中国东部地区深部结构的层析成像

郑洪伟[1], 耿树方[1], 杨 贵[2], 刘淑聪[3]
ZHENG Hong-wei[1], GENG Shu-fang[1], YANG Gui[2], LIU Shu-cong[3]

1. 中国地质科学院地质研究所,北京 100037;
2. 福建省地震局,福建 福州 350003;
3. 防灾科技学院仪器系,河北 廊坊 065201
1. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*;
2. *Earthquake Administration of Fujian Province, Fuzhou 350003, Fujian, China*
3. *Institute of Disaster Prevention, Langfang 065201, Hebei, China*

摘要:利用中国国家台网 60 个宽频带地震台站和国际地震中心(ISC)592 个台站分别记录的 1996—2007 和 1990—2004 的震相报告,从中提取出可供反演使用的远震事件 9806 个,共 12078 个高质量的 P 波初至走时数据,对中国东部地区进行了远震 P 波层析成像研究。结果显示,在五大连池火山区和大同火山区有明显的低速异常,大同火山源区较深。另外几个明显的低速区分别分布在广东地区、渤海湾地区和长江中下游地区。四川盆地的高速特征和扬子板块的低速特征在纵剖面图像上也较为明显。中国东南部的软流圈中存在大面积的地幔上涌,认为是由板块之间的碰撞俯冲、引起大尺度地幔横向流动造成的,而太平洋板块的作用局限于其俯冲的"远程效应",为大范围的软流圈物质上涌提供了东侧的深部动力条件。

关键词:中国东部;远震层析成像;低速带;地幔上涌
中图分类号:P315.2 **文献标志码**:A **文章编号**:1671-2552(2012)07-1069-09

Zheng H W, Geng S F, Yang G, Liu S C. Deep structure beneath eastern China from teleseismic P-wave tomography. *Geological Bulletin of China,* 2012,31(7):1069-1077

Abstract: A detailed three-dimensional P-wave velocity structure of the crust and the upper mantle beneath eastern China was determined by applying teleseismic tomography to 12078 high-quality P-wave arrival times from 9802 teleseismic events recorded by 652 broadband stations of seismic networks. The tomographic image shows that obvious low P-wave velocity (low-*V*p) anomalies exist under Datong volcano, Wudalianchi volcano, Guangdong Province, Bohai Gulf and Yangtze block. Significant high-*V*p zone of Sichuan basin and low-*V*p zone of Yangtze block are also fairly evident in images of vertical cross-sections of P-wave tomography. The collision-driven, large-scale lateral mantle flow under eastern China may help explain the broad and dispersive mantle upwelling under eastern China. The subduction of Pacific plate is only one of the mantle upwelling causations.

Key words: eastern China; teleseismic tomography; low velocity zone; upwelling mantle flow

1 地质背景

中国东部的地质特点可以概括为前侏罗纪和侏罗纪以来 2 个大的发展阶段。前侏罗纪阶段,中国东部主要由 4 个陆块和 3 个古生代造山带组成(图 1)。从北往南有:西伯利亚陆块(南缘)、蒙古-兴安古生

收稿日期:2012-01-17;**修订日期**:2012-05-17
资助项目:国家自然科学基金项目《中国东南大陆边缘地壳上地幔三维速度结构及其地球动力学研究》(批准号:40904026)和《藏北幔源火山岩区下的地震学结构及其动力学过程研究》(批准号:40974060),中国地质科学院地质研究所基本科研业务费项目《苏鲁地区地壳上地幔结构层析成像研究》(编号:J1204),国土资源部公益行业科研专项《班怒成矿带西段铜金成矿背景地球物理探测与深部结构综合研究》(编号:201011013),国家专项深部探测技术实验与集成项目 SinoProbe-2 下的第五课题《多尺度成像技术实验与中亚/东亚地壳上地幔速度和密度成像研究》(编号:SinoProbe-02-05),中央高校基本科研业务费专项资金创新项目《三河-平谷断裂构造特征地球物理反演综合研究》(编号:ZY20120101)
作者简介:郑洪伟(1977-),女,副研究员,从事地震层析成像研究。E-mail:zhenghongwei004@sina.com

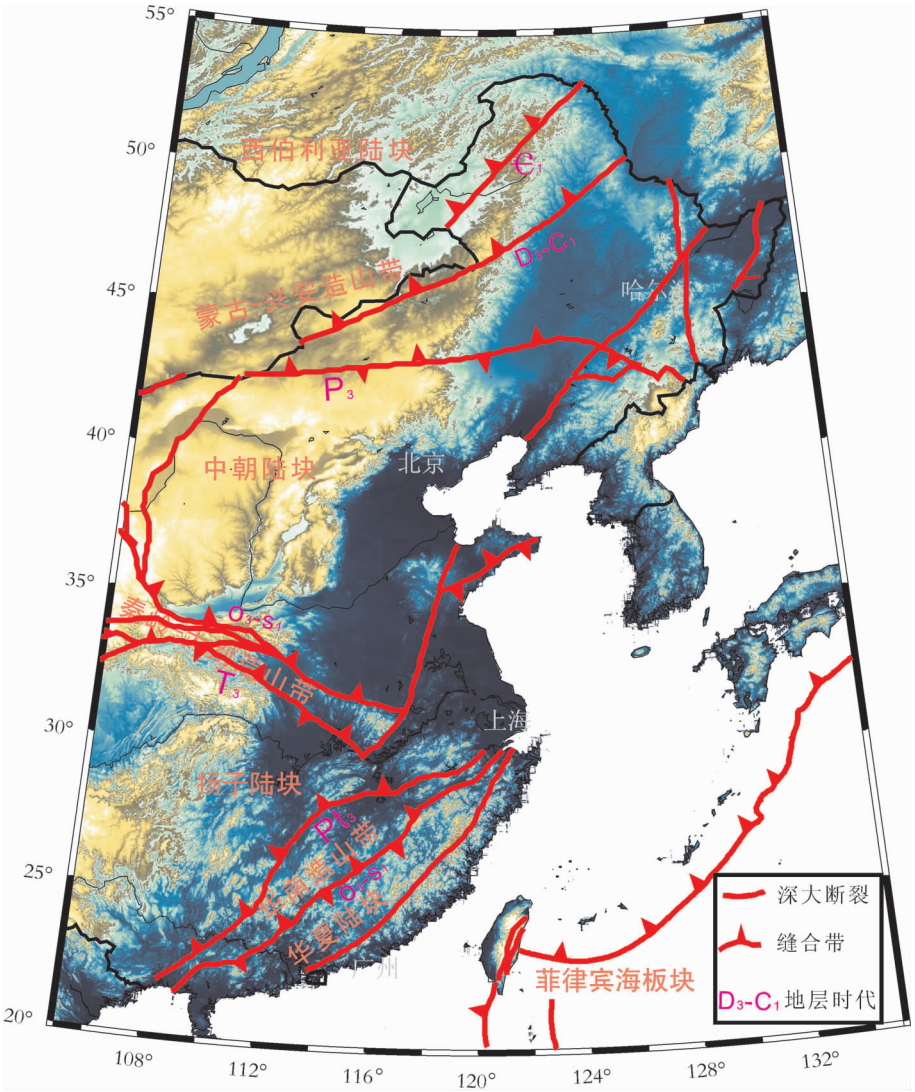

图 1 中国东部地形和大地构造简图(构造底图由耿树方研究员提供)

Fig. 1 Simplified topographic and geotectonic map of eastern China

代造山带、中国-朝鲜陆块、秦岭-大别造山带、扬子陆块、华南古生代造山带和华夏陆块。由这 4 个陆块和 3 个造山带构成的发展演化史，显示了中国东部大陆前侏罗纪的构造发展特点。

整个中国大陆前侏罗纪的构造展布方向都以近东西方向为主,这表明地球动力来自南北方向。这个动力方向与地球自转和公转形成的高纬度(两极)向低纬度(赤道)挤压力(或拉张力)是一致的。说明在前侏罗纪时期地壳运动主要动力是以地球自转和公转产生的自身动力系统为主导的。

早中生代地壳运动使中国东部的 7 个构造单元拼合成为一个“中国古陆”。所以侏罗纪以来中国东部地质发展历史的特点,一方面是在“中国古陆”上叠加和对它的改造,另一方面形成了南部的台湾岛、南海诸岛和北部的那丹哈达岭。

从侏罗纪以来，中国东部的地球动力系统发生了重大变化，这主要是全球各大洋发生洋底扩张形式的动力系统从不同方向向中国大陆挤压的结果[1]。

长期以来,中国地质学者曾认为:中国东部中新生代强烈的构造、岩浆活动和成矿作用,是太平洋板块向东亚大陆俯冲的结果。近年来《中国岩石圈三维结构》项目多专业的综合集成研究结果表明:太平洋板块的俯冲界面很陡,约 70°,俯冲地区距中国大陆

较远，所以太平洋板块的俯冲作用对中国东部的直接影响范围不大，从海岸到陆地在 200km 范围内。就中国东部来说,太平洋板块俯冲的“远程效应”为大范围的软流圈物质上涌提供了东侧深部的动力条件。

侏罗纪以来，中国大陆受到了来自 4 个不同方向的挤压，东面太平洋板块从东向西俯冲的挤压动力作用,西面印度大陆向欧亚大陆碰撞的挤压作用,北面西伯利亚陆块从北向南的挤压、蒙古-鄂霍次克晚中生代裂谷从北向南的挤压，南面印度洋人字形海底扩张导致的印度尼西亚俯冲带由南向北的挤压作用。在这 4 个力的作用下,软流圈物质上涌,岩石圈被部分熔融、拆沉、减薄,产生中新生代裂谷系、强烈的构造岩浆活动、成矿作用、火山喷发、地震等各种重大地质事件。

在上述地质背景和动力学机制的基础上，本文应用层析成像技术，进一步剖析中国东部深部的地质结构特征,从而为东部构造、岩浆岩、成矿作用等研究提供深部信息。

2　数据与方法

本文收集了中国东部，即东经 105°以东地区,由中国国家台网 60 个宽频带地震台站记录的 1996-01-01—2007-12-30 的震相报告，其中获得可供本次反演使用的远震 2053 个；国际地震中心(ISC)592 个台站记录的 1990-01—2004-02 的震相报告，其中提取出可供反演使用的远震事件 7753 个。这些地震事件满足震级不小于 4.0 Mb,每个地震至少被 5 个台站接收。

因此,反演使用的台站总数为 652 个(图 2),远震地震事件 9806 个(图 3),远震 P 波地震射线共 12078 条(图 4)。

本文采用了 Zhao[2-3]的地震层析成像方法和程序。此方法采用三维格点来表示模型地下空间的速度分布，即模型内任意一点的速度都通过该点周围的 8 个节点值作线性插值获得。允许模型中存在具有复杂形状的不连续面，如 Conrad 界面、Moho 面等。对于射线追踪,该方法使用了近似射线弯曲法[4]和 Snell 定律相结合,从而解决了射线在含有复杂速度界面介质中的传播路径和走时计算。采用 Paige 等[5]提出的一种共轭梯度型的 LSQR(最小二乘解)法来求解观测方程组的大型稀疏矩

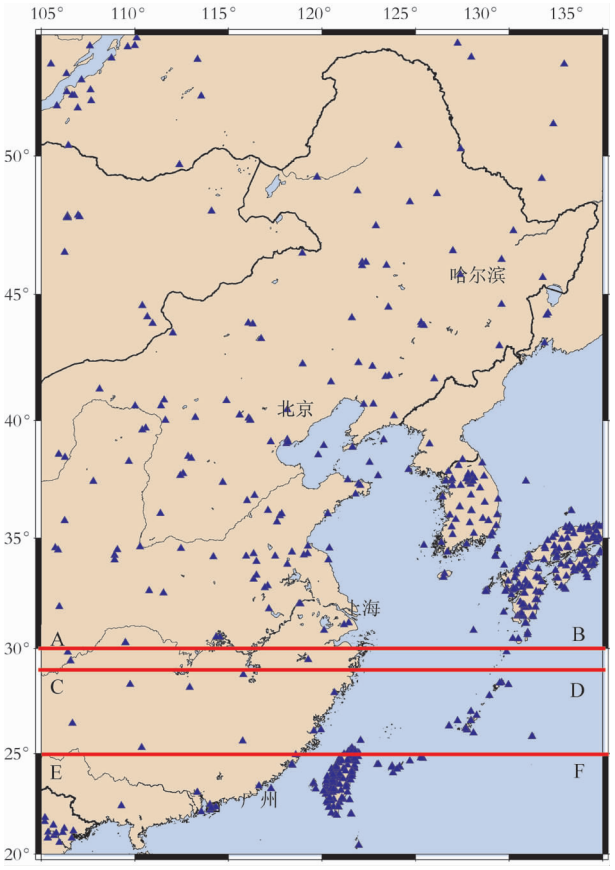

图 2　地震台站分布(红线为剖面位置)

Fig. 2　Distribution of seismic stations

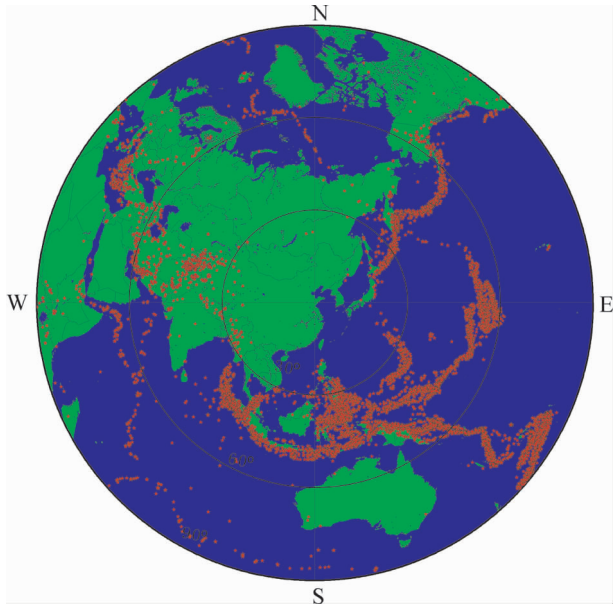

图 3　远震地震震中分布

Fig. 3　Epicentral locations of the teleseismic events

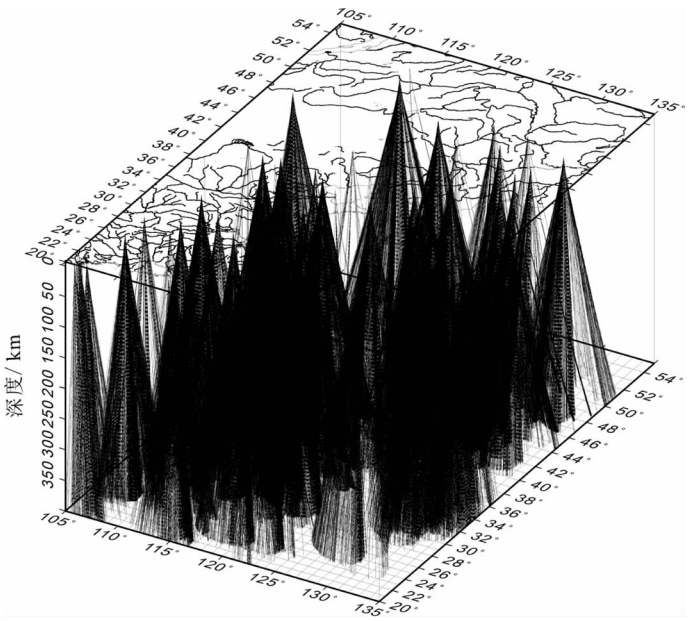

图 4 远震射线分布

Fig. 4 Distribution of the ray paths

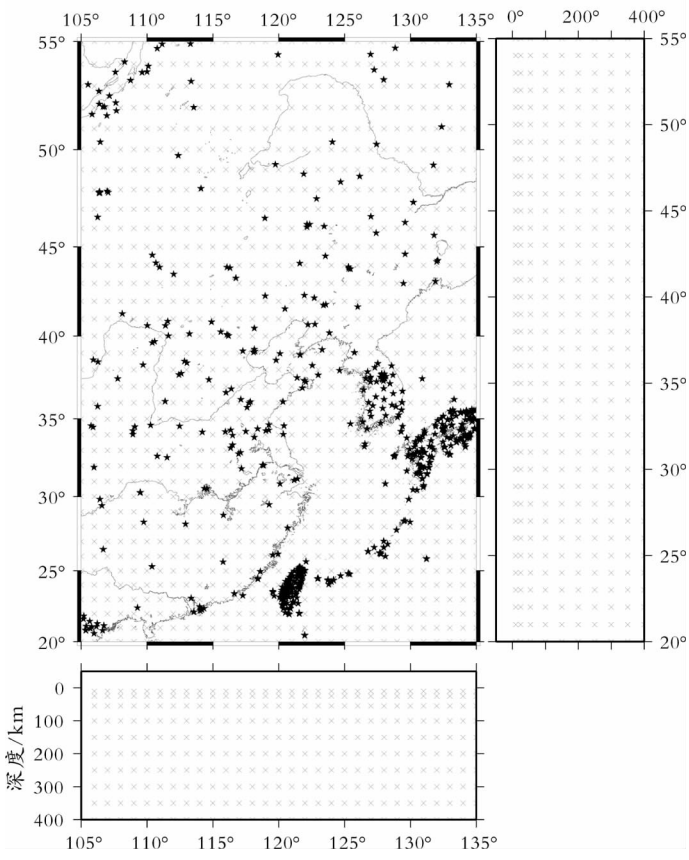

图 5 模型反演 1°×1°格点图

Fig. 5 Grid model map of 1°×1°

阵。本文主要应用远震 P 波相对走时残差进行层析成像反演。

3 反演计算

初始模型格点的设置对反演的结果有较大的影响。格点的设置需要考虑研究区域内地震射线的空间分布。本次反演模型的格点设置采用中心区域为 1°×1°的网格，而其周缘地区地震台站相对较少，采用 2°×2°的间距，深度上网格间距的划分是 25~50 km 之间。如图 5 所示。

在计算过程中，笔者对阻尼参数和光滑因子的选取都做了大量的试验。阻尼参数是使在三维速度模型中总的走时残差的减少量与三维模型粗糙度之间达到平衡的最佳值。经多次试验，最佳的阻尼参数选取了 150.0（如图 6 所示）。反演图像中通常存在相邻格点之间速度扰动值变化很大的区域，对此做了光滑处理。光滑处理就是用某一个格点相邻的 8 个格点来控制内部速度扰动的程度，使该格点的速度扰动值在一定的范围内变化。

一维初始速度模型采用如图 7 所示的一维 P 波随深度变化的速度分布，速度模型参考了 IASPI91 国际标准化模型。

对结果的评估采用分辨率测试方法。通过该方法不仅可以评价反演结果的速度异常区域

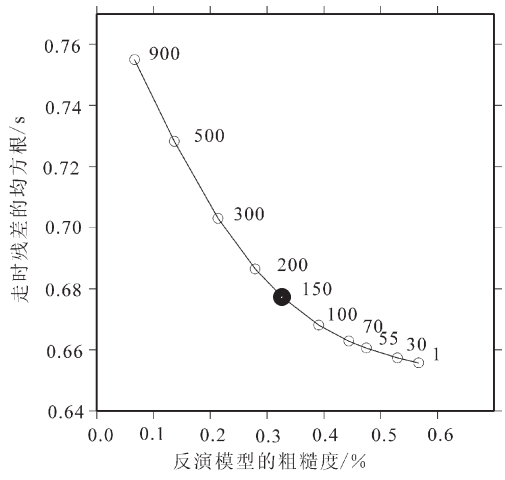

图 6 速度扰动变化与走时残差均方根之间的 Trade-off 曲线图

Fig. 6 Trade-off curve of the variance of the perturbations and root-mean-square travel time residuals

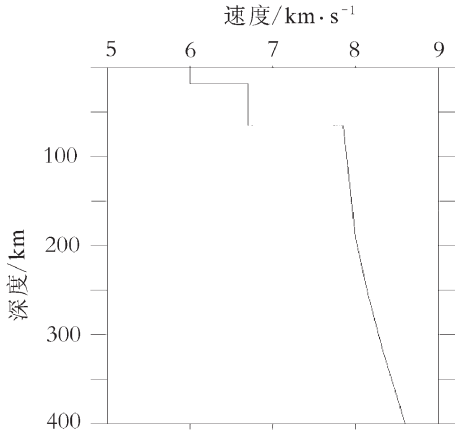

图 7　反演所使用的一维速度模型

Fig. 7　The referential one-dimensional *V*p model

是否可信，而且可以衡量地震射线在空间内交叉的情况。直接的办法是定义一个速度结构模型,计算走时残差,将残差作为数据反演速度结构,通过将原速度结构模型同反演得到的速度结构进行对比,便可知道分辨率的好坏,进而作为调整模型设置的依据。

这里采用 checkerboard 方法对反演结果进行分辨率分析[2,6]。在 checkerboard 方法中,速度结构模型的格点设置采用空间"棋盘式"分布,即每一格点的周围格点的初始速度与之大小相等,互为正负。本研究采用正负 3%的相对一维速度的扰动值,并在计算理论走时过程中加入标准差为 0.1s 的随机误差来检测在该模型下的计算稳定性。通过采用 checkerboard 方法,对测试结果可以非常直观地进行判别。若反演结果扰动值按照"棋盘式"分布,则表明该区域分辨率较好。

如图 8 所示，通过分辨率测试水平分辨率在 55km 及以下深度范围,速度异常体均可被发现。

4　结果与讨论

通过反演计算获得了水平深度为 25km、55km、100km、150km、200km、250km、300km、350km、400km 的 P 波速度扰动分布平面图(如图 9 所示)。图中低速异常区表示在该深度上与 IASPI91 标准地球速度模型相比,P 波速度较低的区域;同样,高速异常区则表示在该深度上与 IASPI91 标准地球速度模型相比,P 波速度较高的区域。

小于 100km 深度 P 波速度扰动图(图 9-a、b、c)显示，在五大连池火山和大同火山区有明显的低速异常。另外几个明显的低速区分别分布在广东地区、渤海湾地区和长江中下游低速异常区。

150~250km 深度 P 波速度扰动图(图 9-d、e、f)显示，五大连池火山区低速异常逐步减小，直至 300km 其低速区已经不存在了，表明其岩浆源区来自于 250km 之上。渤海湾地区的低速在 200km 之下就消失了。长江中下游和广东地区的低速区越发明显。四川盆地的高速区也逐渐明显。

300km 及以下深度 P 波速度扰动图(图 9-g、h)显示，大同火山低速区直到 400km 深度一直较明显,且范围逐渐扩大。其它比较明显的特征是四川盆地的高速区明显，中国东南部低速区越发明显且连成一片。

广东地区的低速特征在 Pn 波[7]和 P 波[8]层析成像结果中也有体现。大同第四纪火山的低速在很多层析成像结果中都有显示[8-9],并把低速解释成太平洋板块俯冲脱水的结果。

中国东部几个主要的中、新生代盆地,如渤海湾盆地、松辽盆地、冀中盆地等,构成了岩石圈减薄的中心地区。中、新生代幔源岩类源区地球化学反演研究也已揭示环渤海地区应是华北岩石圈减薄的中心和峰值区[10-13],而该区的 Pn 波成像[7]、S 波成像[14]和其它地球物理工作也支持这一推论[15]。这也进一步佐证了渤海湾盆地的低速异常的存在。

本文给出了 3 条纵剖面图,分别是沿北纬 30°、29°和 25°所作的剖面 AB、CD 和 EF(图 10),剖面位置见图 2 所示。

横过中国华南的剖面 AB 和 CD 图像显示,剖面东部的四川盆地在 100km 深度以下,具有比较明显的高速特征,另一个明显特征是扬子板块在 50km 深度之下,整体表现为低速异常。这一结果与 Huang 等[8]的结果大致相同。四川盆地相对稳定,很少断层和地震,Pn 波的异常也很少[7],整体表现为高速体[8]。

剖面 EF 横过了华南、台湾岛和菲律宾洋。层析图像显示,华南大部都显示低速异常[8,16-17],这与该区中新生代滨太平洋陆缘活动带强烈的构造岩浆活动相关。沿海地区的高速体在其它层析成像结果中也有显示[17-19]，被解释成由欧亚板块最上部的冷的火成岩引起的。台湾岛东部的高速体是俯冲的菲律宾大洋板块。

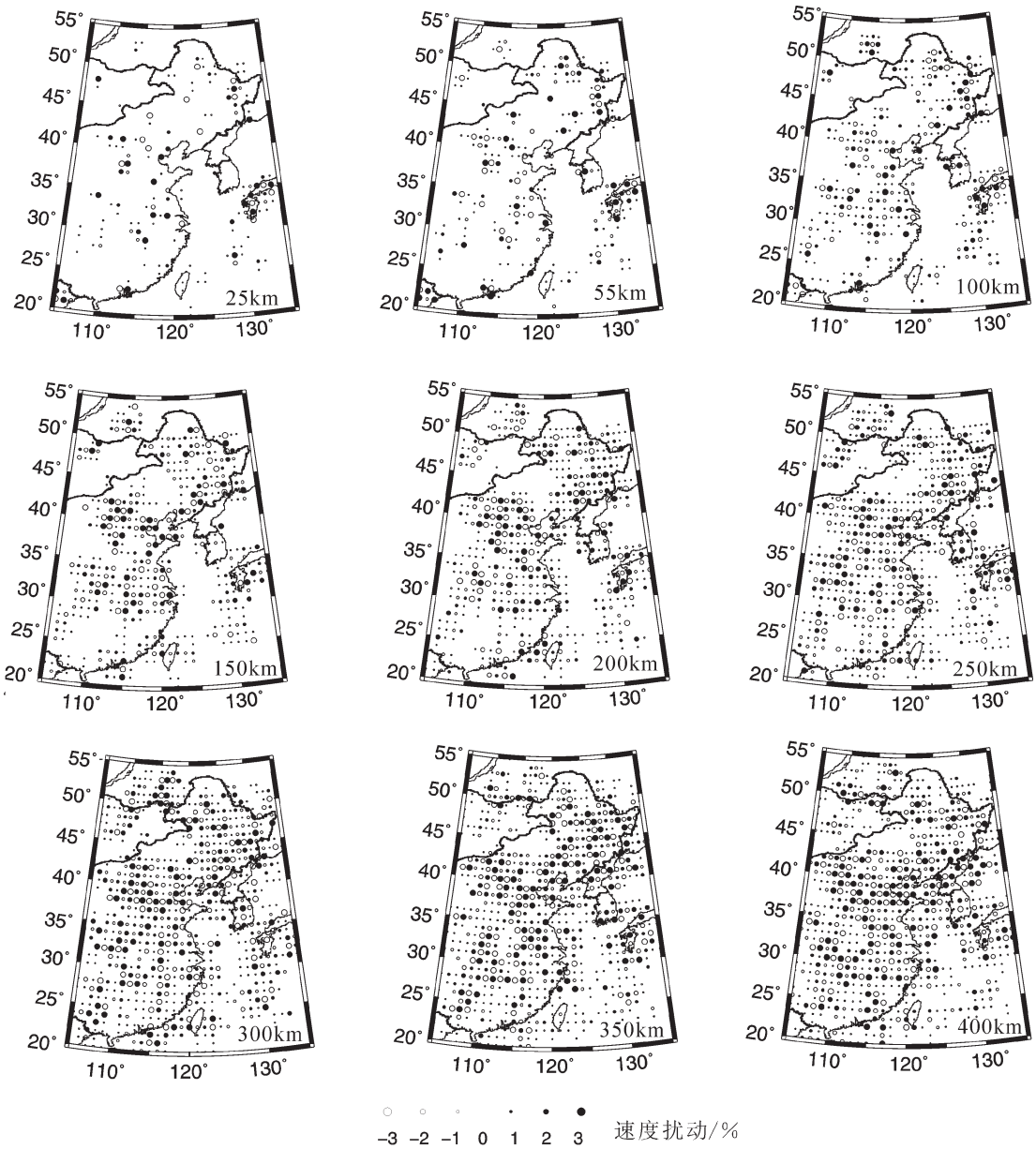

图 8 不同深度水平切片的 Checkerboard 分辨率检测结果

Fig. 8 Results of a checkerboard resolution test

中国东南部的软流圈中存在大面积地幔上涌，笔者认为这是由板块之间的碰撞、俯冲引起的大尺度地幔横向流动。在层析成像图像中显示出的大范围的低速和地表出露的中生代岩浆岩大爆发都是这种地幔上涌的体现。

华南燕山期的岩浆活动规模宏大，按浙、闽、赣、粤 4 省统计，花岗岩与火山岩出露面积约为 24×10^4km^2，占 4 省总面积的 39%。对其成因推测也有多种，如与太平洋板块的俯冲作用[8,20]有关，或者与大陆裂谷作用[21-22]有关，抑或者与超级地幔柱有关[12,23]。本次反演深度在 400km 以上，在中国东南部的层析成像图中并没有看到太平洋板块的痕迹。近年来《中国岩石圈三维结构》项目多专业的综合集成研究结果表明：太平洋板块的俯冲界面很陡，约 70°，俯冲地区距中国大陆较远，所以太平洋板块的俯冲作用对中国东部的直接影响范围不大，从海岸到陆地在 200km 范围内[24]。距离欧亚板块与太平洋板块边界上千千米的中国东部裂谷和华南规模宏

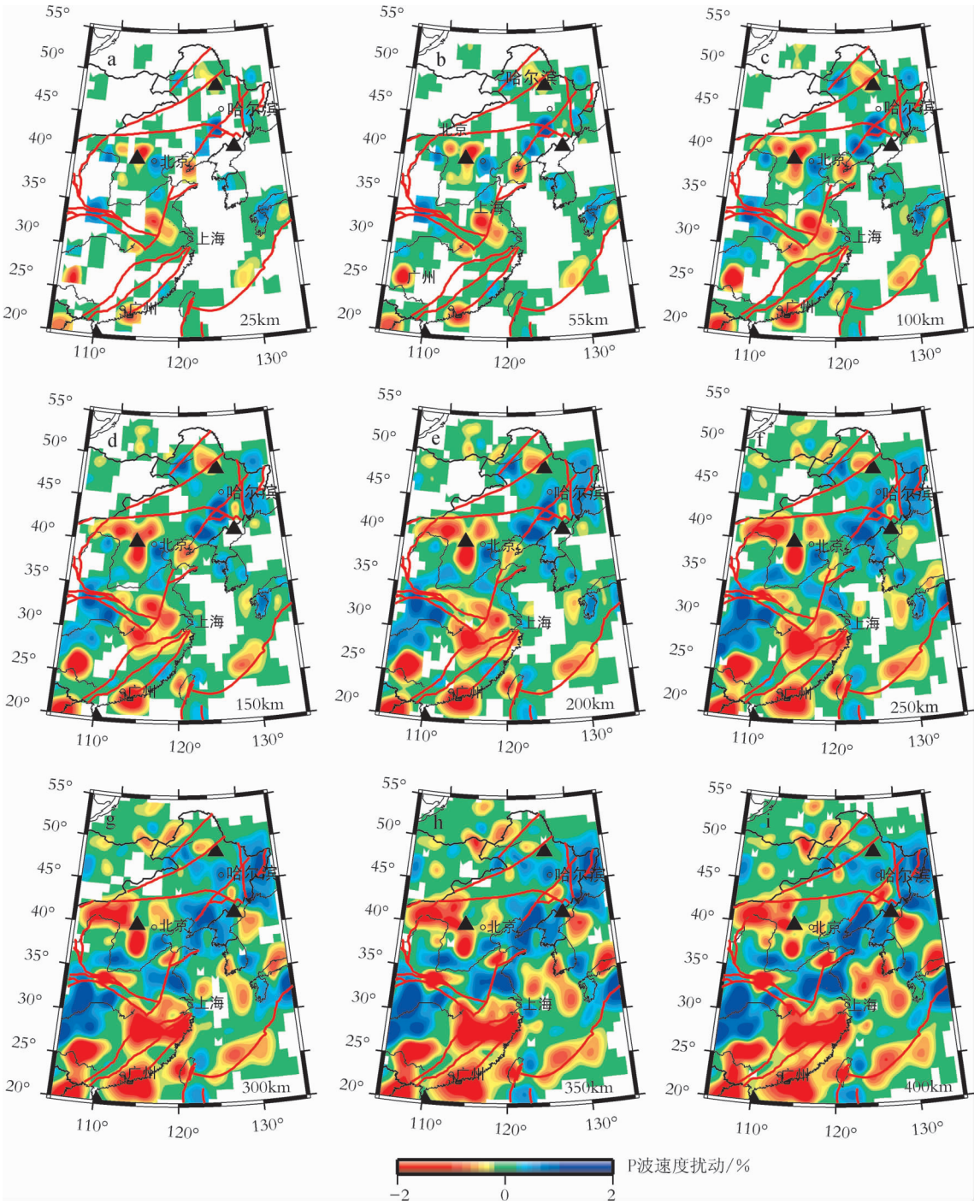

图 9　中国东部不同深度 P 波速度图像

Fig. 9　P−wave velocity images at various depths in eastern China

图中红线为大断裂和构造线,黑三角为火山位置

大的岩浆岩分布，很难与太平洋板块的俯冲联系起来[25]。对中国大陆变形场的研究[26],表明太平洋板块俯冲的影响局限于 120°E 以东和 40°N 以北地区。就中国华南大面积的岩浆岩活动来说,太平洋板块俯冲并不是唯一的诱因,而是印度板块、太平洋板块、西伯利亚板块等共同作用的结果。太平洋板块的俯冲只是它的“远程效应”,为大范围的软流圈物质上涌提供了东侧的深部动力条件[25]。

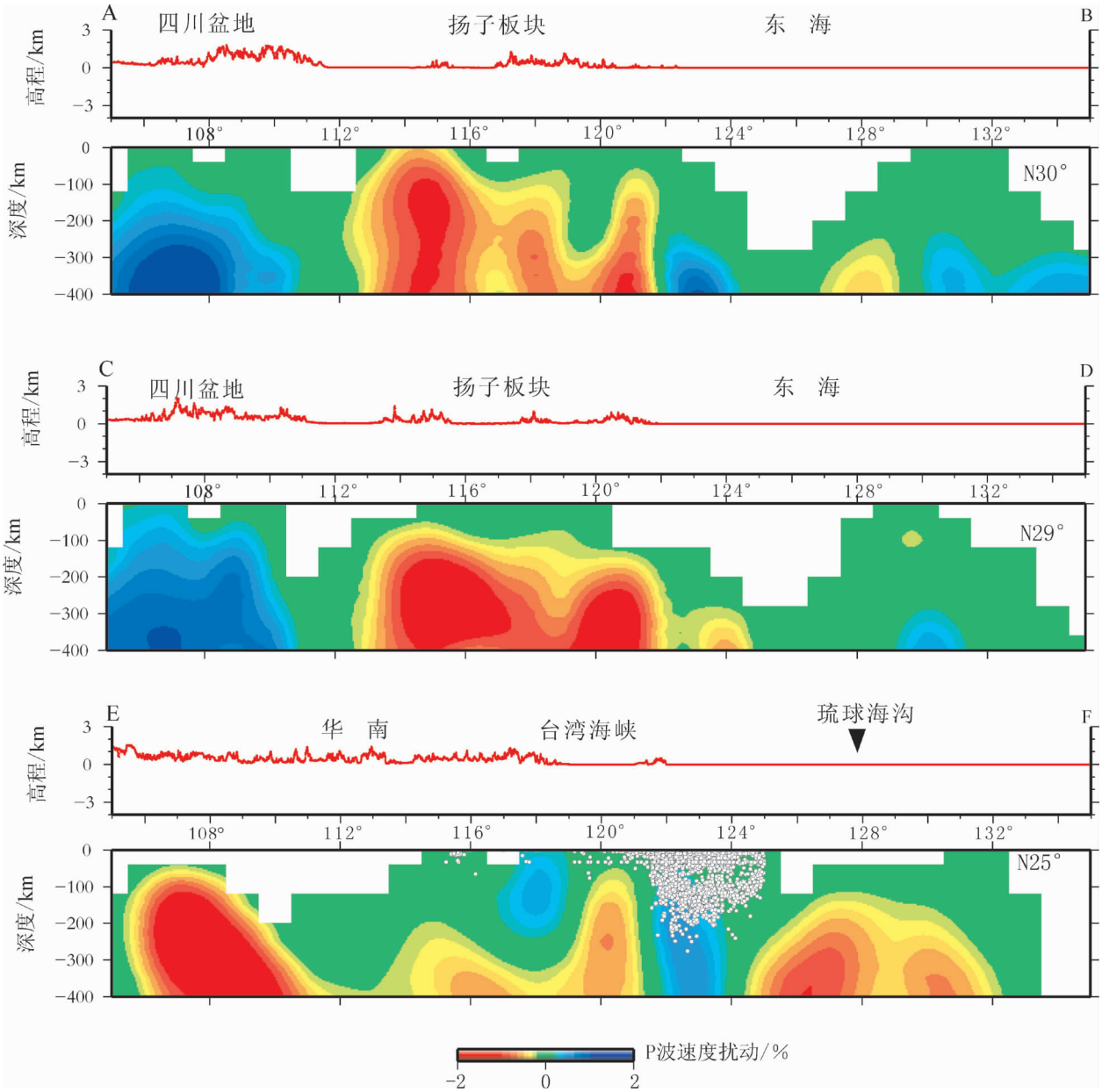

图 10 中国东部及邻区 P 波速度纵剖面层析成像(剖面位置见图 2)

Fig. 10 Vertical cross-sections of P-wave tomography along the three profiles

关于华南火山岩的形成与地幔柱有关的推测，笔者认为地幔上涌岩浆来源更可能是软流圈地幔，而非来自核幔边界。其它研究结果[8,25,27]也证实中国东部之下的低速结构仅限于上地幔。

5 结 论

根据对中国东部层析成像结果的分析，得到如下结论。

(1)大同火山、五大连池火山地区深部均表现为低速特征。大同火山低速区一直持续到 400km，而五大连池火山仅在 250km 之上，即非深源成因火山。

(2)广东地区、渤海湾地区和长江中下游地区也为低速异常区。渤海湾盆地在从地表到 200km 深处均表现为低速特征。这些低速特征在其它成像结果中也有显示。

(3)四川盆地表现为稳定的高速特征。

(4)华南地区普遍表现为低速特征。该区的燕山期的岩浆活动规模宏大，其成因一直是地质学家们关注的热点。本次反演的 400km 深度的纵向剖面图中,没有看到太平洋板块的直接作用。笔者认为太平洋板块俯冲并不是唯一的诱因,而是印度板块、太平洋板块、西伯利亚板块等共同作用的结果。太平洋板块的俯冲只是它的"远程效应",为大范围的软流圈物质上涌提供了东侧的深部动力条件。板块之间的俯冲、碰撞引起了大尺度地幔横向流动。层析成像图像中显示出的大范围的低速和地表出露的中生代岩浆岩大爆发都是这种地幔上涌的体现。

因此,侏罗纪以来中国东部一系列重要的地质、成矿作用最直接的原因是软流圈物质上涌的结果。而软流圈上涌的动力学机制是中国东部大陆周边各动力系统联合作用的结果，太平洋板块的俯冲(挤压)动力,只起了东侧的"远程效应"力作用。

致谢:成文过程中得到李廷栋院士、刘训研究员的指导和帮助,在此表示衷心的感谢。

参考文献

[1]耿树方,刘平,王振洋,等.亚洲地球动力系统的演进与东亚矿产资源效应[J].中国地质,2010, 37(4): 866−880.

[2]Zhao D, Hasegawa A, Horiuchi S. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan[J].J.Geophys.Res., 1992,97:19909−19928.

[3]Zhao D, Hasegawa A, Kanamori H. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events[J].J. Geophys.Res.,1994,99(B11):22313−22329.

[4]Um J, Thurber C H.A fast algorithm for two−point seismic ray tracing[J].Bull.Seismol.Soc.Am., 1987, 77:972−986.

[5]Paige C C, Saunders M A. LSQR:An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares[J]. Assoc.Comput.Mach.Trans.Math. Soferware, 1982, 8:43−71.

[6]Humphreys E R, Clayton R W. Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems[J]. J. Geophys. Res., 1988, 93:1073−1085.

[7]Liang C, Song X, Huang J. Tomographic inversion of Pn travel times in China[J].J. Geophys. Res.,2004,109,B11304,doi:10.1029/2003JB002789.

[8]Huang J L, Zhao D. Hight−resolution mantle tomography of China and Surrounding regions[J].J.Geophysical.R. , 2006, 111, B09305.

[9]Zhao D, Lei J. Seismic ray path variations in a 3D global velocity model[J]. Phys. Earth Planet Inter., 2004, 141:153−166.

[10]周新华,陈义贤,张国辉,等.中生代火山岩源区特征的多元同位素制约——以华北北缘为例[J]. 科学通报,1998,43(23):2483−2488.

[11]周新华,张国辉,杨进辉,等.华北克拉通北缘晚中生代火山岩 Sr−Nd−Pb 同位素填图及其构造意义[J].地球化学,2001,30(1):10−23.

[12]周新华.中国东部中、新生代岩石圈转型与减薄研究若干问题[J]. 地学前缘,2006,13(2):50−64.

[13]陈义贤,陈文寄.辽西及邻区中生代火山岩− 年代学、地球化学和构造背景[M].北京: 地震出版社,1997:12−79.

[14]Huang Z,Li H,Zheng Y,et al. The lithosphere of North China Craton from surface wave tomography[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 2009, 288(1/2):164−173.

[15]刘国栋,顾群,史书林,等.京津唐渤和周围地区地壳上地幔电性结构及其与地震活动关系[J]. 地球物理学报,1983,26(2):186−197.

[16]朱介寿,曹家敏,蔡学林,等. 东亚及西太平洋边缘海高分辨率面波层析成像[J]. 地球物理学报,2002,45(5): 646−664.

[17]Pei S ,Chen Y. Tomgraphic structure of East Asia: I. No fast (slab) anomalies beneath 660 km discontinuity[J]. Earthq. Sci., 2010, 23: 597−611.

[18]Pei S, Zhao J, Sun Y, et al. Upper mantle seismic velocities and anisotropy in China determined through Pn and Sn tomography[J].J. Geophys. Res., 2007, 112, B05312.

[19]Huang Z,Wang L,Zhao D,et al.Upper mantle structure and dynamics beneath Southeast China[J]. Phys.Earth Planet. Inter., 2010, 182: 161−169.

[20]Northrup C,Royden L,Burchfiel B.Motion of the Pacific plate relative to Eurasia and its potential relation to Cenozoic extension along the eastern margin of Eurasia[J].Geology,1995,23 (8):719−722.

[21]廖其林.台湾海峡海洋综合地球物理研究最新成果评述[J].国际地震动态,1992,12:1−4.

[22]Xu X, Ma X. Geodynamics of the Shanxi Rift system, China[J]. Tectonophysics,1992, 208:325−340.

[23]Deng J,Zhao H,Luo Z et al. Mantle plumes and lithosphere motion in east Asia[C]//Flower F J M, Chung S L, Lo C H, et al. Mantle Dynamics and Plate Interactions In East Asia, Geodynamics Series. American Geophysical Union, Washington,DC,1998:59−66.

[24]刘翠,邓晋福,苏尚国,等.华北地区燕山期岩浆活动热供给的初步数值模拟[J].地学前缘,2006,1(2):158−164.

[25]Liu M,Cui X,Liu F.Cenozoic rifting and volcanism in eastern China: a mantle dynamic link to the Indo−Asian collision?[J]. Tectonophysics, 2004, 33:29−42.

[26]李延兴,张静华,李智,等. 太平洋板块俯冲对中国大陆的影响[J]. 测绘学报,2006,35(2):99−105.

[27]Zhang Y S.Three−dimensional upper mantle structure beneath East Asia and its tectonic implications[C]//Flower M F J, Chung S L, Lo C H, et al.Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Geodynamics Series. American Geophysical Union, Washington, DC,1998:11−23.