

重庆及其邻区地壳结构研究*

陈俊磊¹, 胡家富², 杨海燕², 龙 飞¹

(1. 云南省地震局, 云南 昆明 650224, 2. 云南大学, 云南 昆明 650091)

摘要: 利用重庆及其邻区的34个宽频带地震台站接收到的2 040个远震P波波形, 计算其接收函数, 运用以 $H-k$ 扫描为主并辅之以转换相到时读取的方法, 计算出这34个台站下方的莫霍面深度及波速比; 再通过波速比计算其泊松比。计算表明: 研究区莫霍面深度范围在40~56 km之间, 变化总体相对平缓, 呈现“北深南浅”的趋势; 泊松比分布在0.28~0.30之间。最后讨论了 $H-k$ 扫描方法与读取转换震相到时两种方法的优劣。

关键词: 接收函数; $H-k$ 扫描; 波速比; 到时读取

中图分类号: P315.72

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2013)04-0478-07

0 引言

在地质学中, 莫霍面是划分地壳和上地幔的不连续界面, 它表征着在地壳和上地幔之间, 地震波速度、化学成分和流变性质等有明显改变。而莫霍面的埋深是表征地壳结构以及局部地质构造变化的重要参数(Zhu, 2000)。泊松比(σ)在解释地壳物质构成方面有重要意义, 唯一可以通过P、S地震波速度的比率确定(贺传松, 王椿镛, 2002), 比单独用P或S波速度确定地壳物质构成要准确(Christensen, Fountain, 1975)。

远震接收函数可有效反演地壳结构, 这种方法已经日渐成熟(Owens *et al.*, 1987; 刘启元等, 1997; 吴庆举, 曾融生, 1998; Zhu, 2000; Kind *et al.*, 2002; Copley, McKenzie, 2007), 现已成为反演地壳和上地幔速度结构的标准工具(Bostock *et al.*, 2002; Kind *et al.*, 2002)。随着高精度宽频带数字地震台站的广泛布设, 我们可以接收到大量来自全球的地震信号, 这为接受函数方法的成熟和完善提供了前提条件。远震P波接收函数是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原生波, 通过对径向和切向分量的反褶积得到。接收函数在很大程度上消除了震源时间函数和传播路径的影响, 对接收台站下方速度结构产生的PS转换波特别敏感(吴建平等, 2001)。通过分析接受函数就可得到台站下部的垂

直分层结构。在此基础之上, 运用 $H-k$ 扫描方法可以得到台站下方地壳结构信息。

1 研究区及台站简述

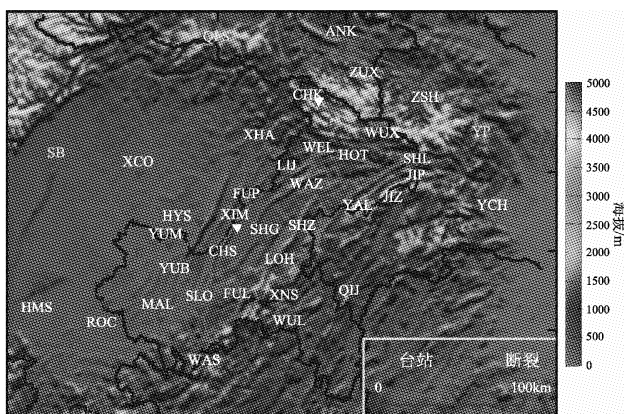
本文研究区位于(28°~33°N, 104°~112°E)范围内, 即四川盆地东缘及湘鄂西地区(车自成等, 2002)。这里地处南北地震带中段的东部边缘, 处于大陆岩石圈东西地壳差异较大的边缘过渡带内, 一级构造单元隶属扬子准地台和秦岭地槽褶皱系, 二级构造单元为四川台坳、上扬子地台和北大巴山冒地槽(赵军龙, 2004)。区内主要有城巴断裂带、华蓥山断裂带、七曜山断裂带、长寿—遵义断裂、沙市隐伏断裂和乌坪断裂带(图1)。该构造带位于华蓥山、石龙峡以东, 七曜山以西, 是大断裂控制的以高背斜带为主体的平行褶皱区(汪泽成等, 2002)。川东地块基底及沉积盖层均与川中地块基本一致, 是古陆核的东南翼(郭正吾, 1996)。其构造历史自太古宙—晚元古代早期形成基底, 晋宁运动使基底得以最终完成; 震旦纪—三叠纪扬子地区进入地台发展阶段, 为陆表海环境; 印支运动使这一地区结束海相沉积史; 侏罗纪开始陆内改造; 燕山运动这里主要是震荡运动; 早喜马拉雅运动使这一地区晚第三纪底层轻度褶皱、抬升(姚冬生等, 1999)。这一地区主要受到SE向NW方向的推挤, 上部地壳层岩石基底面挤压、脱落, 所以形成广泛的推覆构

* 收稿日期: 2012-12-12.

基金项目: 国家自然科学基金(U0933602)和十二五规划立项和项目建议书(0400802)联合资助.

造,表现为一系列排列有序的隔挡式、城垛状、隔槽式褶皱(姚冬生等,1999)。

笔者通过计算重庆及邻域34个台站(图1)的P波接收函数,运用 $H-k$ 扫描和读取震相到时两种方法,对比研究这一区域的莫霍面深度和泊松比分布,最后对比分析两种方法的优劣。



F_1 : 城巴断裂带; F_2 : 华蓥山断裂带; F_3 : 七曜山断裂带;
 F_4 : 长寿—遵义断裂; F_5 : 沙市隐伏断裂; F_6 : 乌坪断裂带;
 SB: 四川盆地; YP: 扬子板块; QFS: 秦岭褶皱系

图1 重庆及邻区大地构造及台站分布

Fig. 1 Distribution of geotectonics and stations in Chongqing and its adjacent regions

2 计算方法

首先须将入射的远震(震中距为 $30 \sim 90^\circ$)波形的 E 、 N 和 Z 分量旋转到 RTZ 坐标系下。根据Langston(1979)的震源假定,当震中距在 $30^\circ \sim 90^\circ$ 入射时,P波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 δ 脉冲函数,水平分量主要是PS转换震相的能量。基于此假设,在频率域下将 R 分量除以 Z 分量,得到的量就可以突出PS转换震相,这个量称之为径向接收函数。切向接收函数的定义与之类似。为了消除高频放大效应,Langston(1979)引入了高斯低通滤波器,即

$$G(\omega) = \exp\left(-\frac{\omega^2}{4\alpha^2}\right). \quad (1)$$

为了避免在地震波信噪比较低或 Z 分量趋于零,导致计算上的不稳定性的情况,又引入水准量来避免分母为零。最终径向接收函数的表达式如下:

$$E_R(\omega) = \frac{R(\omega)Z^*(\omega)}{\varphi(\omega)} G(\omega). \quad (2)$$

式中, $\varphi(\omega) = \max\{Z(\omega)Z^*(\omega), C_{\max}(Z(\omega), Z^*(\omega))\}$, C 称之为水准量。这是在频率域下接收函数的表达式,还需将其逆变换到时间域,就得到时间域下的接收函数。

另外,还可以将 RTZ 分量进一步作几何旋转,将三分量旋转到 LQT 方向;或者采用波场矢量分解法将三分量旋转到P、SV、SH(或称PSH)方向。其中,PSH是将地震三分量数字地震信号旋转到径向和切向,在频率—慢度域下分离出P、SV、SH的能量(Jepsen, Kennett, 1990)。当分解到PSH方向后,能更好地压制直达P波的能量并突出PS多次相(许卫卫等,2011)。本文的径向接收函数即是旋转到PSH方向。

计算出P波接收函数后,为了增强莫霍界面产生的PS转换波信号,须对PS震相进行动校正(Yuan *et al*, 2002)。将每一个接收函数校正到 67° 的参考距离处,再进行叠加,以叠加结果作为该台站的平均接收函数(杨海燕等,2009)。不同地震通过不同路径到达台站将产生几何效应,而几何效应将影响震相到时,只有通过动校正,才可以在不同慢度下叠加接收函数(Singh, Kumar, 2009)。因此用叠加后的接收函数得到的地壳结构信息,仅代表台站下部地壳的平均结构。

台站下方地壳的结构信息,可以通过确定径向接收函数中,由莫霍面产生的PS转换波到时进行研究。由于莫霍面的反射和折射,在直达P波之后存在一系列转换波,它们分别是 P_s 、 P_pP_s 、 $P_sP_s + P_pP_s$ 。运用这些转换波之间的到时差可以计算地壳厚度:

$$H = \frac{t_{P_s}}{\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2}}, \quad (3)$$

$$H = \frac{t_{P_pP_s}}{\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2}}, \quad (4)$$

$$H = \frac{t_{P_pP_s + P_sP_s}}{2\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2}}. \quad (5)$$

其中, p 为入射波射线参数, t_{Ps} 、 t_{PpPs} 、 $t_{PsPs+PpSs}$ 分别是 Ps 、 $PpPs$ 、 $PsPs+PpSs$ 与直达 P 之间的到时差, V_p 和 V_s 分别是 P 波和 S 波速度。这样就可以求出波速比 κ 和莫霍面深度 H 。

在实际情况下, 由于背景噪声和散射的干扰, 单个接收函数很难确定 PS 转换波的到时。为了增强信噪比, 需要对多个事件的接收函数进行叠加。Zhu 等 (2000) 引入一种 $H-k$ 域的叠加算法:

$$s(H, k) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) - w_3 r(t_3). \quad (6)$$

式中, $r(t)$ 是径向接收函数, t_1 、 t_2 、 t_3 是根据地壳厚度和波速比 κ 预测的 Ps 、 $PpPs$ 、 $PsPs+PpSs$ 到时; w_i 是权重因子, 且 $\sum w_i = 1$, 本文所取的权重因子分别是 $w_1 = 0.7$, $w_2 = 0.2$, $w_3 = 0.1$ 。当所有三个震相以正确的 H 和 k 叠加后, $s(H, k)$ 就会出现一个最大值, 这个最大值所对应的 H 和 k 就是实际的莫霍面深度和波速比。

公式 (3) ~ (5) 还可表示为

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

$$H = \frac{t_{PpPs} + t_{Ps}}{2\sqrt{V_s^{-2} - p^2}}. \quad (8)$$

根据 Yang 等 (2011) 的分析指出, 当震中距为 67° 、射线参数 p 为 0.057 s/km 、 $V_p = 6.2 \text{ km/s}$ 时, 则有

$$\frac{t_{PpPs} - t_P}{t_{Ps} - t_P} \approx 3.58 \sim 3, \quad (9)$$

$$\frac{t_{PsPs} - t_P}{t_{Ps} - t_P} \approx 1 + (3.58 \sim 3). \quad (10)$$

通过 (3) ~ (5) 式还可以得到:

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

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

运用 (7) ~ (12) 式, 我们可以读取震相到

时直接计算莫霍面深度和波速比。对于 (8) 式, 由于 S 波速度未知, 所以需先由 (12) 式算出波速比, 再用 $V_p = 6.2 \text{ km/s}$ 和波速比算出 S 波速度, 进一步得到相应的 H 。由波速比还可以计算泊松比。

2 数据与处理

根据 IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) 地震目录, 笔者选取了 2007 年 1 月 11 日至 2011 年 3 月 12 日中的 60 个远震事件 (图 2), 计算其接收函数。选取震中距范围在 $30^\circ \sim 90^\circ$ 之间, $M \geq 6.5$ 地震。震中距的选择范围是为了保证在地幔过渡带界面上射线具有垂直入射角 (Lawrence, Shearer, 2006)。当震中距小于 30° 时, 远震射线在地幔过渡带界面上的入射角不能再近似为垂直, 否则很难分离剪切波和压缩波。当震中距大于 90° 时, 由于核幔边界 (core mantle boundary, 简称 CMB) 的垂向和横向不均匀, 导致波列变得复杂。所以要想获取质量较高的接收函数, 就需选择震中距在 $30^\circ \sim 90^\circ$ 之间的远震事件。震级大于 6.5 级是为了使转换波具有更强的能量。

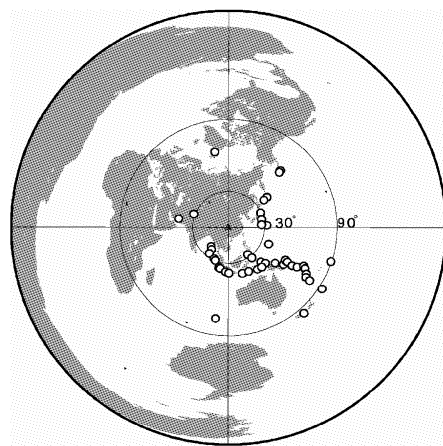


图 2 远震事件分布

Fig. 2 Location of the teleseismic events

3 结果分析与讨论

笔者分别用 $H-k$ 扫描以及读取震相到时两种方法得到莫霍面深度、波速比以及泊松比。通过对比 $H-k$ 扫描结果和读取震相到时计算出的莫霍面深度和波速比, 我们发现可以将结果分为以下几类予以讨论:

(1) 对于 FUL、FUP、HOT、JIP、JIZ、LIJ、

LOH、ROC、SHG、SHL、SHZ、WAS、WAZ、XHA、XIM 15 个台站, $H-k$ 扫描结果都很收敛, 读取震相计算得到的结果与之也很接近。两种方法的结果最大误差一般在 ± 4 km 左右。当接收函数的 PS 转换震相很清晰时, 即地壳结构不很复杂时, $H-k$ 扫描不会出错; 而且在判断多次震相到时也相对容易, 所以二者结果就会相近。读取震相到时在操作过程中很耗时, 而且只有在 (9) 和 (10) 式的预测下, 读取震相到时才能实现, 否则无法判断震相。但是从效果来看, 人工读取震相在 (9) 和 (10) 式的限制之下, 计算的结果是很可靠的, 可以用来佐证、补充 $H-k$ 扫描结果。

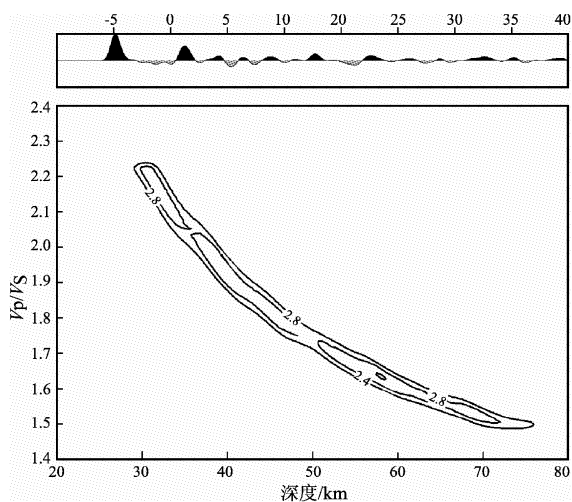


图3 HOT 台的 $H-k$ 扫描及相应的接收函数

Fig. 3 The $H-k$ scanning of HOT station and its receiver function

以 HOT 台为例 (图3), 其 $H-k$ 扫描结果收敛非常理想, 得到的莫霍面深度为 58 km。在选取震相时, Ps 很清晰为 6.25 s, 运用 (9) 式可判断 PpPs 应该为 22.65 s, 而非 17.5 s 附近的那个震相, 运用 (10) 式可判断 PsPs 为 27.5 s。用震相到时计算得到的两个莫霍面深度分别为 54.4 km 和 59 km, 非常接近 58 km。王小龙等 (2010) 运用 $H-k$ 扫描得到此台站的莫霍面深度为 48 km, 可以看到数据不同, $H-k$ 扫描的结果差异很大。

(2) 研究 ANK、CHS、MAL、SLO、YUM、ZSH 6 个台站的接收函数, 发现在直达波后 6 s 内存在两个很明显的震相, 推测这些台站下部壳内存在强速度间断面 (曾融生等, 1995; 孔华等,

1998; 黄建平等, 2008)。在这种情况下, $H-k$ 扫描无法区别两个界面谁是真正的莫霍面。

例如 MAL 台站的扫描结果就存在不确定性 (图4), 因为扫描的结果有两个收敛域 (两个极值), 而且收敛极大值都为 3.0。而 $H-k$ 扫描实际上判断的是叠加第一极值点和第二极值点的位置。然而这里得到两个极值点的值一样, 究竟选两个极值点中的哪一个是不确定的。笔者采用读取震相到时法, 首先判断地壳厚度大概是 30 km, 因此认为第三个相是 Ps (5.35 s), 然后由此推断 PpPs (16.9 s) 和 PsPs (21.7 s)。计算的结果表明 MAL 台下方壳内存在强速度间断面的特征, 莫霍面深度为 37.5 km。

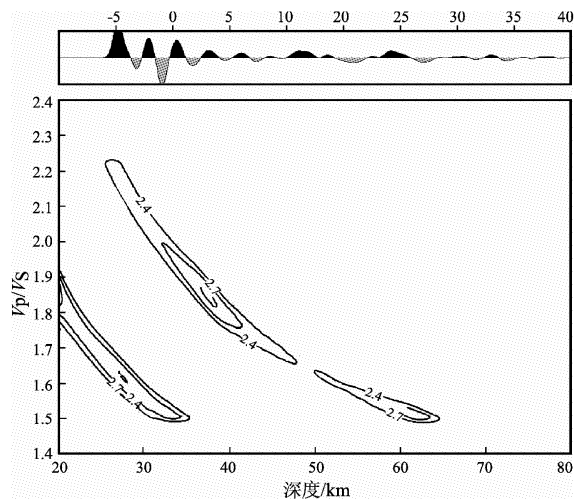


图4 MAL 台 $H-k$ 扫描及相应的接收函数

Fig. 4 The $H-k$ scanning of MAL station and its receiver function

类似的情况还有 ANK 台 (图5), $H-k$ 扫描结果为 50 km。但是, 从 MAL 和 ANK 的接收函数来看, 它们的地壳多次波能量都相对较强, 因此扫描极值点刚好出现在代表莫霍面的收敛域内。若地壳多次波的能量不够强, 如 CHS ($H = 32.5$ km)、SLO ($H = 28.5$ km)、YUM ($H = 25$ km) 和 ZSH ($H = 36.5$ km) 等台站的扫描结果错误。这 4 个台站的叠加极值都位于反映壳内界面的那个收敛域内, 所以 $H-k$ 扫描得到的不是莫霍面深度。因此还需要运用读取震相到时的方法来弥补出现的错误。震相读取算出的结果为 CHS ($H_1 = 40.9$ km)、SLO ($H_1 = 39.9$ km)、YUM ($H_1 = 42.9$ km)、ZSH ($H_1 = 51.4$ km)。

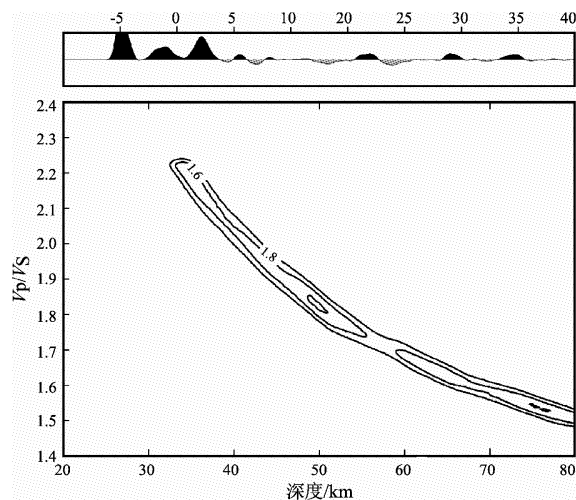


图5 ANK 台 $H-k$ 扫描及相应的接收函数

Fig. 5 The $H-k$ scanning of ANK station and its receiver function

(3) CHK、HYS、QIJ、WUX、XCO、XNS、WEL、WUL、YAL、YUB、ZUX 11 个台站, $H-k$ 扫描的收敛极大值有两个以上, 收敛不好。造成这一现象的主要原因是接收函数的震相复杂, 其根本原因是台站下方地壳内的结构复杂。在这种情况下, $H-k$ 扫描无法区别震相, 就会出现多个叠加极值, 需用震相读取的方法来弥补 $H-k$ 扫描的不足。例如 CHK 台, 从接收函数来看, 其震相非常复杂。由于壳内界面反射震相的叠加, P_s (6.55 s) 受到很大干扰, 读取的到时不准。笔者选取的 P_pPs 为 21.6 s, 由于这一震相会被 LAB 界面产生的 PLs 所减弱, 而壳内界面产生的震相也将降低莫霍界面多次相 (Yang *et al.*, 2011), 所以读取时间误差比较大。从结果来看, H 为 42.5 km、 H_1 为 49.9 km、 H_2 为 47.8 km, 震相读取结果较扫描结果高出 5~7 km。王小龙等 (2010) 用 $H-k$ 扫描得到的结果为 50.9 km。将本文的结果与他们的结果对比后发现, 笔者用震相到时计算出的结果与他们的结果更为接近。

4 结论与讨论

从上面的分类讨论中, 我们可以总结出以下几条结论:

(1) $H-k$ 扫描的优点是快速批量处理数据, 但在处理复杂地壳结构时结果并不可靠, 需要其它方法来进行进一步判断。

(2) 人工读取多次相到时非常耗时, 虽然可

以用 (9) 和 (10) 式加以预测和限制, 但是多次震相往往受到壳内界面能量的干扰和抑制, 因此读取到时会出现误差。

(3) 在运用这两种方法的时候我们的观点是 $H-k$ 扫描为主, 辅之以震相到时读取, 当然若再辅助一些其它方法将更可靠。

(4) 通过计算发现, 研究区的壳内存在强速度间断面, 在做 $H-k$ 扫描时需多加小心、认真判断。

(5) 若方法得当, $H-k$ 扫描可以判断壳内界面的深度 (Zheng *et al.*, 2005)。

通过对比研究我们选取了结果中比较可靠的部分, 将其画成等值线图, 以便更加直观的了解这一地区的地壳结构特征 (图 6)。

从图 6 中可以看出, 重庆及其邻区的地壳厚度大致上由北向南从 56 km 逐渐递减至 40 km, 降幅为 16 km。其中, 北部的城口 (CHK)、巫溪 (WUX)、安康 (ANK) 和奉节 (HOT) 等台站下部地壳莫霍面相对较深, 一般在 50~54 km 之间, 其中奉节 (HOT) 最深达 56 km。根据姚冬生等 (1999) 的论述, 这一地区主要受到由 SE 向 NW 方向的推挤, 上部地壳层沿基底面或塑性层挤压、脱落, 逐步形成了一系列排列有序的隔挡式、城垛状、隔槽式褶皱。可以推测这些台站下部的地壳, 可能是由于这一推挤作用, 使研究区下部地壳发生变形, 从而表现出莫霍面变深的迹象。由

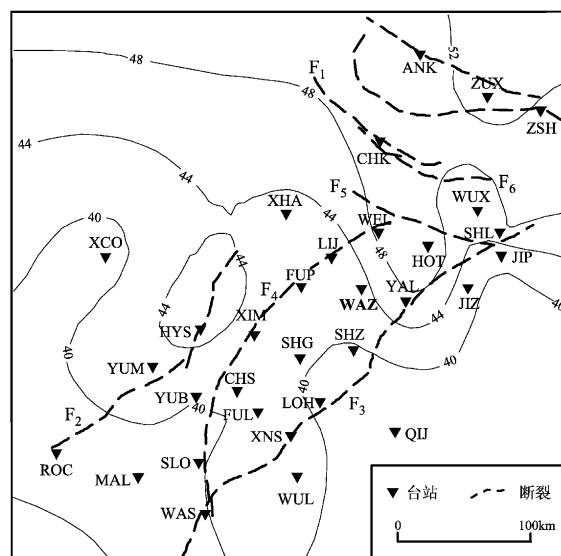


图6 重庆及其邻区莫霍面埋深

Fig. 6 The Moho buried depth of Chongqing and its adjacent region

此向南的区域,莫霍面深度呈现出缓慢变浅的趋势,最浅的部分位于荣昌(ROC)和万盛(WAS)一线,深度在40 km左右,这一部分区域的地壳总体趋于稳定,并未表现出强烈的变形,莫霍面也没有较剧烈的隆升或下降。根据郭正吾等(1996)的论述,川东地块基底及沉积盖层均与川中地块基本一致,是古陆核的东南翼,古陆核相对稳定这一事实,与本文结果一致。总体上这一地区的莫霍面除个别地区较深而外,其余部分则变化趋势相对缓和。另外,根据宜昌(YCH)台计算结果表明,向东越过四川盆地后,莫霍面明显变浅(图中未画出),这一结果与曾融生等(1995)给出的中国大陆莫霍面深度分布一致。由于条件所限,本文暂仅收集到此一台的数据,若能有更多此区域台站数据加以研究,则将对四川盆地东缘的结构形态、动力学机制等认识更加有利。

图7是重庆及其邻区的泊松比分布特征图。泊松比(或波速比)对于介质中石英、铁和水等物质含量的变化很敏感,对存在部分熔融物质也很敏感。泊松比高($\sigma > 0.25$)意味着岩石含有较多的铁镁质成分,泊松比较低($\sigma < 0.24$)意味着岩石含有较多的石英(Fountain, Christensen, 1989)。研究区的多数台站泊松比都在0.28~0.3之间,可以推测其地壳主要成分应含较多的铁镁质成分。另外当物质存在液体或部分熔融时,剪切波速度比压缩波速度衰减更快,也将导致波速

比升高,一般认为当泊松比高于0.3时,地壳内部存在部分熔融。在研究区域内,位于四川盆地东缘的JIP(0.32)、LOH(0.32)SHZ(0.31)、QIJ(0.30)等台站的泊松比都高于0.3。造成这部分区域泊松比高的原因可能有两个:一个是盆地边缘地壳受到挤压变形后,可能使得地壳发生了部分熔融,导致泊松比较高;另一个可能的原因是由于盆地边缘地壳受到挤压而发生破裂,产生大量裂隙,并且裂隙中包含了较多水,从而使得这一地区的泊松比较高。

5 结语

从研究区所处的地理位置以及中国西南大陆的构造应力场背景来看,重庆及其邻区新生代构造应力场的主压应力方向,从渝西地区的北西—西,逐渐转变为渝东地区的北—北东向(阚荣举等,1977)。其基本特征是:(1)重庆地处中国南北向构造带的东侧,渝西地区与西南地区北西西向主压应力场方向一致,而渝东地区与秦岭—大巴山地区北—北西、北—北东向主压应力场方向相同。中国大陆东、西部两种不同的主压应力场方向在重庆地域都有反映,具有中国东、西部板块运动“中间过渡地区”的构造应力场特点。(2)重庆地域基底和盖层构造的力学性质、活动方式,以及新构造运动形迹,与新生代构造应力场主压应力方向所导致的地壳应变结果一致。

参考文献:

- 车自成,刘良,罗金海. 2002. 中国及其邻区区域大地构造学[M]. 北京:科学出版社.
- 郭正吾. 1996. 四川盆地形成与演化[M]. 北京:地质出版社.
- 贺传松,王椿镛. 2002. 接收函数的泊松比测量方法及大陆地壳构成的判断[J]. 国际地震动态, (9): 5-7.
- 黄建平,崇加军,倪四道. 2008. 利用 H-Kappa 方法反演中国地区台站下地壳厚度[J]. 中国科学技术大学学报, 38(1): 33-40.
- 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[J]. 地球物理学报, 20(2): 97-109.
- 孔华,金振民,谢寡克. 1998. 大陆下地壳的研究进展综述[J]. 地球物理学进展, 13(4): 9-22.
- 刘启元, Rainerkind, 李顺成. 1997. 中国数字地震台网的接收函数及其非线性反演[J]. 地球物理学报, 40(3): 356-368.
- 汪泽成,赵文智,张林,等. 2002. 四川盆地构造层序与天然气勘探[M]. 北京:地质出版社.
- 王小龙,倪四道,刘渊源,等. 2010. 利用远震接收函数分析三峡库区重庆段地壳厚度变化[J]. 地震地质, 32(4): 543-549.

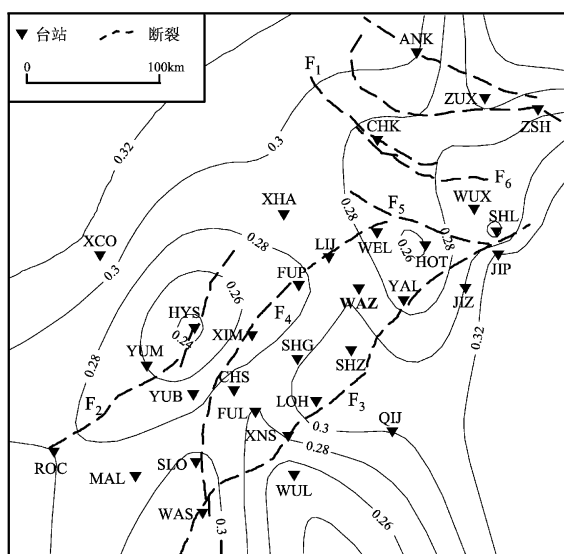


图7 重庆及其邻区泊松比分布图

Fig. 7 The Poisson's ratio distribution in Chongqing and its adjacent region

- 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.
- 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[J]. 地球物理学报, 41(5): 669–679.
- 许卫卫,郑天愉,赵亮. 2011. 华北地区 410 km 间断面和 660 km 间断面结构—克拉通活化的地幔动力学状态探测[J]. 地球科学, 41(5): 678–685.
- 杨海燕,胡家富,赵宏,等. 2009. 川西地区壳幔结构与汶川 $M_s 8.0$ 级地震的孕育背景[J]. 地球物理学报, 52(2): 356–364.
- 姚生,姚武员,李朝阳,等. 1999. 四川重庆地质图[M]. 北京:地质出版社.
- 曾融生,林中洋,孙为国,等. 1995. 中国大陆莫霍界面深度图[J]. 地震学报, 17(3): 322–327.
- 赵军龙. 2004. 三峡重庆库区深部地球物理特征研究[D]. 西安:长安大学地质工程与测绘工程学院.
- Bostock M G, Hyndman R D, Rondenay S, *et al.* 2002. An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle[J]. *Nature*, 417: 536–538.
- Christensen N I, Fountain D M. 1975. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in Granulites[J]. *Geol Soc Am Bull*, 86(2): 227–236.
- Copley A, McKenzie D. 2007. Model of crustal flow in the India–Asia collision zone[J]. *Geophys J Int*, 169(2): 683–698.
- Fountain, D M, Christensen N I. 1989. Composition of the continental crust and upper mantle; A review, in *Geophysical Framework of the Continental United States*, edited by L. C. Pakiser and W. D. Mooney [J]. *Mem Geol Soc Am*, 172: 711–742.
- Jepsen D C, Kennett B L N. 1990. Threecomponent analysis of regional seismograms[J]. *BSSA*, 80(6): 2032–2052.
- Kind R, Yuan X, Saul J, *et al.* 2002. Seismic images of the crust and upper mantle beneath Tibet: evidence for Eurasian plate subduction [J]. *Science*, 298(5596): 1219–1221.
- Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from Teleseismic Body Wave[J]. *J geophys Res*, 84: 4749–4762.
- Lawrence J F, Shearer P M. 2006. A global study of transition zone thickness using receiver functions [J]. *J Geophys Res*, 111(B): 6307–6317.
- Owens T J, Taylor S R, Zandt G. 1987. Crustal structure at regional seismic test network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms[J]. *Bull Seism Soc Am*, 77(2): 631–662.
- Singh A, Kumar M R. 2009. Seismic signatures of detached lithospheric fragments in the mantle beneath eastern Himalaya and southern Tibet [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 288(1–2): 279–290.
- Yang H Y, Hu J H, Li G Q, *et al.* 2011. Analysis of the crustal thickness and Poisson's ratio in eastern Tibet from teleseismic receiver functions[J]. *Geophys J Int*, 186(3): 1380–1388.
- Yuan X, Sobolev S V, Kind R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 199(3–4): 389–402.
- Zheng T, Zhao L, Chen L. 2005. A detailed receiver function image of the sedimentary structure in the Bohai Bay Basin [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152(3): 129–143.
- Zhu L. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions[J]. *JGR*, 105(B2): 2969–2980.

Research on Crust Structure of Chongqing and its Adjacent Area

CHEN Jun-lei¹, HU Jia-fu², YANG Hai-yan², LONG fei¹

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

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

Abstract

Firstly, we computed the receiver function of 2040 teleseismic P-wave waveforms which were received by 34 broadband seismic stations located in Chongqing and its adjacent area. Secondly, we obtained the Moho depths and wave velocity ratios under 34 seismic stations by the *H-k* scanning technology, and aided by the time delays reading of converted phase, then computed Poisson' ratios by use of wave velocity ratios. The results show that the overall trend of Moho depths variation beneath Chongqing is relatively smooth, increasing gradually from 40 km to 56 km from south to north, and the corresponding Poisson' rate is from 0.28 to 0.30. At last, we discussed the good and bad between the *H-k* scanning technology and the time delays reading of converted phase.

Key words: receiver function; *H-k* scanning; Moho depths; Poisson's ratio; time delay reading