第 32 卷 第 2 期
2010 年 3 月 (137-146)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 32, No. 2
Mar., 2010

沈伟森，罗艳，倪四道，崇加军，陈颙. 2010. 天然地震频率范围内首都圈地区近地表 S 波速度结构. 地震学报，**32**(2)：137-146.
Shen Weisen, Luo Yan, Ni Sidao, Chong Jiajun, Chen Yong. 2010. Resolving near surface S velocity structure in natural earthquake frequency band: A case study in Beijing region. *Acta Seismologica Sinica*, **32**(2): 137-146.

天然地震频率范围内首都圈地区近地表 S 波速度结构*

沈伟森[1)] 罗 艳[1,2)] 倪四道[1),†] 崇加军[1)] 陈 颙[1)]

1) 中国合肥 230026 蒙城地球物理国家野外科学观测研究站，中国科学技术大学地球和空间科学学院
2) 中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所

摘要 近地表沉积层的 S 速度结构是强地面震动模拟和地震灾害估计的重要参数，尤其是浅部的 S 波速度结构在工程上具有重要的应用意义. 目前大部分资料来源于工程钻孔或工程地震探测，很少有地震波频率范围内的 S 波速度结构，或者深度达数百米的 S 波速度结构. 通过对天然地震的井下摆波形记录的分析，提供了一种测量地震波频率范围深达数百米的 S 波速度的有效方法. 收集了首都圈地区 44 个井下摆的近震记录，利用广义射线方法确认了直达 S 波及其在地表的反射波震相，并通过测量不同台站上两个震相的到时差，获得了首都圈地区浅层 100—500 m 深度范围的 S 波速度结构. 研究发现，浅部 100 m 的平均 S 波速度低于 300 m/s. 当深度增加到 500 m 时 S 波速增加到 800 m/s，平均速度梯度为 0.8 (m/s)/m. 研究结果表明，井下摆地震记录波形是研究沉积盆地浅层 S 波结构的重要资料，将为沉积盆地的强地面震动模拟提供重要基础参数.

关键词 沉积层 S 波速度结构 井下摆
doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2010.02.001 **中图分类号**：P315.3+1 **文献标识码**：A

Resolving near surface S velocity structure in natural earthquake frequency band: A case study in Beijing region

Shen Weisen[1)] Luo Yan[1,2)] Ni Sidao[1),†] Chong Jiajun[1)] Chen Yong[1)]

1) *Mengcheng National Geophysical Observatory, University of Science and Technology of China, Hefei* 230026, *China*
2) *Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing* 100036, *China*

Abstract: Near surface S velocity of sedimentary layers is crucial for strong motion simulation and seismic hazard assessment. S velocity of the top hundreds' meters is particularly significant for earthquake engineering. While S velocity can be measured by well-logging or shallow seismic survey, it is deduced from the data with frequency band much higher than the band of seismic signals from earthquakes, or the depth profile is too shallow. We present an effective meth-

* **基金项目** 自然科学基金项目(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.
收稿日期 2008-12-15 收到初稿，2009-06-09 决定采用修改稿.
† **通讯作者** e-mail: sdni@ustc.edu.cn

od for resolving near surface velocity structure by modeling borehole seismograms. By analyzing seismograms from hundreds of earthquakes in Beijing region, we have identified direct S and surface-reflected S waves by using generalized ray theory, and determined S velocity structure for the depth of 100—500 m by modeling the interval between the two S waves. The average S velocity is found to be lower than 300 m/s at top 100 m, but increases to about 800 m/s at the depth of 500 m, with an average gradient of 0.8 (m/s)/m. Therefore borehole seismograms are valuable data for studying shallow S-wave velocity structure of sedimentary basins and can provide basic parameters for strong motion simulation in the basins.

Key words: sedimentary layer; S velocity structure; borehole seismometer

引言

国内外学者的研究结果表明，低速、松散沉积层对地震波具有强烈的改造作用，浅部沉积层对于强地面振动的幅度起着重要作用. 特别是近地表疏松覆盖层，其密度低、模量小，引起的层内多次波对地面振动具有极强的放大作用，可使大量建筑物和构筑物等设施遭受破坏，是造成严重地震灾害的重要原因(Seale,1989; Bard *et al*, 1988; Aki, 1988; Langston, 2003; Jemberie, Langston, 2005; 周锡元等, 1991). 很多人口密集的城市坐落于沉积盆地，理清该地区的近地表速度结构将为强地面振动数值模拟、地震灾害研究提供基础资料，具有科学和经济等方面的重要意义. 工程上通常利用浅层 30 m 的 S 波速度结构来研究场地的响应，然而更深范围的速度结构及其衰减特性对地震波场也有重要影响，因此对深达数百米的速度结构的研究也具有重要意义，可以为强地面震动和地震成灾研究提供重要基础参数.

研究近地表速度结构的方法主要有钻井探测、工程地震勘探、天然地震等. 通过钻井可测定浅层地层速度，但所使用的振动频率高达几至几十千赫，与地震工程感兴趣的频段范围(0.1—10 Hz)相差较远，所以钻井探测结果在强地面震动研究中的应用需要慎重考虑. 工程地震勘探利用人工地震波场来研究浅部地层结构，此方法精度高，但是一般只关注较浅层的结构. 也有其它利用天然地震来探测浅部速度结构的方法. 例如 Langston (2003)用近震记录进行波形模拟，得出了 Mississippi 盆地地表对 P 波和 S 波的放大、扩散及衰减的场地响应特征，并用 P, PpPhp, Ps, Sp, S 和 SsPhp 震相的走时差推测沉积盆地的波速以及泊松比. 利用背景噪音研究浅层速度结构也是一种常用的方法. Arai 和 Tokimatsu(2004)利用微震动水平-垂向谱比法(H/V 谱)，研究了东京等地下方的浅层速度结构. 这种方法结论可靠，但是因为使用了短周期面波，能探测的深度很有限，其结果只是局限在地表以下 100 m 的深度范围. Scott 等(2006)利用背景噪音方法和井下摆研究了 Nevada 州拉斯维加斯盆地中的浅部速度结构. 他们的方法也只能确定地下 300 m 的速度结构. Aguirre 和 Irikura(1997)使用谱比法研究了 Port Island, Kobe 地下浅于 100 m 的软土层速度结构(100 m 的土层速度为 500 m/s 左右). Satoh(2006)利用基于最大相似度方法的 f-k 谱分析，计算了台中盆地若干台站的相速度. 在他的研究中，沉积盆地是分层的，对于深度 1000 m 的地层，采用了当地的地质调查获得的数据. 在此基础上，通过拟合相速度频散曲线获得了 200—1000 m 深度上的平均 S 波速度，大约为 1000 m/s.

利用沉积土层和基底界面形成的转换波也能研究沉积层中的速度结构. Chen 等(1996)利用 Mississippi 盆地的三分量数字地震台站，分析了沉积层-基底界面导致的 S-P 转换波和 P-S 转换波，利用其与直达 S 波、P 波的走时差，获得了当地的速度结构，分析了各个台站下方的沉积层厚度. 他的结论是：沉积层中的 S 波平均速度为 0.45—0.67 km/s，而且随着深度增加 S 波速度也会相应增加. 而利用井下摆地震记录来研究浅层结构具独特优势. 井下摆一般放置在地下几十米到数百米乃至 1—2 km 的地方，受地表噪声的影响小，地震记录的信噪比高；另一方面，可以将放置在不同深度的井下摆作对比分析，探测不同深度介质对地震波的改造作用，从而研究介质的速度或衰减特性等. 研究人员利用井下摆与地表水平分量的谱比研究浅部沉积层速度结构、衰减特性和场地响应(Hauksson *et al*，1987；Abercrombie，1997；Kobayashi，1999；Satoh，2006；Yamada，Horike，2007).

鉴于沉积层浅部速度结构和衰减特性对地震波场的强烈改造作用，我们需要深入研究天然地震频率范围内的沉积层浅部 S 波速度结构和衰减特性，进而为强地面震动和地震成灾研究提供重要基础参数. 对于我国的大部分沉积盆地，尤其是首都圈地区，还缺乏该方面的基本模型. 首都圈地区是一个在古老稳定大陆块体上发育起来的板内裂陷盆地，地壳结构极其复杂，坳陷盆地覆盖有新生代巨厚沉积层. 内含一系列北东向活动断层，是我国东部新构造运动比较强烈的地区，近代地震十分活跃(徐锡伟等，2002)，自 2002 年以来就有 70 多次 3 级以上中小地震发生. 鉴于首都圈地区重要的政治、经济和文化地位，研究该地区浅层速度结构，开展强地面振动和地震灾害研究具有非常重要的意义.

本文利用首都圈台网 53 个井下摆记录，分析了 2005—2007 年 127 次 3 级以上中小地震在地表的反射波波形，测量了直达 S 波与地表反射波之间的到时差，研究了首都圈地区浅层剪切波速度随深度的变化规律，建立了首都圈地区浅层数百米范围内的S波速度模型，对该地区的强地面振动和地震灾害研究具有非常重要的意义.

1　数据和方法

1.1　直达 S_1 波及地表反射 S_2 波

在分析 2006 年文安地震序列在文安台上的记录时，我们观测到两个非常清晰且波形相似的震相(图 1). 对这两个震相作相关分析，它们的振动方向和振幅都具有很高的相关性，而且对于同一个台站，不同震中距和不同方位角所记录到的这两个震相的到时差几乎相同.

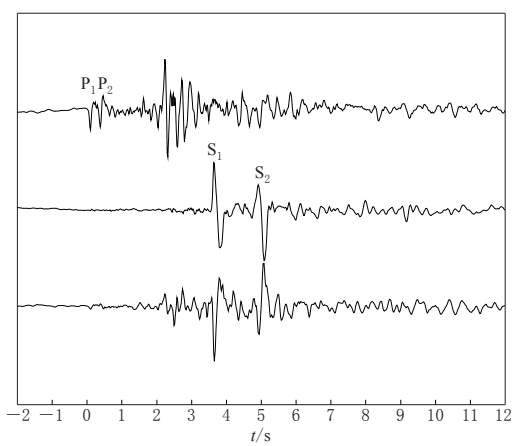

图 1　文安台记录到的 2006 年 7 月 9 日(震中距 11 km，震源深度 14 km)地震的直达 S_1 波及地表反射 S_2 波

Fig. 1　Direct wave S_1 and surface reflected wave S_2 recorded at Wen'an station for the 2006-07-09 event

为了确定这两个震相的产生机制，我们利用广义射线理论(generalized ray theory，简写为 GRT)计算理论地震图. 广义射线理论基于完全的弹性波动方程，对特定的震相采用 Cagniard De Hoop 积分方法，能够快速

得到精确解. 每个震相都有一个特定的射线，不同的射线组合对应不同的震相，分别计算一系列震相然后叠加将获得理论地震图，因此利用该方法可以比较容易地在地震图上识别出相应的震相. GRT 方法被广泛应用于地壳及地球深部结构的研究中(Helmberger，1968，2000). 本文中我们建立了基底—沉积土层的速度模型(表 1)，利用 GRT 方法计算理论地震图来识别上述震相. 从图 2 可以看到，在理论的地震波形和实际数据中直达 S 波及其地表反射波都对应得很好，从而肯定了这两个震相的产生机制.

表 1 基底—沉积土层速度模型

Table 1 Velocity model of the basement-deposited soil layer

分层	v_P/km·s^{-1}	v_S/km·s^{-1}	密度	厚度/km	Q_P	Q_S
1	1.83	0.42	1.786	0.2660	1000	500
2	1.83	0.42	1.786	0.0340	1000	500
3	4.2	2.3	2.146	4.3000	1000	500
4	5.0	2.9	2.370	8.200	1000	500
5	6.1	3.5	2.720	7.0000	1000	500

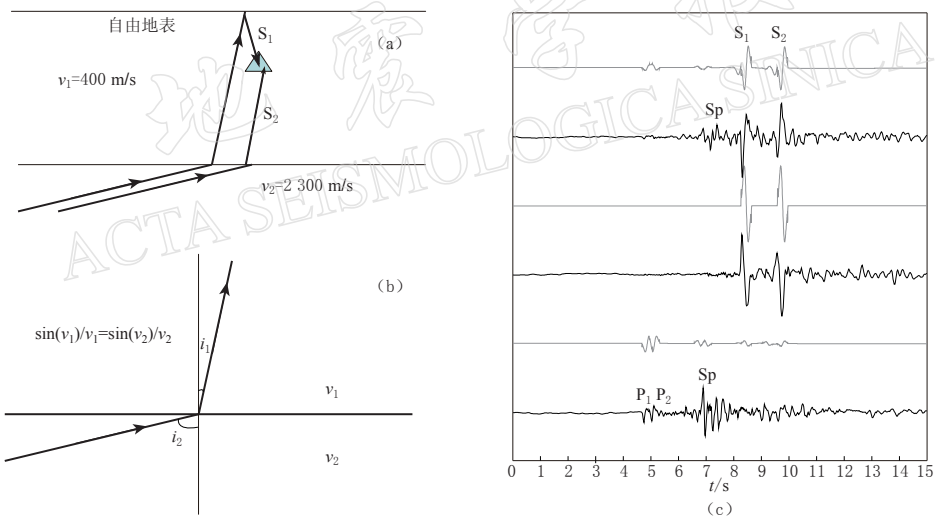

图 2 射线路径及相应的理论地震图

(a) S 波射线路径示意图；(b) Snell 定律示意图；(c) 2006 年 7 月 19 日文安地震实测波形(黑线)与广义射线理论计算的理论地震波形(灰线)对比图. 理论计算所使用的速度模型如表 1 所示，震中距为 18 km，震源深度为 12.8 km

Fig. 2 Ray path and the synthetic seismogram

(a) Sketch map of the ray path; (b) sketch map of Snell's law; (c) waveform of the Jul 19, 2006 aftershock at Wen'an (black lines) and synthetic seismogram (gray lines) calculated with GRT algorithm. The station-epicenter distance is 18 km and source depth 12.8 km

已有的研究表明(徐锡伟等，2002；嘉世旭等，2006)，首都圈地区基底的剪切波速度为 3—5 km/s，而沉积土层的剪切波速度一般小于 800 m/s. 对于该地区震中距小于 1000 km，深度大于 1 km 的地震，根据 Snell 定律

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{v_1}{v_2} \tag{1}$$

http://www.dizhenxb.org.cn

可以证明，当沉积土层下方基底 S 波速度为 3 500 m/s，沉积土层底部 S 波速度小于或等于 7 00m/s 时，无论入射角 i_2 取 0—90 度的任何值，折射角 i_1 都小于 12°，因此在沉积土层中 S 波可以看作垂直入射(图 2)．那么 S_1 与 S_2 的到时差可以近似表示为

$$t = 2\sum_{i=1}^{N} h_i \left(\frac{1}{\beta_i^2} - p^2\right)^{1/2} = 2h\left(\frac{1}{\beta^2} - p^2\right)^{1/2} \tag{2}$$

式中，h_i 为第 i 层的深度，仪器放置于第 $N+1$ 层；$h=\mathrm{sum}(h_i)$；p 为射线参数；β 为 S 波速度；N 为层数；β_i 为第 i 层剪切波速度随深度 S_1 和 S_2 的到时差基本与地震的距离无关．由于事件距记录点很近，地面为一个自由表面，且 S_1 和 S_2 波都非常清晰，对于 SH 波而言，自由地表反射使得反射波和入射波具有相同的振动方向及振幅．但是近地表的衰减可能使 S_2 波更弱一些．

1.2　利用 S_1 波及 S_2 波确定近地表速度结构

由于 S_1 波与 S_2 波的到时差只取决于井下摆以上的速度结构，因此可以利用这些到时差来约束浅层的速度结构．我们从首都圈地区地震目录中检索 2003—2007 年 3 级以上地震，从中国地震台网中心获得首都圈台网中 44 个井下摆记录到的波形数据．对于每一个波形数据，确认了 S_1 波和 S_2 波后，使用 SAC 软件测量了这两个波形的到时差，对每一个台站记录到的不同事件的到时差进行统计分析，获得了到时差平均值和方差．本文所使用的地震台站、事件信息及测量结果如表 2 所示．

从表 2 可以看出，每一个井下摆对不同的事件所得到的 S 波到时差的相对误差低于 6%．这与上述 S 波到时差同事件方位角及距离无关的结论是一致的．

研究表明，基底之上的沉积层的 S 波速度随深度单调增加(Ni，1997)．在近地表几十米内的土层由于压实固结作用随压力增加而迅速增加，所以 S 波速度随深度增加较快．而距地表 100 m 以下的沉积土层压实程度较好，S 波速度与深度关系趋近于线性关系．由式(2)有

$$\int_0^h \frac{\mathrm{d}z}{az + v_0} = t_h \tag{3}$$

式中，t_h 为 S 波自深度为 H 处到地表的走时，即 S_1 与 S_2 波到时差的一半．这时，如果我们把上式的积分下限变为最浅井下摆的深度 H_1，则 v_0 变为最浅井下摆深处的 S 波速度 v_1，等式变为

$$\frac{1}{a}\ln\frac{a(H - H_L) + v_L}{v_L} = t_h - t_{hL} \tag{4}$$

式中，t_{hL} 为最浅井下摆两 S 波震相到时差的一半，即从井下摆到地表的 S 波单程走时．v_L 为最浅井下摆处的 S 波速度，H_L 为最浅井下摆的深度(118 m)．利用网格搜索的方法来寻找使误差 E 最小的 a，v_L 和 t_{hL} 值．

$$E = \sum_{i=1}^{N}\left| t_{hL} + \frac{1}{a}\ln\frac{a(H_i - H_L) + v_1}{v_L} - t_{hi}\right| \tag{5}$$

式(5)中，H_i 为第 i 个井下摆的深度，t_{hi} 为从第 i 个井下摆测得的 S 波到时差的一半，N 为井下摆个数．其中，a 值的搜索范围从 0.2—2.0 (m/s)/m，移动步长为 0.01 (m/s)/m．同时将 v_L 从 100 m/s 变化到 1000 m/s，移动步长为 5 m/s；t_{hL} 从 0.2 s 搜索至 1.2 s，移动步长为 0.05 s．

表 2 首都圈井下摆信息

Table 2 Information of borehole stations in Beijing region

台站名称	台站深度/m	台站地址	事件个数	S_1 与 S_2 波到时差/s
ANK	271.00	安康医院	9	1.33±0.05
BET	246.00	北塘	2	1.30±0.05
CAD	247.00	糙甸	5	1.23±0.09
CAZ	241.00	沧州	4	1.25±0.04
CGZ	247.00	蔡公庄	6	1.28±0.06
CHH	247.00	长虹公园	6	1.35±0.03
CHT	247.00	赤土	8	1.35±0.02
CIQ	174.00	次渠	4	0.99±0.02
DAG	249.00	大沽	6	1.39±0.02
DOT	273.00	东台	6	1.42±0.04
DZG	291.00	大直沽	8	1.21±0.03
EWZ	247.00	尔王庄	5	1.30±0.03
FHY	283.00	凤河营	5	1.08±0.11
FTZ	247.00	丰台镇	6	1.22±0.04
HAG	247.00	汉沽	6	1.42±0.07
HBT	245.00	河北屯	6	1.27±0.02
HEJ	241.00	河间	1	1.48±0.01
HUH	241.00	黄骅	6	1.28±0.05
JIH	277.00	静海	6	1.45±0.03
JIZ	173.00	金盏	3	0.99±0.02
JTG	241.00	京唐港	6	1.23±0.02
LIX	185.00	蠡县	3	1.05±0.05
LUT	248.00	芦台	8	1.34±0.05
NLS	160.00	牛栏山	3	1.27±0.07
QIG	241.00	青光	6	1.35±0.04
SJZ	248.00	沙井子	6	1.30±0.06
SZJ	118.00	苏州街	4	1.20±0.10
T23	275.00	塘 23	9	1.52±0.06
TAH	480.00	唐海	8	1.89±0.03
TIT	210.00	天坛	3	1.36±0.08
TJH	247.00	唐家河	6	1.40±0.07
WAK	246.00	王匡	7	1.26±0.03
WEA	266.00	文安	6	1.27±0.04
WUJ	160.00	无极	1	0.81±0.02
WUQ	244.00	武清	8	1.32±0.07
XAZ	246.00		6	1.21±0.06
XIJ	283.00	西集	6	1.29±0.06
XIZ	248.00	辛庄	9	1.36±0.03
XUS	141.00	徐水	1	0.92±0.01
XZZ	247.00	徐庄子	9	1.30±0.05
YAZ	158.00	杨镇	2	0.98±0.05
YOQ	241.00	永清	5	1.20±0.03
YUF	172.00	榆垡	4	1.03±0.05
ZTZ	247.00	朱唐庄	7	1.34±0.07

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA

网格搜索结果表明，使总误差 E 最小的 a，v_L 和 t_{hL} 值的组合为：$a=0.8$ (m/s)/m，$t_{hL}=0.41$ s，$v_L=490$ m/s，相关系数 $R=0.85$. 将 a，t_{hL} 和 v_L 三个参数带入式(5)，可算得任何深度 S_1 与 S_2 波的到时差. 图 3 为实测数据和计算得出的深度-到时差曲线图.

2　讨论与结论

利用所获得的首都圈沉积土层的最浅处的平均速度，我们首先可以得到距地表 100 m 深度以上的沉积土层的平均速度 $\bar{v}$. 根据

$$t_{hL}=\frac{H_L}{\bar{v}} \tag{6}$$

可以得到 $\bar{v}=295.00$ m/s. 这个值甚至低于空气中的声速. 上式中，t_{hL} 为 S 波从地表至最浅井下摆的拟合走时，H_L 为最浅井下摆的深度(此处为 118 m). 这说明在近地表处(深度小于 100 m)沉积土层的 S 波平均速度值很低，该速度值约为基岩 S 波平均速度的 1/10. 如此低的速度对于首都圈地区的场地效应有不可低估的作用.

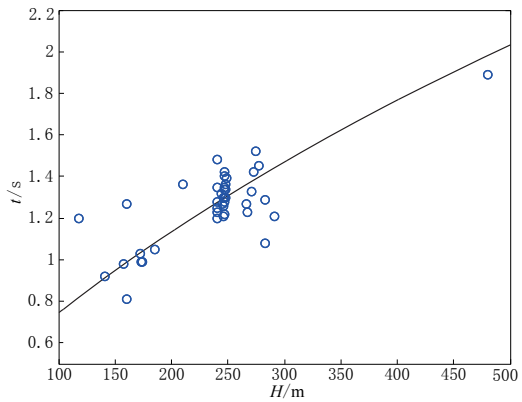

图 3　利用网格搜索结果拟合 S_1 与 S_2 波到时差-深度关系图

横坐标为井下摆深度，纵坐标为 S_1 与 S_2 波到时差. 黑线为拟合曲线，相关性为 0.85

Fig. 3　Difference between S_1 and S_2 arrival time versus depth plot, with the curve fitting data in a grid search. x-coordinate is borehole depth, and y-coordinate is difference between S_1 and S_2 arrival time. Black line is a fitted curve, with a correlation coefficient of 0.85

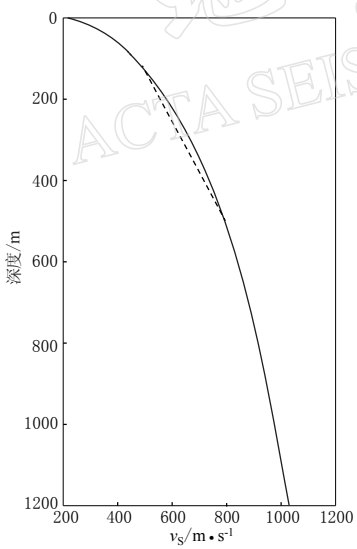

图 4　首都圈地区近地表 S 波速度结构拟合曲线. 虚线为本文拟合的首都圈地区地表沉积土层 S 波速度结构，实线为示意性的速度分布曲线

Fig. 4　Fitted curve of near-surface S-wave velocity structure in Beijing region. Dashed line denotes fitted near-surface S-wave velocity structure in Beijing region, solid curve indicates schematic velocity structure

利用实测 S_1 与 S_2 波的到时差和地壳浅部土层的一维速度模型假设，以及网格搜索的方法得到了沉积盆地浅部土层厚度在 100—500 m 的一维 S 波速度模型. 该模型可以用 $v=0.8(h-118)+490$ 来表示. 其中 h 的单位为 m，v 的单位为 m/s. 由该公式计算深度 h 为 118 m 时 S 波速度等于 490 m/s，在 118—500 m 之间速度的变化率为 0.8 (m/s)/m，当深度达到 500 m 时，S 波速度约达到 800 m/s，如图 4 所示.

王凤贤等(2003)研究了大庆台网沉积土层 400—1 200 m 深度范围内速度随深度变化规律，其中，S 波速度变化率为 0.3 (m/s)/m. 而我们的研究结果表明，首都圈地区地表土层 S 波速度随深度变化率为 0.8 (m/s)/m. 造

ACTA SEISMOLOGICA SINICA

成这两种结果差异的原因可能是所研究的深度范围不尽相同，我们研究的首都圈地区所涉及的深度较浅(100—500 m)，而王凤贤等所利用的数据大多在 600 m 以下. 这也说明了沉积土层在 600 m 深度以上的速度变化率较大，达到 600 m 以下深度值的 3 倍左右；而大于 600 m 深度以后则速度变化率开始减缓. 图 4 给出了首都圈地区近地表沉积土层的 S 波速度结构图，实曲线给出了 S 波速度随深度变化的变化规律示意性曲线，118—500 m 的范围是利用上述方法得到的拟合曲线(虚线). 500 m 以下的区域 S 波速度变化率降低，根据王凤贤等人的研究，大致为 500 m 以上区域的 1/3. 周锡元等(1991)对北京地区浅地表沉积土层(深度几十米)研究后得出一个经验公式

$$v = aH^b \tag{7}$$

式中，v 为 S 波速度；a 和 b 为常数，对于首都圈地区，其值约为 $a=118.9$，$b=0.31$. 相比之下，我们的结果更为准确地给出了深度范围在 100—500 m 的 S 波速度结构.

首都圈地区的浅层速度结构差异很大，用简单的一维模型来拟合 44 个井下台的平均速度确实有不合理的地方，但是线性拟合的速度结构计算的理论与实际观测走时残差(图 5)表明，这个平均的速度结构与实际情况比较接近. 除了西北部和少数几个台出现较大的正异常(速度估计偏快)和负异常(速度估计偏慢)之外，大部分台站理论与实际观测的走时都相差不大，并没有表现出分块异常的特征. 我们的结果只能是一个比较粗略的估计，更详细的结构还需要用其它方法作进一步研究，并与钻井结果进行对比.

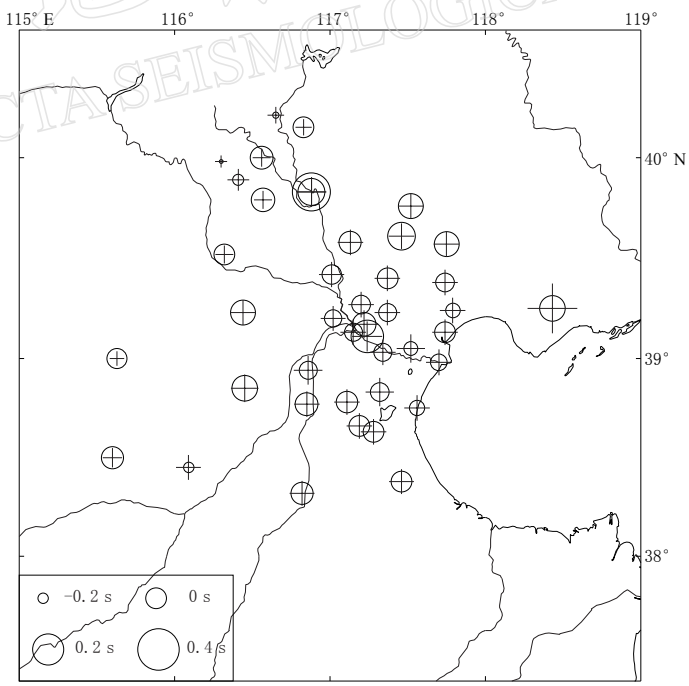

图 5 拟合的速度模型计算的理论与实际观测走时残差，没有表现出明显的分块特征. 圆圈表示残差大小，加号表示井下摆深度(加号越大对应的井下摆约深，最深 480 m)；黑色线条为河流和海岸线

Fig. 5 Time residual(circle) between observed S_2-S_1 and prediction, which does not show obvious correspondence to geological settings. The crosses represent depth of bore seismometer with maximum depth of 480 m. Black curves are rivers and coast lines

http://www.dizhenxb.org.cn

综上所述，利用井下摆记录到的 S_1 和 S_2 波形数据，在计算了理论地震图确认直达和地表反射震相的基础上，测量了不同台站上两个震相的到时差，并通过网格搜索的方法获得了首都圈地区浅层 100—500 m 深度范围内 S 波的速度结构. 研究发现，浅部 100 m 内平均 S 波速度低于 300 m/s. 当深度增加到 500 m 时 S 波速增加到 800 m/s，平均速度梯度为 0.8 (m/s)/m. 研究结果表明，井下摆地震记录波形是研究沉积盆地浅层 S 波结构的重要资料，可为沉积盆地的强地面震动模拟提供重要基础参数. 我国有许多与首都圈地区类似的沉积盆地，对于这些地区中台站资源比较丰富的地区(如上海等地)，上述方法具有重要的推广意义.

本文利用已有资料研究获得了首都圈整个盆地地区浅层 100—500 m 深度范围内平均的 S 波速度结构模型. 在今后的工作中我们将更深入地研究 S 波速度的横向变化及其浅层的衰减特性，进而为强地面震动和地震成灾研究提供重要的基础参数.

中国地震台网中心为本研究提供了所有的波形数据，在此表示诚挚的谢意.

参　考　文　献

嘉世旭，齐诚，王夫运，陈棋福，张先康，陈颐. 2006. 首都圈地壳网格化三维结构[J]. 地球物理学报，**48**(6)：1316-1324.

王凤贤，魏小红，王玉先，李波，彭春红. 2003. 大庆台网地壳速度模型初步研究[J]. 地震地磁观测与研究，**24**(4)：75-79.

徐锡伟，吴卫民，张先康. 2002. 首都圈地区地壳最新构造变动与地震[M]. 北京：科学出版社：31-34.

周锡元，王广军，苏经宇. 1991. 场地地基设计地震[M]. 北京：地震出版社：30.

Aki K. 1988. Local site effects on strong ground motion [M]// Thun J L V ed. *Earthquake Engineering and Soil Dynamics* Ⅱ：*Recent Advances in Ground-Motion Evaluation*. New York：American Society of Civil Engineers，Park City，Utah：103-155.

Abercrombie R E. 1997. Near-surface attenuation and site effects from comparison of surface and deep borehole recordings [J]. *Bull Seism Soc Amer*，**87**(3)：731-744.

Aguirre J，Irikura L. 1997. Nonlinearity，liquefaction，and velocity variation of soft soil layers in Port Island，Kobe，during the Hyogo-ken Nanbu earthquake[J]. *Bull Seism Soc Amer*，**87**(5)：1244-1258.

Arai H，Tokimatsu K. 2004. S-wave velocity profiling by inversion of microtremor *H/V* spectrum [J]. *Bull Seism Soc Amer*，**94**(1)：53-67.

Bard P Y，Camplillo M，Chavez-Garcia F J，Sanchez-Sesma F. 1988. The Mexico earthquake of September 19，1985-a theoretical investigation of large- and small-scale amplification effects in the Mexico City valley[J]. *Earthquake Spectra*，**4**：609-633.

Chen K C，Chiu J M，Yang Y T. 1996. Shear-wave velocity of the sedimentary basin in the upper Mississippi embayment using S-to-P converted waves[J]. *Bull Seism Soc Amer*，**86**(3)：848-856.

Hauksson E，Teng T L，Henry T L. 1987. Results from a 1500 m deep three-level downhole seismometer array：Site response，low *Q* values and f_{max}[J] *Bull Seism Soc Amer*，**77**(6)：1883-1904.

Helmberger D V. 1968. The crust-mantle transition in the Bering Sea [J]. *Bull Seism Soc Amer*，**58**(1)：179-214.

Helmberger D V. 2000. Seismic evidence for ultralow-velocity zones beneath Africa and Eastern Atlantic[J]. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*，**105**：865-878.

Jemberie L A，Langston A C. 2005. Site amplification，scattering，and intrinsic attenuation in the Mississippi embayment from coda waves [J]. *Bull Seism Soc Amer*，**95**：1716-1730.

http://www.dizhenxb.org.cn

Kobayashi K. 1999. Estimation of velocity structures and attenuation characteristics of sedimentary layers[C]// *Proc 27th Symposium Earthquake Ground Motion*, *Architectural Institute of Japan*, *Tokyo*, *Japan*, 25 *October* 1999, 29–39 (in Japanese with English Abstract).

Langston C A. 2003. Local earthquake wave propagation through Mississippi embayment sediments, part I: Body-wave phases and local site responses [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **93**: 2664–2684.

Satoh T. 2006. Inversion of Q_S of deep sediments from surface-to-borehole spectral ratios considering obliquely incident SH and SV waves [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **96**(3): 943–956.

Scott J B, Rasmussen T, Luke B, Taylor W J, Wagoner J L, Smith S B, Louie J N. 2006. Shallow shear velocity and seismic microzonation of the Urban Las Vegas, Nevada, Basin [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **96**(3): 1068–1077.

Seale S H, Archuleta R J. 1989. Site amplification and attenuation of strong ground motion [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **79**: 1673–1696.

Yamada K, Horike M. 2007. Inference of *Q*-values below 1 Hz from borehole and surface data in the Osaka Basin by three-component waveform fitting [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **97**(4): 1267–1278.

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA