

罗 艳, 崇加军, 倪四道等. 首都圈地区莫霍面起伏及沉积层厚度. 地球物理学报, 2008, 51(4): 1135~1145

Luo Y, Chong J J, Ni S D, et al. Moho depth and sedimentary thickness in Capital region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(4): 1135~1145

首都圈地区莫霍面起伏及沉积层厚度

罗 艳^{1,2}, 崇加军², 倪四道², 陈棋福¹, 陈 颢¹

1 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

2 中国科学技术大学地球与空间科学学院蒙城地球物理国家野外科学观测研究站, 合肥 230026

摘 要 利用首都圈数字地震台网宽频带和短周期记录提取了接收函数, 用 H-Kappa 叠加方法反演得到了台站下方地壳厚度和泊松比. 反演结果显示首都圈地区莫霍面的区域构造方向呈北东或北北东向展布, 地壳由东南向西北方向逐渐增厚, 平均厚度为 34 km. 地壳泊松比分布呈现出分块的特征, 泊松比高值区对应于岩石比较破碎的多条活动断裂带交汇区. 而某些地区堆积有较厚的低速松散沉积层, 其下的结晶基底介质速度相对较高, 因此, 该界面造成径向直达 P 波能量非常弱, 而紧随其后的转换波能量较强, 称其为首到波峰. 通过正演计算, 建立首到波峰和直达 P 波到时差与沉积层厚度的定量关系, 从而可根据首到波峰相对于直达 P 波的时间延迟来快速判定沉积层的大致厚度.

关键词 接收函数, 莫霍面, 沉积层, 首都圈地区

文章编号 0001-5733(2008)04-1135-11

中图分类号 P315

收稿日期 2007-07-20, 2008-04-23 收修定稿

Moho depth and sedimentary thickness in Capital region

LUO Yan^{1,2}, CHONG Jia-Jun², NI Si-Dao², CHEN Qi-Fu¹, CHEN Yong¹

1 *Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China*

2 *Mengcheng National Geophysical Observatory, School of Earth and Space Science, University of Science and Technology of Chian, Hefei 230026, China*

Abstract Receiver functions are calculated with teleseismic P waveforms recorded by broad-band and short period stations of the Capital Digital Seismic Network, then the thickness and Poisson ratio of crust are investigated with the H-Kappa method. The inversion results demonstrate that the crust thickens gradually from SE to NW with an average thickness of 34 km. The crustal Poisson ratios which are indicative of different tectonic regions, have a good correlation with the active faults. The regions with high Poisson ratios fall into the cross zone of active faults with cracked rocks. Because the velocity of the basement is much higher than that of sedimentary layer, the radial direct P wave propagating through the sedimentary layer becomes very weak as compared to the converted multiple phase in the sedimentary layer. At typical periods the first arriving energy consists of the direct P and the secondary conversion phases, and produces apparent delay of peaks. The quantitative relationship between the delay times of first arriving energy relative to direct P wave and the thickness of sediments was established by forward calculation, which enables to quickly estimate the sediment thickness by the delay times of the first arrival pulse.

基金项目 国家自然科学基金(40674027) 和中国地震局地震预测研究所基本科研业务专项(0207690218)资助.

作者简介 罗 艳, 女, 1976 年生, 助理研究员, 博士生, 主要从事地球内部结构方面的研究. E-mail: luoyan@seis. ac. cn

Keywords Receiver function, Moho depth, Sedimentary layer, Capital region

1 引言

首都圈地区的地壳和上地幔速度结构,已利用人工地震测深、地学大断面探测、地震体波层析成像方法等作过很多研究,并取得了一系列有意义的结果.张先康、王椿镛等^[1~2]用深地震反射剖面研究了唐山、延庆—怀来、怀柔地区的地壳细结构;黄金莉、齐诚、于湘伟等^[3~5]用天然地震层析成像研究首都圈地区三维速度结构.鉴于首都圈地区地质构造、地壳结构及其复杂性,为了提高从整体上认识首都圈地区地壳结构的可靠性,需要使用更多的分析方法和更丰富的台站记录从不同方面对该区的地壳结构进行约束.

用接收函数研究壳幔结构的方法正日趋成熟,随着各种数字地震台网的相继建立,台站密度越来越高,为接收函数的广泛应用提供了条件. Zhu Lupei 等^[6]提出了 H-Kappa 域内对多个接收函数进行叠加的方法,用以反演 Aegean 地区、California 南部地区的地壳厚度和泊松比;在国内,刘启元等在接收函数方法研究方面做了许多工作,提出了接收函数的非线性反演和合成三维横向非均匀介质远震体波接收函数的方法等^[7~8],并研究了 CDSN 台网 10 个台站下方 100 km 深度范围内的岩石层 S 波速度结构.吴庆举等^[9~11]对接收函数的提取及反演方法作了一系列研究,发展了 Winner 滤波和自回归反褶积提取接收函数的有效方法,并且提出利用小波域多尺度的接收函数作为反演对象引导反演过程,避免了普通最小二乘法陷入局部极值的缺点.吴庆举、李永华等^[12,13]用接收函数方法对青藏高原地区的壳幔结构进行了研究;Tian Xiaobo 等^[14]用 INDEPTH III 资料研究了西藏的地壳上地幔结构;许卫卫等^[15]用宽频带台站的接收函数研究了渤海湾盆地泊松比和地壳结构. Zheng 等^[16]用接收函数研究了渤海湾盆地沉积层结构.

莫霍界面深度是描述区域地壳结构和地质构造环境的一个重要参数,表征地震波速、介质化学成分和岩石性质的变化,莫霍界面的横向起伏对地震波的传播也具有很强的控制作用,对地震发生时地表设施的破坏具有一定的影响,所以研究首都圈地区莫霍界面的起伏特征对认识该地区的地壳结构、岩石性质,大陆构造变动具有十分重要的意义.接收函

数是一种研究莫霍界面深度简易高效的方法,远震的接收函数对速度梯度敏感,可获得台站下方的间断面深度等信息.以往的研究仅使用宽频带台站记录的接收函数进行分析,能使用的资料相对有限.我们利用首都圈数字地震观测台网宽频带和短周期台站记录,计算各台站的接收函数,分析各接收函数的波形特征,对莫霍界面各转换震相记录清晰的台站,使用 H-Kappa 叠加方法反演出台站下方的地壳厚度和泊松比,分析莫霍界面起伏变化特征,探讨泊松比变化与地壳介质化学成分和岩石流变性质变化的相关性.除了二十几个短周期台站之外,其他宽频带台站都已有接收函数研究结果,但使用资料的数量与本文不尽相同.我们再一次研究这些台站的目的在于检验不同的分析人员、不同的分析软件、不完全相同的资料情况下,接收函数研究结果的稳健性,从而便于在进一步的研究中综合应用不同研究者的结果.

另外,本文增加了短周期台站的分析,检验 H-Kappa 方法对短周期台站的可行性,以利用更加丰富的资料,使用统一的资料处理和分析方法给出首都圈地区较为统一完整的莫霍面起伏.分析结果表明,位于基岩或沉积层较薄处的短周期台站其接收函数波形清晰,使用 H-Kappa 叠加方法反演莫霍面深度可以得到很好的结果.有些短周期台站受巨厚沉积层影响,接收函数波形复杂,首到波峰的峰值相对直达 P 波出现明显的时间延迟,通过正演计算,建立起时间延迟与沉积层厚度的定量关系,从而使用实际观测的接收函数首到波峰峰值时间延迟来快速粗略判定台站下方沉积层厚度.

2 方法

2.1 接收函数及其反演

远震 P 波波形包含有震源、传播路径和接收区介质结构等丰富信息,接收函数是用远震 P 波波形的垂直分量对径向分量和切向分量作反褶积处理后得到的时间序列,它表征了台站下方地壳上地幔速度结构对远震 P 波的脉冲响应,基本与震源和传播路径无关.当震中距在 $30^{\circ} \sim 90^{\circ}$ 范围内时,远震 P 波的入射角很小,近似垂直入射,其波形的垂直分量主要由直达波构成,尾随波列能量较弱,可忽略不记,故垂直向在接收区的介质响应相当于一个脉冲.则

径向接收函数可表示为:

$$r(t) = (1+c) \int \frac{R(\omega)Z^*(\omega)}{|Z(\omega)|^2 + c\sigma_0^2} e^{-\frac{\omega^2}{4\alpha^2}} e^{i\omega t} d\omega, \quad (1)$$

其中 $e^{-\omega^2/4\alpha^2}$ 是 高 斯 低 通 滤 波 器 滤 去 高 频 噪 音, $c\sigma_0^2$ 是 水 准 量, 使 反 褶 积 更 稳 定, $(1+c)$ 项 恢 复 引 入 水 准 量 带 来 的 振 幅 减 弱.

当 给 定 地 壳 的 平 均 速 度, 由 P_s 相 对 P 波 的 到 时 差 便 可 以 求 得 地 壳 的 厚 度 H . 引 入 P 波 在 Moho 界 面 的 多 次 反 射 转 换 波 P_pP_s, P_sP_s, P_pP_s 震 相, 同 时 对 地 壳 厚 度 和 泊 松 比 进 行 约 束, 来 获 取 台 站 下 方 地 壳 结 构 信 息. 下 式 中 $t_{P_s}, t_{P_pP_s}, t_{P_sP_s}, t_{P_pP_s}$ 分 别 表 示 $P_s, P_pP_s, P_sP_s, P_pP_s$ 震 相 与 直 达 P 波 的 到 时 差, p 为 入 射 波 的 射 线 参 数, V_p, V_s 分 别 为 地 壳 介 质 中 P 波 和 S 波 的 平 均 速 度:

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

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

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

从(2)式可知, 每给定一对 H, K (K 为 V_p, V_s 的 比 值) 值, 就 可 以 求 出 对 应 的 $P_s, P_pP_s, P_sP_s, P_pP_s$ 震 相 到 时. Zhu Lupei 等^[6] 提 出 了 H-Kappa 域 内 对 多 个 接 收 函 数 叠 加 的 方 法, 同 时 使 用 $P_s, P_pP_s, P_sP_s, P_pP_s$ 震 相 对 H, K 进 行 约 束, 解 决 了 单 独 使 用 P_s 震 相 对 H, K 存 在 折 衷 的 问 题:

$$S(H, K) = \omega_1 R(t_{P_s}) + \omega_2 R(t_{P_pP_s}) - \omega_3 R(t_{P_sP_s+P_pP_s}), \quad (3)$$

其 中 $R(t)$ 为 径 向 接 收 函 数, $t_{P_s}, t_{P_pP_s}, t_{P_sP_s+P_pP_s}$ 分 别 为 所 预 测 的 $P_s, P_pP_s, P_sP_s, P_pP_s$ 震 相 到 时, ω_i 为 这 三 个 震 相 的 权 重, $\sum \omega_i = 1$. 扫 描 H, K 域, 当 H, K 对 应 真 实 的 地 壳 厚 度 和 泊 松 比 时, $S(H, K)$ 达 到 极 大 值, 从 而 也 就 得 到 所 求 的 参 数 H, K , 通 过 (4) 式 求 取 台 站 下 方 地 壳 介 质 的 泊 松 比 σ .

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left(\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1\right)}. \quad (4)$$

这 种 方 法 无 须 识 别 震 相, 可 以 对 大 批 量 记 录 进 行 处 理, 而 且 是 通 过 对 不 同 震 中 距 和 不 同 方 位 角 的 接 收 函 数 进 行 叠 加, 从 而 抑 制 了 横 向 不 均 匀 性 的 影 响, 得 到 一 个 平 均 的 地 壳 模 型.

2.2 正演模拟

当 地 壳 结 构 相 对 简 单 时, 用 H-Kappa 叠 加 反 演 地 壳 厚 度 是 十 分 便 捷 有 效 的 方 法, 当 地 表 覆 盖 有 较

厚 的 低 速 松 散 沉 积 层 时, 其 下 结 晶 基 底 介 质 速 度 相 对 很 高, 因 此, P 波 近 似 垂 直 入 射, 造 成 直 达 P 波 能 量 非 常 弱, 而 紧 随 其 后 的 转 换 波 能 量 较 强, 我 们 称 其 为 首 到 波 峰, 因 此 接 收 函 数 波 形 变 得 很 复 杂. Owens and Crosson 指 出, 受 浅 层 结 构 的 影 响, 有 时 径 向 接 收 函 数 的 直 达 P 波 能 量 很 弱, 几 乎 观 测 不 到, 而 首 到 峰 值 相 对 于 直 达 P 波 的 时 间 延 迟 有 时 可 以 达 到 0.4 s, 他 们 将 这 种 时 间 延 迟 归 因 于 沉 积 层 的 影 响^[17]. 因 此, 我 们 进 行 了 一 系 列 的 正 演 测 试, 来 研 究 这 种 首 到 峰 值 时 间 延 迟 与 沉 积 层 厚 度 的 关 系, 以 此 用 所 观 测 到 的 接 收 函 数 首 到 峰 值 时 间 延 迟 来 直 接 估 计 沉 积 层 的 厚 度. 设 定 沉 积 层 厚 度 从 0.5 km 变 化 到 7 km, 根 据 该 地 区 以 往 钻 井 及 人 工 测 深 结 果 给 定 一 个 地 壳 速 度 结 构 模 型, 通 过 正 演 计 算 出 理 论 接 收 函 数, 并 用 H-Kappa 叠 加 方 法 反 演 地 壳 厚 度, 从 而 测 试 沉 积 层 厚 度 对 H-Kappa 叠 加 方 法 的 影 响, 给 出 H-Kappa 叠 加 方 法 的 适 用 范 围.

通 过 正 演 计 算 理 论 接 收 函 数, 测 量 不 同 沉 积 层 厚 度 所 对 应 的 理 论 接 收 函 数 首 到 波 峰 相 对 直 达 P 波 的 延 迟 时 间, 从 而 建 立 沉 积 层 厚 度 变 化 与 首 到 波 峰 延 迟 时 间 的 定 量 关 系. 再 测 量 实 际 观 测 的 接 收 函 数 首 到 波 峰 时 间 延 迟, 来 快 速 粗 略 确 定 台 站 下 方 沉 积 层 的 厚 度.

3 数据处理

3.1 数据选取

使 用 首 都 圈 台 网 宽 频 带 和 短 周 期 远 震 记 录, 选 用 震 中 距 在 $30^\circ \sim 90^\circ$ 、震 级 大 于 5.5 级 地 震 记 录, 尽 量 保 证 有 不 同 的 方 位 角 和 不 同 的 震 中 距 分 布, 图 1 为 首 都 圈 台 站 分 布 及 所 选 用 的 震 中 分 布.

每 个 台 站 挑 选 出 信 噪 比 高 的 事 件 记 录, 截 取 P 波 前 20 s, P 波 后 80 s 波 形, 经 过 去 均 值, 去 倾 斜 等 基 本 的 数 据 处 理 后, 在 时 间 域 将 两 个 水 平 分 量 旋 转 到 径 向 分 量 和 切 向 分 量, 然 后 依 据 (1) 式 用 垂 直 分 量 分 别 对 径 向 和 切 向 分 量 作 反 褶 积 就 得 到 了 径 向 和 切 向 方 向 的 时 间 序 列. 在 (1) 式 中, 高 斯 滤 波 因 子 α 和 水 准 量 参 数 c 是 反 褶 积 时 两 个 非 常 关 键 的 参 数, 必 须 适 当 选 择. c 值 控 制 着 反 褶 积 的 精 度 和 稳 定 性, c 值 越 大, 精 度 越 低, 但 稳 定 性 越 好, 反 之 亦 然, 所 以 需 要 在 精 度 和 稳 定 性 之 间 取 折 衷. 在 实 际 处 理 首 都 圈 数 据 中, 根 据 各 台 站 垂 直 向 平 均 接 收 函 数 的 波 形 不 同, 选 取 的 c 值 在 0.001~0.05 之 间. 而 α 控 制 着 高 斯 函 数 的 带 宽, α 值 越 小, 频 带 越 窄, 高 频 成 份 越 少,

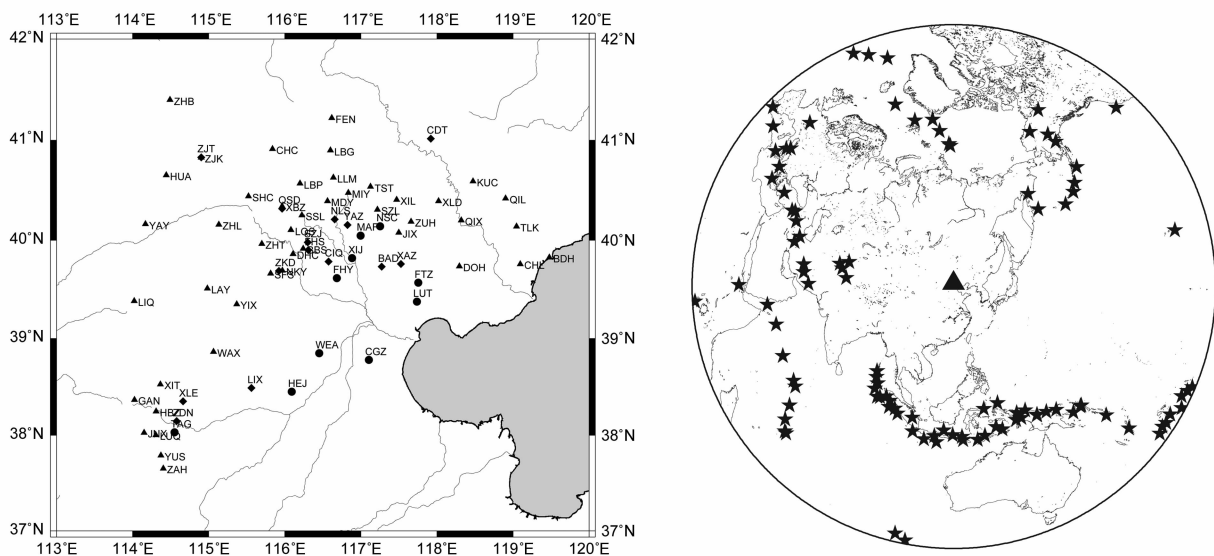


图 1 (a) 台站分布图(三角为宽频台, 菱形及圆形为短周期台); (b) 台站及震中分布图(三角为台站位置, 星形为所选用的事件位置)

Fig. 1 (a) Map of station distribution (triangles are broadband stations, diamonds and circles are short-period stations); (b) Distribution of stations and epicenters (triangle shows station position, stars are epicenters)

信噪比越高, 我们本着既要保证接收函数具有较高的分辨率, 又不含实测地震记录并不存在的高频成分为原则, 根据各台站实测记录图选取 α 值在 1.25 ~ 3 之间。

使用以上的方法对每个台站所记录到的远震 P 波记录进行大批量的处理, 提取出接收函数, 然后挑选出接收函数波形较好的事件进行 H-Kappa 叠加。所使用的 P 波平均速度参照人工测深结果^[15] 选取 5.9 ~ 6.4 km/s 不等, 地壳厚度 H 的变化范围为 25 ~ 50 km, 纵横波速比 K 变化范围 1.6 ~ 2.5, 扫描 H, K 域, 依据(3)式计算每一对 H, K 对应的 $S(H, K)$ 值。最后读出 $S(H, K)$ 最大值所对应的那一对 H, K , 即为所求的地壳厚度 H 和纵横波速比 K 。由于宽频带台站(如图 1a 三角所示)和部分短周期台站(如图 1a 菱形所示)位于基岩或沉积层较薄的上方, 所以其接收函数波形清晰, 使用 H-Kappa 叠加反演结果很好, 但是部分短周期台站(如图 1a 圆所示)受沉积层厚度影响, 接收函数波形开始变得复杂, 莫霍面的转换波和多次反射波不太清晰, 其 H-Kappa 反演结果的精度也有所下降。还有些短周期台站受巨厚沉积层(一般沉积层厚度大于 3.5 km)影响, 其接收函数波形变得很复杂, H-Kappa 叠加方法已经不再适用, 所以也就得不到莫霍面深度的反演结果。

3.2 反演过程示例

图 2 是桃林口台(TLK)和承德台(CDT)的分

析过程示例。桃林口是宽频带台, 在提取接收函数时没有经过滤波, 选取高斯滤波因子 α 为 2.5, 水准量参数 c 为 0.001, 承德台是短周期台, 经过 0.2 ~ 2 Hz 的带通滤波, 选用的高斯滤波因子 α 为 2, 水准量参数 c 为 0.001, 根据(1)式提取多个事件的接收函数, 将信噪比差的记录去掉后所得到的接收函数剖面如图 2 所示, 图 2a 为桃林口和承德台记录的接收函数, 图 2b 为对应的 H-Kappa 叠加结果。两个台站的接收函数波形图中都可以看到清晰的 $P_s, P_pP_s, P_sP_s + P_pS_s$ 震相, 参考以往人工测深的结果, 在进行接收函数的叠加时桃林口选择平均地壳 P 波速度为 6.2 km/s, $P_s, P_pP_s, P_sP_s + P_pS_s$ 三个震相的权重分别为 0.7, 0.2, 0.1, 而承德台选用的平均地壳 P 波速度为 6.1 km/s, 三个震相的权重也为 0.7, 0.2, 0.1。设定 H 值变化为 25 ~ 50 km, K 值的变化范围为 1.5 ~ 2.1, 在 H, K 域的扫描结果可见, 当桃林口台 H 为 32.9, K 为 1.73 时, (3)式中 $S(H, K)$ 达到极大值, 由此读出桃林口台站下方的地壳厚度为 32.9 km, 纵横波速度比为 1.73; 而当承德台 H 值为 34.5, K 为 1.77 时, (3)式中 $S(H, K)$ 达到最大值, 从而读出承德台下方的平均地壳厚度为 34.5 km, 纵横波速度比为 1.77。

3.3 正演过程示例

首都圈东部位于海河冲积平原区, 覆盖有巨厚低速松散沉积层, 受沉积层的影响, 布设在沉积盆地的部分短周期台站接收函数出现首到波峰相对直达

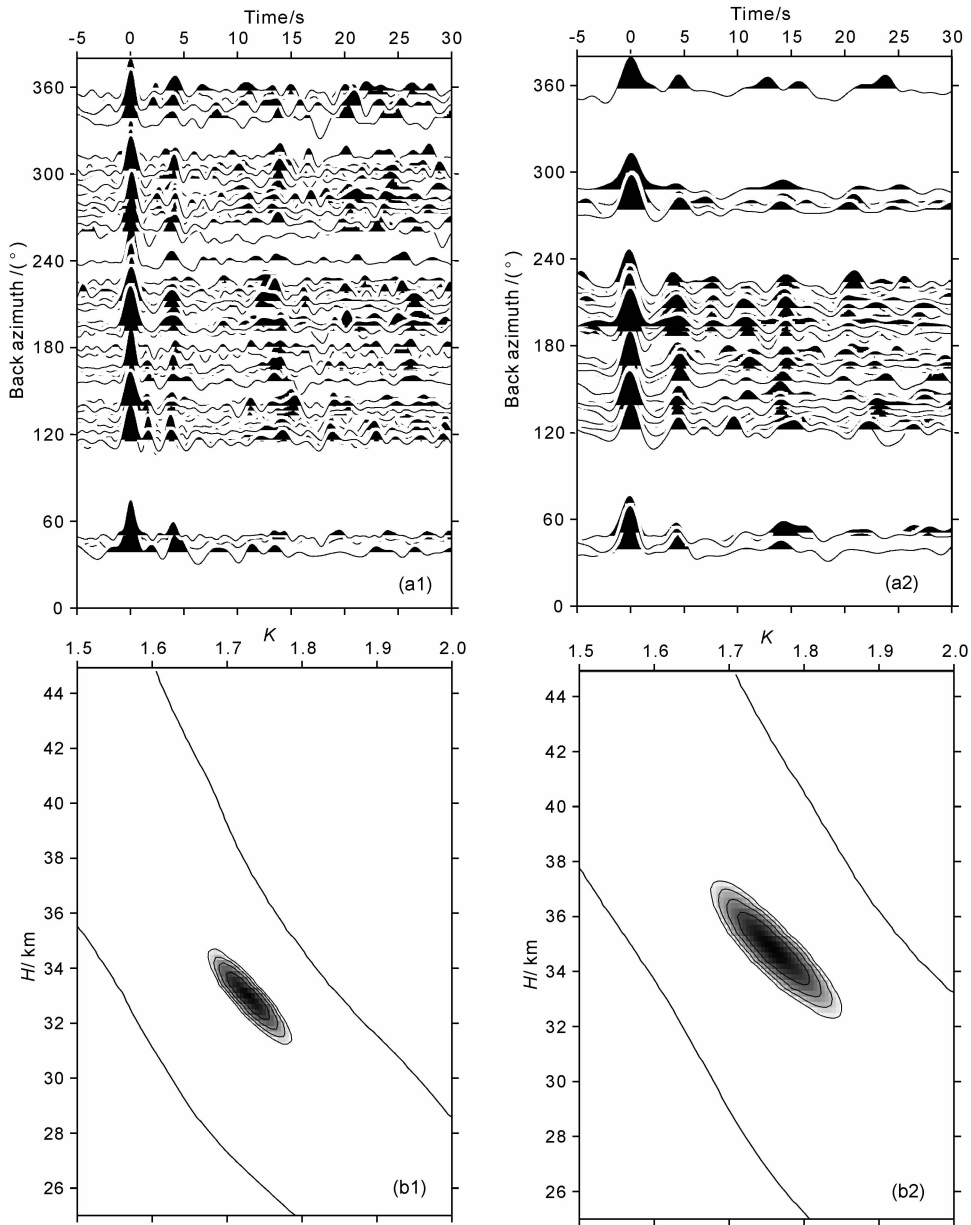


图2 (a) 宽频带台 TLK 和短周期台 CDT 接收函数剖面图; (b) 两台站对应的接收函数 H-Kappa 叠加结果

Fig. 2 (a) Receiver function profiles of broadband station TLK and short-period station CDT;

(b) H-Kappa stacking results of receiver functions of the two stations

P 波时间延迟现象,为了认识沉积层厚度与时间延迟之间的关系,我们进行了正演计算。

首都圈地区的速度结构前人已有大量的研究结果,该地区上地壳包括沉积层及其下的结晶基底两个基本组成部分。由 3 个不同的速度梯度层组成:第 1 层为新生代低速沉积盖层,速度一般为 2.0~3.5 km/s;第 2 层为一强速度梯度层,速度从盖层以下的 3.0~4.2 km/s 急增至结晶基底顶部的 5.7~5.9 km/s;第 3 层为下部的弱速度梯度层,速度由 6.1 km/s 左右增至底部的 6.4 km/s^[16]。我们根据已有的探测结果建立简单的速度模型,如图 3a 所

示。设 A 点为沉积层底部,速度 5.0 km/s, B 点为结晶基底,速度 5.8 km/s, O 点为地表。根据以往人工测深的结果给出速度与深度 h 变化的关系式分两段:浅部沉积层中 $V_p = 5.0 - 0.55(H_{sed} - h)$ (km/s), $V_s = 2.5 - 0.3(H_{sed} - h)$ (km/s), $\rho = 0.3315V_p + 0.7033$ (kg/cm³), 而结晶基底到莫霍面的速度变化为: $V_p = 5.8 + \Delta H(6.8 - 5.8)$ (km/s), $V_s = V_p / 1.732$, $\rho = 0.777 + 0.32V_p$ (kg/cm³), 其中 H_{sed} 为沉积层厚度, ρ 为密度, ΔH 为所求深度到基底的厚度与莫霍面到基底厚度之比。

正演测试的方法是改变沉积层的厚度,使其从

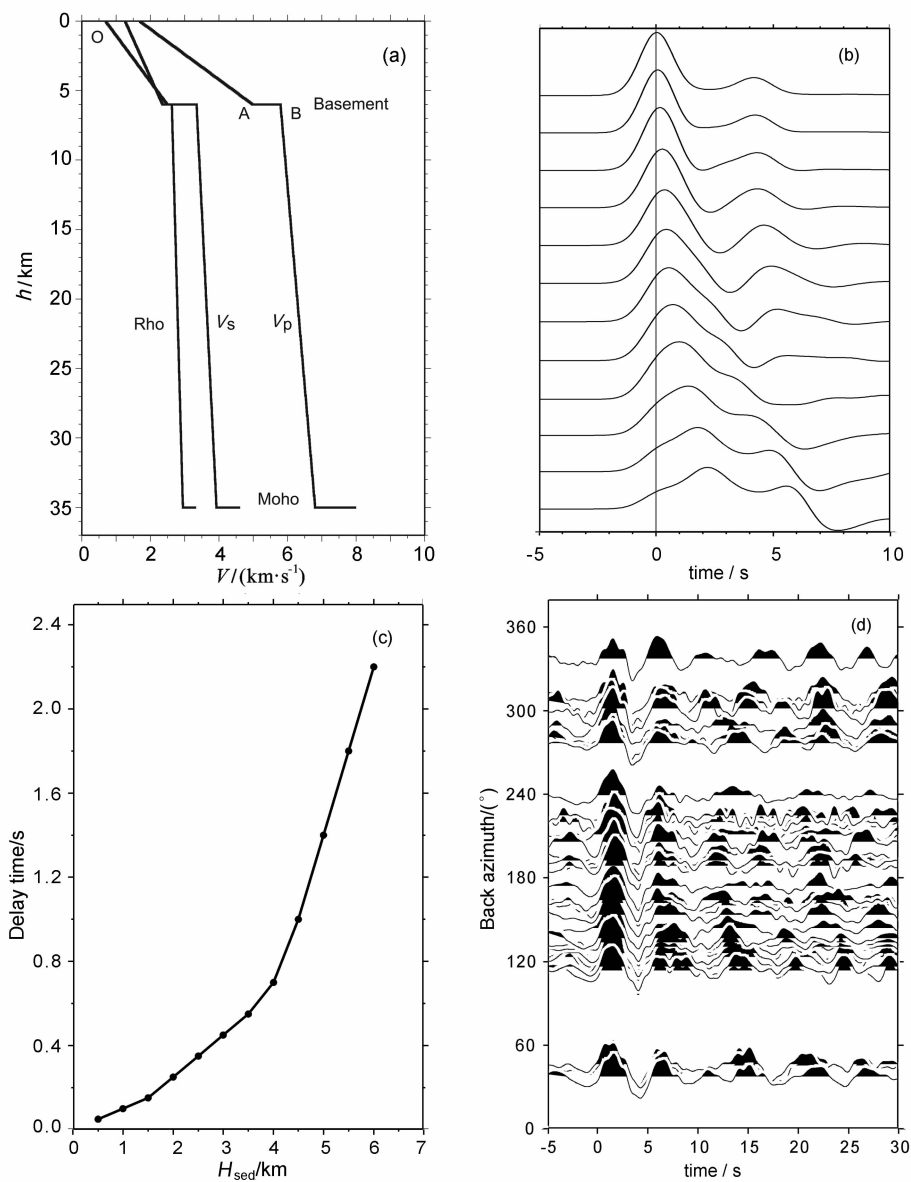


图 3 (a) 正演输入模型(Rho 为密度);(b)理论接收函数;(c) 沉积层厚度和首到波峰时间延迟的线性关系;(d) WAK 台站首到波峰峰值延迟

Fig. 3 (a) Forward input model; (b) Theoretical receiver functions; (c) Linear relation between the sediment thickness and the time delay of first arrival peak; (d) Delay of the first arrival wave-peak at station WAK.

0.5 km 变到 6 km, 考查不同沉积层厚度所能引起的首到波峰相对直达 P 波的时间延迟. 图 3b 给出了沉积层厚从 0.5 km 变化到 6 km 时的理论接收函数(α 值为 1.0, 震中距为 60°). 经过测量, 沉积层厚度小于等于 4 km 时, 沉积层厚度每增加 1 km 能引起 0.25 s 的首到波峰时间延迟, 而当沉积层厚度超过 4 km 后, 其厚度每增加 1 km 就能引起 0.7 s 的首到波峰时间延迟, 如图 3c 所示. 我们的正演结果得出一个初步的结论: 首到波峰相对直达 P 波的到时随着沉积层厚度的增加而增加, 且随着沉积层厚度的增加首到波峰相对直达 P 波的到时时对沉积

层厚度的变化更敏感. 将图 3c 中首到波峰到时与沉积层厚度的关系应用到实际观测的接收函数(以王匡台(WAK)为例)结果如图 3d 所示, 首到波峰相对直达 P 波的到时差约为 1.5 s, 反推该台站下方沉积层的厚度约为 6 km.

这种方法可以根据接收函数波形快速判定台站下方沉积层的大致厚度, 我们用此方法共得到首都圈 12 个台站下方的沉积层厚度(见图 5), 结果与嘉世旭等^[18]给出的沉积层厚度分布具有较好的一致性, 可见该方法具有一定的可行性, 但是结果受沉积层速度模型的影响, 因此必须针对不同的研究区域

建立相应的模型。

同时,我们还研究了 H-Kappa 叠加方法针对具有沉积层情况下台站接收函数的有效性,发现当沉积层厚度超过 3 km 时,其 H-Kappa 叠加反演结果已经超出了 80% 的置信区间,说明 H-Kappa 叠加反演地壳厚度的方法对位于巨厚沉积层上方的台站并不适用。

4 结 果

4.1 H-Kappa 叠加反演结果

使用以上的方法,逐一处理每个台站,共得到比较可靠的 69 个台站下方地壳厚度和泊松比。

结果显示首都圈地区地壳结构的基本形态是西部厚、东部薄,地壳厚度变化剧烈,从东部的 30 km

逐渐向西北方向变厚,进入山西高原地区达到 40 km。莫霍面的区域构造方向呈北东或北北东向展布。这一结果与人工深地震测深结果基本一致,也与许卫卫等^[15]用宽频带台站接收函数所得的结果相近。详细的情况请参见后面结论与讨论一节。表 1 列出了 69 个台站所求得参数,图 4 给出了首都圈地区莫霍界面起伏变化和泊松比分布。

4.2 沉积层厚度反演结果

位于沉积盆地的 12 个短周期台站接收函数首到波峰最大峰值都出现了明显的时间延迟,参照以上所述的正演方法确定一个沉积层厚度与时间延迟之间简单的线性关系,来粗略判定这几个台站下方沉积层厚度。这个结果与嘉世旭等^[18]在该对应区域得出的沉积层厚度比较接近。如图 5 所示。

表 1 首都圈台站下方地壳厚度和泊松比

Table 1 Crustal thickness and Poisson's ratio beneath stations in the Capital Region

台站名	$H(\text{km})$	δH	V_p/V_s	δk	σ	台站名	$H(\text{km})$	δH	V_p/V_s	δk	σ
BAD	31.88	0.75	1.76	0.05	0.26	NSC	33.75	0.38	1.80	0.08	0.28
BBS	34.62	0.75	1.90	0.10	0.31	QIL	33.50	0.62	1.72	0.05	0.24
BDH	28.00	0.62	1.82	0.07	0.28	QIX	33.50	0.50	1.75	0.05	0.26
CDT	34.88	0.75	1.77	0.05	0.26	QSD	36.25	0.88	1.82	0.08	0.28
CGZ	30.75	1.00	1.97	0.25	0.33	SFS	36.00	1.00	1.81	0.10	0.28
CHC	40.38	0.75	1.77	0.05	0.27	SHC	36.75	0.75	1.78	0.06	0.27
CHL	32.12	0.50	1.73	0.10	0.25	SSL	36.00	0.75	1.80	0.05	0.28
CIQ	31.12	0.62	1.87	0.10	0.30	SZJ	29.88	0.88	1.98	0.13	0.33
DHC	32.88	0.62	1.91	0.06	0.31	SZL	34.25	0.50	1.81	0.04	0.28
DOH	31.88	0.50	1.76	0.07	0.26	TAG	38.00	0.50	1.83	0.06	0.29
FEN	37.00	0.62	1.75	0.04	0.26	TLK	33.00	0.75	1.73	0.05	0.25
FHS	38.38	0.50	1.82	0.11	0.29	TST	36.25	0.38	1.72	0.20	0.25
FHY	30.00	0.38	2.01	0.05	0.33	WAX	33.38	0.75	1.75	0.10	0.26
FTZ	33.88	0.50	1.74	0.05	0.25	WEA	33.25	0.38	1.62	0.12	0.19
GAN	36.00	0.62	1.75	0.05	0.26	XAZ	33.12	1.12	1.83	0.07	0.29
HBZ	35.75	0.62	1.69	0.04	0.23	XBZ	36.88	0.88	1.81	0.07	0.28
HEJ	30.25	0.75	1.66	0.12	0.21	XIJ	38.50	0.50	1.71	0.16	0.24
HUA	39.75	0.75	1.74	0.06	0.25	XIL	35.38	0.62	1.74	0.05	0.25
JIX	34.00	0.50	1.79	0.08	0.27	XIT	33.38	0.75	1.75	0.04	0.26
JNX	35.88	0.62	1.73	0.05	0.25	XLD	34.25	0.62	1.73	0.06	0.25
KUC	34.00	0.88	1.78	0.05	0.27	XLE	35.50	1.00	1.67	0.05	0.22
LAY	36.88	0.75	1.80	0.07	0.28	YAY	40.38	0.62	1.73	0.05	0.25
LBG	36.75	0.75	1.75	0.14	0.26	YAZ	34.45	0.67	1.73	0.15	0.25
LBP	38.12	0.50	1.81	0.03	0.28	YIX	36.12	0.62	1.72	0.08	0.25
LIQ	40.75	0.62	1.78	0.06	0.27	YUS	33.75	0.75	1.72	0.06	0.25
LIX	33.38	0.50	1.75	0.04	0.26	ZAH	33.50	0.75	1.70	0.06	0.23
LLM	36.62	0.62	1.74	0.05	0.25	ZDN	34.12	1.00	1.73	0.07	0.25
LQS	35.38	0.75	1.93	0.10	0.32	ZHB	40.00	0.88	1.80	0.05	0.28
LUQ	35.12	0.75	1.72	0.04	0.24	ZHL	36.88	0.62	1.80	0.26	0.28
LUT	31.00	0.62	1.66	0.07	0.22	ZHT	38.50	0.75	1.79	0.04	0.27
MAF	31.75	0.75	1.90	0.11	0.31	ZJK	41.38	0.75	1.76	0.04	0.26
MDY	35.38	0.62	1.74	0.15	0.25	ZJT	41.12	0.75	1.75	0.10	0.26
MIY	34.88	0.50	1.78	0.04	0.27	ZKD	36.75	1.00	1.82	0.19	0.28
NKY	32.00	0.62	1.91	0.05	0.31	ZUH	33.25	0.62	1.78	0.05	0.27
NLS	32.25	0.88	1.91	0.08	0.31						

注: δH 为地壳厚度误差, δK 是 V_p/V_s 误差。

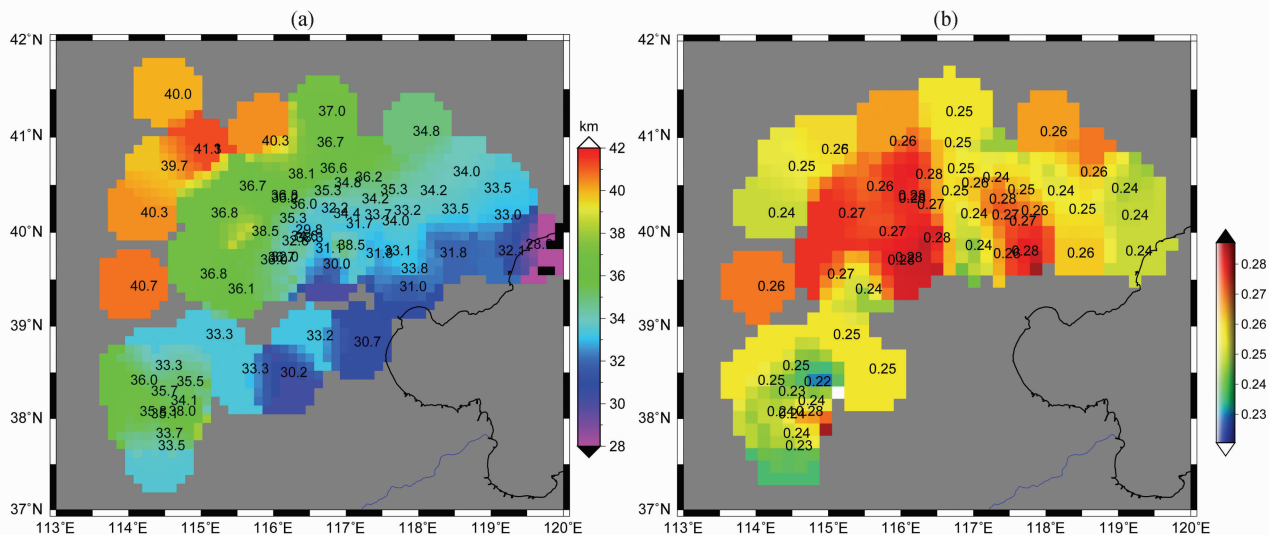


图 4 (a)首都圈地区莫霍界面起伏分布;(b)首都圈地区泊松比分布

Fig. 4 (a) Undulation of Moho discontinuity in the Capital Region; (b) Distribution of Poisson's ratio in the Capital Region

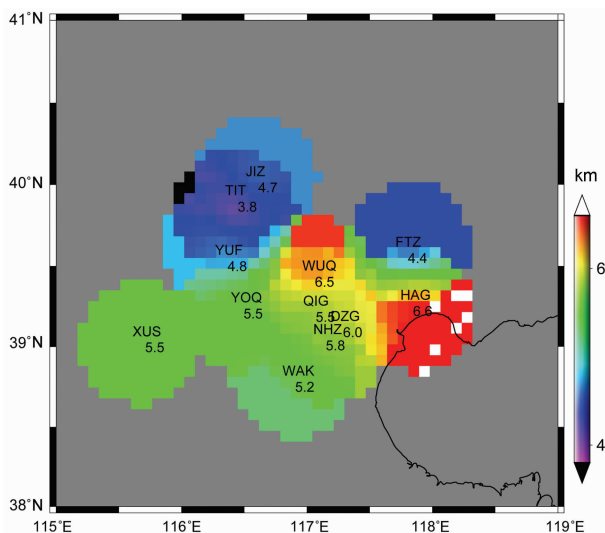


图 5 首都圈部分台站下方沉积层厚度分布图

Fig. 5 Map of sedimentary layer thicknesses beneath some stations in the Capital Region

5 结论和讨论

5.1 H-Kappa 叠加方法的适用性

本文不仅分析了宽频带台站接收函数,还对短周期台站接收函数作了分析,检验了 H-Kappa 方法对短周期台站的可行性,利用更加丰富的资料,使用统一的处理和分析方法给出首都圈地区较为统一完整的莫霍面起伏.分析结果表明,位于基岩上方的短周期台站其接收函数波形清晰,使用 H-Kappa 叠加方法反演莫霍面深度可以得到很好的结果.部分短

周期台站受沉积层厚度影响,接收函数波形开始变得复杂,莫霍面的转换波和多次反射波震相变弱,使得 H-Kappa 反演结果的精度也有所下降.还有些短周期台站受巨厚沉积层(一般沉积层厚度大于 3 km)影响,其接收函数波形变得很复杂,H-Kappa 叠加方法已经不再适用,所以也就得不到莫霍面深度的反演结果.

5.2 莫霍面起伏

首都圈地区平均地壳厚度约 34 km,地壳结构的基本形态是西部厚、东部薄,山区厚、平原薄,整体趋势由东南向西北方向逐渐变厚.最薄的地方位于渤海边缘北戴河地区,地壳厚度为 28 km.最厚的地区位于灵丘、阳原、张家口一带,地壳厚度超过了 40 km.莫霍面的区域构造方向呈东北或北北东向展布,大致可分成四个北东走向的条带.第一条带为东部河间(HEJ)—蔡公庄(CGZ)—芦台(LUT)—陡河(DOH)—昌黎(CHL)一线,平均地壳厚由北戴河的 28 km 过渡为 31 km 左右.人工测深的结果也显示从北戴河到昌黎如此近距离范围内莫霍面埋深有一个突跳(物探成果),即出现莫霍面的断裂现象,这与我们的结果基本一致.第二条带为宽城(KUC),青龙(QIL)—兴隆东(XLD),迁西(QIX)—遵化(ZUH)—蓟县(JIX)—新集镇(XAZ)—文安(WEA)—完县(WAX),蠡县(LIX)一线,大致为北东走向,平均地壳厚度由第一条带的 31 km 增加到 33~34 km 之间.第三条带位于华北平原断陷盆地

北部微沉降地区,由丰宁(FEN)—喇叭沟门(LBG)—琉璃庙(LLM)—少城(SHC)—涿鹿(ZHL)—涿源(LAY)—杨镇(YIX)一线构成,地壳平均厚度由第二条带的 33~34 km 变化到平均 36~37 km 左右。走向近北东、北北东向,第四个条带由华北盆地进入太行山山区,地壳厚度急剧增加,由平原区的 36~37 km 增加到山区 40~41 km。莫霍面构造走向与太行山走向基本一致,由赤城(CHC)—张北(ZHB)—张家口(ZJK)—怀安(HUA)—阳原(YAY)—灵丘(LIQ)一线构成。

在这种东薄西厚的大趋势下,也有部分地区由东向西呈现小区域的起伏变化。例如斋堂台(ZHT),刘斌堡台(LBP),周围平均地壳厚度约为 36~37 km,而这两台下方地壳厚度却分别为 38.5 km、38.1 km。因此地壳厚度在大趋势东薄西厚的背景下小区域范围内有凹突相间的起伏变化,这与首都圈地区断陷盆地隆拗相间的地质构造特征相一致。南部地区地壳厚度在总体较高的趋势下有元氏台(YUS)和赞皇台(ZAH)下方地壳变薄。这两个台正好处于华北断陷盆地中等沉降地区^[19],比周围地区的沉降幅度大,这与“华北拗陷区地幔上拱与浅层地质构造形成反向对应关系”^[19]的论断有一定程度的吻合。首都圈地区地壳厚度从西部山西高原灵丘一带 40 km 到东端北戴河一带减薄至 28 km,这一变化反映了大陆地壳向海洋地壳过渡的地壳厚度减薄这一一般规律。

与人工深地震测深、重力测量得出来的结果进行比较,从大的趋势来看,各种方法所得的结果都基本一致:地壳厚度由东南向西北方向增厚,首都圈地区的平均地壳厚度为 34 km。但是也有些区域变化特征有大的差异。人工测深的结果显示首都圈地区的地壳厚度由东向西表现出非常明显的波浪式起伏变化,而在昌平至八达岭一带,莫霍界面等深线由北东走向转为东西走向^[20]。而我们用接收函数做出的结果地壳厚度由东南向西逐渐平稳增加,并没有表现出明显的波浪式起伏特征,只是有少数局部小区域有莫霍面上拱的现象。而莫霍面的等深线也始终呈北东、北北东向,并没有发生走向转折的情况。几种方法得出结果有这种差异可能由于研究方法不同、所使用的数据不同等多种原因造成的。每种方法的结果都能为首都圈地区的地壳上地幔结构提供一定的约束,要得到更加精细的结构需要更密的台网分布、更丰富的数据资料。

5.3 泊松比变化

由前人岩石物理实验结果表明,在地壳范围内的温压条件下,泊松比对岩石的组分十分敏感,一定的岩石组分往往对应一定的泊松比,通过泊松比的变化可以揭示岩石组分的变化。低的泊松比可能预示着地下介质中的长英质成分较多,高的泊松比则和铁镁成分的富集有相关。对于地壳物质,泊松比在 0.26 到 0.28 之间对应岩石组成为中度组份,小于 0.26 为长英质,大于 0.28 为铁镁质^[21]。一般认为地幔物质的侵入是地壳增生的重要途径,由于地幔物质富含铁镁,因此这个过程往往伴随着泊松比的增大。较小的泊松比则反映了相对致密的物质组份,往往和地壳运动后期的改造密切相关。在上地壳的深度范围内,纵横波速比对构造特别是断裂构造内的破碎、液体充填较为敏感,较高的波速比意味着岩石破碎、多空裂隙、而低波速比说明岩石相对完整、强度大^[21]。

许卫卫等^[15]已经用首都圈地区宽频带台站资料研究过部分地区的泊松比分布,并获得了很好的结果。我们此次研究增加了短周期台站进行分析,其目的是为了检验 H-Kappa 方法用于短周期台站的可行性。另外,为获得从整体上认识首都圈地区泊松比分布特征,并检验 H-Kappa 方法的稳定性,我们也分析了宽频带台站。研究结果表明,首都圈地区的泊松比分布呈现出分块的特征,按照泊松比值的大小将其分为两个低值区和一个高值区。东北部桃林口(TLK),昌黎(CHL),青龙(QIL)和南部元氏(YUS),黄壁庄(HBZ),井陘(JNX)的泊松比都小于 0.26,为泊松比低值区。中部的法华寺(FHS),龙泉寺(LQS),牛栏山(NLS)一带泊松比都超过了 0.28,属于泊松比高值区。这种泊松比的分区差异与地表出露的岩石可以得到较好的对应。两个泊松比低值区对应地表出露的岩石为大面积的花岗岩以及富含石英和云母的糜棱岩,岩石相对完整。泊松比高值区对应于首都圈地区主要的发震构造 NW 向张家口—蓬莱断裂带上。前人的研究表明,张家口—蓬莱断裂带是一条由东向西扩展的正在形成和发展中的活动构造带^[19]。因此这一地带的岩石可能比较破碎,反映出泊松比高值特征。由此可见,泊松比这种分块特征可以为研究大陆地壳的构造变动及演化过程提供重要的信息。该研究结果与许卫卫等^[15]只用宽频带台得出的结果基本一致,说明用 H-Kappa 叠加方法是稳定的,而且高效、简便、是一种值得推广使用的方法。

5.4 沉积层厚度

本文提出一种使用接收函数快速确定沉积层大致厚度的方法. 先给定一个沉积层速度模型, 通过改变沉积层厚度, 正演计算理论接收函数, 测量理论接收函数首到波峰与直达 P 波的到时差, 从而建立沉积层厚度变化与首到波峰延迟时间的关系. 再通过测量实际观测的接收函数的首到波峰时间延迟, 来确定台站下方沉积层的厚度. 许多城市都位于沉积盆地之上, 认识该地区沉积层的厚度可以为深入研究该地区壳幔细结构、进行强地面运动数值模拟提供基础资料. 在“九五”和“十五”期间, 全国各省市相继建立了区域地震台网, 为对该地区地下结构作深入细致的研究提供了条件. 在这些地区可以使用本文提出的方法快速判定沉积层厚度.

正演计算结果表明, 首到波峰相对直达 P 波的到时随着沉积层厚度的增加而增加, 且随着沉积层厚度的增加首到波峰相对直达 P 波的到时对沉积层厚度的变化更敏感. 首都圈台网有几个短周期台站首到波峰出现明显的时间延迟, 用此方法推算出台站下方的沉积层厚度变化从 3.0 km 到 6.6 km 不等. 但要得到更精细的沉积层结构需要进一步的深入研究.

由于接收函数对速度梯度敏感而对平均速度不敏感, 单独使用接收函数的方法对壳幔速度结构约束较差, 然而面波频散和近震波形则对平均速度约束较好, 将接收函数与面波以及近震波形相结合可以很好地约束反演的速度结构. 因此, 我们将开展对首都圈地区近震波形和面波频散的研究, 获得该区域更精细的速度结构.

致谢 感谢中国地震台网中心为我们提供了宝贵的数据资料. 中国地震局地球物理研究所邢勇博士在数据处理方法和技术方面给予了很大的帮助. 在此一并深表感谢.

参考文献(References)

[1] 张先康, 杨玉春, 赵平等. 唐山滦县震区的三维地震透射研究中、上地壳速度层析成像. 地球物理学报, 1994, **37**(6): 759~766
Zhang X K, Yang Y C, Zhao P, et al. Three-dimension seismic transmission experiment in the Luanxian earthquake region of North China: tomographic determination of the upper and middle crust structure. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1994, **37**(6): 759~766

[2] 王椿镛, 王贵美, 林中洋等. 用深地震方法研究邢台地震区地壳细结构. 地球物理学报, 1993, **36**(4): 445~452
Wang C Y, Wang G M, Lin Z Y, et al. A study on fine

crustal structure in Xingtai earthquake area based on deep seismic reflection profiling. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1993, **36**(4): 445~452

[3] Huang J L, Zhao D P. Crustal heterogeneity and seismotectonics of the region around Beijing, China. *Tectonophysics*, 2004, **385**: 159~180

[4] 齐诚, 赵大鹏, 陈颢等. 首都圈地区地壳 P 波和 S 波三维速度结构及其与地震的关系. 地球物理学报, 2006, **49**(3): 805~815
Qi C, Zhao D P, Chen Y, et al. 3-D P and S wave velocity structures and their relationship to strong earthquakes in the Chinese capital region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, **49**(3): 805~815

[5] 于湘伟, 陈运泰, 王培德. 京津唐地区中上地壳三维 P 波速度结构. 地震学报, 2003, **25**(1): 1~14
Yu X W, Chen Y T, Wang P D. Three-dimensional P wave velocity structure in Beijing-Tianjin-Tangshan area. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2003, **25**(1): 1~14

[6] Zhu L P. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**(B2): 2969~2980

[7] 刘启元, Kind R, 李顺成. 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, 1996, **39**(4): 502~513
Liu Q Y, Kind R, Li S C. Maximal likelihood estimation and nonlinear inversion of the complex receiver function spectrum ratio. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1996, **39**(4): 502~513

[8] 刘启元, Rainer Kind, 李顺成. 中国数字地震台网的接收函数及其非线性反演. 地球物理学报, 1997, **40**(3): 356~367
Liu Q Y, Rainer Kind, Li S C. The receiver functions at the stations of the Chinese digital seismic Network(CDSN) and their nonlinear inversion. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1997, **40**(3): 356~367

[9] 吴庆举, 田小波, 张乃铃等. 用 Wiener 滤波方法提取台站接收函数. 中国地震, 2003, **19**(1): 41~47
Wu Q J, Tian X B, Zhang N L, et al. Receiver function estimated by Wiener filtering. *Earthquake Research in China*, 2003, **19**(1): 41~47

[10] Wu Q, Li Y, Zhang R, et al. Receiver functions from autoregressive deconvolution. *Pure Appl. Geophys.*, 2007, **164**: 2175~2192

[11] Wu Q, Li Y, Zhang R, et al. Wavelet modelling of broadband receiver functions. *Geophys. J. Int.* 2007, **170**: 534~544

[12] 吴庆举, 曾融生. 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, 1998, **41**(5): 669~679
Wu Q J, Zeng R S. The crustal structure of Qinghai-Xizang Plateau inferred from broadband teleseismic waveforms. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1998, **41**(5): 669~679

[13] 李永华, 吴庆举, 安张辉等. 青藏高原东北缘地壳 S 波速度结构与泊松比及其意义. 地球物理学报, 2006, **49**(5): 1359~1368
Li Y H, Wu Q J, An Z H, et al. the Poisson ration and

- crustal structure across the NE Tibetan Plateau determined from receiver functions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1998, **41**(5):669~679
- [14] Tian Xiaobo, Wu Q J, Zhang Z J, et al. Joint imaging by teleseismic converted and multiple waves and its application in the INDEPTH-III passive seismic array. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, **32**, doi:10.1029/2005GL023686.
- [15] 许卫卫,郑天愉.渤海湾盆地北西盆山边界地区泊松比分布.地球物理学报,2005, **48**(5):1077~1084
Xu W W, Zheng T Y. Distribution of Poisson's ratios in the northwestern basin-mountain boundary of the Bohai Bay Basin. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, **48**(5):1077~1084
- [16] Zheng T Y, Zhao L, Chen L. A detailed receiver function image of the sedimentary structure in the Bohai Bay Basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2005, **152**:129~143
- [17] Thomas, Owens, Rovert. Shallow structure effects on broadband teleseismic P waveforms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1988, **73**:765~780
- [18] 嘉世旭,齐 诚,王夫运等.首都圈地壳网格化三维结构.地震物理学报,2006, **48**(6):1316~1324
Jia S Y, Qi C, Wang F Y, et al. Three-dimension crustal gridded structure of the Capital area. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, **48**(6):1316~1324
- [19] 徐锡伟,吴卫民,张先康等.首都圈地区地壳最新构造变动与地震.北京:科学出版社,2002
Xu X W, Wu W M, Zhang X K, et al. the Newest Tectonics and Earthquake in Capital Area. Beijing, Science Press, 2002
- [20] 马杏垣,丁国瑜,高文学等.中国岩石圈动力学地图集.北京:中国地图出版社,1989
Ma X Y, Ding G Y, Gao W X. et al. Lithospheric Dynamics Atlas of China. Beijing: China Cartographic Publishing House, 1989
- [21] Zandt G, Ammon C J. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, 1995, **374**:152~154

(本文编辑 胡素芳)