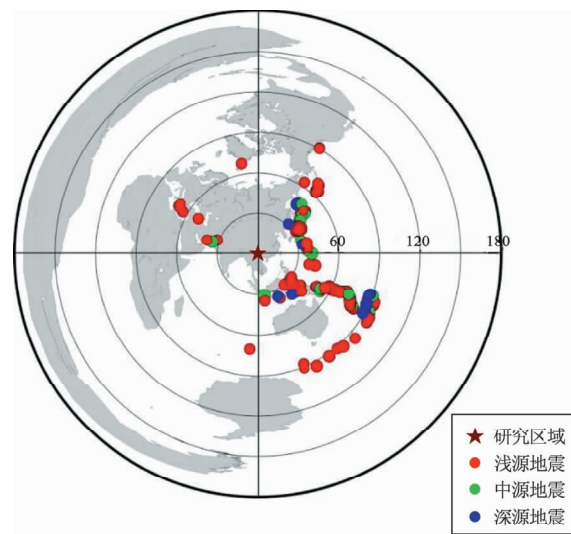


图2 远震事件分布图

Fig. 2 Distribution of teleseismic events

其中, H 为地壳厚度, V_p , V_s 分别为台站下方地壳P、S波速度, p 为射线参数。

由(1)~(3)式可看出,转换波及多次波走时主要依赖于波速比、地壳厚度和P波速度。根据计算地壳厚度对波速比的依赖高于 V_p ,需要另外两个震相提高约束。故如果给定地壳P波速度,可以利用Ps、PpPs和PsPs + PsSs与P波的到

时差获取台站下方地壳厚度与波速比。

Zhu 和 Kanamori (2000) 据此发展了 $H-k$ 搜索扫描法, 定义:

$$S(H, k) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) - w_3 r(t_3). \quad (4)$$

其中, $r(t)$ 为接收函数, t_1, t_2, t_3 分别是 P_s 、 $PpPs$ 、 $PsPs + PpPs$ 波的到时, 可由 (1) ~ (3) 式计算得出; w_i 是权重因子, 且 $\sum w_i = 1$, 本文所取的权重因子分别是 $w_1 = 0.7, w_2 = 0.2, w_3 = 0.1$ 。当 3 个震相与最优的 H 和 k 吻合, $s(H, k)$ 达到最大值, 该值所对应的 H 和 k 就是扫描出来的结果。然后根据

$$\sigma = [1 - (V_p^2/V_s^2 - 1)^{-1}]/2, \quad (5)$$

计算出泊松比 (Yang *et al.*, 2011)。

2.3 人工读取震相到时法

由 (1) ~ (3) 式我们可以进一步得到:

$$H_1 = \frac{t_{Ps} - t_p}{\sqrt{\frac{1}{V_s^2 - p^2} - \frac{1}{V_p^2 - p^2}}}, \quad (6)$$

$$H_2 = \frac{t_{PpPs} - t_{Ps}}{2\sqrt{V_p^{-2} - p^2}}, \quad (7)$$

$$H_3 = \frac{t_{PsPs} - t_p}{2\sqrt{V_s^{-2} - p^2}}. \quad (8)$$

将 $\sqrt{V_p^{-2} - p^2}$, $\sqrt{V_s^{-2} - p^2}$ 进行泰勒展开后, 当震中距为 67° 、射线参数 $p = 0.057 \text{ s} \cdot \text{km}^{-1}$ 、 $V_p = 6.3 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 时, 且通常 V_p/V_s 的变化范围为 1.732 ~ 2.0, 则有

$$\frac{t_{PpPs} - t_p}{t_{Ps} - t_p} \approx 1 + \frac{2}{\frac{V_p}{V_s} - 1} \approx 3.7 \sim 3, \quad (9)$$

$$\frac{t_{PsPs} - t_p}{t_{Ps} - t_p} \approx 1 + (3.7 \sim 3). \quad (10)$$

同时, 由 (6) ~ (8) 我们可得到波速比公式:

$$\frac{V_p}{V_s} = \left\{ (1 - p^2 V_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{Ps} - t_p}{t_{PpPs} - t_{Ps}} \right) + 1 \right]^2 + p^2 V_p^2 \right\}^{1/2}, \quad (11)$$

$$\frac{V_p}{V_s} = \left\{ (1 - p^2 V_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{Ps} - t_p}{t_{PsPs} - 2t_{Ps} + t_p} \right) + 1 \right]^2 + p^2 V_p^2 \right\}^{1/2}. \quad (12)$$

进而由 (5) 式计算出泊松比。

3 数据处理

以富宁 (fun) 地震台接收到的一个震中距为 43.06° 的 6.8 级地震事件为例 (图 3), 对其三分量数据进行预处理和提取, 得到动校正后的一条接收函数, 将这样多条接收函数以台站为单位进行叠加, 得到了台站叠加接收函数 (图 4)。

通过人工读取震相到时方法, 得到:

$$t_{Ps} = 4.4 \text{ s}, t_{PsPs} = 14.64 \text{ s}, t_{PpPs + PsPs} = 18.96 \text{ s}.$$

给定 P 波速度为 6.3 km/s , 射线参数 p 为 $0.06 \text{ s} \cdot \text{km}^{-1}$, 计算得到富宁地震台下方地壳波速

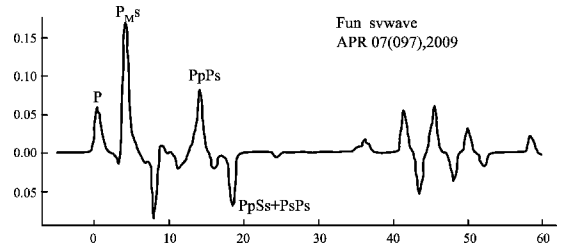


图 3 富宁台单条接收函数

Fig. 3 A single receiver function of Funing Station

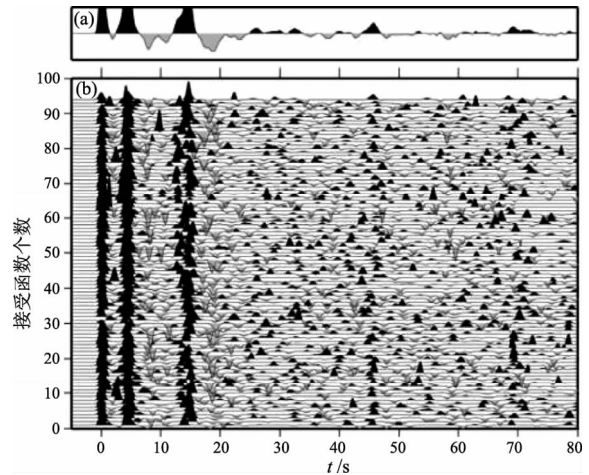


图 4 富宁台 P 波接收函数的叠加

Fig. 4 Stacking of receiver function of P wave of Funing Station

比和厚度分别为

$$V_p/V_s = 1.76, H_1 = H_2 = 34.8, H_3 = 34.7;$$

$$V_p/V_s = 1.77, H_1 = H_2 = 34.8, H_3 = 34.7.$$

而利用 $H-k$ 搜索扫描方法获得的地壳厚度和波速比如图5所示,扫描时取 $V_p = 6.3 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$, 等值线表示加权振幅归一化的大小。图中振幅最大点 $H = 34.5 \text{ km}$, $V_p/V_s = 1.77$ 。

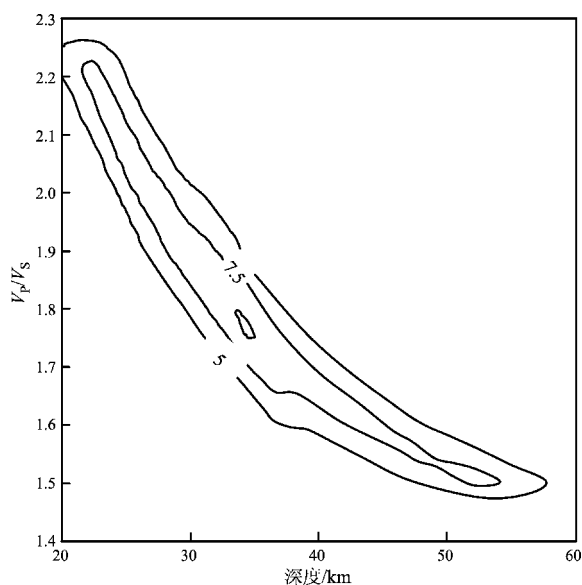


图5 $H-k$ 扫描求取富宁台站下方地壳厚度和泊松比

Fig. 5 The crust thickness and poisson ratio beneath Funing Station by $H-k$ scanning

经过对比发现,用两种方法得到的地壳厚度和波速比较一致。在本次研究中我们用接收函数两种不同方法计算云南地区地壳厚度、波速比以及泊松比,能够起到很好的互相验证和约束对比效果。

4 结果和讨论

4.1 两种计算方法的对比讨论

用两种方法计算得到的云南地区地壳厚度和泊松比结果显示,59个地震台站中有11个台站结果差异大于4 km。

对于两种方法所得结果差别较大的台站,我们归纳其原因为:(1)台站下方结构复杂(存在倾斜界面或双地壳等),造成接收函数震相多且相

互干扰的现象。台站下方 Moho 面真实的 P_s 转换波和多次波震相不易区分或被削弱,因此对振幅敏感的 $H-k$ 扫描方法容易误判。人工读取震相到时方法可以克服这种缺点, $P_s P_s$ 震相与直达 P 波之间的到时差应该是 P_s 转换波与直达 P 波到时差的3~3.7倍, $P_s P_s + P_s S_s$ 震相与直达 P 波之间的到时差是 P_s 转换波与直达 P 波到时差的4~4.7倍。通过这样的约束关系,我们可以不被震相的强弱迷惑,而是根据接收函数走时曲线在一定时间范围内确定相应的震相;(2)尽管受到倍数关系的约束,但是如果接收函数在相应的时间范围内,出现多个符合约束关系的多次波震相,或者多次波震相的位置已经超出了倍数关系,都对人工判定震相到时有一定的难度;(3)在已读取到转换波、多次波到时的前提下,我们利用公式计算地壳厚度和泊松比时发现, $t_{P_s P_s} - t_P$ 与 $t_{P_s} - t_P$ 之间的倍数关系如果接近3倍或小于3倍时,所得地壳厚度较小,地壳泊松比较高;反之倍数接近或者大于3.7,则得到地壳厚度的值较大,对应的地壳泊松较低;同理适用于 $t_{P_s P_s} - t_P$ 。这就会造成两种方法的结果相差很多。

以黑龙潭(hlt)地震台为例, $H-k$ 扫描结果振幅最大处的地壳厚度为47.5 km和48.5 km,对应的波速比分别为1.61和1.63(图7),计算得到泊松比值为0.185和0.199。

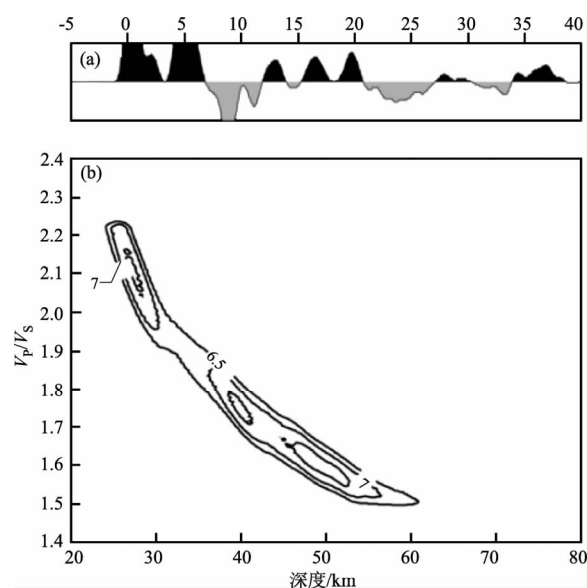


图6 黑龙潭地震台 $H-k$ 扫描结果

Fig. 6 The $H-k$ scanning result of Heilongtan Station

而用人工读取震相到时方法得到的 P_s 到时为 5.12 s, 根据 3~3.7 的倍数关系, 对应的 P_pP_s 到时应该在 15.36~18.944 s 之间。从图 6 我们可以看到 P_s 震相后 10~20 s 范围内出现 3 个相邻的正震相, 其到时分别为 13.2 s, 16.72 s 和 19.68 s, 故在计算中选取 P_pP_s 到时为 16.72 s, 计算得到地壳厚度为 42.5 km, 对应的波速比为 1.78, 泊松比为 0.271。

$H-k$ 扫描结果得到黑龙潭地震台下方地壳厚度与人工读取震相到时方法获得的结果相差 5~6 km, 而 $H-k$ 扫描法得到的泊松比人工读取震相到时方法的结果低并且相差较多。胡家富等 (2003)、李永华等 (2009) 用接收函数方法计算黑龙潭台站下方地壳泊松比皆为高值 (分别为 0.326 和 0.26), 与人工读取震相到时的结果较为符合。同时从图 6 中可以看出, 尽管 $H-k$ 扫描出来的最优解为 (47.5, 1.63), 但是在 (40, 1.75) 处也存在一个振幅值较大的点, 且其地壳厚度与人工读取震相到时结果 (42 km) 更为相符。通过接收函数叠加图 (图 4) 可以看出, P_pP_s 波附近出现多个相邻震相, 可能是由于台站下方介质构造复杂或者观测环境影响所致, 这很容易使 $H-k$ 扫描时对于震相的选择造成偏差。

我们将两种方法得到的地壳厚度进行一致性分

析, 如图 7 所示。图中, 纵坐标为 $H-k$ 扫描结果, 横坐标为人工读取震相到时结果。蓝线表示 $Y=X$ 方程。红线代表两组数据的线性拟合直线, 方程为 $Y=0.863X+4.794$, $R-sq$ 为复相关系数, 是衡量样本内用回归来预测被解释变量的好坏程度。该系数越大, 越接近 1, 说明回归拟合得越完美。这里 $R-sq=0.883$, 说明两种方法所得结果一致性较好。

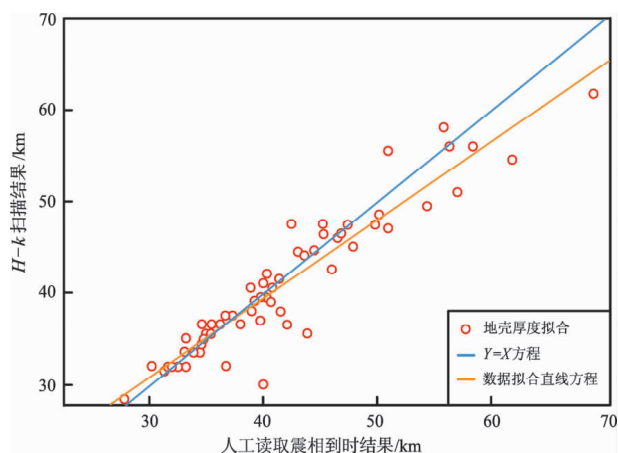


图 7 地壳厚度一致性分析

Fig. 7 Consistency analysis of crust thickness

4.2 地壳厚度

图 8 是通过接收函数的两种方法得到的云南地区 Moho 面埋深等值线图。从图中可以看出, 云南

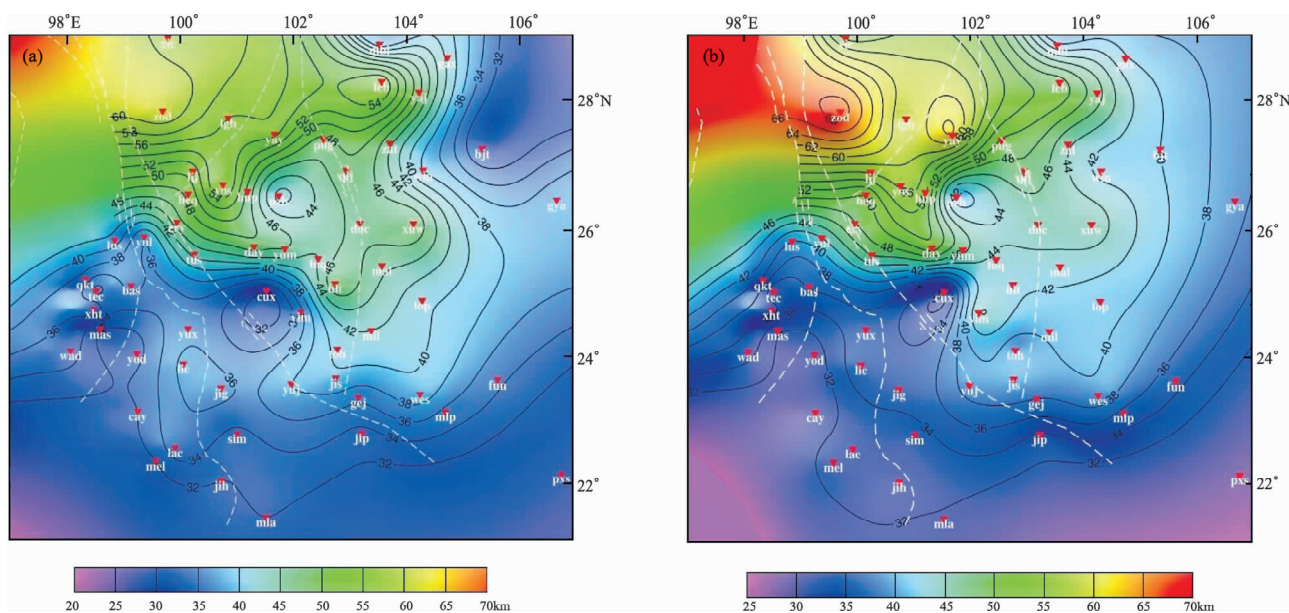


图 8 两种方法获得的云南地区地壳厚度等值线图

(a) $H-k$ 扫描方法结果; (b) 读取震相到时方法结果

Fig. 8 The contour map of crust thickness in Yunnan region by two methods

(a) the result of $H-k$ scanning; (b) the result of direct picking of the time delays of phases

地区地壳厚度呈南北趋势, 从北向南逐渐减小, 与人工地震测深以及以往的研究结果一致。最南端的勐腊地区地壳厚度不足 32 km, 而位于青藏高原的中甸 (zod)、泸沽湖 (lgh)、乡城 (xic) 台下方地壳厚度接近或超过 60 km。红河断裂以西, 台站主要集中在 26°N 以南, 地壳厚度不超过 44 km。红河断裂以东, 地壳埋深轮廓以东南突出舌形趋势逐渐从东南向西北增加。地壳厚度等值线图均在 28°N 附近水平自西向东逐渐减小, 呈水平突出。

4.3 地壳泊松比

采用接收函数两种方法获得 59 个地震台站下方地壳平均波速比, 经过计算并且插值得到了云南及其邻区的泊松比等值线图 (图 9)。对比图 9 发现, 除个别台站存在较大差异 (楚雄、黑龙潭、攀枝花和华坪), 两种方法得到的云南及其邻区泊松比分布特征基本吻合。从图中可以看出, 云南地区地壳的泊松比总体上呈现出了块体分布特征, 断裂两侧存在显著差异。利用人工读取震相到时方法获得的泊松比 (图 9a), 小江断裂带地壳泊松比出现高值 (>0.26), 断裂附近的台站 (qij、doc、toh、mil、gej 等) 地壳泊松比明显高于断裂两侧。

川滇菱形块体内地壳泊松比较高: 丽江—小金河断裂两侧地壳泊松比在 $0.26 \sim 0.32$ 之间。滇中块体内泊松比南北分布明显: 丽江—盐源拗陷与滇中拗陷之间的区域泊松比分布出现低值的集中, 但两种方法获得低值范围不太一样。 $H-k$ 扫描得到的楚雄台 (cux) 泊松比要明显很高 (>0.32), 这与胡家富等 (2003) 得到的接收函数结果 (0.351) 接近, 但与李永华等 (2009) 用 $H-k$ 扫描方法得到的结果 (0.232) 相差较多。接收函数事件来自不同震中距和方位角范围以及选取地震数不同, 都会对震相造成影响, 使结果出现偏差。人工地震测深表明, 楚雄地区存在壳幔上隆区, 上地幔 S 波速度较低, 我们的结果更偏向于这一观点。

红河断裂以西地区低泊松比值主要出现在澜沧江断裂南段景谷 (jig)—澜沧 (lac)—勐腊 (mla) 一带。滇缅泰块体大部分台站下方地壳泊松比都较高, 最高值出现在腾冲台 (tec) (>0.32)。

本文用不同方法得到的云南地区地壳泊松比, 虽然个别台站存在明显差异, 但分布趋势大致相同。计算结果与大地热流值、 Q_{β} 值等其他相关地震参数研究也具有较好的一致性 (汪辑安等,

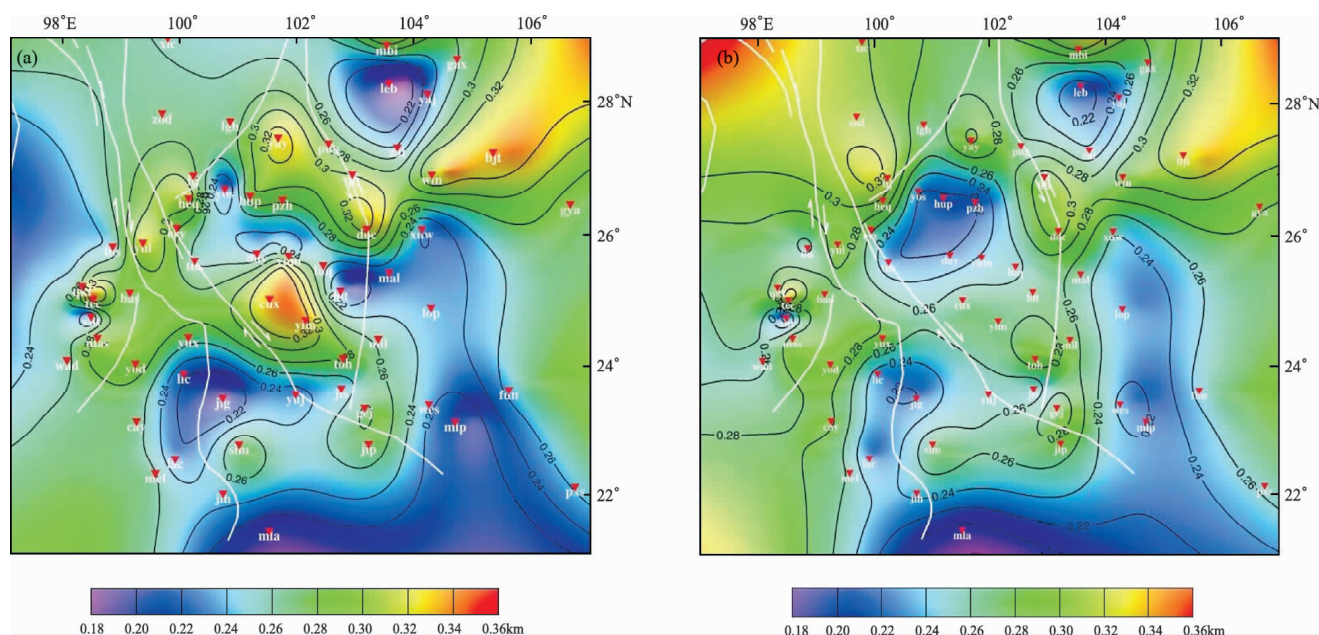


图 9 云南地区地壳平均泊松比等值线图

(a) $H-k$ 搜索扫描结果; (b) 人工读取震相到时方法结果

Fig. 9 The contour map of average poisson ratio in the crust of Yunnan region

(a) the result of $H-k$ scanning; (b) the result of direct picking of the time delays of phases

1990; 徐青, 1992; 陈佳, 2010)。将两种方法得到的结果进行对比, 我们发现地壳厚度和泊松比分布差异明显的台站主要集中在丽江—小金河断裂两侧, 分布于川滇菱形块体之上。丽江—小金河断裂是一条在第四纪以来有强烈活动的逆走滑活动断裂, 该区域附近也是滇中到川西高原方向地壳厚度急剧增加的地带, 因此地壳结构比较复杂, 地壳各向异性或者倾斜界面的存在, 使得接收函数径向和切向分量极性和振幅随方位角的变化而变化, 会造成接收函数中震相多且不突出的特点, 为 $H-k$ 扫描和人工辨别震相都造成了一定障碍, 如果在符合理论要求的范围内, 人为选取的震相与 $H-k$ 扫描选取震相不一致, 两种方法得到的结果会有所区别。

5 结论

本文通过接收函数 $H-k$ 搜索扫描和人工读取震相到时两种方法, 得到的云南地区地壳厚度和泊松比分布, 除少数台站存在差别, 两种结果较为吻合, 与前人的研究结果也有较好的相符性, 证实了研究方法的可行性和可信性。通过对比研究, 两种方法各有利弊, 在研究地壳结构复杂的地区可以互为验证和补充。

参考文献:

- 陈佳. 2010. 利用基阶瑞利面波反演云南地区地壳及上地幔 Q_β 结构 [D]. 昆明: 云南大学.
- 贺传松, 王椿镛, 吴建平. 2004. 用远震接收函数研究滇西地区的深部结构 [J]. 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 [J]. 中国科学, 33(8): 714–722.
- 黄金莉, 赵大鹏, 郑斯华. 2001. 川滇活动构造区 [J]. 地球物理学报, 44(增刊): 127–135.
- 阚荣举, 林中洋. 1986. 云南地壳上地幔构造的初步研究 [J]. 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及其邻区地壳上地幔结构 [J]. 地球物理学报, 52(1): 67–80.
- 刘祖荫, 皇甫岗, 王椿镛, 等. 2000. “腾深 99 工程”的设计思路与方案 [J]. 地震研究, 23(2): 143–147.
- 汪缉安, 徐青, 张文仁. 1990. 云南大地热流及地热地质问题 [J]. 地震地质, 12(4): 367–377.
- 徐青. 1992. 云南大地热流及其大地构造意义 [J]. 大地构造与成矿学, 16(3): 285–299.
- 赵永贵, 钟大赉, 刘建华, 等. 1992. 地震层析地质解释原理及其在滇西深部构造研究中的应用 [J]. 地质科学, (2): 105–113.
- Langston C. A. . 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from Teleseismic Body Wave [J]. J. Geophys. Res., 84(4): 4749–4762.
- Zhu, L. P., Kanamori. 2000. Moho Depth Variation in southern California from Teleseismic Receiver Functions [J]. J. Geophys. Res., 105(B2): 2969–2980.

Comparison of Crustal Structure Determined by $H-k$ Algorithm and Direct Picking of the Time Delays of Phases in Yunnan Region

LONG Fei¹, HU Jia-fu², YANG Hai-yan², CHEN Jun-lei¹

(1. *Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China*)

(2. *Department of Geophysics, Yunnan University, Kunming 655009, Yunnan, China*)

Abstract

Using the selected earthquakes whose epicenter distance is from 30° to 100° recorded by 59 broad-band stations in Yunnan and its adjacent region, we study the crustal thickness and the distribution of poisson ratio in Yunnan by P wave receiver function technology. The main results are obtained as follows: the crustal thickness and the distribution of Poisson ratio in Yunnan are coincident by using $H-k$ algorithm and direct picking the time delays of phases respectively. The lateral variation of the Moho depth is close to 30 ~ 40 km and it is shallow in the south and deep in the north in Yunnan region. The contour line of crustal thickness shows the prominent tongue protrusion in ES in southeast edge of Sichuan-Yunnan Lozenge Block, which reflect the influence of the east-toward flow materials in the Qinghai-Tibetan Plateau hindered by Sichuan Basin, and turn to escaping in ES on Yunnan area. The Poisson ratio is characterized with block distribution and has remarkable difference on both sides of the fault. The distribution of high poisson ratio is mainly concentrated in Yunnan-Myanmar-Thailand Block, the north of the study area and around the Xiao-jiang Fault, which relates to the study area located at leading edge of the collision and subduction of Indian plate with Eurasian plate.

Key words: P wave receiver function; crustal structure; Poisson ratio; $H-k$ algorithm, Yunnan region