

普洱、西双版纳地区的速度结构研究^{*}

毛燕^{1,2}, 郑定昌², 李正光², 卢吉高²

(1. 昆明理工大学 建筑工程学院, 云南 昆明 650093; 2. 云南省地震局, 云南 昆明 650224)

摘要: 利用接收函数方法对 2008 年普洱、西双版纳区域内 6 个台站接收到的远震数据进行反演, 得到该研究区域内台站下方的速度结构。结果表明: 景谷、思茅台下方的莫霍面深度在 36 km 左右, 区域南部的孟连、澜沧、勐腊台下方的地壳厚度有轻微变薄现象, 为 32 km, 景洪台下方地壳厚度最薄, 仅为 30 km。

关键词: 接收函数; 速度结构; 普洱、西双版纳地区

中图分类号: P315.3⁺¹

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2011)04-0488-06

0 引言

随着信噪比增强技术、约束手段和反演方法的快速发展, 接收函数作为一种研究地壳和上地幔结构的有效手段, 已被广泛应用。接收函数, 简单地说就是去除震源、地震波传播路径、地震仪器响应等因素后的时间序列 (Phinney, 1964; Langston, 1977; Vinnik, 1977)。它一般被用来从复杂的地震记录中分离出 P-S 转换波, 以便探测地壳和上地幔结构并研究地球内部的动力学过程。三分量的远震体波含有大量震源时间函数、震源和接收点附近的地下结构、地幔传播效应的信息。P 波接收函数已经被广泛地运用于获取地壳厚度、地壳内部 S 波速度结构及物质成分组成、地幔过渡带的厚度变化以及岩石圈地幔间断面等研究。接收函数方法主要包括接收函数的计算 (提取) 和反演两个部分。

红河断裂是云南省内的主要区域大断裂之一, 现代构造运动强烈, 尤其是弥渡直力以北的地段地震活动频繁。该地区迄今共发生 6.0 级及以上的地震 9 次, 包括两次 7 级地震, 但断裂南段长期无中强地震发生, 甚至连 5 级左右的破坏性地震都没有, 而距离它仅 100 km 的滇西南思茅、普洱地区地震活动却很频繁 (樊耀新, 1998; 张建国等, 2009)。因此, 对普洱、西双版纳区域的地壳上地幔速度结构的研究有助于进一步研究该地区地震活动性及发震构造, 为深入研究该区域及周边地区岩石圈物质流动提供重要的地球物理证据, 也

给地震定位、震源研究、地震成因研究及强地面运动研究提供重要的参考依据。本文利用研究地球内部地震波速度结构的接收函数方法, 对普洱、西双版纳地区壳幔速度结构进行了研究。

近几年来, 尤其是在“十五”期间, 云南省地震局对云南的数字化地震观测台站进行了改造和增建, 对仪器进行了更新。2007 年全省的数字观测台站由 23 个增加到 46 个, 从而积累了更多的地震记录资料, 奠定了本文研究的资料基础。

1 研究区地质构造背景

普洱地区位于东特提斯构造域的东段, 晚古生代时期属扬子地台西缘的一部分。晚古炭世具有台一盆相间的沉积格局, 形成了 3 类不同的沉积: 滨岸沉积、浅海—台地沉积和深水浊流沉积 (谭富文, 许效松, 1999)。金沙江—哀牢山断裂带与澜沧江断裂带间的兰坪—思茅断裂系, 控制了古特提斯地槽的形成和发展。该地区的整体地形表现为地堑, 但从处于相对隆起的中间地块来看, 又是一个由中心向两侧逐级下降的地垒。孟连附近可见北东东向断裂横切复式向斜而形成右行走滑 (云南省地质矿产局, 1990)。思茅 (现为普洱市)—普洱 (现为宁洱县) 地震带 (区) 位于滇西三江构造带南段的思茅拗陷区, 属于国内中强地震最为频繁的地区之一 (汪晓等, 2008), 思普地震带离红河断裂带南段仅 100 km。普洱市历史上就属于地震高发地区。据云南省地震局的统计数据, 2007 年宁洱 6.4 级地震震中 50 km 范

^{*} 收稿日期: 2010-09-15.

基金项目: 云南省科技厅运用基金面上项目 (2008ZC160M) 资助.

围内，历史上共发生9次5级以上地震，这是一个地震相对活跃的地区。陈海泓和郝杰（1993）对三江地区进行新生代古地磁学的研究，认为普洱地区存在差异旋转，从而形成了走滑断裂。樊耀新（1998）认为思普地区是其以北的北东—南西向挤压区与南面的拉张区的转折部位；北东向的断裂与北西向断裂共同将思普地区分割为网格状断块构造，并且红河断裂南段的构造应力通过这些构造传至思茅—普洱地震带的震源体，从而使思普地区成为红河断裂带南段能量释放的一个窗口。林中洋等（1993）通过对滇西地区地壳和上地幔速度结构特征的研究，发现在无量山断裂、澜沧江断裂和南汀河断裂之间的地幔顶部存在一个低速区，推断该低速区内上地幔顶部的物质可能处于部分熔融状态，使地壳局部不稳定，从而使普洱地震带发生地震活动。

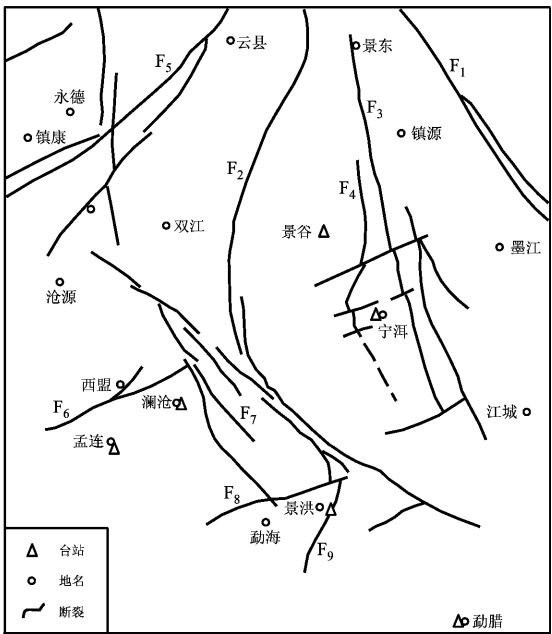
西双版纳地区位于云南省的西南部，属于横断山系南端，无量山脉和怒山山脉的余脉山原、山地区域。整个地势周围高、中部低。西双版纳地区在中生代以前属于地中海的东部边缘部分（周延儒，任森厚，1984），在此期间，海水时侵时退，造成地壳时升时降。自第三纪始新世，喜马拉雅运动爆发，区内形成了近南北向的褶皱带，地壳转为上升阶段，从而奠定并逐步形成了现代山脉和地势的轮廓。研究区的地质构造和台站分布如图1所示。

2 计算方法

远震P波波形包含大量的信息，如震源时间函数、在地壳和上地幔的速度界面产生的P-S转换震相及其它转换震相。远震P波以较大的水平相速度到达台站，所以在三分量波形图中垂直分量以P波为主导，水平分量以S波为主导。当P波垂直入射时，垂直分量以直达P波为主，大部分的P-S转换波和相应的多次反射波则包含在水平分量中，所以我们可以旋转坐标，从P波中分离出P-S转换波。在远震记录图上，P波后面的一系列散射波，特别是P-S转换震相，其水平分量的散射波系列称为台站接收函数，它描述了波在从台站下方的地层向上传播过程中，直达P波、P-S转换波，以及多次反射波之间的分布趋势（图2）。

2.1 频率域接收函数

因为径向分量和切向分量的波形主要包含P



F₁: 红河断裂; F₂: 澜沧江断裂; F₃: 镇远—普洱断裂; F₄: 景谷—普文断裂; F₅: 南汀河断裂; F₆: 孟连—澜沧断裂; F₇: 木嘎断裂; F₈: 打洛—景洪断裂; F₉: 景洪—大勐龙断裂

图1 研究区地质构造及台站分布简图

Fig. 1 Geological structure and station distribution in the study area

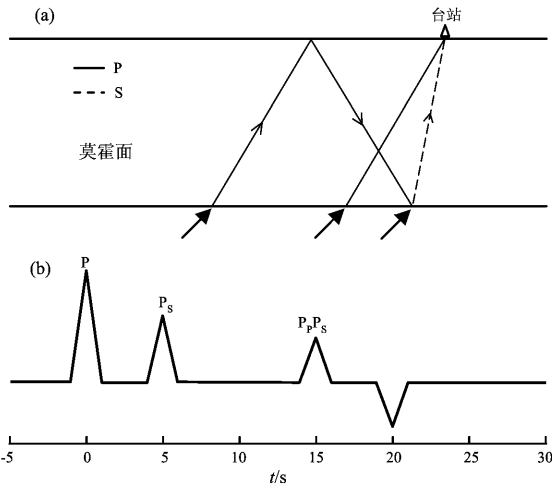


图2 P波及散射波分布 (a) 和理论接收函数示意图 (b)

Fig. 2 Distribution of P-waves and scattering waves (a) and theoretical receiver function (b)

波和P-S波，接收到的远震地震波垂直分量包含S波，为了保证接收函数的精度，在计算P波接收函数时，首先要把原始记录的垂直、北南、东西三分量旋转到Z、R、T三分量。后方位角根据震中和台站的位置由理论计算得到，入射角由Z和R

分量上在紧邻 P 波到达的几秒时间窗口内的波形数据的协方差矩阵的特征值确定。后方位角和入射角也可以利用原始 Z 、 N 、 E 三分量地震记录中紧邻 P 波到达的几秒时间窗口内的波形数据的协方差矩阵的特征值确定。然后基于等效震源时间函数的假设,在频率域里采用反褶积的方法来提取 P 波的接收函数,从而消除各种事件的震源时间函数以及射线路径等的影响。在频率域的反褶积中,需要给定水准量因子和高斯滤波因子。

原始记录波形经过坐标变换旋转到大圆弧方向,则可将三个分向的信号的傅立叶谱表示为 $Z(\omega)$ (垂直向)、 $R(\omega)$ (径向) 和 $T(\omega)$ (切向),径向和切向的接收函数表示为

$$E_R(\omega)=\frac{R(\omega)}{Z(\omega)},$$

(1)

$$E_T(\omega)=\frac{T(\omega)}{Z(\omega)}.$$

(2)

为了避免因分母过小而引入较大误差,(1) 式修正为

$$E_R(\omega)=\frac{R(\omega)Z^*(\omega)}{\varphi(\omega)}G(\omega).$$

(3)

其中, $\varphi(\omega)=\max\{Z(\omega)Z^*(\omega),c\max(Z(\omega)Z^*(\omega))\}$ 。式中, $Z^*(\omega)$ 是 $Z(\omega)$ 的复共轭,常数 c 称为“水准量”。“水准量”的大小由信噪比和垂直分量的特性所控制,通过试验不同“水准量”值(例如,0.0001,0.001,0.01,和 0.1)所产生的结果,以决定哪一个结果的信噪比最高,通常最小“水准量”将产生最可靠的结果(图 3)。该反褶积相当于一次高通、低通滤波。式(1)、(3)经过傅氏变换即可得到时间域波形。

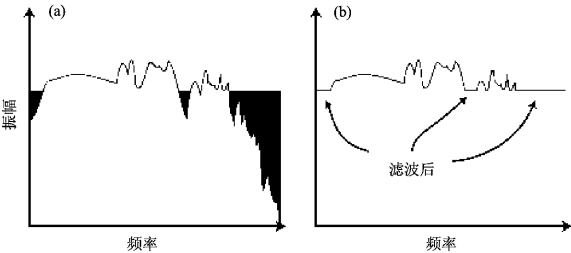


图 3 引入水准量示意图
(a)滤波前;(b)滤波后

Fig. 3 A chart of influence by level
(a) Before wave filtering; (b) After wave filtering

2.2 深度的计算

P-S 转换波和直达 P 波的运行时差与地壳厚度 H 之间的关系表示如下

$$H=\frac{t_{PS}-t_P}{\sqrt{\frac{1}{V_S^2}-P^2}-\sqrt{\frac{1}{V_P^2}-P^2}},$$

(4)

式中, P 为射线参数; V_P 和 V_S 分别为纵、横波速度。同理,多次反射波 $P_P P_S$ 与 P_S 转换波之间的时差也有如下约束

$$H=\frac{t_{P_P P_S}-t_{P_S}}{2\sqrt{\frac{1}{V_S^2}-P^2}},$$

(5)

根据(4)、(5)两式,即可计算出相应的转换深度。

2.3 速度结构反演

设 m 为速度模型, δm 为速度矫正向量, d 为残差向量, G 矩阵的第 i 列为与速度模型第 i 层 S 波速度速度的偏导数。如果初始模型是 m_0 , 则

$$m=m_0+\delta m,$$

(6)

$$G\delta m=d.$$

(7)

用最小二乘反演方法求得 δm (Ammon, 1991)。实际上, Ammon(1991)根据 Shaw 和 Orcutt(1985)及 Jackson(1972)的描述在上式两端加上矩阵 G 与 δm 的内积后,最后的解是对模型的解而不是对修改量 δm 的解。这个解的优点是允许我们来平衡不同参数对模型解的影响,以达到最优化拟合。

3 数据来源

震中距在 3 000 ~ 9 000 km 的地震 P 波到达台

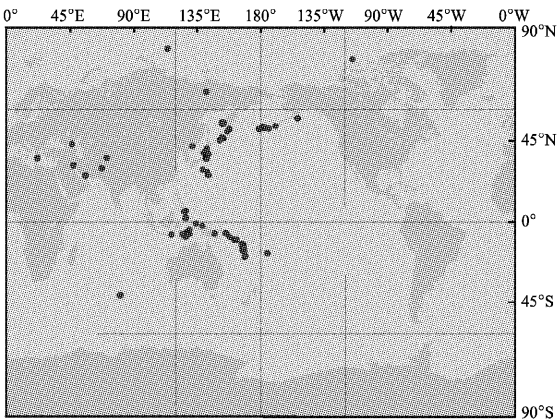


图 4 选用地震震中分布图

Fig. 4 Epicenter distribution of the chosen earthquakes

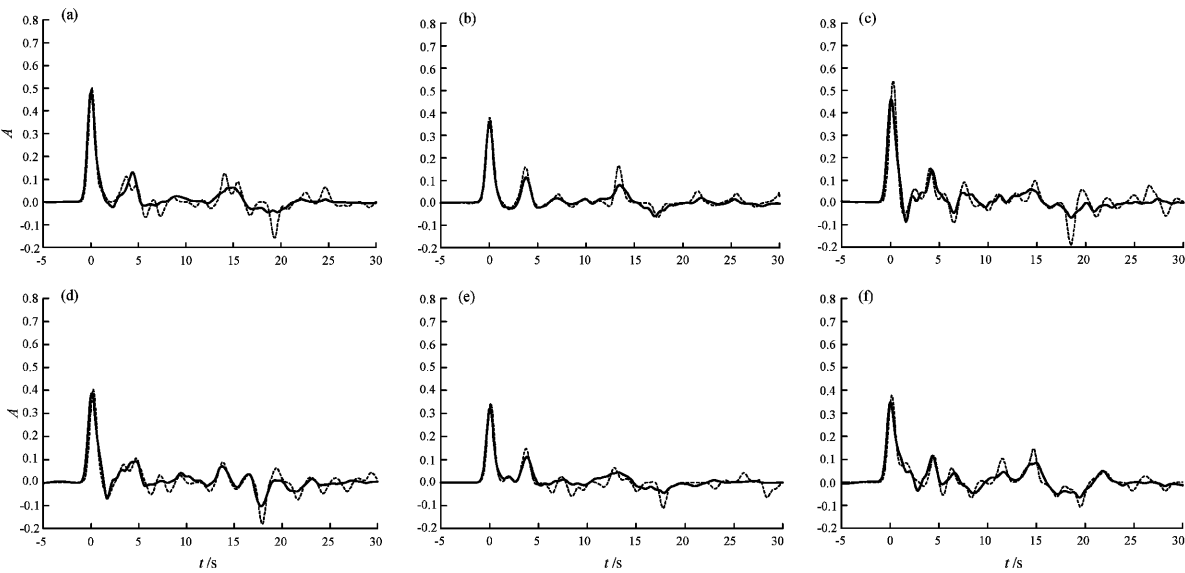


图 5 研究区域台站下方的接收函数(实线)和拟合波形(虚线)
(a)景谷台;(b)景洪台;(c)澜沧台;(d)孟连台;(e)勐腊台;(f)思茅台

Fig. 5 Receiver function(solid line) and fitting waveform(dash line) beneath stations in study area
(a)Jinggu Station; (b)Jinghong Station; (c)Lancang Station; (d)Menglian Station; (e)Mengla Station; (f) Simao Station

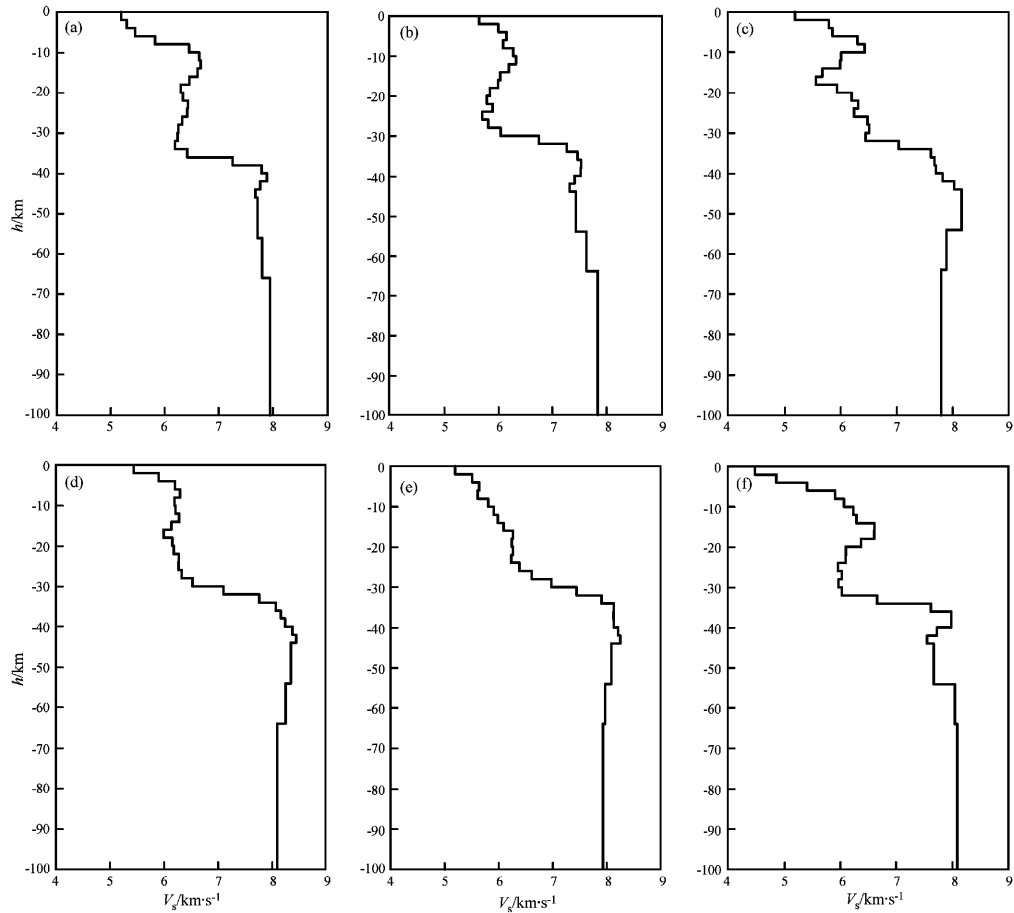


图 6 研究区域台站下方的 P 波速度结构
(a)景谷台;(b)景洪台;(c)澜沧台;(d)孟连台;(e)勐腊台;(f)思茅台

Fig. 6 P-wave velocity structure beneath the stations in the study area
(a)Jinggu Station; (b)Jinghong Station; (c)Lancang Station; (d)Menglian Station; (e)Mengla Station; (f) Simao Station

站下方时,可近似为垂直入射的平面波,台站下方介质响应的垂直分量可近似为脉冲函数。笔者选取距离较近的普洱、西双版纳地区较近的景谷、思茅、澜沧、孟连、景洪和勐腊 6 个台站(图 1)于 2008 年接收到的震中距在 3000 ~ 9000 km 的 65 个地震的波形资料,震中分布如图 4 所示。

笔者运用上述介绍的接收函数方法进行了 P 波接收函数的反演,结果如图 5 所示,反演得到的 6 个台站的壳幔速度结构如图 6 所示。

4 结果分析及讨论

图 5a 和图 6a 是用景谷台的接收函数和反演得到的 P 波速度结构图。从图 5a 可以看出,莫霍面的转换震相大概出现在 4.5 s 处,即莫霍面的深度在 36 km 左右。

图 5b 和图 6b 是景洪台的接收函数和反演得到的 P 波速度结构图。图 5b 显示莫霍面的转换震相大概出现在 3.8 s 处,即莫霍面的深度在 30 km 左右。

图 5c 和图 6c 是用澜沧台的接收函数和反演得到的 P 波速度结构图。从图 5c 可以看出,莫霍面的转换震相大概出现在 4.0 s 处,即莫霍面的深度在 32 km 左右。接收函数显示大约在 1 s 的地方有一个低速层存在。

图 5d 和图 6d 是用孟连台的接收函数和反演得到的 P 波速度结构图。从图 5d 可以看出,莫霍面的转换震相大概出现在 4.0 s 处,即莫霍面的深度在 32 km 左右。

图 5e 和图 6e 是用勐腊台的接收函数和反演得到的 P 波速度结构图。从图 5e 可以看出,莫霍面的转换震相大概出现在 4.0 s 处,即莫霍面的深度在大约在 32 km 左右。

图 5f 和图 6f 是用思茅台的接收函数和反演得到的 P 波速度结构图。从图 5f 可以看出,莫霍面的转换震相大概出现在 4.6 s 处,即莫霍面的深度在 36 km 左右。接收函数显示大约在 3 s 左右的地方有一个低速层存在。

对反演结果进行分析,可以看出西双版纳、普洱地区的地壳厚度均在 30 ~ 36 km 之间,最薄的是景洪台所在地区,地壳厚度为 30 km,这一结果与 Hu 等(2008)结果一致,最厚的是景谷台和思茅台所在地区,厚度达到 36 km,也即该地区的地壳厚度

从南向北增厚。林中洋等(1993)在研究中指出,澜沧江断裂是兰坪、思茅拗陷和临沧景洪褶皱束的边界断裂,通过人工测深,思茅的莫霍面深度为 38 km (与本研究的结果相一致),且在上地幔顶部存在一个低速区,推断这里的上地幔顶部物质可能处于部分熔融状态,使地壳局部不稳,引起普洱地震带的地震活动。吴建平等(2001)通过对云南数字地震台站的宽频带远震接收函数反演,得到了台站下方的 S 波速度结构。他指出在景洪、思茅、沧源等云南南部地区,地壳厚度仅为 32 ~ 34 km,此结果与该文中得到的思茅、景洪的莫霍面深度位置比较一致。胡家富等(2003)利用三分量的远震地震波形资料求得了云南地区 23 个台站下方的体波径向接收函数,再根据接收函数测量出转换波和多次反射波与直达波的时差,在此基础上得到台站下方的地壳厚度和泊松比,并在以地壳厚度和泊松比为约束条件的基础上反演得到台站下方的 S 波速度结构,结果显示云南地区的地壳厚度为北边厚、南边薄的格局,最厚的地方在西北端的中甸,达 62.0 km,而最南端的景洪,地壳厚度仅为 30.2 km,是云南地区地壳厚度最薄的地方,这个结果与本论文的研究结果一致。

研究区域内的景谷、思茅、景洪、勐腊 4 个台处于印支块体,这些台显示了台站下方地壳厚度由北向南呈横向变化,即研究区北边的景谷、思茅台的地壳厚度是 36 km,南边的景洪、勐腊,则地壳厚度下降到了 30 ~ 32 km,且景洪、思茅台站下方存在着明显的低速层。澜沧台和孟连台位于滇缅泰板块上,两个台站下方的地壳厚度均为 32 km,较景谷、思茅台下方的厚度值要小一些,且澜沧台下方有明显的低速层存在。大陆地震多发生在“易震区”,而“易震层”下方往往存在低速体(或低速层),我们的结果表明景洪台、思茅台、澜沧台下方均有低速层存在。

周真恒等(2001)研究得出,龙陵向南东经过耿马、澜沧到勐海、景洪这一带构成了一个地震活动带,而龙陵、耿马、澜沧的地震震中很密集,景洪的则比较分散。这可能与澜沧、景洪的低速发震层有关,导致了这些区域的多震现象。谢英情等(2007)指出,2007 年的宁洱 6.4 级地震发生在思茅—普洱地震带上,震中位于无量山断裂带的北西向普文、普洱和磨黑三个分支断裂与北东向断裂带的交汇处。该地震带没有 7 级以上地震的记载,但中强地

震发生频繁(毛玉平,韩新民,2003)。思茅—普洱区域中强地震较多现象也与该地区蕴涵的低速层有关。

参考文献：

陈海泓,郝杰.1993. 云南思茅地区新生代的持续旋转[J]. 科学通报,21(1):2269-2272.

樊耀新.1998. 思普地区地震活动和地质构造的相关性研究[J]. 地震研究,21(1):65-70.

胡家富,苏有锦,朱雄光,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(D辑):地球科学,33(8):714-722.

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[J]. 地震学报,15(4):427-440.

毛玉平,韩新民.2003. 云南地区强震($M \geq 6$)研究[M]. 昆明:云南科技出版社.

谭富文,许效松.1999. 云南思茅地区上石炭统沉积特征及构造背景[J]. 岩相古地理,19(4):26-34.

汪晓,赵国泽,汤吉,等.2008. 宁洱地震区深部电性结构及发震构造初析(一)[J]. 地震地质,30(2):516-524.

吴建平,明跃红,王椿镛.2001. 云南数字地震台站下方的S波速度结构研究[J]. 地球物理学报,44(2):228-237.

谢英情,李岩峰,张建国,等.2007. 2007年宁洱6.4级地震发震构造分析[J]. 地震研究,30(4):350-358.

云南省地质矿产局.1990. 云南省区域地质志[M]. 北京:地质出版

社.

张建国,谢英情,金明培,等.2009. 中越红河断裂活动性研究[M]. 昆明:云南科技出版社.

周延儒,任森厚.1984. 中国自然地理——古地理(上册)[M]. 北京:科学出版社.

周真恒,周瑞琦,向才英.2001. 依据地震活动资料研究龙陵—澜沧地震带分段[J]. 云南地质,20(2):203-210.

Ammon C J.1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms[J]. BSSA,81(6):2504-2510.

Hu J F, YANG H Y, ZHAO H.2008. Structure and significance of S-wave velocity and Poisson's Ratio in the crust beneath the eastern side of the Qinghai-Tibet plateau[J]. Pure and Applied Geophysics, 165(5):829-845.

Jackson D D.1972. Interpretation of inaccurate,insufficient and inconsistent data[J]. Geophy J Roy Astron Soc,28(2):97-109.

Langston C A.1977. Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle structure from teleseismic P and S waves[J]. BSSA,67(3):713-724.

Phinney R A.1964. Structure of the Earth's crust from spectral behavior of long-period body waves[J]. JGR,69(14):2997-3017.

Shaw P R, Orcutt J A.1985. Waveform inversion of seismic refraction data and applicatios to young Pacific crust[J]. Geophy J Roy Astron Soc, 82(3):375-414.

Vinnik L P.1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle[J]. Phys Earth planet Int,15(1):39-45.

Study of the Velocity Structure in Pu'er and Xishuangbanna Aera

MAO Yan^{1,2}, ZHENG Ding-chang², LI Zheng-guang², LU Ji-gao²

(1. The Architectural Engineering Institute of Kunming Science and Technology University, Kunming 650093, Yunnan, China)
(2. Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China)

Abstract

We invert the teleseismic records acquired in 2009 from six digital seismic stations such as Jinggu, Simao, Menglian, and Lancang in Pu'er and Xishuangbanna area by receiver function and get S-wave velocity structure beneath these six stations. The result indicates that the crust is 36km beneath Jinggu and Simao Station, and about 32 km beneath the Menglian, Lancang, and Mengla Station. The crust is getting thinner and thinner from North to South, and is only 30 km thick beneath the Jinghong Station.

Key words: receiver function; velocity structure; Pu'er and Xishuangbanna area