

文章编号: 0253-3782(2007)04-0337-11

中国大陆中上地壳剪切波速结构^{*}

冯 梅^{1,2,*} 安美建^{1, 2}

1) 中国北京 100081 中国地质科学院地质力学研究所

2) 中国北京 100081 中国地质科学院地壳变形与过程重点开放实验室

摘要 为使已获得的中国大陆中上地壳结构更为可靠, 本文搜集了很多对浅部结构分辨率较好的短周期面波资料。与传统面波层析成像反演方法不同, 本文在第二步由面波频散得到剪切波速的过程中不再对每个结点进行一维波速模型分别反演, 而是直接将所有结点上的区域化频散转换成三维波速结构的线性化约束, 实现了直接的三维反演。检测板测试结果显示该方法可以得到理想的反演结果。本文得到的波速模型显示, 中国大陆中上地壳的速度分布存在明显的横向变化和分区特征。较低的波速异常很好地勾勒出我国主要的沉积盆地, 波速异常在不同深度上的变化在一定程度上反映了各盆地结晶基底的深度。以东经 95°为界, 特提斯构造域西部具有明显的低速异常, 而东部基本没有低速异常。基于油气资源多存在于沉积层中, 而沉积层表现低速异常, 我们推测特提斯构造域西部油气前景比东部好。另外, 由于特提斯构造域西部低速非常明显, 这可能也说明了其地壳温度较高。兴安造山带的低速异常可能也说明了其地壳温度较高。20 km 深度上鄂尔多斯盆地西侧的弱低速带, 很好地勾勒出中国大陆近似沿 105°经线的强震带的走势。

关键词 面波层析成像 剪切波速 沉积盆地 中上地壳 中国

中图分类号: P315.3⁺¹ **文献标识码:** A

引言

人们对于地球深部结构的认识很大程度上归功于地震学(尤其是近些年的层析成像)研究。利用层析成像方法研究地球深部结构始于 20 世纪 70 年代, 但真正能够得到较为精细且比较可靠地球结构的研究始于 80 年代中期大量数字地震台网建立以后。随着越来越多的地震观测台的建立以及计算方法的不断改进, 人们对于地球的认识向着更深和更细的方面发展。众所周知, 地壳浅部(中上地壳及以上的沉积层)是与人类赖以生存的环境(如灾害)和资源(如矿产等)紧密相关的, 因而对地壳浅部的地震学研究有着重要的意义。地壳浅部结构的地震学研究多是在区域尺度上进行的, 并且由于地理和人为因素, 中国大陆各个地区的研究程度相差较大。在研究程度较高的地区, 人们得到了较高精度的地震波速结构, 这些结果往往与地质构造间具有一定的吻合关系。但更为有意义的是, 通过从整体上对不同区域的地壳浅部波速结构进行对比, 可以把从研究程度较高地区得到的结论推广到研究程度较低的区域。这就需要在中国大陆尺度下对地壳浅部进行地震学研究。

* 国家自然科学基金(40504011, 40674058)和国土资源部国家油气专项基金(XQ-2004-01)共同资助。

2007-01-18 收到初稿, 2007-05-15 决定采用修改稿。

◆ 通讯作者. e-mail: mei_feng_cn@yahoo.com.cn

在体波研究中,由于受后续震相叠加的影响,S 波震相到时所带有的不确定性较大.但初至 P 波则不受其它震相影响且容易识别,因此体波层析成像研究多是利用 P 波到时得到纵波速度结构.而对横波速度结构研究的常用方法是面波层析成像.在面波层析成像中最常见的做法是利用从瑞雷波观测得到的频散曲线进行二维面波频散层析成像,然后对每个区域的层析成像结果进行一维面波频散反演,即可得到整个研究区的地壳和上地幔 SV 波速结构.早期 Feng 和 Teng (1983)对包含中国的欧亚大陆进行了地震面波频散层析成像研究,得到了中国大陆三维地壳和上地幔结构模型.之后其他研究者(宋仲和等, 1993; Ritzwoller, Levshin, 1998; Villaseñor *et al.*, 2001; 朱介寿等, 2002; 何正勤等, 2002; Huang *et al.*, 2003; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003)相继对中国大陆进行了面波频散层析成像研究.但由于这些研究主要利用国内的 11 个 CDSN 国际共享台站以及中国周边国家一些台网的台站记录,所以射线平均路径长,短周期面波信号缺乏.同时,这些模型在浅部地壳结构的精度比较有限.如果在观测数据中包含足够多短的射线路径和短周期信号,则面波层析成像也可以得到较好的地壳结构.鉴于这些原因我们认为有必要通过增加国内更多的台站和读取更多的短周期数据来获得中国大陆意义上的地壳浅部结构.

为了利用面波层析成像方法得到覆盖中国大陆的精细的中上地壳结构,本研究不仅搜集了中国国家数字地震台网的 48 个台站和中国周边国家的固定地震台,而且还搜集了 PASSCAL 在国内的移动台记录到的远震、区域震以及地方震的面波资料.大大增加了短射线路径和短周期的面波频散曲线,从而提高了反演得到的中上地壳结构的可靠性.

1 资料及分析处理

本文对中国大陆中上地壳结构的研究是建立在基阶瑞雷波群速度观测基础之上的.由于面波对地球结构的垂向分辨率与波的频率有关,即高频信号对浅部结构分辨率较好.而低频信号则对深部结构分辨率较好.而本研究旨在研究浅部的中上地壳结构,所以我们搜集了尽可能多的短周期(即高频)瑞雷面波资料.我们除了搜集到国家数字地震台网的 48 个台站和台湾地区 4 个地震台 2003—2004 年的瑞雷面波资料以外,还搜集了 14 个布设在青藏高原和东北地区的 PASSCAL 移动数字台的资料.这些移动台记录的面波资料极大地增加了短周期面波资料在整个反演资料中的比例.另外为了改善地震射线在中国边境地区的覆盖,本研究也搜集了中国周边国家 12 个数字台 2003—2004 年的资料.图 1a 显示了本研究所用到的地震台站、震中以及 10 s 周期的瑞雷波大圆路径分布.从该图可以看出,即使对于 10 s 的短周期,其射线也多达近 3 000 条,而且射线的分布也比较均匀地覆盖了大陆地区.

本文对群速度频散曲线的提取利用了 Dziewonski 等(1969)提出的多重滤波技术,借助面波时频分析软件(Herrmann, Ammon, 2002)来实现的.在数据分析的过程中,我们首先用相匹配滤波方法从波形中去除了高阶面波、体波以及噪音.在多重滤波时频分析中,使用了随频率变化的滤波器系数,这样就可以保证在频率域和时间域有同样高的精度.在读取的面波频散数据中没有用通常所用的滤波周期,而是用了瞬时周期,这样可以使所得到的频散曲线更准确合理.具体的频散曲线分析步骤见 Feng 等(2004)的文章.群速度计算所需的震中和发震时间信息取自 EHB 地震目录(Engdahl *et al.*, 1998).图 1b 显示的就是利用多重滤波技术提取群速度频散曲线的一个实例.该图右侧显示的是去除高阶面波、

体波及噪音之后的地震波波形.

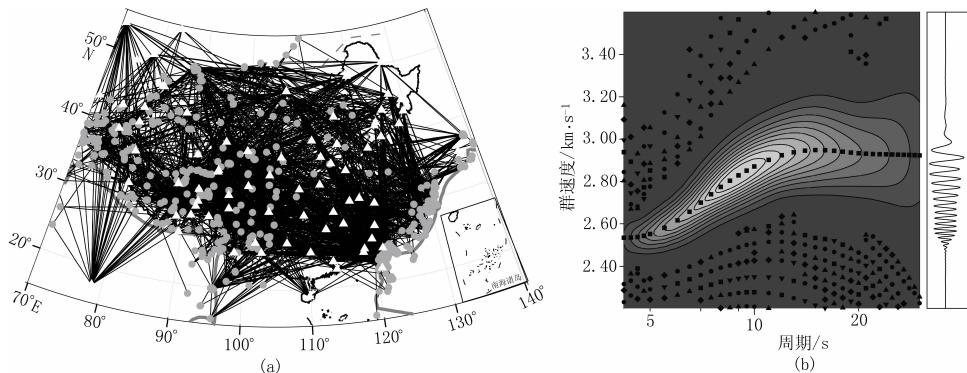


图 1 (a) 周期为 10 s 的 Rg 面波大圆路径(2904 条射线)、地震震中以及地震台站分布图.

三角表示地震台, 圆点表示震中; (b) 用多重滤波方法提取群速度频散曲线的实例

2 反演方法

利用群速度得到三维剪切波速度结构通常分两步来完成: 首先把整个研究区离散为二维网格, 并对不同周期群速度分别实行二维层析成像反演得到群速度空间分布; 然后对每个结点上区域化(regionalized)后的频散曲线进行反演得到一系列一维 S 波波速剖面, 集中所有一维剖面就可得到三维结构(Shapiro, Ritzwoller, 2002; 苏伟等, 2002; Huang *et al*, 2003; Feng *et al*, 2004). 但上述传统做法第二步的缺点是运算量大, 并且水平相邻网格难以实施相互约束. 为克服这些缺点, 本文没有采用传统方法, 而是直接将所有区域化频散转换成三维波速结构的线性化约束, 从而实现了直接的三维反演.

在反演不同周期的群速度空间分布时, 我们将研究区($60^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$, $15^{\circ}\text{N} \sim 55^{\circ}\text{N}$)划分为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的网格, 并假设网格内波速均匀分布. 各网格中心点的慢度可以通过解下列的目标函数得到(Feng *et al*, 2004):

$$F(\mathbf{s}) = \| \mathbf{G} \cdot \mathbf{s} - \mathbf{t}_0 \|^2 + \lambda \| \Delta \mathbf{s} \|^2 \quad (1)$$

式中, \mathbf{G} 为穿过各网格的射线长度的矩阵; \mathbf{s} 为群速度的慢度向量, 即待求量; \mathbf{t}_0 为走时向量, 即观测值; $\Delta \mathbf{s}$ 为模型的一阶梯度, 主要是为了起平滑群速度反演结果的作用, 同时也可以使大型稀疏的病态方程组的解更为稳定; λ 为平滑权重系数, 即 λ 越大, 模型越平滑, 但走时拟合残差也越大, 所以需要用试错法选取一个合理的平滑系数.

在传统面波频散反演一维剪切波速结构的过程中, 多利用线性化迭代方法. An 和 Assumpção (2006)曾经对比利用线性化方法(Snoke, James, 1997)与邻居算法(Snoke, Sambridge, 2002)和遗传算法(An, Assumpção, 2006)得到的结果, 发现直接利用线性化方法可以得到较合理的结果, 而利用全局非线性方法得到的结果并没有比线性化反演的结果有更明显的改善. 鉴于此, 在利用上述方法得到每个网格中心点区域化的频散曲线以后, 我们将其直接转换成三维波速模型的线性化约束. 反演选择了 IASPEI91(Kennett, Engdahl, 1991)作为初始模型, 模型划分为水平均匀层. 由于本文旨在重点研究中上地壳结构, 所以地壳内层厚设为 5 km, 地壳以下层厚由 10 km 逐渐增至 20 km. 某网格中心点

区域化群速度(U_R)与初始模型群速度(U_{iaspei})之差, 与该网格下方的地壳厚度(H)及各层的 S 波波速(β_i)的线性化近似关系可以表示为

$$\Delta U = U_R - U_{\text{iaspei}} = \frac{\partial U}{\partial H} \Delta H + \sum_{i=1}^n \frac{\partial U}{\partial \beta_i} \Delta \beta_i \quad (2)$$

式中, $\partial U / \partial H$ 和 $\partial U / \partial \beta_i$ 分别表示群速度对地壳厚度和第 i 层 S 波速度的偏微分。 ΔH 和 $\Delta \beta_i$ 分别为地壳厚度和波速结构相对于初始模型的扰动, 即待求量。式(2)仅表示一条区域化频散曲线对于一个网格点下方结构的线性化约束。为了实现直接的三维反演, 我们对上述所有一维模型实行三维空间坐标转化, 相应地对上述的偏微分引入几何转换系数(Feng *et al.*, 2007)最后的代求量变成了所有网格在不同深度上的 S 波波速以及各网格下方的地壳厚度。这样的三维反演可以很方便地引入一阶平滑矩阵使得最终的波速分布更为合理。如式(2)所示, 在计算剪切波速偏微分时须假定壳内各层厚不变, 而在计算地壳厚度偏微分时须假定波速结构不变。这样莫霍面附近的下地壳波速结构与莫霍面的深度对群速度的影响存在明显的折中, 所以本文不讨论下地壳结构和地壳厚度。

3 结果

为了对三维线性化反演方法的可靠性和反演结果的横向分辨率有一定的了解, 我们做了一系列的检测板测试。图 2 显示了部分检测板测试结果。其中图 2a, b 分别表示检测板异常尺度为 4° 和 6° 的输入模型。在所有深度上速度异常幅度设为相对于 IASPEI91 模型的 $\pm 7\%$ 。图 2c~h 分别表示不同深度上(10, 15 km 和 20 km)的检测板的输出结果。检测板检测结果表明, 地震射线分布的均匀性直接影响反演结果的横向分辨率。比如在射线密度较大、分布较均匀的中国大陆中部, 其横向分辨率就优于射线相对稀少且不均匀的中国周边的大陆和海域。值得一提的是 20 km 的检测板反演模型的横向分辨率与 10~15 km 的相似, 但异常幅度值比输入模型偏小。这可能是由于在一些地区 20 km 深度已经进入中下地壳, 部分群速度异常同时被通过地壳厚度的调整所致。不过由于地震层析成像通常采用了包括平滑在内的多种约束, 所以我们更关心的是波速异常的分布而不是其异常幅度值本身。从不同深度上不同尺度的检测板结果看, 在整个研究深度上横向分辨率最好的可达 $3^\circ \sim 4^\circ$, 最差的可达 $5^\circ \sim 6^\circ$ 。这些检测板结果同时也表明我们的三维线性化反演方法是可行而且可靠的。

图 3a 是本文得到的瑞雷波在周期 10 s 的群速度分布。周期 10 s 的群速度主要反映了 15 km 以上的平均地壳结构。从该图可以看出, 中国大陆沉积层的分布对于 15 km 的波速异常有明显的控制作用, 几乎所有的盆地都呈现出低的群速度。而且低速异常的分布和强度很好地勾勒出盆地的形态并显示盆地沉积层的相对厚度。例如, 具有最厚沉积层的塔里木盆地(Bassin *et al.*, 2000)的群速度最低。其它盆地, 如柴达木盆地、四川盆地、鄂尔多斯盆地、华北东部裂陷盆地以及松辽盆地都显示了明显的低群速度状态。可以看出, 在中国大陆内部精度可靠的区域, 图 3a 与 Huang 等(2003)周期 10 s 的群速度结果基本一致。

图 3b~d 显示了本研究得到的中国大陆中上地壳不同深度的 S 波速度分布。由于多数地区的下地壳深度大于 25 km, 所以图中显示的 3 个深度基本位于中上地壳内。需要说明的是 10 km 深度图中的波速包含了沉积盖层的信息, 而 20 km 的波速异常则有可能受到

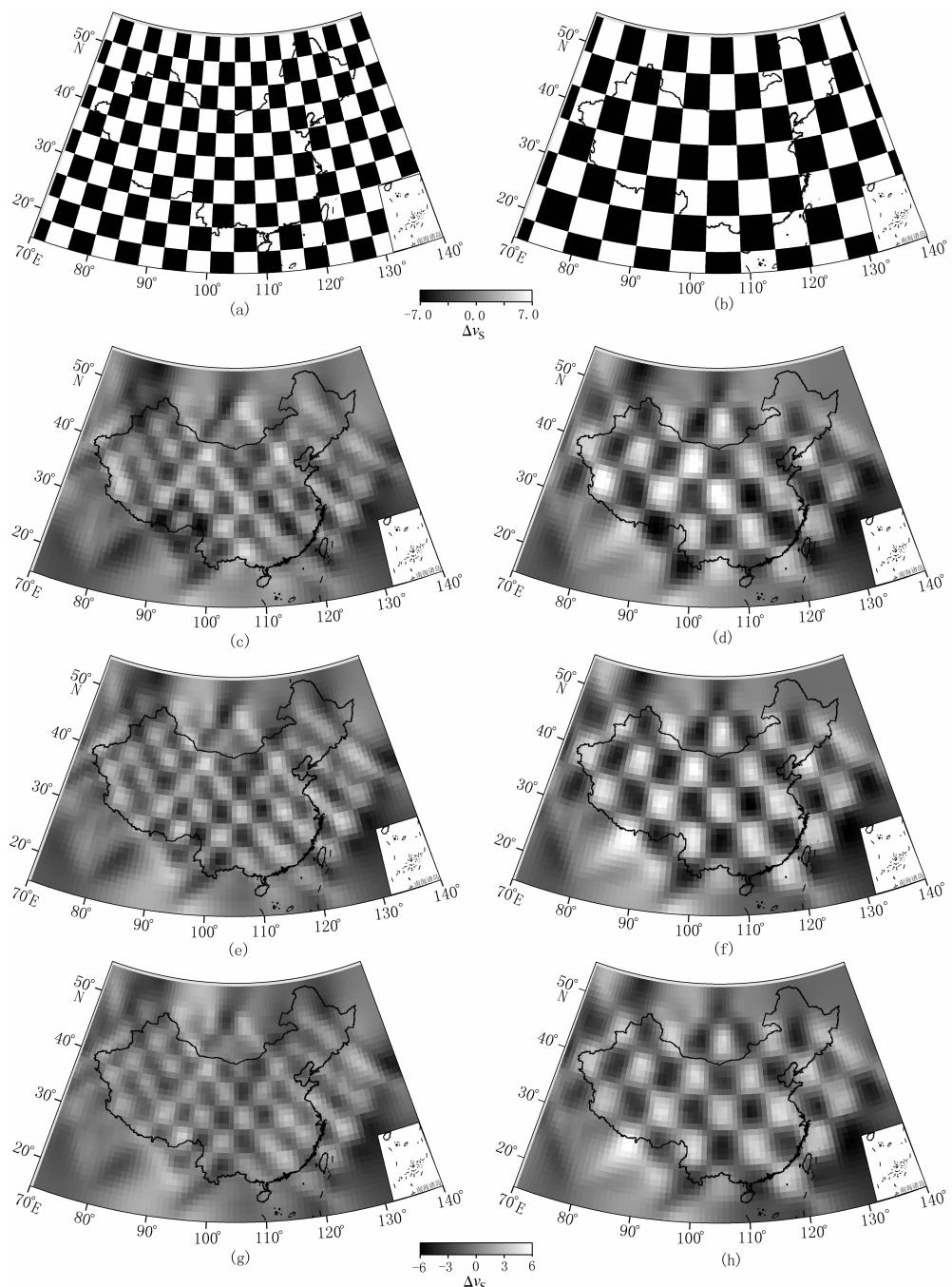


图 2 检测板测试结果

(a) 4° 的检测板输入模型; (b) 6° 的检测板输入模型; (c)、(e)、(g)分别是 4° 检测板在10, 15 km和20 km深度的输出模型; (d)、(f)、(h)分别是 6° 检测板在10, 15 km和20 km深度的输出模型

20 km以下深度的波速的影响。图4显示了穿过中国大陆的3条典型纵剖面的波速分布图(剖面位置见图3d)。

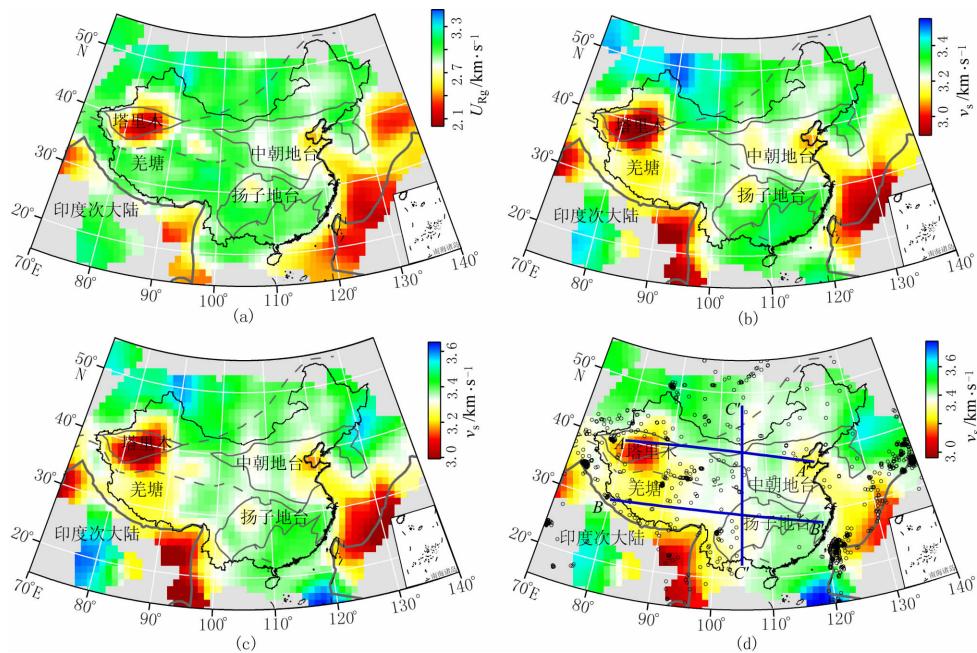


图 3 (a) 瑞雷波在周期 10 s 的群速度分布[大地构造边界数据引自任纪舜等(1999)];
 (b)、(c)、(d) 分别为 10, 15 km 和 20 km 深度的剪切波速度分布图. 其中 20 km
 深度图上的小圆圈表示 1990 年以后震源深度小于 20 km 的地震分布.
 3 条黑粗线分别表示图 4 中的 3 个波速纵剖面的位置

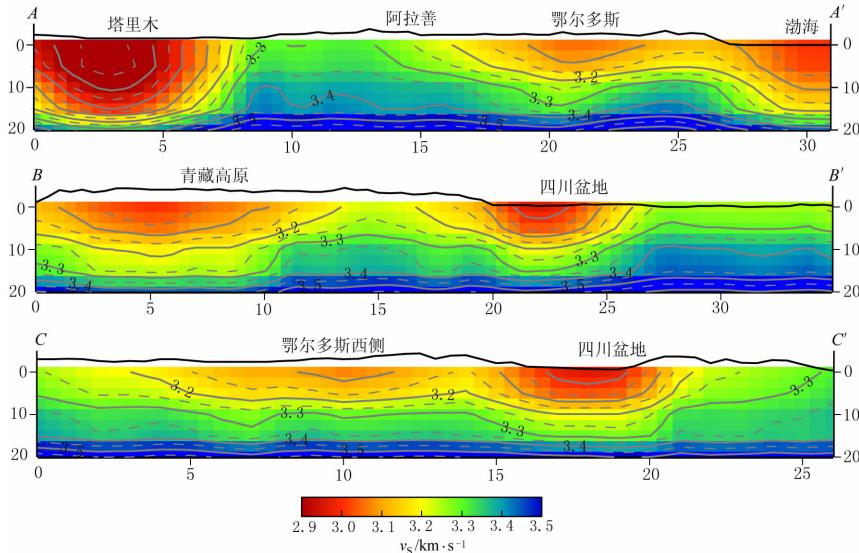


图 4 3 条波速纵剖面图(剖面位置见图 3d). 各剖面近地表的实线为放大的地形

在 10 km 深度, 中国大陆内部的平均剪切波速值约为 3.22 km/s. 从图 3b 可以看出, 较低波速(即波速小于 3.22 km/s)的地区几乎包括了中国大陆所有主要的沉积盆地, 其中包括松辽盆地、华北东部裂陷盆地(渤海湾盆地和河淮盆地)、四川盆地、柴达木盆地、塔

里木盆地和羌塘盆地等。其中塔里木盆地的低速异常表现尤为突出。这与 CRUST2.0 地壳模型(Bassin *et al*, 2000)和朱介寿等(2006)汇编的中国沉积层厚度模型中塔里木盆地具有最厚的沉积层的结果是相吻合的。所以通过对比 10 km 深度的波速异常值高低, 可以判断柴达木盆地和松辽盆地的沉积层可能最薄, 而鄂尔多斯盆地、华北裂陷盆地和四川盆地的沉积层厚度则介于塔里木盆地和松辽盆地之间。另外值得注意的是中国华南地区表现为明显的高速异常, 而兴安造山带具有与其东侧的松辽盆地近似的低速异常。

15 km 深度(图 3c)的平均波速约为 3.32 km/s。相对于 10 km 深度而言, 一些盆地的波速异常发生了明显的变化。鄂尔多斯和四川盆地这两个稳定地区的低速异常从 10~15 km 有所减弱。另外中朝地台由西向东可以分成 3 个不同的块体, 依次为鄂尔多斯盆地、华北隆起带和华北东部裂陷盆地(嘉世旭, 张先康, 2005)。从本文结果看, 10~15 km 深度, 这 3 个块体的分界渐趋明显。而中部华北隆起带则表现出与东西两盆地明显不同的波速特征。

到 20 km 深度, 平均波速增加到约 3.38 km/s。总体看来, 虽然华北东部裂陷盆地和西部的塔里木以及羌塘盆地周边仍然呈现明显的低速异常, 但与 15 km 深度相比, 几乎所有盆地的低速异常都大幅减弱。表明沉积层对该深度的波速影响已经很小, 基底物质在所有地区已经占主导。另外一个典型的特征, 就是研究区中部沿东经约 105° 经线明显存在一个贯穿中国腹部的南北向弱低速带。与张培震等(2003)指出的中国大陆中部南北向强震带对比来看, 从南到北这个弱低速带正好穿过华南地块西侧的强震带、鄂尔多斯盆地西侧与阿拉善地块之间的强震带。

虽然从检测板测试结果看出, 中国东部海域的精度比大陆内部差, 但在 3 个不同深度上中国海域都显示了比较稳定的波速结构。以台湾省为界, 南海地区在各个深度不具有明显的低速异常, 而北部的东海和黄海却具有较低的波速异常。

从波速纵剖面看, 剖面 AA'(图 4a)横贯中国北部, 自西向东主要穿过塔里木盆地、阿拉善地块、鄂尔多斯盆地、直到渤海湾盆地。其中低于 3.1 km/s 的波速主要分布在沉积盆地下方, 且这个低速异常所达到的深度近似反映了沉积盖层的厚度。据此可以通过低速异常分布来判断沉积盖层的厚度。剖面 AA'显示出塔里木盆地沉积盖层最厚, 其次是渤海湾盆地, 然后是鄂尔多斯盆地。这与朱介寿等(2006)总结的沉积盖层厚度结果一致。阿拉善地块几乎无沉积盖层, 而地处鄂尔多斯与渤海湾盆地之间的华北隆起带只具有很薄的沉积物。剖面 BB'(图 4b)贯穿中国南部, 自西向东主要穿过青藏高原、四川盆地和中国东南部。该剖面显示出青藏高原西部和四川盆地具有明显的沉积。而地处两者中间的特提斯构造域东部地区没有明显的沉积, 四川盆地以东的环太平洋构造域东部沉积也不明显。剖面 CC'(图 4c)由北向南穿过中国中部。从图 4c 判断, 鄂尔多斯西侧地区的沉积明显比四川盆地的薄。在这 3 个纵剖面 20 km 深度处, 很多地区波速达到了 3.5 km/s。

4 讨论

地壳浅部波速受到很多因素的影响。首先, 不同地区所属构造单元不同, 最主要的表现就是浅部沉积层厚度以及岩石成分的差别。另外, 在近地表较小压力的作用下, 浅部构造裂隙及空隙流体较发育, 这是影响浅部岩层波速的主要原因。从温度的角度来考虑, 从地表向下, 随着深度的增加, 岩层空隙度逐渐减小而温度逐渐升高, 因此温度将逐步成为

影响波速分布的一个重要因素。换句话说，这里得到的 20 km 以上的剪切波波速分布不但与地质构造单元有明显关系，并且受构造发育程度和中上地壳热活动的影响。

在本文结果中，我们得到的多数低速异常地区对应了我国所有主要沉积盆地。因此沉积盆地的沉积层是引起中国大陆浅部剪切波低速异常的主要原因。除此之外，本文结果中一个值得注意的特征就是羌塘盆地及周边的青藏高原西部地区，在 10~20 km 的所有深度上都呈现出明显的低速异常，但该地区并没有大型沉积盆地。中国地质调查局(2006)公布的中国火山岩分布图显示，该地区区别于周围的主要特点是有广泛的新生代火山岩出露。换句话说，该地区地壳近期存在广泛的岩浆热活动。从地表热流分布(汪集旸，黄少鹏，1990；Pollack *et al.*, 1993；胡圣标等，2001)来看，虽然西藏地区地表热流测点较少，但现有数据都显示该地区具有明显的高热流分布。这说明了较高的地壳温度可能是导致该地区中上地壳低速异常的原因之一。另外，虽然由于青藏地区的地质工作程度较低，现有资料对沉积层厚度约束较差，但是考虑到本文得到的已知沉积盆地与低速异常存在的相关关系，我们推测在羌塘盆地及周边地区的低速异常也可能是由于其存在大范围的较厚沉积层所致。

鉴于我国产油区主要集中于沉积盆地，而沉积盆地在本文 10~15 km 的波速模型主要表现为低速异常，所以单纯从油气远景区与低速异常的关系来看，可以推测低速异常区可能具有油气资源潜力。从青藏高原的特提斯构造域整体来看，以东经约 95°为界，西部具有较低的波速，而东部则具有较高的波速，因此特提斯构造域的西部比东部可能具有更好的油气前景。这个推断与近些年对特提斯构造域的油气勘探初步结果是吻合的^{①、②}。西部的羌塘盆地已经发现了油气显示^③，而东部的松潘—阿坝地区仍未发现明显油气显示^④。

中国大陆另一个中新生代岩浆岩出露地区是松辽盆地西边的兴安造山带及其附近地区。单纯从沉积层与波速异常来看，松辽盆地应该比沉积发育较差的兴安造山带具有更低的波速异常，但本文的结果显示兴安造山带具有与松辽盆地近似的低速异常。鉴于兴安造山带具有中新生代岩浆岩出露，因此我们认为中新生代岩浆热活动可能说明了地壳温度较高，这个地壳高温可能是兴安造山带具有较低波速异常的原因。

虽然中国东部和南部海区波速异常呈北低南高的分布可能与沉积厚度有关，但是这种波速分布也可能是由于相邻板块间不同俯冲方式产生不同地壳温度场所决定的。在台湾省以北，太平洋板块向西俯冲到亚洲大陆下面。中国东海和黄海正好位于俯冲带之上的弧后边缘海盆地，它们应该具有较高的地壳温度。而台湾省以南，亚洲板块俯冲到菲律宾板块之下(Tsai *et al.*, 1977)，因此地壳具有相对高温的应该是菲律宾板块。

图 3d 中的小圆圈显示了 1990 年以后震源深度小于 20 km 的地震分布。从该图可以看出浅源地震主要分布于波速高低变化大的区域，例如低速异常盆地(塔里木盆地、鄂尔多斯盆地、华北东部裂陷盆地等)的周边地区和高速异常(特提斯构造域东部)的周边地区。

^{①、③} 蒋忠惕. 2005. 青藏高原油气资源前景与勘察方向. 乔德武，任收麦，金春爽，等编. 全国油气资源战略选区理论与技术研讨会. 国土资源部油气资源战略研究中心, 70.

^{②、④} 马永生，陈跃昆，苏树桉，等. 2005. 松潘—阿坝地区油气勘探进展与初步评价认识. 乔德武，任收麦，金春爽，等编. 全国油气资源战略选区理论与技术研讨会. 国土资源部油气资源战略研究中心, 35-40.

5 结论

本文采用区别于传统层析成像的三维反演方法，不再对第二步中各网格中心点的区域化面波频散曲线进行分别反演，而是将所有区域化频散曲线转换为三维波速模型的线性约束后直接进行三维反演。检测板测试结果也表明这种反演方法可以得到理想的结果。

从本文结果看，较低的波速很好地勾勒出中国大陆沉积盆地分布。低速异常的大小及范围对沉积物的厚度有所反映，如具有巨厚沉积层的塔里木盆地在本文的波速结果中就显示出很强的低速异常。总体看来，不同低速异常可能由不同因素控制。比如沉积盆地内部在上地壳的低速可能直接与较厚的沉积物有关。对于羌塘盆地及其周缘的青藏高原所呈现出的低速异常来说，虽然说明大面积沉积层的存在，但不排除部分低速异常是由于地壳的高温所致。尤其像兴安造山带和东海海域的低速异常则更有可能说明了这些地区地壳温度较高。以东经 95°为界，特提斯构造域西部具有明显的低速异常，而东部基本没有低速异常。这可能意味着西部的沉积层较厚，因此其油气前景比东部好。

感谢黄忠贤老师及评审专家提出的诚恳意见和建议。感谢国家地震科学数据共享中心和 IRIS 数据管理中心(DMC)提供的数据资料。本文所有图件利用 GMT 制作完成。

参 考 文 献

- 何正勤, 丁志峰, 叶太兰, 等. 2002. 中国大陆及其邻域的瑞利波群速度分布图象与地壳上地幔速度结构[J]. 地震学报, **24**(3): 252-259.
- 胡圣标, 何丽娟, 汪集旸. 2001. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版)[J]. 地球物理学报, **44**(5): 611-626.
- 嘉世旭, 张先康. 2005. 华北不同构造块体地壳结构及其对比研究[J]. 地球物理学报, **48**(3): 611-620.
- 任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚, 等. 1999. 从全球看中国大地构造: 中国及邻区大地构造图简要说明[M]. 北京: 地质出版社: 1-50.
- 宋仲和, 陈国英, 安昌强, 等. 1993. 中国大陆及其海域地壳上地幔三维速度结构[J]. 中国科学(B辑), **23**(2): 170-178.
- 苏伟, 彭艳菊, 郑月军, 等. 2002. 青藏高原及其邻区地壳上地幔 S 波速度结构[J]. 地球学报, **23**(3): 193-200.
- 汪集旸, 黄少鹏. 1990. 中国大陆地区热流数据汇编(第二版)[J]. 地震地质, **12**(4): 351-366.
- 中国地质调查局. 2006. 中国火山岩分布图[EB/OL]. [2006-12-20]. <http://www.cgs.gov.cn/info/kp/web/KB/earth-day1/huoshanyan.htm>.
- 朱介寿, 蔡学林, 曹家敏, 等. 2006. 中国及相邻区域岩石圈结构及动力学意义[J]. 中国地质, **33**(4): 793-802.
- 朱介寿, 曹家敏, 蔡学林, 等. 2002. 东亚及西太平洋边缘海地震高分辨率层析成像[J]. 地球物理学报, **45**(5): 646-664.
- 张培震, 邓起东, 张国民, 等. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块[J]. 中国科学(D辑), **33**(增刊 1): 12-20.
- An M, Assumpção M S. 2006. Crustal and upper mantle structure in intracratonic Paraná Basin, SE Brazil, from surface wave dispersion using genetic algorithm[J]. *J South Amer Earth Sci*, **21**(3): 173-184.
- Bassin C, Laske G, Masters G. 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America [J]. *EOS Trans AGU*, **81**: F897.
- Dziewonski A, Bloch S, Landisman M. 1969. A technique for analysis of transient seismic signals[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **59**(1): 427-444.
- Engdahl E R, Van der Hilst R D, Buland R. 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **88**: 722-743.
- Feng C C, Teng T L. 1983. Three-dimensional crust and upper mantle structure of the Eurasian continent[J]. *J Geophys Res*, **88**: 2612-2627.
- Feng M, Assumpção M S, Van der Lee S. 2004. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent[J]. *Phys Earth Planet Ints*, **147**: 315-331.
- Feng M, Van der Lee S, Assumpção M. 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of wave-

- forms and fundamental-mode group velocities of Rayleigh waves[J]. *J Geophys Res*, **112**: B04312, doi:10.1029/2006JB004449.
- Herrmann R B, Ammon C J. 2002. Computer programs in seismology-surface waves, receiver functions and crustal structure[EB/OL]. [2006-12-20]. <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html>.
- Huang Z, Su W, Peng Y, et al. 2003. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions[J]. *J Geophys Res*, **108**(B2): 2073, doi:10.1029/2001JB001696.
- Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification[J]. *Geophys J Int*, **105**: 429-465.
- Pollack H, Hurter S, Johnson J. 1993. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set[J]. *Rev Geophys*, **31**(3): 267-280.
- Ritzwoller M H, Levshin A L. 1998. Eurasian surface wave tomography: Group velocities[J]. *J Geophys Res*, **103**(B3): 4 839-4 878.
- Shapiro N M, Ritzwoller M H. 2002. Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle[J]. *Geophys J Int*, **151**: 88-105.
- Snoke J A, James D E. 1997. Lithospheric structure of the Chaco and Paraná Basins of South America from surface-wave inversion[J]. *J Geophys Res*, **102**: 2 939-2 951.
- Snoke J A, Sambridge M. 2002. Constraints on the S wave velocity structure in a continental shield from surface wave data: Comparing linearized least squares inversion and the direct search Neighbourhood Algorithm[J]. *J Geophys Res*, **107**(B5): 2094, doi:10.1029/2001JB000498.
- Tsai Y B, Ten T L, Chiu J M, et al. 1977. Tectonics implications of the seismicity in the Taiwan region[J]. *Mem Geol Soc China*, **2**: 13-41.
- Villaseñor A, Ritzwoller M H, Levshin A L, et al. 2001. Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **123**: 169-184.
- Yanovskaya T B, Kozhevnikov V M. 2003. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **138**: 263-278.

MIDDLE AND UPPER CRUST SHEAR-WAVE VELOCITY STRUCTURE OF THE CHINESE MAINLAND

Feng Mei^{1,2)} An Meijian^{1,2)}

1) Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China

2) Key Laboratory of Crust Deformation and Processes, Chinese Academy of Geological
Sciences, Beijing 100081, China

Abstract: In order to give a more reliable shallow crust model for the Chinese mainland, the present study collected many short-period surface wave data which are better sensitive to shallow earth structures. Different from traditional two-step surface wave tomography, we developed a new linearized surface wave dispersion inversion method to directly get a 3D S-wave velocity model in the second step instead of inverting for 1D S-velocity profile cell by cell. We convert all the regionalized dispersions into linear constraints for a 3D S-velocity model. Checkerboard tests show that this method can give reasonable results. The distribution of the middle- and upper-crust shear-wave velocity of the Chinese mainland in our model is strongly heterogeneous and related to different geotectonic terrains. Low-velocity anomalies delineated very well most of the major sedimentary basins of China. And the variation of velocities at different depths gives an indication of basement depth of the basins. The western Tethyan tectonic domain (on the west of the 95°E longitude) is characterized by low velocity, while the eastern Tethyan domain does not show obvious low velocity. Since petroleum resources often distribute in sedimentary basins where low-velocity anomaly appears, the low velocity anomalies in the western Tethyan domain may indicate a better petroleum prospect than in its eastern counterpart. Besides, low velocity anomaly in the western Tethyan domain and around the Xing'an orogenic belt may be partly caused by high crustal temperature. The weak low-velocity belt along ~105°E longitude with 20 km depth corresponds to the N-S strong seismic belt of central China.

Key words: surface-wave tomography; shear-wave velocity; sedimentary basins; shallow crust; China